



**магматические  
формации  
СССР**

ДК 571.3(084)(082)(081)+07



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР  
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА  
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ  
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

# Магматические формации СССР

В ДВУХ ТОМАХ  
ТОМ 2

8582



ЛЕНИНГРАД  
„НЕДРА“  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1979.



**Магматические формации СССР.** Т. 2/В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева и др.  
Л., Недра, 1979. 279 с.  
(М-во геологии СССР.  
Всесоюз. науч.-исслед. геол. ин-т).

В книге охарактеризованы магматические формации мафическо-салического семейства. Приведены петрографическая и петрохимическая характеристики пород этих формаций, геохимические характеристики, данные о форме залегания и размерах входящих в их состав тел, о соотношении их с тектоническими структурами, освещены некоторые особенности петрогенеза и металлогении. Рассмотрены типовые временные и латеральные ряды магматических комплексов, развитых на территории СССР и проявляющихся в условиях различных тектонических режимов (геосинклинального, орогенного, кратонного). Работа представляет интерес для широкого круга геологов.

Табл. 26, ил. 36, список лит. 695 назв.

Авторы: В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева, С. В. Александрова, Г. М. Беляев, Б. А. Блюман, Е. В. Быковская, В. Н. Верхало-Узский, Е. Н. Горецкая, Т. Я. Демидова, М. А. Кангур, С. А. Лесков, В. Н. Мошкин, И. П. Никольская, М. П. Орлова, А. С. Остроумова, В. В. Павлова, Т. Н. Павлова, С. А. Решетова, В. К. Ротман, Е. К. Станкевич, Е. В. Толмачева, В. А. Трофимов, И. Я. Центер, Л. Н. Шарпенюк, Г. К. Шнай.

Редколлегия: В. Л. Масайтис (главный редактор), В. Н. Москалева (зам. главного редактора), Н. А. Румянцева (зам. главного редактора), Е. Н. Горецкая, М. П. Орлова, А. С. Остроумова, Е. К. Станкевич, В. А. Трофимов (ученый секретарь).

# 4

## Семейство мафическо-салических формаций

---

В это семейство объединены дифференцированные магматические формации с ведущей ролью пород среднего и умеренно кислого состава. Из числа вулканических в это семейство включены формации, в которых представлены дифференцированные серии пород — от базальтов до липаритов — с отчетливым преобладанием (50% и более) андезитов, андезито-базальтов, андезито-дацитов. Из интрузивных образований в семействе преобладают гранодиориты, кварцевые диориты, плагнограниты и биотит-роговообманковые граниты при умеренной роли диоритов и габбро-диоритов.

По характеру щелочности больше распространены породы нормальнощелочные, меньше — субщелочные: в вулканических формациях развиты трахиандезиты, трахидациты, трахибазальты, трахиты, в интрузивных — монзониты, сиениты, граносиениты, сиенито-диориты.

По преобладанию в составе комплексов тех или иных пород и по условиям образования в семействе выделяются шесть формационных видов, в том числе три вулканические формации — базальт-андезитовая, андезитовая, трахиандезитовая. Тела андезитовой формации сложены нормальными по щелочности калиево-натриевыми породами с максимумом распространения андезитов.

Базальт-андезитовая формация отличается от нее более низким отношением калия к сумме щелочей в породах и большим (до 30%) объемом базальтоидных (мафических) членов. Трахиандезитовая формация характеризуется преобладанием пород повышенной щелочности. По характеру распределения пород разной степени мафичности эта формация ближе

к базальт-андезитовой, чем к андезитовой, а по типу щелочности тяготеет к калиевому ряду.

Интрузивные образования мафического-салического семейства представлены тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой, диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формациями.

Для первой характерно преобладание гранодиоритов, тоналитов, диоритов — пород средних и умеренно кислых с невысоким отношением калия к сумме щелочей.

Породы диорит-гранодиоритовой формации, среди которых преобладают гранодиориты, диориты, биотит-роговообманковые граниты, принадлежат к калиево-натриевым известково-щелочным.

В составе тел монцонит-сиенитовой формации главную роль играют калиевые умеренно щелочные породы: монцониты, сиениты, граносиениты.

Рассматриваемое семейство было выделено в начале 20 в. Г. В. Тиррелем [546], который в числе родственных групп первой назвал гранодиорит-андезитовую. Большое значение для систематики вулканических ассоциаций имели петрохимические исследования [187] современного вулканизма, в результате которых были созданы не устаревшие до наших дней эталоны вулканических серий, в частности тихоокеанский, к которому относятся вулканические формации данного семейства.

В работе Ю. А. Билибина [47] магматические тела, по основным параметрам отвечающие тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, относятся к габбро-плагиогранитовому комплексу, приуроченному к концу ранней стадии развития складчатых областей.

Диорит-гранодиоритовая формация, по Ю. А. Билибину, соответствует комплексу послеплатовых интрузий диоритов, гранодиоритов, гранит-порфиров позднего этапа развития складчатых областей.

В фундаментальном труде Ю. А. Кузнецова [276] выделена базальт-андезит-липаритовая группа формаций, которая включает три формационных типа: андезитовую (с базальт-андезитовой и андезит-дацитовой субформациями), трахиандезитовую, липаритовую (порфировую) формации. В нашем понимании базальт-андезитовая субформация отвечает рангу одноименного формационного вида наряду с андезитовой и трахиандезитовой, липаритовая формация отнесена к другому семейству. Каждому из перечисленных типов вулканических формаций соответствует интрузивная формация: габбро-диорит-гранодиоритовая, габбро-монцонит-сиенитовая, субвулканических гранитов. Габбро-диорит-гранодиоритовая формация, в понимании Ю. А. Кузнецова, отвечает диорит-гранодиоритовой, образования которой комагматичны вулканикам андезитовой формации. В составе габбро-монцонит-сиенитовой формации, которая в известных пределах соответствует выделяемой нами монцонит-сиенитовой, Ю. А. Куз-

нецов различает четыре подтипа, подчеркивая тем самым, что данный формационный тип отличается большой изменчивостью состава.

На Карте магматических формаций СССР [233] среди вулканических формаций мафическо-салического состава выделены андезитовая и трахиандезитовая (консолидационная стадия), андезит-базальтовых порфиритов, андезит-дацитовых и липаритовых порфиритов (инверсионные).

В нашем понимании первые две сохраняют объем и данное ранее название, третья и четвертая включены в состав базальт-андезитовой формации.

Среди интрузивных формаций, выделенных на Карте, тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой, в нашем понимании, соответствуют габбро-диорит-гранодиоритовая, диорит-плагиогранитовая и, отчасти, габбро-граносиенит-гранитовая, принадлежащие к инверсионной стадии. Как показал анализ, все три формации отвечают одному виду, представляя его региональные и возрастные вариации.

Объем диорит-гранодиоритового формационного вида, принятый в настоящей работе и на Карте магматических формаций СССР, в целом сходен. Интрузивные образования монцит-сиенитовой формации на этой карте были включены в гранит-граносиенитовую.

Г. Б. Ферштатер и Н. С. Бородина [566] выделяют пять формационных видов, из которых часть соответствует данному семейству, на основании выделения пяти типов магм, различных по генезису, составу и водонасыщенности. Систематика габбро-гранитных серий Э. П. Изоха построена на основе петрохимического и минерального состава пород и с учетом полноты проявления отдельных членов этой серии. Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовому формационному виду в этой систематике, например, отвечает неполно развитая гранит-гранодиоритовая часть натриевой серии.

В связи с тем что формации мафическо-салического семейства отличаются большим разнообразием пород и значительными колебаниями их сочетаний, возникают известные трудности при их диагностике. В частности, не всегда базальт-андезитовую формацию можно отделить от андезит-базальтовой или базальт-андезит-липаритовой.

Большие трудности встречает иногда выявление трахиандезитового вида. Некоторые тела тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации обнаруживают сходство по составу с телами диорит-гранодиоритовой, а последние — с монцит-сиенитовой формацией. Однако последовательный структурно-вещественный подход с учетом геологических условий образования позволяет с достаточной уверенностью выделять перечисленные формационные виды.

## ГРУППА АНДЕЗИТОВЫХ И ГРАНОДИОРИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

### Базальт-андезитовая формация

К базальт-андезитовой формации отнесены вулканические ассоциации нормальной калиево-натриевой (с отклонением к существенно натриевой) щелочности, в состав которых входит ряд пород от базальтов до липаритов (плагиолипаритов) с отчетливым преобладанием андезитобазальтов и андезитов, представленным преимущественно обломочными фациями: пирокластической, лахаровой, эпикластической. Излившиеся и субвулканические фации присутствуют в подчиненном количестве, последние более свойственны кислым разновидностям пород. Для формации характерно чередование в разрезе собственно вулканических и вулканогенно-осадочных образований; в нижних частях разрезов в значительных количествах могут присутствовать терригенные морские осадки, в верхних частях количество осадочных пород уменьшается, они сменяются вулканогенно-осадочными и собственно вулканогенными. Непременные члены разреза — грубые вулканомиктовые породы (вулканомиктовые конгломераты, гравелиты), чередующиеся с тонкообломочными. Вулканические аппараты реконструируются с большим трудом, для нижних вулканогенно-осадочных толщ они, как правило, не диагностируются. Для верхних собственно вулканогенных частей толщ, формировавшихся отчасти (или полностью) уже в наземных условиях, характерны вулканы центрального типа, образующие протяженные цепи и вулканические пояса. В составе продуктов отмечается зональность (поперечная и продольная), выраженная как в различной степени дифференцированности серий по  $\text{SiO}_2$ , так и по щелочности, не выходящей, однако, за пределы, характерные для известково-щелочной ассоциации пород.

В качестве голотипа базальт-андезитовой формации нами рассматривается дифференцированная вулканическая серия Курило-Камчатской системы островных дуг, относящаяся к так называемой «известково-щелочной серии островных дуг» [668]. Выделение аналогов этой формации в древних подвижных областях встречает определенные трудности: вследствие значительного сходства некоторых черт ее структуры и вещественного состава с другими формационными видами (например, андезитобазальтовым, андезитовым), а также в связи с недостаточной изученностью древних вулканогенных толщ. По структурно-вещественным признакам с некоторой долей условности к базальт-андезитовой формации могут быть отнесены в каледонидах Алтае-Саянской области кизирская свита ( $\text{C}_2$ ), Кузнецкого Алатау беркульская ( $\text{C}_2$ ) и китатская ( $\text{C}_3$ ) свиты, Северного Казахстана торкдукская ( $\text{C}_3\text{—O}_1$ ), сарыбиданская ( $\text{O}_{1-2}$ ), еркибиданская ( $\text{O}_2$ ), жорсорская ( $\text{O}_3$ ) и шопсорская (S) свиты;

в каледонидах Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы к островной базальт-андезитовой формации относятся бабанская ( $O_{2-3}$ ), торткудукская ( $\epsilon_3-O_1$ ), сарышокинская ( $\epsilon_3-O_1$ ), найманская ( $\epsilon_3-O_2$ ), каракунгейская ( $O_{1-2}$ ), ордатасская ( $\epsilon_2-O_1$ ), абаевская ( $O_2$ ), биикская ( $O_3$ ) и другие свиты; в герцинидах Казахстана к базальт-андезитовой формации могут быть отнесены вулканические комплексы ( $D_3-C_1$ ) в Джунгаро-Балхашской складчатой области, вулканиты ( $C_{1t-n}$ ) в Прибалхашско-Илийской зоне, в Восточном Зауралье — валериановская свита ( $C_{1-2}$ ), в Среднем Тянь-Шане — уяминбулакская свита ( $C_{1-2}$ ) и др.

Тектоническая позиция базальт-андезитовой формации достаточно многообразна. Она проявляется в условиях режима современных островных дуг, четко отделяясь от периода предшествующего собственно геосинклинального базальтового вулканизма перерывом вулканической активности и перестройкой тектонического плана региона.

В древних подвижных областях базальт-андезитовая формация проявляется в условиях дифференцированной (или частной) инверсии, трактуемой многими авторами как режим островных дуг. Она локализована либо в позднегеосинклинальных прогибах, закладывавшихся после частной инверсии, либо в зонах предшествующего геосинклинального развития, следуя во времени за флишевой или конгломерато-песчаниковой (граувакковой) формациями, реже непосредственно перекрывая вулканические комплексы собственно геосинклинальной стадии развития.

Формация является последней во временном ряду геосинклинальных вулканических формаций и сменяется либо андезитовой (трахиандезитовой), либо, после некоторого амагматичного интервала, липарит-лейкобазальтовой.

Приводимая ниже характеристика базальт-андезитовой формации Курило-Камчатского региона основана на результатах работ ряда исследователей (С. Е. Апрельков, А. А. Вاجةевская, О. Н. Волюнец, В. А. Ермаков, Ю. В. Жегалов, Н. Т. Демидов, Ф. Ш. Кутыев, Б. А. Марковский, Ю. П. Масуренков, А. А. Меньяйлов, Ю. А. Новоселов, Б. И. Пийп, А. А. Розенкранц, В. В. Ковалева, А. Н. Сирин, Ю. М. Слепов, К. М. Тимербаева, В. С. Шеймович и другие, Ю. С. Желубовский, Е. К. Мархинин, Г. С. Горшков, Т. П. Королева, В. Ф. Остапенко, И. Т. Смирнов и другие). Наиболее подробные сведения по Камчатским вулканитам содержатся в работах С. Е. Апрелькова [12], М. А. Фаворской и др. [322] и В. К. Ротмана [483], данные о вулканических породах Курильских островов почерпнуты из работ В. Е. Бевза [29], Б. Н. Пискунова [446] и др. Начало образования базальт-андезитовой формации относится к концу палеогена. От предшествующего существенно базальтового вулканизма геосинклинальной стадии ( $K_2-P$ ) базальт-андезитовую формацию отделяет пауза вулканической активности и коренная

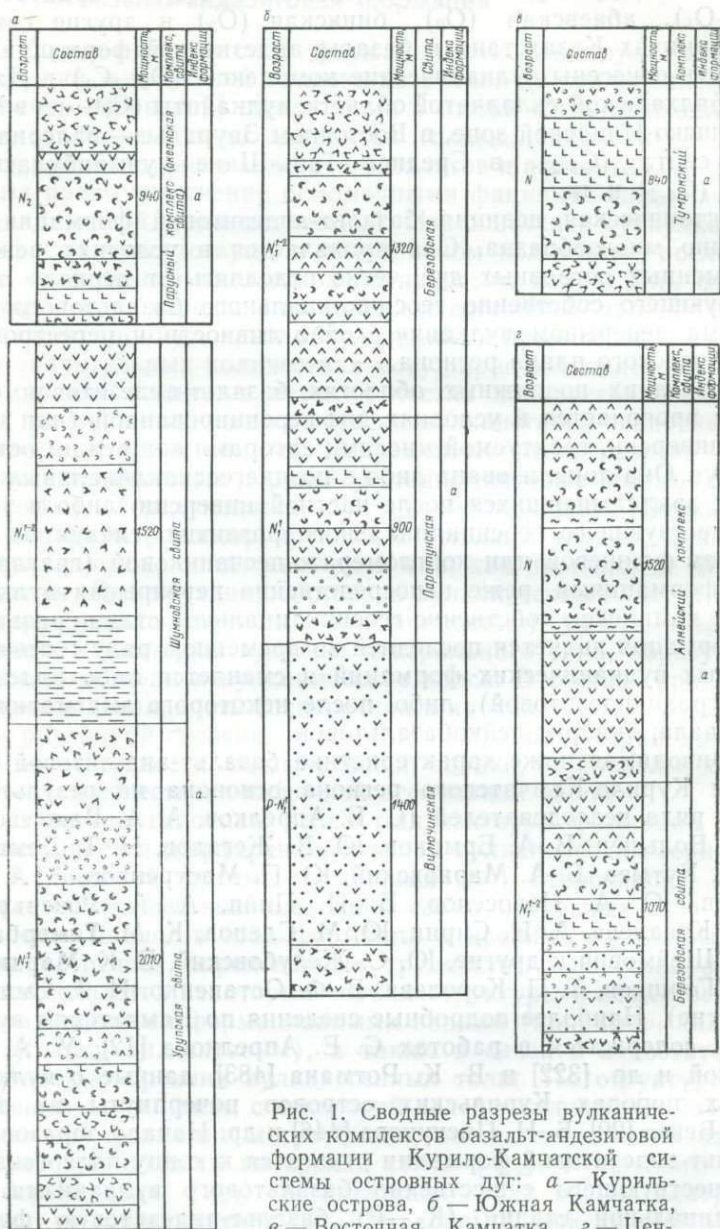
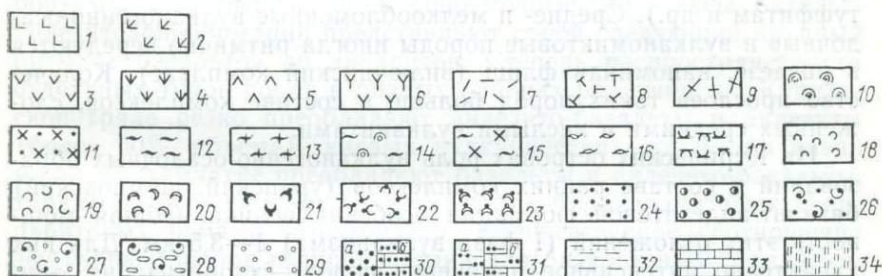


Рис. 1. Сводные разрезы вулканических комплексов базальт-андезитовой формации Курило-Камчатской системы островных дуг: *а* — Курильские острова, *б* — Южная Камчатка, *в* — Восточная Камчатка, *г* — Центральная Камчатка.

тектоническая перестройка Курило-Камчатского региона [482, 485], в ряде районов — складчатость, зарождение и рост поднятий островных дуг. На Курильских островах основание, на котором залегают андезитовые вулканиты, не обнажено. На Камчатке таким фундаментом служат породы различного возраста.

Образование базальт-андезитовой формации происходило (и продолжается до настоящего времени) в результате трех фаз вулканической активности. С первой фазой (олигоцен-миоценовой) связано образование на Камчатке крапивинского, вилучинского, паратунского и березовского комплексов, аналогами которых на Курильских островах являются урупский и шумновский комплексы. В результате второй фазы вулканизма (миоцен-плиоценовой) на Камчатке сформировались алнейский и тумрокский, а на Курильских островах — алексинский, округловский и парусный вулканические комплексы (рис. 1). Четвертичная вулканическая фаза представлена Курило-Камчатским вулканическим поясом, в котором располагаются более 150 крупных вулканов (из них 68 действующих), более 1000 шлаковых конусов и мелких одноактных лавовых вулканов и множество экструзивных куполов. Образование базальт-андезитовой формации происходило вначале преимущественно в морской (островной) обстановке, а затем по мере развития



*Эффузивные породы:* 1 — базальты, 2 — андезито-базальты, 3 — андезиты, 4 — андезито-дациты, 5 — дациты, 6 — липарито-дациты, 7 — липариты, 8 — трахидипариты, 9 — натриевые липариты (кварцевые альбитофиты), 10 — вулканические стекла кислото состава.

*Субвулканические породы:* 11 — гранодиорит-порфиры.

*Вулканогенно-обломочные породы\**, лаво-кластические: 12 — игнимбриты и игнисумиты, 13 — порфирокластические игнимбриты, 14 — гялонигнимбриты, 15 — кристаллокластические игнимбриты (граноигнимбриты), 16 — лавовые брекчии и ксенокластолавы; пирокластические: 17 — тонкообломочные (пелловые) туфы, 18 — мелко- и среднеобломочные туфы (2 мм), 19 — крупнообломочные туфы (2—10 мм), 20 — вулканические брекчии.

*Вулканогенно-осадочные породы\*:* 21 — мелко- и среднеобломочные туффиты (2 мм), 22 — крупнообломочные туффиты (2—10 мм), 23 — туффитобрекчии и туффитоконгломераты (10 мм).

*Вулканомиктовые породы\*:* 24 — мелко- и среднеобломочные (2 мм), 25 — крупнообломочные (2—10 мм); нерасчлененные по составу вулканомиктовые породы: 26 — мелко- и среднеобломочные (2 мм), 27 — крупнообломочные (2—10 мм), 28 — вулканомиктовые брекчии и конгломераты (10 мм).

*Осадочные породы:* 29 — конгломераты; 30а — песчаники средне- и мелкозернистые, 30б — известковистые песчаники, 31а — алевролиты, 31б — известковистые алевролиты, 32 — аргиллиты, 33 — известняки, 34 — кремнистые породы.

\* Знак накладывается на знак состава пород.

поднятий — в континентальной. Вследствие таких сложных и изменчивых соотношений вулканических продуктов со средой становления структура формации и ее облик приобретают особенное разнообразие, если учесть еще разнообразие состава входящих в нее пород.

Каждый из упомянутых выше комплексов, как правило, сложен широким диапазоном пород, но с преобладанием какого-либо одного типа. При этом наблюдается направленное гомодромное изменение состава преобладающих пород от более древних комплексов к молодым в пределах каждой вулканической фазы. Так, например, в составе крапивнинского комплекса преобладают андезит-базальты, вилючинского — андезиты; в паратунском комплексе наряду с андезито-базальтами и андезитами появляются потоки и экструзивные тела плагиолипаритов; в березовском комплексе, завершающем первую фазу на Камчатке, кислые породы играют существенную роль, характеризуются большим фаціальным разнообразием, среди них отмечаются кроме потоков, туфов, экструзий игнимбриты, туфолавы и их своеобразные подводные эквиваленты. Особенно большую роль в составе формации играют вулканогенно-осадочные породы. При этом, как правило, прослеживаются постепенные переходы от обломочных вулканических пород (вулканических брекчий, туфов и др.) к вулканогенно-осадочным (туфоконгломератам, туффитам и др.). Средне- и мелкообломочные вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы иногда ритмично чередуются в разрезе, напоминая флиш (вилючинский комплекс). Количество прослоев таких пород больше в составе комплексов, сложенных средними и кислыми вулканитами.

На Курильских островах роль вулканогенно-осадочных образований в составе ранних комплексов (урупский, шумновский) базальт-андезитовой формации особенно велика. Общая мощность этих отложений (I фаза вулканизма) 1—3,5 км. Для них характерно интенсивное изменение пород — хлоритизация, эпидотизация, иногда альбитизация, опализация, вследствие чего вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи приобретают зеленую («зеленые туфы»), иногда белесоватую окраску.

Неогеновые комплексы базальт-андезитовой формации (II фаза вулканизма) составляют по набору пород второй крупный ритм от базальтов до липаритов. При большом сходстве петрографического состава они отличаются от предшествующих комплексов преобладанием вулканических пород над вулканогенно-осадочными. Основной фонд пород составляют лахаровые и другие типы вулканических брекчий, переслаивающихся с потоками базальтов, андезитов, дацитов (алнейский, тумроковский комплексы Камчатки). В разрезах отмечаются линзы бурых углей (алнейский комплекс). Весьма характерен бурый цвет пород, подчеркивающий субаэральные условия образования этих комплексов. В отличие от Камчатки на Курильских островах

в неогене в составе базальт-андезитовой формации продолжали накапливаться вулканогенно-осадочные образования — туффыты, туфоконгломераты, чередующиеся с туфами кислого состава (алехинский, округловский комплексы); у подножий вулканических сооружений — более грубый обломочный материал (парусный комплекс), в котором иногда отмечаются «чужеродные» обломки гранитов.

Для четвертичных и современных комплексов базальт-андезитовой формации характерны наземные извержения. Фундаментом вулканических построек, как правило, являются неогеновые толщи, причем иногда можно говорить об унаследованном от неогена развитии четвертичных вулканических зон, в пределах которых развиваются весьма разнообразные формы вулканических аппаратов. Это и моногенные шлаково-лавовые постройки ареального вулканизма, и классические стратовулканы, вулканы типа Сомма—Везувий, кальдерные вулканы, вулканические хребты, экструзивные купола. Не менее разнообразны и типы извержений: смешанные, лавовые потоки, раскаленные лавины, агломератовые потоки, образование лавовых озер, взрывные извержения катмайского и плинианского типов и т. п. Известны и подводные извержения в районе Центральных Курил. С разнообразием типов извержений связано и разнообразие фаций: лавовые, пирокластические, экструзивные, лахаровые и пр. По набору пород четвертичные и современные комплексы базальт-андезитовой формации представляют собой следующий крупный ритм от базальтов до липаритов. Степень распространенности отдельных типов пород в разных районах различна: на Курильской гряде резко преобладают андезито-базальты и андезиты (более 60% объема), кислых вулканических продуктов очень мало; на Камчатке преобладают базальты и андезито-базальты, характерно присутствие значительного объема дацитовых и липаритовых пемз и игнимбритов. Количественное соотношение эффузивных пород и пирокластики для базальтов 10 : 1, для андезитов 1 : 1, для кислых от 1 : 50 до 1 : 100.

Таким образом, длительно формировавшаяся базальт-андезитовая формация Курило-Камчатского региона представляет собой сложное по составу и структуре геологическое образование. В ней выделяются по крайней мере три крупных ритма, в пределах которых наблюдается направленное изменение состава пород — от основных к кислым и от ритма к ритму происходит постоянное изменение фациальных условий становления — от морских (островных) к наземным. С эффузивными толщами первого ритма, отвечающего олигоцен-миоценовой фазе вулканизма, ассоциируют многочисленные мелкие интрузивные тела диорит-гранодиоритовой формации, состав пород которых варьирует от габбро-диоритов до гранитов при постоянном преобладании диоритов и гранодиоритов; среди вулканических образований второго ритма (плиоценовая фаза вулканизма) интрузии

не известны, но широко развиты субвулканические купола амфиболовых андезито-дацитов [483]; в третьем ритме господствуют собственно вулканические фации.

Опираясь на характеристику голотипа базальт-андезитовой формации, мы можем видеть повторение главных ее черт как в близких по возрасту вулканических комплексах соседних территорий, например на Сахалине, так и в других подвижных областях, удаленных от современной Курило-Камчатской системы островных дуг и территориально и в геологическом времени.

На Сахалине к базальт-андезитовой формации отнесены ранне-среднемиоценовые вулканогенно-осадочные образования аракской, невеличской и чеховской свит, а также продукты плиоценового вулканизма маруямской и лиманской свит. Строение разрезов, сложенных преимущественно толщами вулканогенно-осадочных пород с подчиненным количеством лавово-пирокластического материала, весьма близко курильским комплексам, не отличаясь от них и по петрографическому составу вулканических продуктов.

В пределах Джунгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана аналогичными чертами состава и строения обладает фамен-ранневизейский комплекс, развитый преимущественно в краевых частях Успенской, Жаман-Сарысуйской, Токрау-Котанэмельской зон. Наиболее распространенными вулканическими породами комплекса являются авгитовые, реже роговообманковые андезиты и плагиолипариты. В подчиненных количествах отмечаются диабазы, базальты, андезито-базальты (часто миндалекаменные), андезито-дациты и дациты. Фациальный состав вулканитов также разнообразен: лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфы, туффиты. С покровными фациями ассоциируют субвулканические тела, сложенные габбро, габбро-диоритами, габбро-монцонитами, диабазами, андезитами. В разрезах комплекса широко распространены туфоогенно-осадочные и осадочные породы. Среди последних отмечаются как чисто терригенные (обломочные), так и чисто карбонатные.

В Восточном Зауралье к базальт-андезитовой формации отнесена валериановская серия ( $C_{1-2}$ ), образование которой, по данным Ю. Г. Фалькова, происходило в условиях вулканизма островных дуг на позднегеосинклинальной (или предорогенной) стадии развития Валериановской структурно-формационной зоны.

В составе формации резко преобладают андезиты и андезито-базальты преимущественно в пирокластической фации. Мощность толщи вулканогенно-осадочных и вулканических пород 2,5 км (северная часть Валериановского прогиба).

Характерной чертой петрографического состава базальт-андезитовой формации является большое разнообразие пород, слагающих конкретный вулканический комплекс, толщу, свиту. Нередко в пределах одной вулканогенной толщи, представляю-

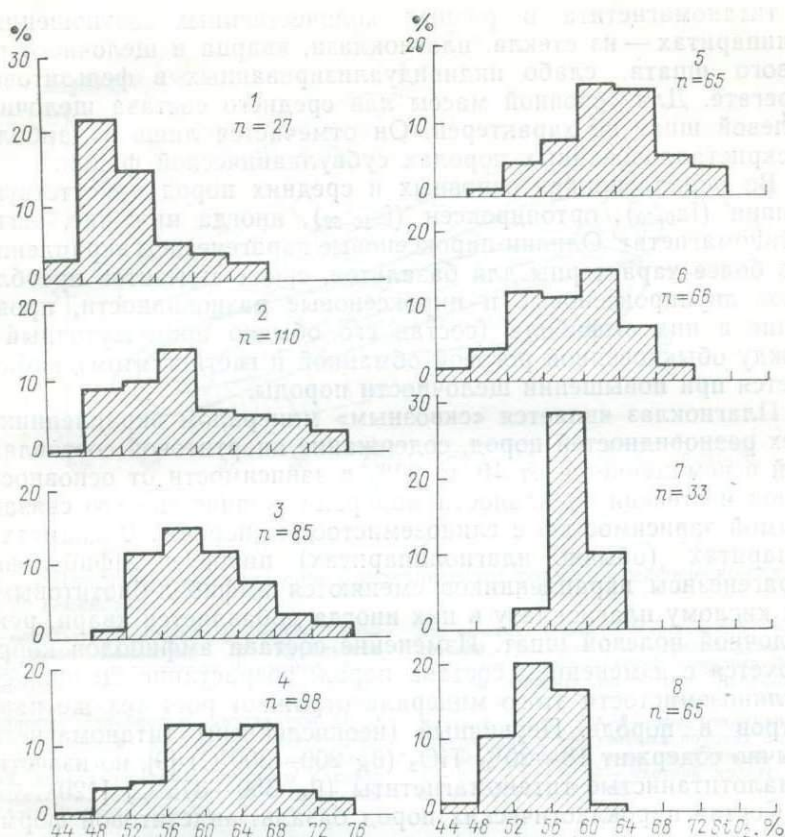


Рис. 2. Распределение SiO<sub>2</sub> в породах вулканических формаций мафическо-салического семейства.

1—2 — базальт-андезитовая формация: 1 — парусный комплекс Курильских островов, 2 — алнейский комплекс Камчатки; 3—7 — андезитовая формация: 3 — самаргинский комплекс Восточного Сихотэ-Алиня, 4 — средне-позднеюрский комплекс Онон-Ундинской зоны Восточного Забайкалья, 5 —

калмакэмельский комплекс Центрального Казахстана, 6 — мукачевский комплекс Украинских Карпат, 7 — неогеновый зангезурско-айоцдорский комплекс Малого Кавказа; 8 — трахиандезитовая формация, ишханасарский комплекс Малого Кавказа.

щей в данном регионе базальт-андезитовую формацию, присутствуют и базальты, и андезиты, и липариты со всеми промежуточными разновидностями. Текстура пород массивная, пористая, миндалекаменная, для кислых — флюидальная. Структура порфировая, количество вкрапленников колеблется от 1 (редко) до 70%. Структура основной массы в зависимости от разной основности лав: интерсертальная, реже микроделеритовая — в базальтах, микролитовая, пилотакситовая, гиалопилитовая, гиалиновая — в андезитах, микропойкилитовая, микрофельзитовая — в кислых породах. Основная масса в базальтах и андезитах состоит из плагиоклаза, вулканического стекла, авгита

и титаномагнетита в разных количественных соотношениях, в липаритах — из стекла, плагиоклаза, кварца и щелочного полевого шпата, слабо индивидуализированных в фельзитовом агрегате. Для основной массы лав среднего состава щелочной полево́й шпат не характерен. Он отмечается лишь в наиболее раскристаллизованных породах субвулканической фации.

Во вкрапленниках основных и средних пород присутствуют оливин ( $f_{a_{0-50}}$ ), ортопироксен ( $f_{s_{10-52}}$ ), иногда пижонит, авгит, титаномагнетит. Оливин-пироксеновые парагенезисы вкрапленников более характерны для базальтов, среди андезитов преобладают двупироксеновые и пироксеновые разновидности, проявление в них амфибола (состав его обычно промежуточный — между обыкновенной роговой обманкой и гастингситом) наблюдается при повышении щелочности породы.

Плагиоклаз является «сквозным» минералом вкрапленников всех разновидностей пород, содержание анортитовой составляющей в нем меняется от 10 до 90% в зависимости от основности пород и степени зональности минерала, количество его связано прямой зависимостью с глиноземистостью породы. В дацитах и липаритах (обычно плагиолипаритах) пироксен-амфиболовые парагенезисы вкрапленников сменяются амфибол-биотитовыми, а к кислороду плагиоклазу в них иногда добавляется кварц, реже щелочной полево́й шпат. Изменение состава амфиболов коррелируется с изменением состава пород: возрастание щелочности и глиноземистости этого минерала отражает рост тех же параметров в породе. Первичный (неокисленный) титаномагнетит обычно содержит 18—20%  $TiO_2$  ( $\theta_K$  200—300°C) [9], но известны и малотитанистые титаномагнетиты ( $\theta_K$  350—375°C) [120].

Состав пирокластических пород базальт-андезитовой формации, как правило, однороден и отвечает какой-либо из разновидностей излившихся пород. Например, широко распространены туфы двупироксеновых, пироксеновых или пироксен-роговообманковых андезитов, плагиолипаритов, однако отмечаются и туфы смешанного состава с примесью либо более кислого, либо более основного материала. Цементом, если сохраняется его первичный состав, служит либо более мелкообломочная масса, состоящая из обломков тех же эффузивов, их вкрапленников и вулканического стекла, либо пеплово-глинистая масса, часто окремненная. Как правило, цемент подвержен вторичным изменениям, среди которых более всего проявлены процессы хлоритизации и эпидотизации. Цемент наземных пирокластических фаций, представленных туфами разной крупности, лито-витрокристаллокластический. Характерными образованиями являются так называемые «зеленые туфы» [481], представляющие собой переотложенные в морской обстановке вулканические различного петрографического состава, подвергшиеся процессам вторичных изменений с образованием цеолитов и эпидот-хлоритовой группы минералов.

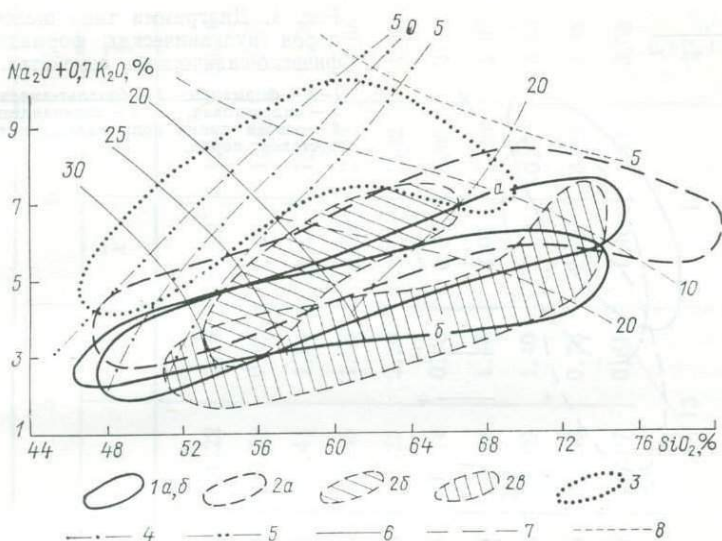


Рис. 3. Диаграмма составов пород вулканических формаций мафического-салического семейства.

1 — базальт-андезитовая формация: 1а — комплексы Камчатки, 1б — Курильских островов; 2 — андезитовая формация: 2а — комплексы Восточного Сихотэ-Алиня (больбинский, самаргинский, кизинский), Восточного Забайкалья [вулканиты ( $J_{2-3}$ ) Оион-Ундинской и Урулюнгуйской зон], Центрального Казахстана (калмакэмельский, каркаралинский), Большого Кавказа (казбекский, эльбрусский), 2б — комплексы Малого Кавказа (N-Q), 2в — комплексы

Украинских Карпат (береговский, мукачевский, гутинский); 3 — трахиандезитовая формация: вулканический комплекс Алгачинской подзоны Восточного Забайкалья ( $J_{2-3}$ ), ишханасарский комплекс Малого Кавказа (N<sub>2</sub>); 4-8 — тренд-поверхности содержания в эффузивных породах нормативных минералов и их комбинаций [492]: 4 — а, 5 — ne+lc; 6 — цветной индекс; 7 — ап (ап+аб+ор), 8 — ас.

Петрохимическая характеристика формации определяется рядом главных моментов, прежде всего распределением пород по кремнезему. При содержании  $SiO_2$  в породах 45—75% для формации наиболее обычны нормальные слабо асимметричные кривые распределения  $SiO_2$  со смещением максимума в область андезито-базальтов—андезитов (рис. 2). Суммарное содержание щелочей обнаруживает отчетливую тенденцию возрастания от основных пород к кислым (рис. 3).

Наименее щелочными являются комплексы Курильской островной дуги, характеризующиеся минимальной среди изученных серий скоростью накопления щелочей. Комплексы Камчатки при такой же низкой щелочности начальных базальтовых членов заметно отличаются существенно большей скоростью накопления щелочей на протяжении образования всей серии, за исключением березовского комплекса, в кислых породах которого намечается снижение содержания щелочей. Породы сахалинских комплексов ложатся в область фигуративных полей курильских комплексов, в то время как состав фамен-ранневи-

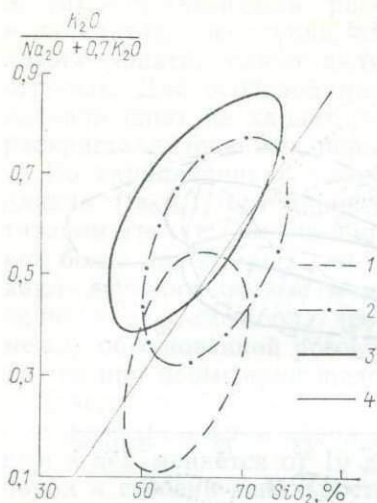


Рис. 4. Диаграмма типа щелочности пород вулканических формаций мафическо-салического семейства.

1—3 — формации: 1 — базальт-андезитовая, 2 — андезитовая, 3 — трахиандезитовая; 4 — осевая линия поля калиево-натриевых составов пород.

зейского комплекса Центрального Казахстана выходит за их границы, отличаясь более высокой общей щелочностью.

На рис. 4 породы базальт-андезитовой формации образуют рой, локализованный в области калиево-натриевых составов с заметным отклонением к существенно натриевым составам. Центральноказахстанский и сахалинский комплексы близки по этому признаку камчатским и курильским сериям.

Для всех пород базальт-андезитовой формации характерен кварц-гиперстен-нормативный состав. По содержанию глинозема они относятся преимущественно к высокоглиноземистым ассоциациям (17—19%  $Al_2O_3$  в базальт-андезитовом интервале при тенденции уменьшения в кислых породах, табл. 1), хотя отмечаются в резко подчиненном количестве и аналогичные серии низкоглиноземистых пород, приуроченные к отдельным эруптивным центрам. Содержание  $TiO_2$ , как правило, не превышает 1%,  $MgO$  — около 4—5% (в базальт-андезитовых интервалах серий),  $\Sigma Fe = 9 \div 10\%$ .

Содержание некоторых малых некогерентных элементов в породах базальт-андезитовой формации приведено в табл. 2. Количество калия и рубидия в комплексах базальт-андезитовой формации возрастает от основных пород к кислым, при этом значение  $K/Rb$  падает.

Отмечается ряд закономерных изменений трендов микроэлементов относительно кристаллизационного индекса ( $CI$ ) на границе средних и кислых, а также основных и средних пород. Так, например, для березовского комплекса при  $CI = 20 \div 24$  наблюдается разветвление тренда рубидия: в одних разновидностях кислых пород фиксируется накопление этого элемента, в других содержание его остается неизменным. В породах

2898

2  
Заказ № 3651. Средний химический состав пород  
базальт-андезитовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4	5		6		7
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	51,77	1,91	57,67	1,64	65,12	1,59	71,76	51,22	2,16	56,92	1,87	64,20
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,20	0,72	0,22	0,51	0,30	0,34	0,78	0,26	0,92	1,16	0,51
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,04	1,39	17,25	1,86	16,48	1,27	14,34	16,41	1,64	16,23	1,68	14,98
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,97	1,69	3,86	1,56	2,94	1,08	1,43	4,45	1,98	4,65	2,72	3,38
FeO	4,17	2,25	1,46	1,67	1,56	0,62	0,76	5,25	2,20	3,61	2,32	1,77
MnO	0,19	0,06	0,11	0,07	0,09	0,04	0,05	0,14	0,05	0,14	0,08	0,13
MgO	4,88	1,50	3,28	1,07	1,27	0,61	0,56	4,25	1,43	3,01	1,20	1,97
CaO	8,73	1,65	6,65	1,19	3,75	0,70	2,43	10,02	1,40	7,83	0,77	3,54
Na <sub>2</sub> O	2,84	0,75	3,26	0,69	3,93	0,67	3,86	2,96	0,76	2,91	0,73	3,48
K <sub>2</sub> O	0,57	0,47	1,58	0,65	2,73	0,62	3,39	1,07	0,61	1,40	1,21	3,56
Количество анализов	34		46		30		8	13		12		2

1—4 — алнейский комплекс, N<sub>1-2</sub> — Центральная Камчатка (данные В. К. Рот-мана); 5—7 — парусный комплекс, N<sub>2</sub> — южные Курильские острова (данные В. Е. Бев-за). Содержание SiO<sub>2</sub>, %: 1, 5 — 45—55; 2, 6 — 56—61; 3, 7 — 62—67; 4 — 68—75.

**2. Содержание некоторых некогерентных элементов в породах базальт-андезитовой, андезитовой и трахиандезитовой формаций, г/т**

Группы пород	K	Rb	K/Rb	Sr
Базальт-андезитовая				
Базальты	5478—14 293	10—27	493—654	330—820
Андезиты	10 237—21 248	17—55	321—602	327—584
Дациты	9794—28 552	43—78	109—496	187—515
Андезитовая				
Базальты	18 500—20 140	35—46	200—288	845—1429
Андезиты	14 193—23 492	44—63	187—308	667—1206
Дациты	15 355—27 250	65—151	163—249	345—786
Трахиандезитовая				
Трахиандезиты	33 117	78	425	1511
Группы пород	Rb/Sr	Ti	Zr	Ti/Zr
Базальт-андезитовая				
Базальты	0,01—0,04	4980—5940	84—154	36—60
Андезиты	0,05—0,12	3540—5040	61—185	26—58
Дациты	0,08—0,29	3000—3960	83—260	13—37
Андезитовая				
Базальты	0,02—0,05	4200—6650	131—223	30—32
Андезиты	0,05—0,09	4020—5898	168—211	20—29
Дациты	0,09—0,44	3240—5940	166—381	16—24
Трахиандезитовая				
Трахиандезиты	0,05	4575	344	13

тумрокского комплекса отмечено резкое увеличение угла наклона кривой рубидия при  $CI = 44$ . Содержание стронция обычно падает к кислым породам, однако для пород алнейского комплекса минимум содержания этого элемента отмечается при  $CI = 26$ . Значение  $Rb/Sr$  возрастает в кислых породах. Содержание титана обычно падает в более кислых разновидностях пород. Поведение циркония различно: в большинстве изученных комплексов количество его в кислых породах возрастает. Однако для березовского комплекса отмечается сложное изменение концентраций с максимумом между  $CI = 24 \div 44$ , а также большой разброс значений в породах среднего состава алнейского комплекса и лишь для тумрокского — плавное возрастание. Значение  $Ti/Zr$  во всех случаях уменьшается. Установлено [299] региональное обеднение базальт-андезитовой формации Курило-Камчатской провинции ураном и особенно торием (низкие  $Th/U$ ), отсутствие влияния типа коры на содержание радиоактивных элементов (субокеанический тип коры — Средние Курилы, континентальный — Камчатка).

Рудоносность базальт-андезитовой формации современных островных дуг определяется присутствием медных и свинцово-цинковых месторождений типа «куроко», локализованных, как правило, в наиболее кислых разновидностях «зеленых туфов», обособляющихся в виде самостоятельных достаточно мощных пачек. Промышленные месторождения типа «куроко» известны в Японии. По характеру разреза и присутствию большого количества кислых разновидностей пород комплексы базальт-андезитовой формации Курило-Южно-Камчатской дуги представляют определенный интерес с точки зрения перспектив рудоносности в отличие от Центральнокамчатской дуги, обладающей в целом более основным составом пород и не несущей медно-полиметаллического оруденения.

Кроме месторождений типа «куроко» в породах базальт-андезитовой формации локализованы жильные месторождения меди, свинца, цинка, золота и серебра. В Курило-Камчатском регионе жильные рудопроявления этих металлов встречаются среди нижне- и среднемиоценовых вулканитов, причем на Камчатке наиболее молодые из них ассоциируются с березовской свитой, характеризующейся широким развитием вулканитов кислого состава. Их образование связано, как и в Японии, с общим воздыманием региона и с заключительной фазой вулканизма, который протекал уже отчасти в субаэральных условиях. Намечается отчетливая специализация Курило-Южно-Камчатской дуги на медно-свинцово-цинковую минерализацию, а Алнейской зоны Центральнокамчатской дуги — на золото-серебряную. При этом золото-серебряные рудопроявления (кварц-карбонатные жилы с серебристым золотом с теллуридами) ассоциируют, по данным Ю. Н. Харченко [585], с вулканическими куполами

дацитов и липаритов, тогда как полиметаллические с золотом рудопроявления — с телами неогеновых гранитоидов.

В древних комплексах базальт-андезитовой формации также известны месторождения и рудопроявления меди, свинца, цинка, реже золота и серебра. Так, с каледонскими комплексами этой формации в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе связаны колчеданные медно-цинковые (с золотом) месторождения Акбастау, Мизек, Кусмурун в Акбастауской зоне [226] и рудопроявления и точки минерализации меди, свинца, цинка, реже золота в Центральночингизской и Восточночингизской зонах.

Наряду с преобладающим медно-полиметаллическим оруденением в некоторых комплексах базальт-андезитовой формации отмечаются месторождения железных руд и среди них известная Соколовско-Сарбайская группа месторождений в Тургайском прогибе, ассоциирующая с валериановской свитой. При большом многообразии точек зрения на генезис этих месторождений (вулканогенно-осадочно-метаморфический, контактово-метасоматический, вулкано-метасоматический и др.) безусловна их пространственно-временная связь с проявлениями базальт-андезитовой формации; в то же время роль ассоциирующих с ней интрузий тоналит-плагиогранитовой формации в образовании некоторых генетических типов этих месторождений, по-видимому, достаточно велика.

### Андезитовая формация

К андезитовой формации отнесены дифференцированные вулканические комплексы, в состав которых входит обширный непрерывный ряд пород от базальтов до липаритов с отчетливым преобладанием андезитов (более 50%). Формация представлена порфиристыми лавами нормальной или слабо повышенной щелочности калиево-натриевого типа с отклонением в некоторых разновидностях к существенно калиевой.

Андезитовая формация проявляется преимущественно на орогенной стадии развития внутриконтинентальных подвижных областей, а также в условиях вулканизма активных континентальных окраин, образуя вместе с группой липаритовых формаций протяженные планетарные вулканические пояса (Охотско-Чукотский, Восточно-Сихотэ-Алинский и др.). В некоторых подвижных областях, развившихся на мощной континентальной коре, андезитовая формация проявляется уже на так называемой предороженной стадии, завершающей инверсию (Джунгаро-Балхашская складчатая система, каркаралинский комплекс), и как бы занимает место базальт-андезитовой формации. В других случаях андезитовая формация развивается в условиях эпикратонных орогенных поясов (южный отрезок Охотско-Чукотского пояса в пределах Алданского щита).

Андезитовая формация представлена, как правило, стратифицированными наземными вулканическими толщами мощностью от первых сотен до первых тысяч метров, в составе которых чередуются излившиеся и пирокластические породы в переменных соотношениях; к вулканическим центрам приурочены рои даек, экструзивные и субвулканические тела. В строении толщ с большей или меньшей достоверностью удается реконструировать вулканические постройки центрального типа и вулканотектонические структуры разного типа и порядка. В строении последних нередко принимают участие и формации других семейств — лейкобазальтовая, липаритовая, диорит-гранодиоритовая, лейкогранитовая и др.

Комплексы андезитовой формации либо совсем лишены осадочных компонентов, либо включают переменное количество вулканогенно-осадочных пород, отлагавшихся в условиях мелководных эпиконтинентальных морей (редко), в озерных или лагунно-озерных водоемах; иногда отмечаются линзы диатомитов, бурых углей. В некоторых случаях для наиболее ранних проявлений андезитовой формации в пределах конкретного региона характерно значительное количество вулканогенно-осадочного материала, в том числе грубообломочных прибрежных фаций, свидетельствующих о развитии андезитового вулканизма в палеогеографической обстановке вулканических островов. Однако присутствия этих фаций еще недостаточно для прямого сопоставления такой «островной» формации с базальт-андезитовой формацией современных островных дуг, обладающей целым рядом специфических структурно-вещественных свойств. Для андезитовой формации весьма характерны поствулканические изменения пород, представленные различными фациями вторичных кварцитов.

Комплексы этой формации известны уже в каледонидах Центрального Казахстана и широко развиты в герцинидах этого региона [кайдаульская ( $D_1$ ), каркаралинская ( $C_1$ ), калмак-эмельская ( $C_2$ ) и другие свиты], а также в Зайсанской складчатой области ( $C_2$ ), на Среднем Тянь-Шане ( $C_{2-3}$ ,  $P_1-T_1$ ) и др. В мезозоидах Тихоокеанского подвижного пояса андезитовая формация проявлена чрезвычайно широко в средней—поздней юре Монголо-Охотского пояса (вулканы шадоронской серии Восточного Забайкалья), позднем мелу Охотско-Чукотского и позднем мелу — палеогене Восточно-Сихотэ-Алинского [больбинский ( $K_2$ ), самаргинский ( $P_{1-2}$ ), кизинский ( $N_1$ ) комплексы] вулканических поясов. Альпийский тектоно-магматический цикл также характеризуется широким развитием комплексов этой формации в Карпатах [береговский ( $N_1^2-N_2^1$ ), мукачевский и гутинский ( $N_2^2$ ) комплексы], на Малом Кавказе [вулканы ( $N-Q$ ) Армянского вулканического нагорья], Большом Кавказе [эльбрусский и казбекский комплексы ( $N_2-Q$ )] и др.

Следует подчеркнуть, что комплексы андезитовой формации обладают рядом главных черт строения и состава, не зависящих

от возраста и положения ареалов андезитового вулканизма внутри или на окраине континента. Вместе с тем устойчивость главных структурно-вещественных свойств андезитовой формации сочетается с большим разнообразием ее региональных проявлений, отражающихся в петрохимической, геохимической и металло-генической характеристиках.

Андезитовый вулканизм активных окраин континентов рассмотрим на примере разновозрастных комплексов андезитовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, являющегося фрагментом планетарного окраинно-континентального Восточно-Азиатского вулканического пояса, формировавшегося в течение длительного геологического времени (от раннего мела до четвертичного периода) на разнородном фундаменте консолидированных мезозойских и более древних (докембрийских) геосинклиналей, срединных массивов в зоне перехода от Тихого океана к континенту [103]. Для северного отрезка вулканогена на протяжении всей истории формирования ( $K_2-Q$ ) наиболее характерно проявление вулканизма среднего (андезитовая формация) и основного (лейкобазальтовая формация) состава с относительно кратковременными вспышками в позднем мелу кислого вулканизма, давшего обширные игнимбритовые поля липаритовой формации (рис. 5) [77]. В южном отрезке вулканогена облик вулканизма, особенно в позднемеловое время, определяется развитием преимущественно кислых продуктов, сменившихся в конце позднего мела и в палеогене небольшими объемами среднеосновных вулканитов андезитовой формации, а в неогене — контрастной вулканической серией липарит-лейкобазальтовой формации.

Отмечается значительное изменение палеогеографических условий проявления андезитовой формации\* во времени. Так, наиболее ранний (больбинский) комплекс (сеноман—турон) и его аналоги (черемшанский и туньшинский комплексы) образовались в прибрежно-морских условиях, на основании чего одними исследователями они относятся к раннеорогенной или островной стадии развития мезозойской геосинклинали Сихотэ-Алиня, другими — к ранней стадии развития наложенного вулканического пояса (т. е. собственно Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена).

Более поздние комплексы — палеогеновый самаргинский и неогеновый кизинский — образовались уже в лагунно-континентальной и континентальной обстановке. Для сеномантуронских комплексов характерны обломочные вулканические породы в парагенезе с морскими терригенными осадками. Во времени наблюдается постепенное снижение индекса эксплозивности (от

---

\* Характеристика формации приводится по данным Е. В. Быковской, И. Н. Гольинко и с учетом работ М. А. Фаворской, В. А. Баскиной и других исследователей.

50—60 до 10—20), уменьшение роли осадочных (и вулканогенно-осадочных) фаций.

Состав комплексов по степени дифференцированности по  $SiO_2$  постоянен: присутствует ряд пород от андезито-базальтов до дацитов с отчетливым преобладанием андезитов (пироксеновых, дупироксеновых, пироксен-роговообманковых). Лишь в наиболее молодом (кизинском) комплексе наблюдается смещение максимума в область основных пород и редукция кислых членов. Характерны извержения центрального типа с образованием стратовулканов 1—20 км в поперечнике. Они входят в состав более крупных вулканотектонических структур диаметром 30—40 км, в которых, как правило, проявлены вулканиты разных комплексов и даже разных формаций — липаритовой, дацит-липаритовой, лейкобазальтовой. С вулканическими породами



Рис. 5. Типовые разрезы комплексов андезитовой формации: а — Восточный Сихотэ-Алинь (северная часть), б — Восточное Забайкалье (Широкий прогиб), в — Украинские Карпаты.

Условные обозначения см. на рис. 1.

самаргинского комплекса ассоциируют интрузии монцонит-диорит-гранодиоритового состава (диорит-гранодиоритовая формация), которые, по данным И. Н. Голынка и других, являются комагматичными образованиями андезитовой формации.

Наиболее близки к сихотэ-алинским по структурно-вещественным признакам герцинские комплексы андезитовой формации Джунгаро-Балхашской складчатой области Центрального Казахстана. На протяжении раннего палеозоя в Джунгаро-Балхашской геосинклинали господствовал эвгеосинклиналильный режим со слабо проявленным вулканизмом [45], сменившийся с силурийского периода миегеосинклиналильным, который просуществовал до живетского, а на большей части территории — до визейского века. Последовавшие затем складкообразовательные движения сменились далее процессами воздымания территории, сопровождавшимися мощными вулканическими извержениями. С раннеорогенной \* стадией развития Джунгаро-Балхашской геосинклиналильно-складчатой системы связан каркаралинский (С<sub>1</sub>) комплекс андезитовой формации. Его образование шло в условиях одновременного существования геоантиклинальных поднятий и унаследованных шовных прогибов. При этом шовные прогибы заполнялись как продуктами разрушения пород участков воздымания, так и продуктами вулканизма. Все это и обусловило пестрый состав комплекса и сосуществование лав, пирокластитов и вулканогенно-осадочных пород.

При общей тенденции к смене снизу вверх андезито-базальтов и андезитов дацитами и липаритами в нижних частях разрезов каркаралинского комплекса преобладают вулканыты (лавы, лавобрекчии, туфы) андезитового, реже дацитового и изредка липаритового состава, с которыми постоянно переслаиваются вулканомиктовые и осадочные породы — конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки. Для верхов разрезов характерно преимущественное развитие туфов и спекшихся туфов кислого состава; присутствие вулканогенно-осадочных пород незначительно. Более молодой калмакэмельский комплекс (С<sub>2</sub>) андезитовой формации образовался на орогенной стадии развития Джунгаро-Балхашской складчатой системы и приурочен к позднепалеозойским впадинам, где вместе с более молодыми комплексами липаритовой формации выполняет вулканические мульды, являющиеся элементами кольцевых структур. Состав пород близок составу предыдущего комплекса, вулканогенно-осадочные пачки (туфогенные песчаники, алевролиты) присутствуют в переменных количествах, так что условно можно выделить два крайних типа разрезов: чисто вулканогенный и вулканогенно-осадочный.

---

\* По мнению ряда авторов каркаралинский комплекс завершает инверсионную стадию развития.

Таким образом, для комплексов андезитовой формации в Джунгаро-Балхашской складчатой области характерно развитие вулканогенно-осадочных толщ мощностью от первых сотен метров до 3—4 км, как правило, залегающих в основании крупных вулканотектонических депрессий и являющихся начальным членом формационного ряда, в который входят группа липаритовых формаций и контрастная липарит-лейкобазальтовая формация. К этим же структурам нередко приурочены интрузивные массивы тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой формаций.

От охарактеризованных выше заметно отличаются по условиям проявления и некоторым структурно-вещественным свойствам юрские комплексы андезитовой формации Восточного Забайкалья, являющегося сектором Монголо-Охотской гетерогенной палеозойско-мезозойской складчатой области. Эти комплексы приурочены к мезозойским структурам, развившимся на консолидированном фундаменте и отличающимся исключительным своеобразием, что позволило рассматривать их или как геосинклинальные (М. М. Тетяев, Ю. А. Билибин, Г. Л. Падалка, В. Н. Козеренко, Н. В. Шталь, Л. И. Красный и другие) или в качестве орогенных и глыбовых зон, областей ревивации, эпигоналей, геоантиклинально-аспидных систем и т. п. (В. А. Обручев, Г. Ф. Мирчинк, Г. И. Князев, М. С. Нагибина, В. Л. Массайтис и Ю. Г. Старицкий, Ю. В. Комаров, П. М. Хренов, В. А. Амантов и другие). Начало формационным исследованиям юрских вулканитов было положено Н. В. Шталь, И. Н. Тихомировым, А. Д. Щегловым и др. [350]. Характеристика андезитовой формации приводится по материалам авторов с учетом данных предыдущих исследователей юрского вулканизма региона — Н. В. Шталь, М. С. Нагибиной, И. В. Лучицкого и других.

Наибольшего масштаба проявления андезитового вулканизма достигали в Газимурской зоне, а также на Урулюнгуйском срединном массиве. В западном направлении, начиная с Даурской зоны, юрские вулканиты андезитовой формации сменяются синхронными комплексами дацит-липаритовой и липаритовой формации. В жестком обрамлении складчатой области андезитовый вулканизм проявлен слабо в южной части Шилка-Нерчинской зоны (могочинский комплекс), тяготея к зоне Монголо-Охотского глубинного разлома. В пределах Газимурской зоны фиксируется латеральная зональность: в северной (Онон-Ундинской) подзоне Газимурской зоны позднеюрские вулканиты принадлежат андезитовой формации (Ундино-Посельская, Шадоронская, Широкинская, Козулинская, Хадабулакская вулканические депрессии), в южной (Алгачинской) — трахиандезитовой.

Проявления андезитовой формации Онон-Ундинской подзоны (рис. 5, б) представлены мощной (2—2,5 км) вулканогенно-осадочной толщей, в нижней части которой (средняя — верхняя

юра) отмечаются прослои кислого вулканического материала среди молассовых отложений, перекрывающие их пачки базальтов, андезитов-базальтов, реже андезитов (I фаза вулканизма, по В. В. Павловой). В средней части толщи (верхняя юра, нижняя часть) развиты преимущественно андезиты, их пирокластиты, вулканогенно-осадочные породы (II фаза вулканизма, по В. В. Павловой). С вулканитами II фазы ассоциируют прорывающие их субвулканические интрузии нерчинско-заводского комплекса (J)<sub>3</sub>, имеющие диорит-гранодиоритовый состав (одноименная формация) и образующие с ними единые гомодромные серии. В верхней части толщи (верхняя юра, верхняя часть) преобладают туфогенно-осадочные образования, но в некоторых депрессиях основной объем составляют андезиты, андезито-дациты, дациты, их туфы, при подчиненном количестве андезито-базальтов и базальтов (III фаза вулканизма, по В. В. Павловой). Верхняя часть толщи залегает со значительным размывом на андезитовых покровах предыдущей фазы. Отмечается наложение и на субвулканические породы ранних фаз нерчинско-заводского комплекса, в то время как штоки и дайки поздних его фаз интродуцируют эффузивы верхней толщи (Хадабулакская депрессия).

Юрские вулканогенные отложения Урулюнгуйской зоны (Шаманская, Абагайтуевская, Дуроевская депрессии, Куйтунская, Тулукуевская кальдеры), также относящиеся к андезитовой формации, характеризуются меньшей долей осадочной составляющей в разрезах, отсутствием стратиграфических подразделений, аналогичных средне-верхнеюрским толщам Газимурской зоны, более интенсивным проявлением поздних вулканитов. Две возрастные группы юрских вулканитов Урулюнгуйской зоны параллелизуются с образованиями II и III фаз вулканизма Газимурской зоны. Становление комплексов андезитовой формации на территории Шилка-Нерчинской зоны происходило одновременно с интенсивным осадконакоплением, следствием чего явилось образование тесной парагенетической ассоциации этих вулканогенных комплексов с континентальной терригенной формацией; такая парагенетическая ассоциация слагает мощную (до 1,5 км) вулканогенно-осадочную могочинскую свиту. Среди собственно вулканических пород преобладают лавы и туфы андезито-базальтового состава, несколько менее развиты андезиты разновидности, еще меньше — андезито-дациты.

Таким образом, андезитовая формация Восточного Забайкалья образует мощные стратифицированные вулканогенно-осадочные толщи сложного состава, выполняющие вулкано-тектонические депрессии, и является также начальным членом временного формационного ряда, в который входят представители липаритовой (развиты слабо) и контрастной липарит-лейкобазальтовой формаций. Однако в отличие от сихотэ-алинских и центральноказахстанских комплексов в строении разрезов наб-

людаются устойчивое присутствие осадочных фаций на всех уровнях, более слабое развитие кислых разновидностей пород в составе формации, равно как и липаритовой формации в составе формационного ряда, намечаются некоторые черты антидромности (присутствие значительных количеств андезитобазальтов и базальтов в верхах разрезов).

В Альпийской складчатой области Средиземноморского подвижного пояса проявления андезитовой формации также обнаруживают большое разнообразие. Неогеновые комплексы андезитовой формации Украинских Карпат (рис. 5, в) приурочены к Закарпатскому внутреннему прогибу, образовавшемуся в неогене на месте остаточного палеогенового флишевого прогиба после инверсии Пеннинской юрско-меловой геосинклинали. Характеристика комплексов приводится по данным В. С. Соболева и др. [438], Е. Ф. Малеева [333], Л. Г. Данилович [141], а также с учетом исследований Е. К. Лазаренко, Е. Е. Милановского, Н. В. Короновского, Ю. А. Лейе и других.

Наиболее ранний береговский комплекс (миоцен — ранний плиоцен) этой формации, локализованный в бортовых частях Закарпатского внутреннего прогиба, образовался в условиях мелководного морского бассейна. Более поздние комплексы — мукачевский (плиоцен, преимущественно левантин) и гутинский (поздний левантин) — формировались уже в наземных условиях, в них хорошо сохранились вулканические аппараты центрального типа. Каждый комплекс представляет собой полный ряд пород от базальтов до липаритов; обычно преобладают андезиты, андезитодациты, базальты редки; количество кислых пород возрастает от комплекса к комплексу, особенно в гутинском. Фациальный состав комплексов пестрый: лавы, туфы, брекчин, вулканомиктовые породы, экструзии и субвулканические купола (сложены обычно дацитами и липаритами). К последним приурочены поля гидротермально измененных пород.

Карпатские комплексы андезитовой формации отличаются от аналогичных образований других регионов широким развитием кислых пород, редукцией базальтовых составляющих и весьма низкой щелочностью. Латеральный формационный ряд представлен андезитовой и липаритовой формациями, интрузивные образования развиты слабо — это, как правило, субвулканические или мелкие штоко- и дайкообразные интрузивные тела диоритов, гранодиорит-порфиоров и др. Наиболее поздний член формационного ряда — лейкобазальтовая формация несколько повышенной щелочности (бужорская свита).

Близкие по возрасту к карпатским неоген-четвертичные комплексы андезитовой формации Малого Кавказа весьма значительно отличаются от них по структурно-вещественным признакам и тектонической позиции. Комплексы андезитовой формации Малого Кавказа несогласно перекрывают более древние структурные этажи (геосинклинали и инверсионного этапов

развития подвижной зоны), а иногда и блоки докембрийского фундамента, не обнаруживая строгой приуроченности к определенным структурно-формационным зонам. Проявления ее в том или ином масштабе локализованы в пределах всех зон, прошедших в разное время альпийского цикла стадию геосинклинального развития.

Исследователи новейшего вулканизма Малого Кавказа неоднократно отмечали [359, 235, 621] размещение комплексов андезитовой формации в виде двух протяженных ветвей. Одна из них имеет субширотное простирание, включает Зангезур-Айюндзорский, Гегамский, Варденисский, Джавахетский ареалы и уходит на юго-запад в Малую Азию. Вторая ветвь имеет субмеридиональное простирание и приурочена к молодому транскавказскому поднятию, трассированному рядом крупнейших молодых вулканических сооружений — Эльбрус на Большом Кавказе, вулканы Абул-Самсарского хребта, Арагац, Арарат, Нимруд в пределах Армянского вулканического нагорья.

По нашим наблюдениям, комплексы андезитовой формации обнаруживают отчетливую двухфазную историю формирования [424]. В первой (миоцен-плиоценовой) фазе преобладают обломочные пирокластические фации (вохчабертская и годердзская толщи). Состав продуктов, при общем преобладании андезитов и андезито-дацитов, весьма пестрый: потоки андезито-базальтов и даже базальтов залегают среди дацитовых пеплов, господствующими породами являются туфобрекчии и туфы пироксеновых андезитов. Вторая фаза (плиоцен-четвертичная) характеризуется преобладанием излившейся, экструзивной и субвулканической фаций, большим однообразием состава лав, при господствующей роли роговообманковых и пироксен-роговообманковых андезитов и дацитов, дающих отклонения к трахиандезитам. В заключение второй фазы в позднем плиоцене появляются роговообманково-биотитовые дациты преимущественно в субвулканической фации. После некоторого затишья вулканизма, ознаменовавшегося образованием многочисленных мелких разобщенных куполовидных вулканов липаритовой формации [231], в четвертичный период в субширотной зоне начались мощные ареальные излияния самого позднего в регионе комплекса андезитовой формации — андезитовых и андезит-базальтовых лав, выделяемых рядом исследователей в самостоятельную формацию [420].

Комплексы андезитовой формации, локализованные в субмеридиональной зоне транскавказского поднятия, характеризуются преобладанием более кислых и менее щелочных пород (джавахетский комплекс), а также локальным развитием игнимбритовых фаций (арагацкий комплекс). В узлах пересечения субширотной и субмеридиональной ветвей локализованы наиболее крупные, длительно развивавшиеся и сложные вулканоструктуры, такие как Арагац, Абул-Самсарский вулканический хребет.

Комплексы неоген-четвертичной андезитовой формации Малого Кавказа образовались в субэвральской обстановке в результате деятельности крупных вулканов центрального типа, для них характерно резкое преобладание андезитов и андезито-дацитов, отсутствие базальтов и липаритов, а также вулканогенно-осадочных и осадочных фаций, что отличает их от карпатских комплексов. В состав латеральной формационного ряда кроме господствующей андезитовой формации входят развитые в резко подчиненных масштабах проявления трахиандезитовой, липаритовой и лейкобазальтовой (долеритовой) формаций. Интрузивные образования, синхронные неоген-четвертичному андезитовому вулканизму, достоверно не известны. В некоторых крупных вулканоструктурах предполагается присутствие не вскрытых эрозией центральных плутонов (Арагац).

В истории альпийского вулканизма складчатой области Большого Кавказа андезитовая формация проявлена относительно слабо. К ней могут быть отнесены плиоцен-четвертичные комплексы Казбека, Кельского нагорья и с большой долей условности вулканические образования Эльбруса. Их исследованием в разные годы занимались А. П. Герасимов, В. В. Дубянский, К. Н. Паффенгольц, Е. Е. Милановский, Н. В. Короновский, Ю. П. Масуренков, Е. К. Станкевич и многие другие. Комплексы андезитовой формации на Большом Кавказе образованы после значительного перерыва вулканической активности в этом регионе, в условиях интенсивного воздымания консолидированной складчатой области с мощным гранитно-метаморфическим фундаментом. Проявления вулканизма приурочены к границам блоков с контрастными глубинами залегания кристаллического субстрата.

Оба комплекса, казбекский и эльбрусский, отличаются от малокавказских представителей андезитовой формации преобладанием лавовых фаций, полной редукцией начальных базальтовых и андезито-базальтовых членов дифференцированной серии, отсутствием близких или синхронных вулканических или интрузивных проявлений других формационных видов. Эльбрусский комплекс отличается еще более кислым (дацитовым) составом и представляет для нас особый интерес как разновидность формации, являющаяся переходом к липаритовой формации типа чегемской.

По петрографическому составу все упомянутые выше комплексы андезитовой формации довольно близки базальт-андезитовой. Для них также характерен большой диапазон пород от базальтов до липаритов со всеми промежуточными разновидностями; отличия заключаются преимущественно в количественных их соотношениях и в некоторых более тонких особенностях состава породообразующих минералов. Независимо от региональной принадлежности того или иного комплекса формации преобладающим типом пород в нем остаются андезиты, иногда

андезито-дациты и лишь в редких случаях — дациты (эльбрусский комплекс). Структура лав всегда порфировая. При том же, что и в породах базальт-андезитовой формации, общем перечне минералов-вкрапленников: оливин ( $fa_{15-55}$ ), ортопироксен ( $fs_{17-56}$ ), авгит, амфибол, биотит, магнетит, плагиоклаз, щелочной полевой шпат, кварц — в породах андезитовой формации наблюдается большое разнообразие ассоциаций-вкрапленников.

Ассоциация: плагиоклаз, магнетит, авгит (иногда вместе с ромбическим пироксеном), амфибол, биотит — может присутствовать практически в лавах любого состава от андезито-базальтов до дацитов, изменяются лишь количество темноцветных минералов и их соотношение в пользу амфибола и биотита для кислых разновидностей. Однако чаще породы различных комплексов или вулканоструктур разделяются на существенно амфиболовые и существенно пироксеновые. Преобладание амфиболовых разновидностей прямо связано с возрастанием содержания щелочей в породах (Малый Кавказ, Восточное Забайкалье), преобладание ортопироксена в ассоциации вкрапленников — с уменьшением содержания щелочей (Восточные Карпаты). Кроме того, господство ортопироксена в составе вкрапленников умеренно кислых пород нормальной щелочности (джавахетский комплекс Малого Кавказа) может указывать на кристаллизацию вкрапленников в высокотемпературной сухой магме. Встречаются комплексы, вообще обедненные темноцветными минералами (Центральный Казахстан), когда авгит и роговая обманка даже в основных породах присутствуют в резко подчиненном количестве, а преобладающим минералом вкрапленников является плагиоклаз.

Количество плагиоклаза во вкрапленниках зависит от содержания глинозема в породах. Так, в низкоглиноземистых сериях Восточного Забайкалья этот минерал практически отсутствует. В составе плагиоклаза устанавливаются переменные количества (1,5—7%) ортоклазового компонента. Самостоятельных фенокристаллов щелочной полевой шпат обычно не образует, исключения составляют лишь лавы Большого Кавказа, где он появляется в наиболее кислых разновидностях. Авгиты в относительно более щелочных породах формации содержат больше кальция и алюминия. Тенденция изменения состава амфибола в зависимости от содержания в породе щелочей, кремнезема и глинозема та же, что в базальт-андезитовой формации. Степень железистости биотита возрастает от основных пород к кислым. Содержание  $TiO_2$  в первичных (неокисленных) титаномагнетитах 3—12, редко 20%. Известны факты, показывающие прямую связь содержания  $TiO_2$  в магнетите с основностью и титанистостью пород.

Пирокластические породы андезитовой формации обычно имеют однородный состав, соответствующий той или иной разновидности лав, например туфы или вулканические брекчии пи-

роксеновых андезитов или туфы пироксен-амфиболовых андезитов и т. д. И. Я. Центер замечено, что в толщах переслаивающихся лав и туфов состав каждого прослоя туфа отвечает составу перекрывающего его лавового потока. Лишь в редких случаях в разрезах отмечается сочетание туфов более кислого состава с потоками лав более основного. Цемент туфов обычно пепловый, иногда пеплово-глинистый, пеплово-карбонатный (в туфах, отлагавшихся в водной среде). Наблюдаются переходы туфов в вулканомиктовые породы. Вторичные изменения в отличие от базальт-андезитовой формации не характерны, за исключением зон гидротермальной переработки.

Гистограммы распределения по  $\text{SiO}_2$ , построенные на основе анализов пород большого числа (около 50) комплексов андезитовой формации, показывают, что наиболее общим случаем распределения является нормальная симметричная кривая в диапазоне 45—75%  $\text{SiO}_2$  с отчетливым максимумом в области средних составов (рис. 2). Наиболее часто встречающиеся значения моды для симметричных кривых — либо 56—60, либо 60—64%  $\text{SiO}_2$ . Отражение этих двух максимумов иногда заметно в слабо намечающейся бимодальности обобщенных кривых распределения (Малый Кавказ, Казбек, Кельское нагорье, Украинские Карпаты).

В качестве разновидности, переходной к липаритовой формации, следует рассматривать комплексы, подобные эльбрусскому на Большом Кавказе, характеризующиеся весьма узким интервалом дифференциации и модой, смещенной в область умеренно кислых составов. На вариационных диаграммах в координатах ( $\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O}$ ) —  $\text{SiO}_2$  отчетливо выступают несколько разновидностей андезитовой формации, различающихся общим содержанием, а также «скоростью» накопления щелочей с ростом содержания  $\text{SiO}_2$ .

Первая, наиболее широко распространенная, разновидность (назовем ее условно сихотэ-алинской) представлена полями фигуративных точек с относительно постоянным углом наклона и лишь незначительным перегибом в области кислых составов (рис. 3). К ней кроме комплексов Восточного Сихотэ-Алиня относятся все изученные комплексы андезитовой формации Центрального Казахстана, Большого Кавказа, Урулюнгуйской и Могочинской зон Восточного Забайкалья. Ориентировка их полей близка таковой комплексов базальт-андезитовой формации Камчатки.

Вторая разновидность комплексов (карпатская) отличается низким содержанием щелочей и сравнима по этому параметру с комплексами базальт-андезитовой формации Курильской дуги. К этой разновидности может быть отнесен еще плиоценовый комплекс Джавахетского хребта (Мокрые горы) на Малом Кавказе.

Третья разновидность комплексов (малокавказская) отличается от двух предыдущих более сложной и неравномерной тенденцией распределения щелочей (Арагацкое и Гегамское нагорья Малого Кавказа): быстрое их накопление в базальт-андезитовом интервале резко замедляется в области дацитовых составов, как правило, завершающих серию. В тех случаях, когда имеются проявления более кислых вулканитов, щелочность снижается. К малокавказской разновидности по характеру щелочного тренда близок юрский забайкальский комплекс Онон-Ундинской подзоны, но отличается от нее по существенно калиевой щелочности и образует самостоятельную разновидность, переходную к трахиандезитовой формации.

Позиция кислых липарит-дацитовых членов в андезитовых сериях различна. Могут быть выделены два случая: наиболее часто встречающийся, когда относительно быстрое накопление щелочей в базальт-андезитовой части серии сменяется тенденцией снижения в интервале 64—66%  $\text{SiO}_2$ , и редко встречающийся, когда в серии с низким содержанием и низкой скоростью накопления щелочей в том же интервале кислотности, как и для первого (64—66%  $\text{SiO}_2$ ), наблюдается тенденция возрастания скорости накопления щелочей (Карпаты). Обе тенденции как бы «выводят» кислые породы различных серий в область обычных составов липаритовой формации.

Все разновидности андезитовой формации характеризуются преобладанием калиево-натриевых пород (рис. 4); в область существенно калиевых пород несколько отклоняется лишь забайкальская разновидность. Для андезитовой формации наиболее характерны (рассматриваются базальт-андезитовые интервалы дифференцированных серий) высокоглиноземистые (17—19%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), калиево-натриевые породы со средним содержанием щелочей 5—6% (табл. 3). Средне-низкоглиноземистые породы отмечены лишь для забайкальской существенно калиевой разновидности. Все породы комплексов андезитовой формации относятся к низкотитанистым (содержание  $\text{TiO}_2$  в базальтах 0,6—1,5%, закономерно снижается к кислым породам), низкомагнезиальным (4—5%  $\text{MgO}$  в базальтах, 0,5— в липаритах) и маложелезистым (8—9%  $\Sigma\text{Fe}$  в базальтах, 0,1—0,5 — в липаритах).

Железо-магниевое отношение  $\Sigma\text{Fe}/(\Sigma\text{Fe}+\text{Mg})$ , как правило, оказывается достаточно устойчивым региональным параметром, мало изменяясь внутри региона от комплекса к комплексу. В рамках отдельных серий от базальтов к липаритам оно меняется неравномерно: от базальтов к андезитам обычно изменение невелико или даже отсутствует, в умеренно кислых породах возрастает и далее в кислых породах либо сохраняется на прежнем уровне, либо слабо возрастает.

Сведения о поведении микроэлементов в комплексах андезитовой формации могут быть приведены лишь для лав Большого

### 3. Средний химический состав пород андезитовой и трахиандезитовой формаций, вес. %

Окислы	1		2		3		4	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	52,17	2,31	58,35	1,79	63,33	1,60	69,25	2,07
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,38	0,94	0,39	0,71	0,37	0,22	0,03
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	1,89	16,65	1,42	16,68	1,53	16,50	1,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,39	3,05	3,60	1,85	3,38	1,74	1,79	1,45
FeO	4,72	2,24	3,90	1,65	2,09	1,36	0,47	0,19
MnO	0,16	0,11	0,18	0,23	0,15	0,42	0,04	0,00
MgO	3,73	1,36	2,64	1,06	1,36	0,72	0,45	0,24
CaO	8,58	1,62	6,63	1,07	4,85	0,80	2,36	0,86
Na <sub>2</sub> O	2,01	0,47	1,92	0,66	2,55	0,73	2,82	0,35
K <sub>2</sub> O	1,39	0,43	1,79	0,48	2,10	0,58	3,60	1,12
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,16	0,05	0,15	0,02	0,14	0,00	0,10	0,00
Количество анализов	19		21		23		3	

Окислы	5		6		7		8	9	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	53,53	1,58	58,50	1,50	63,98	1,53	70,79	53,26	1,78
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,20	0,80	0,19	0,68	0,20	0,32	0,89	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,05	1,26	16,60	0,85	15,92	0,89	14,91	18,47	0,42
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,52	1,45	2,92	1,43	2,43	1,18	1,41	5,10	2,69
FeO	5,23	1,31	3,92	1,58	2,51	1,53	1,34	3,44	1,62
MnO	0,16	0,06	0,13	0,14	0,10	0,02	0,06	0,17	0,08
MgO	3,48	0,75	2,81	0,67	1,43	0,48	0,47	3,90	0,99
CaO	6,90	0,70	5,52	1,05	3,59	1,11	1,26	7,44	1,40
Na <sub>2</sub> O	3,14	0,54	3,28	0,65	3,87	0,66	4,08	3,07	0,86
K <sub>2</sub> O	1,83	0,64	2,40	0,73	3,24	0,71	4,70	1,95	0,71
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	He опр.	—
Количество анализов	19		35		23		8	6	

Продолжение табл. 3

Окислы	10		11		12		13	14	15
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	59,68	1,35	63,81	1,69	70,66	2,35	54,36	60,10	66,66
TiO <sub>2</sub>	0,69	0,15	0,56	0,09	0,35	0,12	0,67	0,71	0,47
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,85	1,04	15,69	1,08	14,64	1,04	13,72	14,37	14,36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,72	1,00	3,28	1,12	1,72	0,71	3,12	2,40	1,89
FeO	3,07	1,15	2,46	0,65	1,87	0,63	5,13	3,21	1,31
MnO	0,23	0,03	0,10	0,04	0,05	0,02	0,11	0,09	0,06
MgO	2,58	0,78	1,49	0,90	0,67	0,34	7,61	4,59	2,50
CaO	4,57	1,20	3,59	1,08	1,25	0,92	6,12	4,59	2,30
Na <sub>2</sub> O	3,65	0,50	3,73	0,59	3,51	0,52	2,95	3,29	3,88
K <sub>2</sub> O	2,56	1,00	3,38	0,77	4,43	0,64	2,57	2,95	4,17
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	—	0,17	0,25	0,13
Количество анализов	23		23		13		8	27	5

Окислы	16		17		18		19		20	21
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	59,81	1,29	62,32	0,67	52,29	2,42	57,43	2,76	50,98	58,02
TiO <sub>2</sub>	0,67	0,13	0,67	0,15	1,23	0,21	0,89	0,16	1,14	0,79
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,80	0,61	16,21	0,41	16,42	1,21	16,62	1,38	15,61	16,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,87	0,61	3,69	0,67	6,03	1,09	5,27	1,44	3,41	3,10
FeO	1,90	0,83	1,32	0,42	2,62	1,33	1,35	0,79	3,80	3,13
MnO	0,08	0,05	0,07	0,03	0,16	0,07	0,13	0,07	0,11	0,09
MgO	2,36	0,71	1,76	0,38	4,13	1,18	2,93	1,03	5,59	2,51
CaO	5,34	0,81	4,42	0,35	7,53	1,02	5,09	1,08	7,02	4,03
Na <sub>2</sub> O	4,07	0,30	4,11	0,28	4,43	0,33	4,83	0,69	3,47	4,92
K <sub>2</sub> O	2,88	0,24	3,27	0,22	2,93	0,69	3,66	0,66	3,53	3,70
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	—	He опр.	—	0,60	0,48
Количество анализов	20		13		42		23		45	17

Андезитовая формация: 1—4 — мукачевский комплекс (N<sub>2</sub><sup>2</sup>) Украинских Карпат (данные В. С. Соболева, В. П. Костюка и др., Е. Ф. Малеева, Л. Г. Данилович); 5—8 — самаргинский комплекс (K<sub>2</sub>-P) Восточного Сихотэ-Алиня (данные Е. В. Быковской и других); 9—12 — калмакэмельский комплекс (C<sub>2</sub>) Центрального Казахстана (данные Л. Н. Шарпенюк); 13—15 — вулканический комплекс Онон-Ундинской подзоны (J<sub>2-3</sub>) Восточного Забайкалья (данные В. В. Павловой); 16, 17 — вулкани-

ческий комплекс Зангезурского и Восточно-Аюцдорского хребтов (N) Малого Кавказа (данные И. Я. Центер). Трахиандезитовая формация: 18, 19 — ишханасарский комплекс (N<sub>2</sub>) Малого Кавказа (данные В. М. Амаряна); 20, 21 — вулканический комплекс Алгачинской подзоны (J<sub>2-3</sub>) Восточного Забайкалья (данные В. В. Павловой). Содержание SiO<sub>2</sub>, %: 1, 5, 9, 13, 18, 20 — 45—55; 2, 6, 10, 14, 16, 19, 21 — 56—61; 3, 7, 11, 15, 17 — 62—67; 4, 8, 12 — 68—75.

и Малого Кавказа главным образом по данным авторов и Е. К. Станкевича. В общем поведение калия, рубидия и стронция и отношения  $K/Rb$ ,  $Rb/Sr$  в ряду пород от основных к кислым аналогично отмеченному для базальт-андезитовой формации при больших содержаниях всех названных элементов. Содержание циркония падает в породах кислого состава для большинства изученных комплексов. Однако известно и возрастание в последних этого элемента (зангезурский и арагацкий комплексы Малого Кавказа). Отношение  $Ti/Zr$  всегда падает в кислых породах.

Работами В. Н. Котляра, М. А. Фаворской, В. И. Смирнова, В. А. Кузнецова, Г. С. Дзоценидзе, М. М. Василевского, С. И. Набоко и ряда других исследователей установлен чрезвычайно широкий спектр оруденения, связанного с андезитовым вулканизмом и комагматичными интрузивными комплексами, включающий медь, свинец, цинк, молибден, золото, серебро, ртуть, сурьму, мышьяк, олово, железо, марганец, серу, алунит и некоторые другие; состав оруденения коррелируется не только с составом пород формации, но и с характером формационных рядов (вертикальных и латеральных), членом которых является данный комплекс. Так, для северной части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена (с его преобладающим развитием разновозрастных комплексов андезитовой формации) ведущими полезными ископаемыми являются алунит, на втором месте свинец, цинк, иногда медь и молибден. В южном отрезке Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена ведущее металлогеническое значение имеет оловянное, полиметаллическое, отчасти золото-серебряное оруденение.

Одним из наиболее характерных примеров рудоносности андезитовой формации этого региона является Дальнегорский рудный район, металлогеническое «лицо» которого определяется полиметаллическим оруденением [402], ассоциирующим с самаргинским (дат-палеоцен) комплексом андезитовой формации и комагматичными интрузиями диорит-гранодиоритовой формации (андезит-диорит-гранодиоритовый «пестрый» комплекс, по Р. В. Королю и др.). К северу от Дальнегорского рудного района, в области Тернейского вулканического хребта, сложенного туньшинским комплексом андезитовой формации (сеноман—турон), известен ряд олово-полиметаллических месторождений и рудопроявлений (Лысогорское, Туманное, Глухоманское).

Определить металлогеническую роль герцинских комплексов андезитовой формации Центрального Казахстана среди большого многообразия рудных формаций, связанных с магматическими проявлениями орогенного (или сводово-глыбового) этапа развития, достаточно затруднительно, хотя имеются представления о том, что с андезитовым (андезит-дацитовым) вулканизмом связаны свинцово-цинковое, молибденово-медное, золотое оруденение [74, 634, 635], а также концентрации

высокоглиноземистого сырья, приуроченные к полям вторичных кварцитов [539]. Многими исследователями неоднократно подчеркивается приуроченность месторождений меди, свинца, цинка и других металлов к кольцевым вулканоструктурам [198], сложенным образованиями андезитовой, липаритовой и гранитовой формаций.

С юрскими комплексами андезитовой формации Восточного Забайкалья связана свинцово-цинковая (с золотом) рудная субформация [263, 356], представленная гидротермальным генетическим типом месторождений, которые образуют единый сложный ряд от более высокотемпературных галенит-сфалеритовых с арсенопиритом, пиритом и пирротинном до более низкотемпературных карбонатно-сфалеритовых и буланжеритовых месторождений. К ареалам развития представителей андезитовой формации в пределах Онон-Ундинской подзоны приурочены известные рудные поля золото-свинцово-цинковых месторождений (Новоширокинское, Шадоронское, Култуминское, Газимурозаводское). С комплексами андезитовой формации Украинских Карпат исследователи связывают ртутные, мышьяково-сурьмянортутные и ртутно-полиметаллические месторождения Вышковского района [293].

В различных районах развития миоцен-плиоценовых комплексов андезитовой формации на Малом Кавказе известны рудопроявления свинца и цинка, молибдена, золота, ртути, мышьяка, сурьмы, марганца, железа, а также алунита [18, 147, 320, 355]. Практически все известные рудопроявления и месторождения размещаются в пределах субширотного ареала развития андезитовой формации, локализуясь в гидротермально измененных породах различных фаций вторичных кварцитов крупных вулканоструктур. Комплексы субмеридионального ареала андезитовой формации практически безрудны, так же как безрудны плиоцен-четвертичные комплексы этой формации и на Большом Кавказе.

### Трахиандезитовая формация

К трахиандезитовой формации отнесены дифференцированные вулканические комплексы, сложенные, аналогично андезитовой формации, обширным рядом пород от основных до кислых, но отличающихся субщелочным составом; тип щелочности калиево-натриевый с отклонением к существенно калиевому. Преобладающей разновидностью пород формации являются трахиандезиты, трахиандезито-базальты, латиты. Значительную роль играют трахибазальты. Трахилипариты — редки. Трахиандезитовая формация проявляется в складчатых областях на стадии орогенного или сводово-глыбового их развития, а также в эпикратонных орогенных поясах, характеризуя активизацию консолидированных структур.

Комплексы трахиандезитовой формации появляются лишь в областях мощного развития андезитовой формации. Излияния трахиандезитов и других лав происходят относительно локально и кратковременно и приурочены к определенным структурно-формационным зонам или даже отдельным вулканотектоническим структурам внутри широких ареалов андезитового вулканизма. При этом по своим геологическим характеристикам трахиандезитовые комплексы оказываются весьма близкими к синхронным образованиям андезитовой формации. Проявляясь в наземных условиях во внутриконтинентальных складчатых областях, они могут входить в состав латеральных формационных рядов, представленных только наземными вулканическими формациями (Малый Кавказ) или вулканическими и вулканогенно-осадочными — пресноводными (Восточное Забайкалье).

Наиболее мощные проявления трахиандезитовой формации, которые можно рассматривать в качестве голотипа, отмечаются в Восточном Забайкалье, где она вместе с андезитовой формацией образует синхронный латеральный ряд, слагая единый позднеюрский структурный этаж Газимурской зоны. Трахиандезитовая формация развита в пределах ее Алгачинской подзоны и наиболее полно представлена в Александровозаводском, Мулинском, Верхнеборзинском вулканических полях (шадоронская серия). В тех же полях локализованы синхронные субвулканические и гипабиссальные монцит-сиенитовые интрузии акатуевского комплекса ( $J_{2-3}$ ) и экструзивные дайковые образования нерчинско-заводского комплекса\* ( $J_3$ ), представляющие собой, по-видимому, интрузивные комагматы трахиандезитовой формации.

Формирование вулканического и субвулканического комплексов, начавшееся в конце средней юры и продолжавшееся всю позднюю юру, происходило в континентальных условиях на фоне сводовых поднятий и разрывных нарушений. Площади вулканических полей измеряются первыми сотнями квадратных километров. По отношению к более древним структурам распределение их носит наложенный характер и контролируется разломами северо-восточного, северо-западного, субмеридионального простираия.

Образование комплексов трахиандезитовой формации происходило в три фазы. Первая фаза ( $J_{2-3}$ ) характеризуется различной степенью эксплозивности: в разных вулканических полях преобладают то горизонты агломератовых туфов, то покровы лав и лавобрекчий. Соответственно изменяется и индекс

---

\* В составе нерчинско-заводского комплекса, развитого преимущественно в Онон-Удинской подзоне, преобладают диорит-гранодиоритовые тела (диорит-гранодиоритовая формация), а в Алгачинской подзоне, судя по петрохимическим материалам, — сиенитовые.

эксплозивности — 20—70%. Излившиеся породы представлены пироксеновыми и плагиоклаз-пироксеновыми трахибазальтами, трахиандезито-базальтами, пироксен-амфиболовыми латитами. Субвулканические тела первой фазы — это маломощные дайки меланократовых пироксен-амфиболовых диорит-порфиритов и андезит-базальтов. Синхронно с вулканитами первой фазы происходило внедрение субвулканических интрузий акатуевского комплекса (монзонит-сиенитовая формация), локализованных, как правило, в центральных частях вулканических построек — палеокальдер. Интрузии обычно имеют штокообразную, реже дайкообразную форму, облик слагающих их пород интрузивный, полнокристаллический; порфиридная структура характерна лишь для сиенит-порфировых даек.

Субвулканическая серия дифференцирована шире, чем вулканическая (от габбро-сиенитов до граносиенитов), и как бы продолжает, «наращивает» в петрохимическом отношении вулканическую серию.

Вулканы второй фазы ( $J_3^1$ ) распространены наиболее широко, среди них преобладают лавобрекчии. Состав пород — амфибол-плагиоклазовые трахиандезиты и андезиты, биотит-плагиоклазовые трахиандезито-дациты и андезито-дациты, реже отмечаются трахиандезито-базальты. Субвулканические тела нерчинско-заводского комплекса представлены неками, силлами, дайками диорит-порфиритов, сиенит-диорит-порфиров, граносиенит-порфиров, приуроченными к палеовулканическим постройкам. Вулканы второй фазы продолжают вулканическую серию первой фазы, представляя ее средние и умеренно кислые члены. В последних уже намечается тенденция к снижению общей щелочности.

Вулканогенно-осадочные породы присутствуют в составе вулканогенной толщи в резко подчиненном количестве. Они представлены окремненными туфоалевролитами, алевритовыми туффитами и вулканомиктовыми песчаниками, реже вулканическим пеплом в глинисто-алевритовом окремненном цементе. Эти породы образовались, видимо, в результате частичного разрушения и переотложения вулканитов в бассейнах озерного типа.

Вулканы третьей фазы ( $J_3^{2-3}$ ), распространенные нешироко, образуют новую серию от андезито-базальтов до липаритов, отличающуюся от предыдущей заметным снижением щелочности и, по существу, уже относящуюся к андезитовой формации, включающей отдельные покровы трахибазальтов, силлы лейкократовых трахидолеритов, перекрывающих и прорывающих кислые вулканы третьей фазы. Синхронно третьей фазе внедрялись субвулканические тела нерчинско-заводского комплекса, представленные граносиенит-порфирами, гранит-порфирами.

В пределах вулканических полей реконструируются палеовулканические структуры, среди которых отмечаются купольные

палеовулканические структуры или палеовулканы (площадью 1—3 км<sup>2</sup>), образующие положительные формы рельефа, и кольцевые структуры типа палеокальдер (2—15 км<sup>2</sup>), образующие отрицательные формы рельефа.

На Малом Кавказе трахиандезитовая формация развита локально и представлена породами вулканического массива Ишханасар (ишханасарский комплекс) в Сюникском вулканическом нагорье. Формационных его аналогов среди неоген-четвертичных лав Малого Кавказа не известно, по-видимому, их следует искать среди неоген-четвертичных щелочных вулканических проявлений Малой Азии\*. В отличие от Восточного Забайкалья на Малом Кавказе образование ишханасарского комплекса представляет собой относительно кратковременный и локальный эпизод на фоне длительно и мощно проявленной андезитовой формации, по времени приуроченный к концу первой фазы андезитового вулканизма (миоцен) и завершившийся до начала ареальных излияний четвертичных андезитов и андезито-базальтов.

По мнению В. М. Амаряна, вулканическая активность Ишханасара продолжалась на протяжении всего позднего плиоцена. По данным К. Г. Шириняна [622], главную часть собственно ишханасарской толщи составляет центральный массив сложного полигенного вулкана, приуроченный к стыку регионального разрывного нарушения северо-восточного — юго-западного простирания с глубинным разломом северо-западного простирания. Среди вулканических продуктов преобладают роговообманковые и пироксеновые трахиандезито-базальты и трахиандезиты, реже отмечаются оливиновые трахиандезито-базальты и трахибазальты, а также умеренно кислые разновидности пород — до трахидацитов.

Породы трахиандезитовой формации при значительном сходстве с породами андезитовой формации обладают и рядом специфических черт. Прежде всего в них заметно изменяется набор минералов-вкрапленников: господствующим становится амфибол, который присутствует в породах любой основности начиная с трахибазальтов. В некоторых случаях к нему присоединяется клинопироксен или оливин в трахибазальтах. Ортопироксен для формации не характерен. В трахидацитах и трахилипаритах присутствует биотит. Наиболее часто встречающейся разновидностью пород являются амфиболовые трахиандезиты. Состав плагиоклаза, присутствующего, как правило, в подчиненном количестве, изменяется в зависимости от основности пород от ап<sub>30</sub> до ап<sub>60</sub>, в нем отмечается примесь ортоклазового компонента

\* Детально исследованные в 1975 г. К. Г. Шириняном четвертичные щелочные лавы Кафанского района относятся к иному формационному типу щелочных базальтоидов, отличаясь от трахиандезитовой формации еще и натровой спецификой.

до 15—18% в виде твердого раствора или субмикроскопических антипертитов (Восточное Забайкалье).

Из двух рассмотренных выше комплексов трахиандезитовой формации лишь в восточнозабайкальском имеются кислые разновидности — трахилипариты с вкрапленниками калиевого полевого шпата, представленного аноктоклазом, близким к низкому санидину ( $or_{32} ab_{68}$  —  $or_{40} ab_{60}$ ). В субвулканических телах, сложенных трахилипаритовыми порфирами, отмечены высокий ортоклаз и высокий или промежуточный санидин ( $or_{60} ab_{40}$ ). Основная масса лав сложена полевошпатовым микрокристаллическим агрегатом (плагноклаз и калиево-натриевый полевой шпат), иголочками амфибола, рудными частицами, в трахилипаритах — кварц-полевошпатовым агрегатом. Пирокластические породы трахиандезитовой формации представлены преимущественно литокластическими и лито-кристаллокластическими туфами и туфобрекчиями амфиболовых трахиандезитов, латитов, реже трахилипаритов. Цемент туфов пепловый, иногда пеплово-пелитовый.

Трахиандезитовая формация по характеру распределения  $SiO_2$  в породах близка к андезитовой (нормальная кривая распределения с максимумом на породах средней основности), отличаясь от нее лишь заметной редукцией кислых членов. В координатах сумма щелочей —  $SiO_2$  (рис. 3) отмечается отчетливое смещение поля фигуративных точек далее в область более щелочных составов по сравнению с андезитовой формацией. При этом накопление щелочей идет неравномерно: в основных членах, нередко попадающих в поле базанитов, скорость накопления щелочей максимальная, затем в области трахиандезитобазальтов, андезито-трахитов и трахитов она несколько снижается, оставаясь все же весьма высокой. При содержании 60—62%  $SiO_2$  серия либо заканчивается (Ишханасар), либо обнаруживает резкое падение щелочности (изгиб, даже излом в проектировании поля), что «возвращает» умеренно кислые и кислые породы серии в область составов андезитовой формации\* (Восточное Забайкалье). Соответственно изменяется и нормативный состав пород: трахибазальты и трахиандезито-базальты относятся к нефелин-нормативным (до 10%  $ne$ ); в трахиандезитах содержание нормативного нефелина падает до 0, далее по мере роста содержания  $SiO_2$  в нормативном составе появляются гиперстен и кварц.

По характеру щелочности породы трахиандезитовой формации принадлежат калиево-натриевому типу с отклонением к существенно калиевым разновидностям с небольшим преобладанием калия над натрием (рис. 4).

\* Продолжение щелочного тренда намечается по единичным анализам трахилипаритов, однако по принятым условиям на сводном графике отражения не находит.

Анализ среднего состава пород базальт-андезитового интервала трахиандезитовой формации (табл. 3) показывает, что она представлена низкоглиноземистыми (14—16%  $Al_2O_3$ ), высокощелочными (сумма щелочей 7—8%), низкотитанистыми породами с содержанием 5—6%  $\Sigma Fe$ , 4—5%  $MgO$ . Породы трахиандезитовой формации характеризует тенденция накопления некогерентных микроэлементов по сравнению с породами андезитовой формации.

В области развития трахиандезитовой формации Восточного Забайкалья (Алгачинская подзона) локализованы существенно свинцово-цинковые месторождения (Акатуйский и Александрово-заводский рудные районы, Алгачинское и Кличкинское рудные поля) меньшего масштаба и более простого состава, чем в Онон-Ундинской подзоне с ее андезитовой формацией. Малокавказский (ишханасарский) трахиандезитовый комплекс оруденения не несет.

### Тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовая формация

К формации принадлежат крупные, часто сложной формы зональные гранитоидные массивы. Они сложены разнообразными породами, среди которых наиболее характерны кварцевые диориты, тоналиты, плаггиограниты, гранодиориты, обычны биотит-роговообманковые граниты, сиенито-диориты, сиениты, граносиениты, диориты и габбро-диориты. Соотношение этих пород варьирует в широких пределах. Для пород формации характерны высокое содержание (соотнесенное к кремнезему) кальция, железа, натрия, преобладание натрия над калием, высокое содержание титана, никеля, кобальта, хрома, ванадия и сравнительно низкое — литофильных элементов.

Массивы тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формации играют значительную роль в строении ряда складчатых областей. Все исследователи, каких бы тектонических концепций они ни придерживались, обращали внимание на то, что становление массивов приурочено к переломному этапу в истории развития этих областей или отдельных зон, отвечающему окончанию геосинклинального режима и переходу к орогенному. Комплексы, принадлежащие к этой формации, сопряжены со структурно-формационными зонами эвгеосинклинального типа и обнаруживают тесную пространственную и временную связь с производными базальтоидной магмы как в эффузивной, так и в интрузивной форме. Оба эти обстоятельства служили посылками различного рода геотектонических гипотез — гипотез магмо- и гранитообразования.

Комплексы тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формации играют наибольшую роль в каледонских складчатых сооружениях, масштабы их проявления снижаются в герцинских структурах и сравнительно невелики в альпийских.

При описании тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации были использованы работы многочисленных исследователей, из которых важнейшими являются: по Казахстану — работы Ю. А. Билибина [48], Г. Л. Добрецова [155], Д. Г. Ажгирея и др. [569], М. Г. Хисамутдинова и др. [323], по Тянь-Шаню — Т. Н. Далимова [139], И. Х. Хамрабаева [582], по Уралу — Б. К. Львова [316], Д. С. Штейнберга [626], Г. Б. Ферштатера [566], по Алтае-Саянской области — Т. Н. Ивановой [212], М. П. Кортусова [265], Ю. А. Кузнецова [476], Г. В. Полякова [454], по Забайкалью — А. Н. Дистановой [149, 150], Л. А. Козубовой [247, 248], по Дальнему Востоку — Л. И. Красного и др. [103], П. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова [348].

В раннекаледонских сооружениях Алтае-Саянской области к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации принадлежат ольховский, мартайгинский, лебедский, садринский, тануольский комплексы, в позднекаледонских сооружениях этой же области — ольгинский и тельбесский комплексы, а в каледонидах Казахстана — крыккудукский и его аналоги.

В герцинских складчатых областях тоналит-плагиогранит-гранодиоритовую формацию представляют: в Уральской области — пластовский, сарбай-соколовский, милютинско-михайловский, степнинский комплексы, в Джунгаро-Балхашской — балхашский, мамантасский, музбельский, алтынэмельский, в Среднетяньшанской — карамазарский, в Зайсанской — змеиногорский, саурский. В альпидах Камчатско-Корякской складчатой области к рассматриваемой формации отнесены кони-тайгоносский, мургальский, ворожейский, а на Кавказе — абхазский комплексы.

Магматические тела тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации локализуются в эвгеосинклинальных зонах, где они завершают геосинклинальную стадию развития этих зон, закономерно венчая присущий им ряд вулканогенных и интрузивных образований. Эвгеосинклинальные зоны, как известно, отличаются широким развитием магматических образований, в первую очередь вулканитов, принадлежащих к формациям мафического семейства: натриевых базальтов, натриевых базальтов-липаритов, базальт-андезит-липаритовой, андезит-базальтовой. Внедрению массивов данной формации обычно предшествуют эффузивы базальт-андезитовой формации, состав которых хорошо коррелируется с составом соответствующих региональных комплексов описываемой формации. Вулканиты в эвгеосинклинальных зонах перемежаются с осадочными толщами пестрого состава, из которых наиболее характерны кремнистые, кремнисто-карбонатные, полимиктовые терригенные псаммитовые и пелитовые. Для образований инверсионной стадии характерны терригенные и терригенно-карбонатные толщи флишоидного и молассоидного строения, как правило, с эффузивами базальт-андезитовой формации. Интрузивные образования этих зон пред-

ставлены телами габбро-диорит-диабазовой, перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-сиенитовой, габбро-плагногранитовой формаций. Таким образом, интрузии тоналит-плагногранит-гранодиоритового формационного вида завершают возрастной ряд магматических тел, производных базальтоидной магмы.

Время формирования массивов рассматриваемого формационного вида совпадает с инверсией эвгеосинклинальных зон, после чего в них завершается геосинклинальный и наступает орогенный режим развития. Наиболее четко это устанавливается в Джунгаро-Балхашской, Камчатско-Корякской, Среднетяньшаньской, Кокчетав-Улутауской, Чингиз-Тарбагатайской и Зайсанской (в Саурской зоне) складчатых областях. В то же время в Алтае-Саянской, Уральской и ряде других областей данные о возрастном и соответственно тектоническом положениях интрузий этой формации не столь определены.

Продолжительность становления массивов (внедрение, консолидация, полное застывание) вплоть до начала эрозии укладывается в промежуток времени, отвечающей части века, как об этом можно судить по геологическим данным, касающимся балхашского, саурского, каразарского, кони-тайгоносского и ряда других комплексов.

Интрузии размещаются в пределах геосинклинальных прогибов и интрагеосинклинальных поднятий, часто на границе между ними. Они обычно приурочены к антиклинальным складкам второго порядка, хотя нередко встречаются и среди синклинальных структур. Контролируются крупнейшими, нередко глубинными разломами, ориентированными согласно с преобладающим простиранием вмещающих толщ, в связи с чем массивы, как правило, конкордантны.

Площадь массивов измеряется в пределах от сотен до первых тысяч квадратных километров, они слагают обычно около 10—20% площади соответствующих эвгеосинклинальных зон. В структурах сложного блокового строения (например, Восточно-Тувинская, Селенгино-Яблоновая) развиты уникальные по площади массивы (15—30 тыс. км<sup>2</sup>) сложной формы, в пределах которых осадочно-вулканогенные толщи представляют собой крупные ксенолитоподобные блоки.

Среди массивов преобладают удлиненные тела, сравнительно редко изометричные, широко распространены интрузии сложной формы с извилистыми контактами. Крупные массивы сопровождаются сателлитами. Апикальные их части отличаются сложным строением с многочисленными куполовидными вздутиями, чередующимися с провесами кровли, боковые контакты извилисты, осложнены многочисленными апофизами, обычно круто (70—90°) падают в сторону вмещающих толщ. Прямые геологические наблюдения даже в районах с глубокими (до 2—4 км) эрозионными врезами нигде достоверно не фиксируют подошвы массивов. В ряде регионов она устанавливается по

геофизическим данным, в соответствии с которыми размеры тел по вертикали определяются для крыккудукского комплекса 1—6, мамантасского — 2—3, милютинско-михайловского — 2—4 км и т. д. В связи с этим форма плутонов трактуется по-разному: одни исследователи считают их батолитами, другие рассматривают их как гарполиты, линзовидные или пластинообразные тела.

Массивы имеют сложное зональное строение: краевые зоны сложены габбро-диоритами, диоритами с четко ориентированными текстурами и многочисленными ксенолитами, ориентированными согласно с направлением директивных текстур (рис. 6). Одни авторы указывают, что директивные текстуры в общем плане подчиняются конфигурации контактов. Другие подчеркивают, что и полосчатость и ориентировка ксенолитов совпадают с ориентировкой залегания вмещающих толщ, и это, по их мнению, является одним из аргументов, свидетельствующих о формировании массивов *in situ*. Центральные части массивов обычно слагаются породами наиболее кислого состава, нередко в одном массиве отмечается несколько таких «ядерных» зон. В ряде тел зональность усложняется полосчатостью, ориентированной согласно с их удлинением. Некоторые тела описываемой формации входят в состав полихронных плутонов, представляющих собой агломерат разновозрастных и разноформационных тел, в целом ряде районов еще не разделенных или разделенных недостаточно, что в значительной мере затрудняет выявление закономерностей их строения и состава.

Петрографический состав массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации отличается большим разнообразием и изменчивостью. Преобладающими породами являются гранодиориты, плагиограниты, тоналиты, кварцевые диориты и диориты. В эндоконтактах диориты нередко переходят в габбро-диориты. К числу обычных пород принадлежат биотит-роговообманковые, реже биотитовые граниты. Обычными являются также сиенито-диориты, в меньшей мере сиениты, граносиениты и кварцевые монцониты, хотя в ряде массивов и комплексов они могут и отсутствовать. Наконец, в составе некоторых комплексов указываются лейкограниты и аляскиты, значение которых невелико и которые, вероятно, принадлежат к образованиям других формационных типов.

Между породами, слагающими отдельные тела, установлены как секущие взаимоотношения, так и постепенные переходы. Как правило, породы, близкие по составу, связаны постепенными переходами, а заметно различающиеся — секущими взаимоотношениями. В ряде массивов не удается выделить четких фаз внедрения, а в некоторых их насчитывается от двух до пяти в гомодромной последовательности.

Массивы тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации обнаруживают тесную временную и пространственную связь

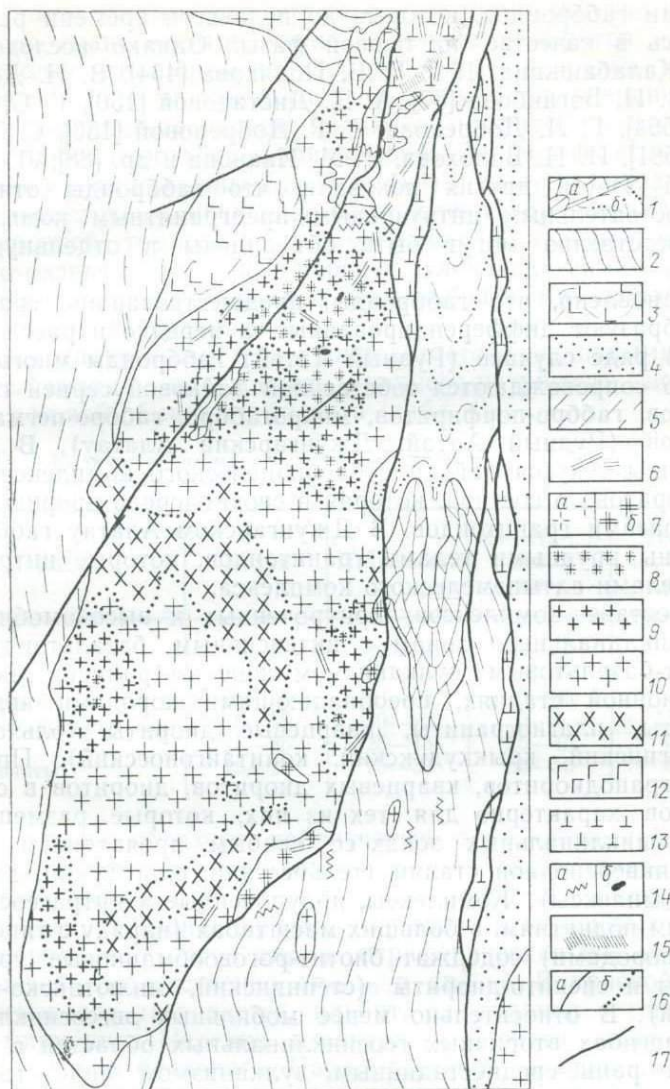


Рис. 6. Схема геологического строения Милютинского массива (по Е. Н. Давыдову).

1 — нижний карбон (*a* — известняки, *b* — песчаники, глинистые сланцы); 2 — верхний девон (известняки, конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, порфириты, туфы); 3—4 — средний девон (3 — диабазовые порфириты, диабазы, туфы среднего и основного состава, 4 — песчаники); 5 — верхний протерозой — нижний палеозой (графитистые и другие кристаллические сланцы, кварциты, кварцито-песчаники); 6—11 — милютинский комплекс (С<sub>1</sub>): 6 — дайковые образования (диоритовые порфириты, плагιοгранит-порфириты, спессартиты, альбитофириты), 7 — вторая фаза (*a* — пла-

гиограниты, *b* — микроклин-плагноклазовые граниты), 8—11 — первая (главная) фаза (8 — граниты, 9 — плагιοграниты, 10 — тоналиты, 11 — кварцевые диориты, диориты, сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты); 12 — тогузакский комплекс (С<sub>2</sub>), габбро, габбро-нориты, габбро-диориты, анортозиты, перидотиты, пироксениты; 13 — притобольское-аккартинский комплекс (S—D), аподунитовые и апоперидотитовые серпентиниты; 14 — кварцевые жилы (*a*), грейзены (*b*); 15 — скарны; 16 — геологические границы (*a* — резкие, *b* — постепенные переходы); 17 — разломы.

с телами габброидов, которые до недавнего времени рассматривались в качестве их первой фазы. Однако исследования С. Н. Калабашкина [101], Г. В. Полякова [454], В. Н. Довгала [160], В. И. Богнибова [57], А. Н. Дистановой [150], Г. С. Федосеева [564], Г. Л. Добрецова, Т. Г. Добрецовоной [156], С. Л. Халфина [581], И. Н. Волохова, В. М. Иванова и др. [88], Л. А. Козубовой [248] и других показали, что габброиды относятся к самостоятельным интрузивным предгранитным комплексам и соответственно могут быть объединены в отдельную формацию.

Установлено, что габброиды, предшествовавшие гранитоидам, образуют дифференцированные, а нередко и расслоенные тела. В ряде случаев (Рудный Алтай) габброиды многофазны и часто сопровождаются собственной дайковой серией габбро-диабазов, габбро-порфиритов, микрогаббро, габбро-пегматитов, диоритов (Рудный Алтай, Джунгарский Алатау). В Сауре габброиды секутся дайкой субвулканического комплекса андезит-диоритового состава, которая в свою очередь прорвана ранними фазами гранитоидов. В Джунгарском Алатау габброиды прорваны крупными телами гранитоидов, которые интродированы телами алтынэмельского комплекса.

В составе комплексов, приуроченных к высокоподвижным эвгеосинклинальным зонам с интенсивным базальтоидным и андезит-базальтовым вулканизмом как на ранней, так и на инверсионной стадиях, преобладающими породами являются тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты (ольховский, мартайгинский, кряккудукский, конитайгоносский). Преобладание гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов в составе массивов характерно для тех из них, которые размещаются в эвгеосинклинальных зонах со слабым проявлением вулканизма инверсионной стадии (тельбесский, ольгинский, джидинский комплексы). Комплексы, приуроченные к интрагеосинклинальным поднятиям, в больших масштабах (наряду с типоморфными породами) содержат биотит-роговообманковые граниты, сиениты и сиенито-диориты (степнинский, милютинско-михайловский). В относительно менее подвижных эвгеосинклинальных прогибах вторичных геосинклинальных областей с интенсивным ранне-среднестадийным вулканизмом андезитового и андезит-дацитового состава в строении комплексов ведущую роль играют биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты и практически отсутствуют породы сиенитового ряда (балхашский, змеиногорский).

Таким образом, в наиболее подвижных эвгеосинклинальных прогибах в составе тел преобладают тоналиты, плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты. В структурах более жестких в составе этих тел заметную роль играют граниты, а доля пород умеренно кислого и среднего состава заметно убывает. В интрузиях, приуроченных к блокам со спокойным тектоническим раз-

витием, выполненных карбонатными толщами, заметно возрастает доля граносиенитов, сиенитов, сиенито-диоритов.

Наиболее характерны полнокристаллические средне- и крупнозернистые породы, сравнительно редки порфириовидные, которые в большинстве своем являются порфиробластическими. Преобладают породы с гипидиоморфнозернистой структурой (в краевых зонах обычны бластические); текстуры пород полосчатые, директивные, последние обусловлены план-параллельной ориентировкой темноцветных минералов и полевых шпатов. Широко развиты токситовые породы, отличающиеся неравновесным составом с изобильными широкообразными скоплениями темноцветных минералов.

Состав главнейших пород определяется различными сочетаниями кварца, плагиоклаза, калиево-натриевого полевого шпата, роговой обманки и биотита (табл. 4).

#### 4. Количественно-минералогический состав главнейших пород, вес. %

Порода	Кварц	Плагиоклаз	К — Na-полевой шпат	Темноцветные минералы
Гранодиориты	15—25	30—50	15—30	5—20
Тоналиты	15—25	50—60	3—15	5—15
Плагиограниты	25—35	60—80	0—20	5—15
Кварцевые диориты	5—15	50—80	0—5	15—25
Граниты	25—35	25—45	25—45	5—10
Граносиениты	15—25	15—30	30—50	5—15

Плагиоклаз образует таблитчатые зерна с четкой, часто ритмичной зональностью. Количество зон в плагиоклазе и различия в их составе, как правило, увеличиваются в более основных породах. В гранодиоритах, тоналитах и кварцевых диоритах ядерная часть зерен  $ap_{30-60}$ , периферическая  $ap_{5-30}$ ; в плагиогранитах соответственно  $ap_{30-40}$  и  $ap_{10-15}$ . В краевой части по плагиоклазу развивается альбит, на границе с микроклином — мirmekит. Нередко в центральной части зерен сохраняются реликты битовнита. Наряду с зональным плагиоклазом, особенно в гибридных породах, развит и незональный — более кислого состава. Кварц представлен ксеноморфными зернами нескольких генераций.

Калиево-натриевый полевой шпат представлен обычно микроклин-пертитом, однако нередко присутствует и слабо упорядоченный полевой шпат, близкий к ортоклазу. Почти всегда отмечается несколько генераций этого минерала. Роговая обманка, обычно железистая (40—50%), присутствует во всех породах и обладает наибольшим идиоморфизмом. В центральной части нередко отмечаются реликтовые зерна моноклинного

пироксена. Железистость биотита, развивающегося по роговой обманке, 50%. Типоморфными аксессуарными минералами являются апатит, сфен, циркон, магнетит, титаномagnetит, ильменит, обычные ортит, анатаз, рутил.

Жильные образования развиты незначительно и представлены жилами и дайками гранит-порфиров, микрогранитов, аплитов, диабазовых порфиров и пегматитов. Обычны дайки лампрофиров, диоритовых порфиров, плагиогранит-порфиров, граносиенит- и сиенит-порфиров. Размещаются они в пределах массивов и их контактовых ореолов редкой сетью или формируют пояса протяженностью от единиц до нескольких сотен метров (редко до первых километров).

Породы, слагающие массивы, практически всегда и в значительной степени затронуты процессами постмагматического изменения, выражающегося в плагиофельдшпатизации, хлоритизации, эпидотизации, альбитизации, серицитизации. Наиболее высокотемпературной стадией является плагиофельдшпатизация, в результате которой развивается вторичный незональный плагиоклаз (обычно более кислого состава, чем магматический) в первую очередь по первичному плагиоклазу и частично по другим минералам. Широко развит процесс окварцевания, который захватывает все минералы и является, вероятно, наиболее низкотемпературным.

Интенсивные постмагматические изменения проявляются в гранитоидах, связанных с формированием наиболее мобильных зон. В отдельных массивах степень изменения возрастает в пределах зон дробления и катаклаза. К ним же приурочена постмагматическая сульфидизация пород.

Заметную роль в постмагматическом преобразовании пород играет и кремнекалиевый метасоматоз. Наиболее интенсивно он проявлен в интрузиях, размещающихся в наиболее жестких структурах, а в структурах мобильных проявлен слабо. Процесс начинается с развития микроклина, формирующегося главным образом по плагиоклазу, который при этом деанортитизируется, а завершается мусковитизацией и окварцеванием. Надо полагать, что по крайней мере часть гранитов и гранодиоритов формации образована в результате этого процесса. Кремнекалиевый метасоматоз предшествует, по-видимому, «зеленокаменному изменению» (за исключением плагиофельдшпатизации). Контролируется он ослабленными зонами в массивах и в контактовых ореолах.

Большое разнообразие пород обуславливает и широкие вариации содержания в них петрогенных элементов (табл. 5, рис. 7, 10, 11):  $\text{SiO}_2$  54—76, щелочей — 3—10%, а  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O})$  — от 0,15 до 1. Столь же значительны колебания содержания других элементов. Практически петрохимический состав пород формации отвечает всем породам, известным среди других гранитоидных формационных видов, за исключе-

5. Средний химический состав пород тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	60,59	65,46	59,84	67,30	61,26	66,37
TiO <sub>2</sub>	0,81	0,52	0,93	0,40	0,56	0,45
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,98	16,08	18,05	16,87	18,04	16,63
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,20	1,51	2,70	1,76	2,51	1,60
FeO	6,38	4,51	3,85	2,74	3,55	2,70
MnO	0,19	0,14	0,08	0,08	0,10	0,07
MgO	3,02	1,87	2,79	0,93	2,81	1,57
CaO	6,06	4,71	55,03	3,59	5,39	3,46
Na <sub>2</sub> O	3,41	3,68	4,39	4,31	4,11	4,39
K <sub>2</sub> O	1,36	1,52	2,34	2,13	1,67	2,76
Количество анализов	8	17	7	13	8	15

Окислы	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	60,62	65,13	63,35	65,15	59,63	66,51
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,48	0,50	0,36	0,66	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,58	17,10	15,85	15,59	18,23	16,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,90	1,49	2,21	2,44	2,71	1,90
FeO	4,63	2,93	4,20	2,77	3,22	2,09
MnO	0,11	0,08	0,07	0,09	0,05	0,04
MgO	3,05	1,54	2,99	2,45	2,30	1,24
CaO	6,08	4,25	5,18	4,65	4,79	2,74
Na <sub>2</sub> O	3,74	5,34	3,24	3,37	5,18	5,07
K <sub>2</sub> O	1,42	1,66	2,51	3,17	3,23	3,25
Количество анализов	8	5	8	3	6	5

Комплексы: ольховский (1, 2), мартайгинский (3, 4), саурский (5, 6), конигтайгоносский (7, 8), балхашский (9, 10), уленьгуимский (11, 12), 1, 3, 5, 7, 9, 11 — тоналиты, 2, 4, 6, 8, 10, 12 — гранодиориты.

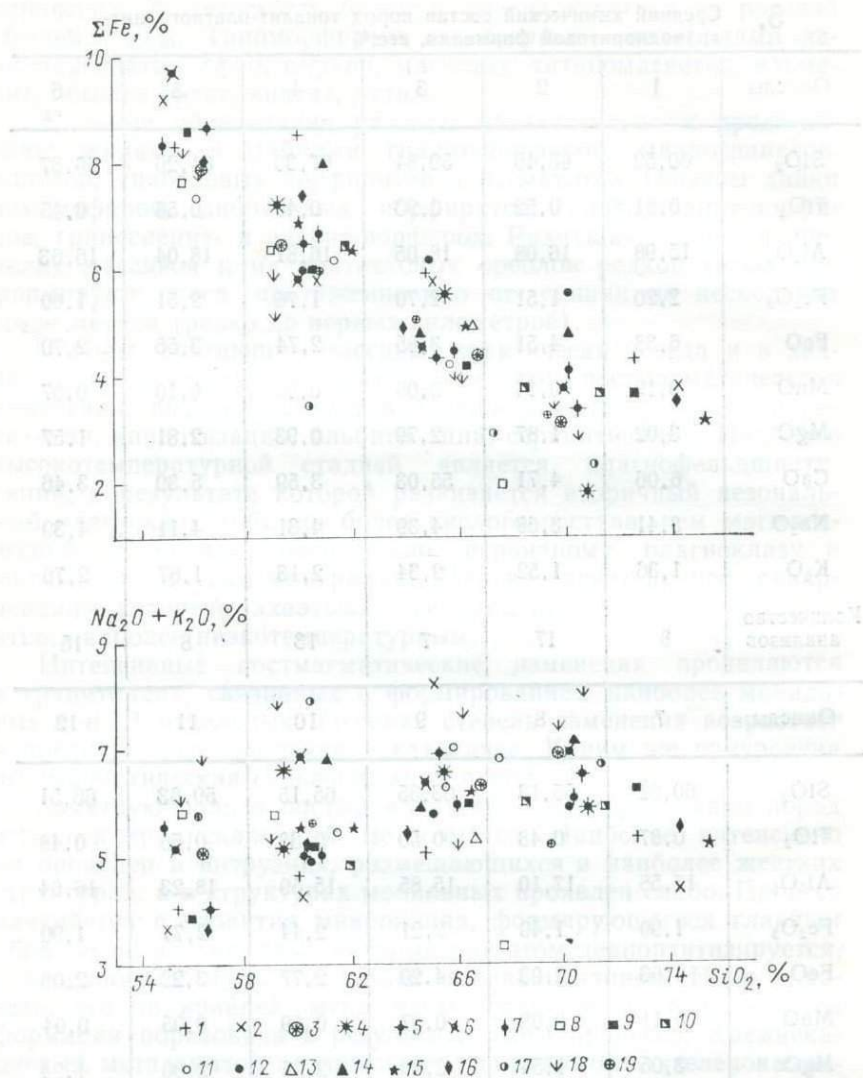
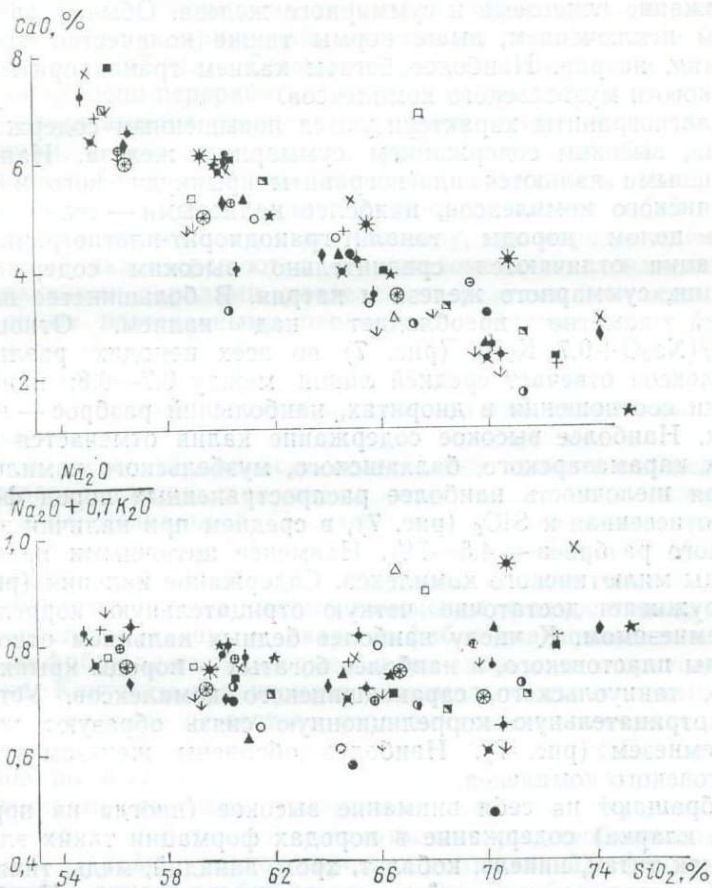


Рис. 7. Диаграммы составов пород тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формации по интрузивным комплексам.

Комплексы: 1 — ольховский, 2 — саракошинский, 3 — мартайгинский, 4 — крыккудукский, 5 — конитайгоносский, 6 — тельбесский, 7 — ольгинский, 8 — сарбай-соколовский, 9 — таннуольский, 10 — зменногорский, 11 — балхашский, 12 — музбельский, 13 — мамантасский, 14 — карамазарский, 15 — алтынэмельский, 16 — милютинско-михайловский, 17 — пластовский, 18 — уленьтуимский, 19 — саурский.



нием лишь калиевых гранитов, аляскистов и щелочных гранитов.

Диориты характеризуются высоким содержанием натрия. Отношение  $Na_2O/(Na_2O+0,7 K_2O)$  в среднем по комплексу 0,75—0,85. Содержание щелочей 3,5—6 вес.%, что в целом превышает средние содержания для диоритов. Характерно также высокое содержание железа (7,5—9,5 вес.%), титана и глинозема.

В тоналитах значительно преобладает натрий (65—80% от суммы щелочей). Содержание щелочей довольно высокое (4,5—8%) вплоть до количеств, характерных для кварцевых сенинтов. Отмечается известное обогащение глиноземом. Выше

нормы количество магния и особенно кальция. К наиболее калиевым принадлежат тоналиты карамазарского и балхашского комплексов.

В гранодиоритах выше (по сравнению со средним составом) содержание глинозема и суммарного железа. Обычно, за некоторым исключением, выше нормы также количество магния, кальция, натрия. Наиболее богаты калием гранодиориты балхашского и музбельского комплексов.

Плагииграниты характеризуются повышенным содержанием титана, высоким содержанием суммарного железа. Наиболее натриевыми являются плагииграниты крыккудукского и саракокшинского комплексов, наиболее калиевыми — тельбесского.

В целом породы тоналит-гранодиорит-плагиигранитовой формации отличаются сравнительно высоким содержанием кальция, суммарного железа и натрия. В большинстве из них натрий заметно преобладает над калием. Отношение  $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O}+0,7 \text{ K}_2\text{O})$  (рис. 7) во всех породах различных комплексов отвечает средней линии между 0,7—0,8; наиболее близки соотношения в диоритах, наибольший разброс — в гранитах. Наиболее высокое содержание калия отмечается в породах карамазарского, балхашского, музбельского комплексов. Общая щелочность наиболее распространенных пород формации, отнесенная к  $\text{SiO}_2$  (рис. 7), в среднем при наличии значительного разброса — 4,5—7%. Наименее щелочными являются породы милютинского комплекса. Содержание кальция (рис. 7) обнаруживает достаточно четкую отрицательную корреляцию с кремнеземом. К числу наиболее бедных кальцием относятся породы пластовского, а наиболее богатых — породы крыккудукского, таннуольского, саракокшинского комплексов. Устойчивую отрицательную корреляционную связь образуют железо и кремнезем (рис. 7). Наиболее обеднены железом породы пластовского комплекса.

Обращают на себя внимание высокое (иногда на порядок выше кларка) содержание в породах формации таких элементов, как титан, никель, кобальт, хром, ванадий, медь, типичных для базальтоидов и несвойственных кислым породам. Наоборот, содержание литофильных элементов (иттрий, иттербий, рубидий, цезий, лантан, тантал, ниобий, цирконий, олово), характерных для гранитоидов, в породах заметно ниже кларковых. Низкие содержания (иногда повышающиеся до кларковых) отмечаются для кадмия, селена, германия, стронция, галлия, скандия. Вольфрам и молибден либо не устанавливаются, либо присутствуют в небольших количествах. Содержание свинца и цинка варьирует выше и ниже кларковых.

Массивы тоналит-плагиигранит-гранодиоритовой формации, как правило, окружены широкими ореолами контакто-измененных пород, преобразованных весьма интенсивно под влиянием разнородных процессов. Зоны эндоконтакта, ширина

которых обычно составляет от  $1/10$  до  $1/5$  поперечных размеров массивов, как правило, слагаются меланократовыми породами, содержащими многочисленные ксенолиты. Размеры ксенолитов от нескольких сантиметров до нескольких десятков метров в поперечнике. Форма их угловатая, удлинённая, изометрическая, изогнутая, ограничения как четкие, так и неясные (вплоть до шпироподобных). Совместно размещаются ксенолиты различной степени переработки, которая не зависит от их размеров. Они представлены роговиками, отвечающими по составу вмещающим, а также диорито- и гранитоидноподобным породам, в различной степени фельдшпатизированными и окварцованными. В ряде случаев эндоконтакт представляет собой агматовую или полосчатого строения зону, где породы магматического облика чередуются с метасоматически изменёнными вмещающими породами, разделённые резкими контактами, или связанные постепенными переходами. Ширина таких зон колеблется от нескольких метров до нескольких сотен метров, иногда километров. В ядерной части массивов содержание ксенолитов падает, и представлены они там диоритоподобными породами.

В процессе термального воздействия происходит перекристаллизация вмещающих пород, сопровождаемая метаморфической дифференциацией. По известнякам развиваются мраморы, по известковисто-глинистым породам — мраморы с гранатом, диопсидом, волластонитом. Эффузивы кислого состава испытывают сравнительно слабые изменения и относительно редко перекристаллизованы в кварц-амфибол-плаггиоклазовые, пироксен-амфибол-плаггиоклазовые, кварц-актинолит-хлоритовые роговики. Контакты гранитоидов с термально изменёнными породами независимы от состава последних всегда четкие и резкие. Ширина контактового ореола варьирует от первых десятков метров до нескольких километров и в целом коррелируется с размерами массивов и наклоном контактов. Уровень метаморфизма во внутренней зоне отвечает роговообманково-роговиковой (крайне редко пироксен-роговиковой) фации, а во внешней — эпидот-альбит-роговиковой. При благоприятных условиях термально изменённые породы экзоконтакта преобразуются под влиянием метасоматоза, создающего широкую гамму пород.

В итоге гранитизации, диоритизации, сиенитизации вмещающие породы приобретают облик магматогенных, в результате чего массивы полностью или частично теряют четкие ограничения. Процесс начинается с амфиболитизации и плаггиофельдшпатизации, которые сменяются биотитизацией и микроклинизацией, а затем альбитизацией и окварцеванием. В зависимости от интенсивности процесса формируются кристаллические сланцы и гнейсы или породы, по структуре и составу сходные с породами, слагающими массивы. Состав их варьирует в

зависимости от интенсивности той или иной стадии процесса. В итоге более интенсивной плагиофельдшпатизации формируются диоритоподобные породы. Усиление роли микроклинизации приводит к формированию сиенитоподобных пород. Интенсивная микроклинизация и окварцевание создают гранитоподобные породы. Отмечается и известная избирательность метасоматоза в зависимости от состава преобразуемых пород. Диоритизация и сиенитизация более характерны при преобразовании вулканитов (основного и среднего состава), полимиктовых песчаников и известково-глинистых пород, гранитизация более типична для песчаников и кислых вулканитов.

Вместе с тем даже в пределах контактового ореола единого массива (вдоль его контакта) значительно гранитизированные породы сменяются породами (роговиками), в которых метасоматоз проявился слабо или не проявился совсем.

Интрузии тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации практически всегда сопровождаются скарнами, образование которых происходит по известнякам, доломитам, известковистым сланцам и вулканитам основного состава. Преобладающее большинство скарновых тел размещается в непосредственном контакте с гранитоидами. Различаются гранатовые, пироксен-гранатовые, пироксеновые, пироксен-гранат-эпидотовые, актинолит (и тремолит)-пироксеновые, альбит-пироксеновые и другие разновидности скарнов.

Из других метасоматических процессов следует отметить скаполитизацию, амфиболлизацию, альбитизацию. С зонами скаполитизации нередко связаны значительные скопления магнетита.

Состав массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации коррелируется с составом пород эвгеосинклинальных зон, к которым они приурочены. Одни исследователи [48, 212, 444] объясняют это явление процессами контаминации, другие [265, 276] видят в этом одно из доказательств гипотезы магматического замещения. По-видимому, этот вопрос еще ждет своего решения. Статистическая обработка химических анализов гранитоидов и вмещающих пород и оценка достоверности при помощи  $t$ -критерия Стьюдента, проведенная на Алтае А. Н. Дистановой и др. [572], показали, что «значимые изменения содержаний компонентов вмещающих пород от района к району не сопровождаются значимыми изменениями содержаний компонентов гранитоидов». В то же время имеются факты прямого влияния вмещающих пород на состав массивов, а именно — развитие более основных пород в контакте с базальтоидами и более щелочных — в контакте с известняками. Однако эти закономерности выдерживаются не повсеместно.

С комплексами, относимыми к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, связана разнообразная промышленная минерализация: в первую очередь золото- и железорудная,

а также вольфрамовая (шеелит), молибденовая, меднорудная, полиметаллическая, висмут-серебряная. Золоторудная минерализация наиболее типична для массивов, где ведущую роль играют тоналиты, плагиограниты, гранодиориты, железорудная — для комплексов диорит-гранодиоритового состава.

Интрузивные комплексы, завершающие развитие типичных (достаточно мобильных) эвгеосинклинальных зон (мартайгинский, ольховский, крыккудукский, саурский и др.), сопровождаются месторождениями, в которых главную ценность представляет золото. Месторождения железа, ассоциирующие с ними, сравнительно невелики по масштабам. Иные металлы, как правило, концентрируются в ограниченных количествах.

Промышленная железорудная минерализация связана с комплексами, приуроченными к эвгеосинклинальным прогибам, где на инверсионной стадии формировались преимущественно карбонатно-терригенные (с участием эффузивов) толщи (ольгинский, тельбесский комплексы). Железоносными являются также интрузии, связанные с инверсией некоторых эвгеосинклинальных прогибов, заложившихся на краевых поднятиях (сарбай-соколовский, карамазарский комплексы). Золоторудная минерализация проявлена слабо, иногда ей сопутствует полиметаллическая и молибденовая.

Интрузии, связанные с внутригеосинклинальными поднятиями, несут наиболее разнообразную минерализацию, хотя масштабы ее проявления менее значительны. С ними ассоциируют проявления и месторождения золота, железа, молибдена, меди, вольфрама, цинка, серебра (степнинский, милютинско-михайловский, пластовский и другие комплексы).

Золоторудные месторождения, связанные с интрузиями данной формации, принадлежат к контактово-метасоматическому и гидротермальному генетическим типам. Среди последних продуктивны кварцевожильные месторождения, зоны окварцевания, сульфидизации и альбитизации. В контактово-метасоматических месторождениях золоторудная минерализация накладывается на скарны совместно с сульфидами (халькопирит, ковеллин, борнит, пирит, пирротин, молибден, галенит).

Промышленные скопления железа принадлежат к контактово-метасоматическому генетическому типу. Магнетитовая минерализация накладывается на скарны, вслед за магнетитовой нередко следует сульфидная (часто с золотом) минерализация. Значительная концентрация железа иногда связана с зонами скаполитизации или эпидотизации.

Вольфрам в форме шеелита концентрируется в скарнах и кварц-шеелитовых жилах. Медная минерализация, обычно незначительная по масштабам, приурочена к скарнам, кварц-сульфидным жилам и зонам сульфидизации. Такую же природу

имеют проявления свинца, цинка, висмута, серебра. Молибденит установлен в скарнах, в кварц-сульфидных, кварц-полевошпатовых и кварц-шеелитовых жилах и зонах окварцевания.

Характеристика тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации была бы неполной без рассмотрения ассоциаций тоналит-гранодиорит-граносиенитового состава, которая по классификации Ю. А. Билибина [48] относилась к габбро-сиенитовому комплексу, а на Карте магматических формаций СССР [233] — к габбро-граносиенит-гранитовой формации. Наиболее изученным ее образованием является улень-туимский комплекс в Алтайско-Саянской складчатой области. Несмотря на сравнительно хорошую изученность, объем этого комплекса и его тектоническое положение не достаточно ясны.

Тоналит-гранодиорит-граносиенитовая ассоциация обнаруживает большое сходство с вышерассмотренными интрузиями тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Как и последние, она представлена массивами батолитических размеров. Внедрению рассматриваемой ассоциации предшествует интрузия габброидов. Принадлежащие к ней массивы размещаются в пределах крупных блоков расколотого и относительно погруженного среднего массива или в краевых поднятиях вблизи границ структур эвгеосинклинального типа. Вмещающие толщи преимущественно карбонатные, вулканиты (среднего, реже основного состава) развиты слабо. Время формирования массивов нигде не установлено с необходимой степенью точности. Согласно одной из распространенных точек зрения, оно отвечает проявлению интрузий тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации в соседних эвгеосинклинальных зонах [233].

Массивы тоналит-гранодиорит-граносиенитовой ассоциации часто входят в состав сложных полихронных массивов, которые слагаются разнообразными породами — габброидами, сиенитоидами, гранитоидами. Недостаток геологического материала по возрастному расчленению этих массивов затрудняет выделение комплексов, принадлежащих к данной ассоциации. Одни исследователи [476] все разнообразие пород, за исключением габброидов, объединяют в один формационный тип, другие [385, 526] разделяют их на ряд комплексов, объем которых понимается несколько по-разному. Более обоснованной фактическим материалом представляется вторая точка зрения. И, видимо, лишь наиболее ранний интрузивный комплекс гранитоидов отвечает рассматриваемой нами ассоциации. Слагается он диоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, сиенитами, кварцевыми сиенитами, граносиенитами, гранодиоритами, плагиогранитами и тоналитами. Таким образом, по набору пород эта ассоциация обнаруживает сходство с составом массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации с той разницей, что ведущую роль в ней играют породы не-

сколько повышенной щелочности. Они характеризуются поликристаллическими структурами (средне- и крупнозернистыми) и директивными текстурами.

Главные пороодообразующие минералы пород, принадлежащих к рассматриваемой ассоциации: плагиоклаз, микроклин, кварц, обыкновенная или слабощелочная роговая обманка и биотит. Плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин, андезин) резко зонален в диоритах и слабо зонален в сиенитах и гранодиоритах; микроклин отчетливо корродирует плагиоклаз, в порфиroidных разностях он образует порфиробласты с включениями кварца, плагиоклаза, роговой обманки. Типоморфные аксессуарные минералы: сфен, апатит, магнетит. Переходы между близкими по составу породами постепенные, между заметно различными — секущие. Постмагматические изменения пород те же, что и в массивах тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, но явления кремне-калиевого метасоматоза более интенсивны.

По своим петрохимическим свойствам породы рассматриваемой ассоциации сходны с породами тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Для них характерно повышенное содержание железа и титана, высокое содержание кальция (см. табл. 5, рис. 7). В то же время в них выше содержание щелочей (сумма  $\text{Na}_2\text{O} + 0,7 \text{K}_2\text{O} = 5,5-10,0$ , иногда до 16%), а соотношение натрия и калия приближается к единице.

Характер контактового воздействия интрузий данной ассоциации совершенно аналогичен контактовому воздействию интрузий тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, различие заключается лишь в более интенсивной микроклинизации вмещающих толщ.

С массивами рассматриваемой ассоциации сопряжена золоторудная, меднорудная, железорудная, вольфрамовая и молибденовая минерализация, хотя генетическое родство установлено недостаточно достоверно. Золоторудная минерализация проявлена в кварц-сульфидных и кварцевых жилах, а также в скарнах. Молибденовое оруденение приурочено к скарнам, кварцевым и кварц-сульфидным жилам, к зонам дробления и окварцевания. Вольфрам в форме шеелита концентрируется в скарнах и кварц-шеелитовых жилах. Медная минерализация связана со скарнами, кварц-сульфидными жилами и зонами окварцевания. По сравнению с типичными представителями тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации в связи с интрузиями данной ассоциации, по-видимому, более богато проявлена медно-молибденовая и вольфрамовая минерализация.

Учитывая сходство многих формационных признаков, вероятно, правильно будет рассматривать тоналит-гранодиорит-граносиенитовую ассоциацию как щелочную ветвь тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации.

## Диорит-гранодиоритовая формация

Формация объединяет интрузивные комплексы, сложенные породами разнообразного состава — от габбро до гранитов, среди которых преобладают гранодиориты, диориты, биотит-рогообманковые граниты. Количественные соотношения пород заметно варьируют как в отдельных комплексах, так и в отдельных телах. Типоморфными в них являются калиево-натриевые породы щелочно-известкового ряда. Массивы разнообразны по размерам (от мелких до крупных), обладают зональным строением, принадлежат к гипабиссальным образованиям, внедрение их происходило в условиях орогенного режима.

Представителями диорит-гранодиоритовой формации [233] являются: первый девонский (по В. С. Коптеву-Дворникову) и кызылжартасский (по Г. Н. Щербе) комплексы каледонид Казахстана, яломанский комплекс каледонид Горного Алтая, топарский комплекс герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой области, шахтаминский, амуджикано-сретенский, амананский комплексы Забайкалья, удско-зейский комплекс Становой области, нижнеамурский комплекс в Сихотэ-Алине, дуганджинский комплекс приохотской части Монголо-Охотской зоны, бутакано-чуркинский и хингано-олойский комплексы Малого Хингана, охотский комплекс и комплекс малых интрузий (янский) на Северо-Востоке СССР.

При описании диорит-гранодиоритовой формации использован ряд детальных, в основном монографических работ по отдельным регионам: по Казахстану — В. С. Коптева-Дворникова [431], Г. Н. Щербы [108], по Горному Алтаю — А. Н. Кононова [257], по Забайкалью — Ю. В. Казицына и др. [351], по Дальнему Востоку — Э. П. Изоха и др. [214], М. Г. Руб [487], Д. А. Кирикова и др., по Северо-Востоку — И. Я. Некрасова [391], И. А. Загрузиной [191, 193, 194], В. Т. Матвеевко, Е. Т. Шаталова [347, 348], М. Г. Руб [487]. Характеристика этой формации дана на примере образований каледонских, герцинских и мезозойских складчатых областей.

Интрузивные комплексы диорит-гранодиоритовой формации приурочены к орогенной стадии развития складчатых областей, следуют за вулканогенными образованиями андезитовой формации, находясь в тесной ассоциации с ними. Нередко, например в мезозоидах Северо-Востока, эти образования совместно выделяются в качестве вулкано-интрузивных ассоциаций (андезит-диоритовых комплексов) [487], комагматичность которых наряду со сходством петрохимических и минерало-петрографических особенностей выявляется исходя из тесной возрастной сопряженности интрузивных, субвулканических и эффузивных образований и приуроченности их к одним и тем же нарушениям. Менее четко эти критерии комагматичности выражены

в более древних герцинских и каледонских складчатых областях.

В ряде регионов, в частности в мезозоидах Северо-Востока СССР, становление массивов рассматриваемой формации, вероятно, связано с процессами активизации. Орогенные интрузии диоритов и гранодиоритов янского комплекса [172], локализующиеся вдоль протяженных разломов в пределах мезозойд Яно-Колымской складчатой системы, на удалении от Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, синхронны и по составу аналогичны (диорит-гранодиоритовая часть комплекса) Охотскому.

Аналогичное положение занимают и трещинные малые тела шахтаминского комплекса Забайкалья [351].

Интрузивные массивы диорит-гранодиоритовой формации локализируются во внутренних частях вулканогенных впадин, где они сопряжены с вулканитами андезитовой формации, или в краевых частях поднятий, ограничивающих эти впадины. Тела рассматриваемой формации, не обнаруживающие прямой связи с вулканогенными впадинами, наиболее от них удаленные, контролируются крупными разрывными нарушениями, разделяющими структурно-формационные зоны, или концентрируются в зонах сопряжения разновозрастных складчатых областей.

В большинстве регионов интрузивные массивы диорит-гранодиоритовой формации занимают закономерное положение в ряду орогенных вулканических и интрузивных формаций. Каледонские интрузивные комплексы ( $D_{1-2}$ ) Казахстана (первый девонский [431], кзылжартасский) прорывают вулканогенные отложения андезитовой формации ( $D_1$  и  $D_{1-2}$ ), прорваны гранитами лейкогранитовой формации (второй девонский, желтауский, жамантауский комплексы) и перекрыты эффузивами липаритовой формации ( $D_2$ ). Топарский интрузивный комплекс в герцинидах Джунгаро-Балхашской складчатой системы прорывает вулканогенные образования калмакэмельской свиты ( $C_2$  — дацит-липаритовая формация) и перекрыт отложениями керегетасской свиты ( $C_{2-3}$  — липаритовая, трахилипаритовая формации). Гранодиориты топарского комплекса прорваны субвулканическими телами керегетасской свиты [108] и гранитами калдырминского комплекса (лейкогранитовая формация). В мезозоидах Северо-Востока СССР породы охотского интрузивного комплекса прорывают вулканогенные образования андезитовой формации и прорваны гранитами омсукчанского комплекса (лейкогранитовая формация); галька пород охотского комплекса обнаружена в позднемеловых вулканитах кислого состава (липаритовая формация).

Таким образом, интрузии диорит-гранодиоритовой формации завершают формирование вулканитов андезитовой, реже дацит-липаритовой формации, несогласно залегающих на образованиях геосинклинальной (инверсионной) стадии развития геосинклинально-складчатых областей. За ними, как правило,

следуют вулканиты липаритовой и интрузии лейкогранитовой формации.

Интрузивные массивы диорит-гранодиоритовой формации имеют форму трещинных интрузий и пологозалегающих межформационных плито- и пластообразных тел незначительной вертикальной протяженности (до 2—3 км — топарский комплекс Казахстана). Массивы вытянуты в направлении разломов, контролирующих их размещение, имеют пологую кровлю. Породы фации эндоконтакта содержат большое количество ксенолитов и крупные останцы кровли. Размеры интрузивных тел варьируют от единиц квадратных километров до 100 км<sup>2</sup> для трещинных штокообразных массивов, массивы размером 300—500 км<sup>2</sup> представляют собой в основном межформационные тела. Во внутренней части вулканогенных впадин наиболее характерной формой интрузивных тел являются дайки, штоки, лакколиты, пластовые интрузивные тела, нередко окруженные системой кольцевых силлов или радиальных даек.

Характерная особенность внутреннего строения массивов — зональность, подчеркиваемая появлением в эндоконтакте массивов полосы пород, отличающихся от пород внутренней части массива более основным составом, обилием различных ксенолитов и структурно-текстурными особенностями. Общие черты строения массивов — неоднородность, «пятнистость» состава и изменчивость структурно-текстурных особенностей пород, наличие в них порфировых структур и мниролитовых текстур. Неоднородность состава, обуславливаемая чередованием диоритов, габбро- и гранодиоритов, в одних случаях интерпретируется как следствие многофазного строения массивов, в других — как результат гибридизма и ассимиляции в процессе становления их. Часто наряду с интрузивными взаимоотношениями пород различного состава фиксируются взаимопереходы между ними. Последовательность интрузивных фаз обычно такова: 1) габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты, 2) гранодиориты (главная фаза), 3) биотит-роговообманковые граниты.

Противоречивы представления и о глубине проявления процессов гибридизма и ассимиляции, значительная роль которых в формировании массивов подчеркивается многими исследователями. В одних случаях (топарский комплекс Казахстана, нижнеамурская серия, по Э. П. Изоху и др. [214]) отрицается роль процессов «поверхностного» гибридизма и ассимиляции в процессе становления массивов, указывается на широкое развитие ксенолитов глубинного происхождения, на присутствие более основных разновидностей пород независимо от расположения их во внешней или внутренней частях массивов; в других случаях (каледонские комплексы Алтая [257] и Казахстана [431], мезозойский охотский комплекс [487]) отмечается большое значение процессов «неглубинного» гибридизма и зависимость

состава пород эндоконтактной части массивов от состава вмещающих пород.

Особенности внутреннего строения, аналогичные описанным, характерны и для поясов малых тел, локализующихся вдоль протяженных зон разрывных нарушений (янский комплекс Северо-Востока СССР). Здесь более четко выражены эндоконтактные фации «закаливания», четко проявлены «пятнистость» состава, наличие такситовых текстур, насыщенность ксенолитами и изменчивость структур и текстур. В апикальных частях тел отмечаются породы повышенной основности. Во многих случаях в периферической и прикровлевой частях массивов фиксируются директивные текстуры, обусловленные ориентированным распределением темноцветных минералов и ксенолитов. Важной особенностью является наличие в массивах многочисленных зон дробления и катаклаза, нередко вмещающих интрузивные тела более молодого возраста и в известной мере являющихся магмо- и рудоконтролирующими структурами.

При характеристике петрографического состава комплексов описываемой формации отмечается ее «преобладающе гранодиоритовый» состав. Наряду с гранодиоритами присутствуют также биотит-роговообманковые граниты, кварцевые диориты, диориты, габбро-диориты и габбро. В некоторых комплексах (топарский комплекс Казахстана) габбро отсутствуют. В мезозоидах Северо-Востока СССР габбро и габбро-нориты в различном количестве постоянно отмечаются в составе охотского комплекса. Соотношение главных пород диоритов и гранодиоритов меняется в довольно широких пределах, в яломанском [257] комплексе Горного Алтая диориты составляют 15, гранодиориты — 85%, в амананском [351] диориты и гранодиориты присутствуют поровну, в охотском комплексе (Балыгычано-Сугойский район) диориты составляют 30, гранодиориты — 70% [487]. В составе большинства комплексов отмечается наличие пород типа монцонитов, кварцевых монцонитов, сиенито-диоритов.

Средний состав главных разновидностей пород формации, рассчитанный по большому числу данных, %: кварцевые диорит — кварц 12, калиевый полевой шпат 7, плагиоклаз 54, темноцветные минералы 26, акцессорные 1; гранодиорит — кварц 20, калиевый полевой шпат 19, плагиоклаз 48, темноцветные минералы 12, акцессорные 1; биотит—роговообманковый гранит — кварц 24, калиевый полевой шпат 29, плагиоклаз 38, темноцветные минералы 8, акцессорные 1. Отличительные особенности массивов — изменчивость, пестрота состава, которые выражаются неравномерным чередованием, особенно в эндоконтакте различных пород, «кучным» распределением ксенолитов, неравномерным распределением темноцветных минералов (биотит, роговая обманка). Породы обладают, как правило, порфировыми структурами и миаролитовыми текстурами. Размер

слагающих их минеральных зерен заметно варьирует, обычно в массивах устанавливается чередование мелко- и среднезернистых пород. Они характеризуются постоянным присутствием достаточно основного всегда четко зонального плагиоклаза, сосуществующего с кварцем и калиевым полевым шпатом. В породах некоторых комплексов (например, в охотском) присутствует пироксен, нередко ассоциирующий с калиевым полевым шпатом и кварцем. Плагиоклаз представлен олигоклазом, андезином, лабрадором; калиевый полевой шпат, преимущественно моноклинный (ортоклаз), часто образует микрографические сростания с кварцем. Породы формации содержат повышенное количество аксессуарных минералов (до 3—4%). Типоморфными из них являются магнетит, ильменит, сфен, апатит, циркон, ортит, флюорит, гранат, турмалин наряду с такими рудными минералами, как молибденит, шеелит, касситерит.

Особенности внутреннего строения массивов и петрографии слагающих их пород подтверждают геологические данные о гипабиссальных условиях (1,5—2,5 км) становления массивов. К ним относятся: 1) наличие в массивах эндоконтактовой «фации закалывания», 2) широкое развитие порфировых структур и миаролитовых текстур, 3) изменчивость структурно-текстурных особенностей пород и невыдержанность их состава, 4) наличие микрографических сростаний кварца и калиевого полевого шпата, 5) четко выраженная зональность плагиоклаза, 6) калиевый полевой шпат, представленный неупорядоченной разновидностью — ортоклазом. Жильные породы в массивах представлены ограниченным набором разновидностей — диоритовыми порфиритами, гранодиорит-порфирами. Количество жильных образований в массивах крайне незначительно. В некоторых случаях выявляется зависимость их состава от состава вмещающих интрузивных пород.

Постмагматические изменения обычно проявлены слабо и неравномерно. Они выражаются в сосюритизации, серицитизации плагиоклаза, пелитизации калиевого полевого шпата, хлоритизации биотита, замещении амфиболов и пироксенов актинолитом, уралитом, реже биотитом. Ярче выражена микроклинизация, приуроченная, как правило, к центральным частям массивов.

Петрохимическая характеристика (табл. 6) диорит-гранодиоритовой формации затруднена в связи с пестротой петрографического состава слагающих ее пород, невыдержанностью их количественно-минерального состава. Рассматривая петрохимические особенности топарского комплекса Джунгаро-Балхашской складчатой системы, некоторые исследователи отмечают скачкообразный характер изменения содержаний  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ . По данным различных исследователей, в целом петрохимическая характеристика охотского комплекса неоднозначна, что обусловлено, по-видимому,

латеральной изменчивостью состава интрузий этого комплекса. По данным Н. В. Ичетовкина [223], И. А. Загрузиной [191, 193, 194], для пород охотского комплекса характерны: пересыщенность кремнеземом, низкая щелочность (при преобладании натрия над калием), повышенная известковистость. По данным М. Г. Руб [487], породы этого же комплекса в Балыгычано-Сугояском районе отличаются пониженным содержанием кремнезема, магния и железа, повышенной глиноземистостью.

В породах, слагающих тела диорит-гранодиоритовой формации, от основных к кислым увеличивается содержание щелочей (от 3,3 до 7,4%), возрастает отношение  $K_2O/Na_2O$  (от 0,3 до 1,08), суммы щелочей к кремнезему и глинозему (соответственно от 0,07 до 0,1 и от 0,16 до 0,51), уменьшается содержание глинозема, железа, кальция, магния, титана. Значение отношения  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + SiO_2)$  устойчиво уменьшается в ряду пород диорит—гранодиорит—гранит в каждом из приведенных комплексов, а в породах охотского комплекса — увеличивается. Аналогично в каждом из комплексов уменьшается значение отношения  $MgO/(MgO + CaO + Al_2O_3)$ , изменяясь от 0,12—0,16 (габбро) до 0,06 (гранодиорит и гранит).

Породы некоторых комплексов, например яломанского и янского, отличаются низкими значениями коэффициентов, выражающих отношение окислов калия и натрия, их суммы к кремнезему и глинозему. Для них характерны также низкие значения отношений  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + SiO_2)$ ,  $MgO/(MgO + CaO + Al_2O_3)$ ,  $TiO_2/(FeO + Fe_2O_3)$ . С другой стороны, породы ряда комплексов (кызылжартасский, топарский, нижеамурский, амананский) отличаются повышенными значениями этих же коэффициентов. Значение их заметно варьирует в породах охотского комплекса, принадлежащих к массивам, расположенным в разных частях Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Отношение  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + SiO_2)$  в породах каледонских комплексов Горного Алтая и Казахстана ниже среднего, а в топарском комплексе герцинит Казахстана — выше среднего значения, так же как и в мезозойских комплексах различных регионов. Наоборот, по суммарному содержанию железа в целом по формации различается каледонский комплекс Горного Алтая (выше среднего) и Казахстана (ниже среднего). По значению отношения  $TiO_2/(Fe_2O_3 + FeO)$  выявляются обратные (по отношению к суммарному содержанию железа) соотношения: в каледонском яломанском комплексе Горного Алтая значения этого коэффициента ниже, а в кызылжартасском Казахстана — выше средних значений. Здесь выступают вновь провинциальные особенности разновозрастных комплексов.

По данным различных исследователей, как один из характерных признаков диорит-гранодиоритовой формации отмечается ее коагматичность с вулканогенными образованиями андезитовой. При сопоставлении средних химических составов

6. Средний химический состав пород диорит-гранодиоритовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	60,60	63,02	60,57	56,6	62,9	65,19
TiO <sub>2</sub>	0,74	0,53	0,52	1,3	1,1	0,87
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,66	14,52	13,61	13,4	16,1	15,68
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,23	2,08	0,80	6,2	1,5	1,78
FeO	4,98	4,04	3,28	0,1	3,4	2,51
MnO	0,13	0,10	0,09	0,2	0,1	0,06
MgO	2,79	2,98	0,92	1,6	2,3	2,06
CaO	5,17	4,92	1,37	6,6	3,3	2,92
K <sub>2</sub> O	3,18	3,68	5,35	3,8	3,6	3,28
Na <sub>2</sub> O	1,56	1,76	2,51	1,1	4,0	4,17
Количество анализов	24	26	47	10	7	11

Окислы	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	55,39	66,01	68,18	47,62	59,35	65,71
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,57	0,48	0,84	0,88	0,50
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,14	14,86	15,04	19,98	17,18	16,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21	3,33	1,79	3,82	2,57	2,05
FeO	5,21	2,23	1,82	5,80	4,71	2,99
MnO	0,15	0,08	0,12	0,12	0,11	0,09
MgO	3,82	2,04	1,57	5,73	2,77	1,78
CaO	6,25	2,77	2,67	11,24	5,69	3,71
K <sub>2</sub> O	2,06	3,17	3,29	1,98	3,32	3,51
Na <sub>2</sub> O	1,51	3,66	3,85	0,83	2,24	2,70
Количество анализов	6	17	8	9	15	37

Комплексы: яломанский [257] (1—3), кызылжартааский [108] (4, 5), первый девонский Казахстана [431] (6), топарский [108] (7—9), охотский (данные Д. А. Кирикова, В. В. Русса, 1973 г.) (10—12). 1, 4 — кварцевые диориты; 2, 5, 6, 8, 12 — гранодио-

риты; 3, 9 — адалелиты; 7 — диориты, 10 — габбро и габбро-диориты; 11 — диориты и кварцевые диориты. Анализы со- считаны без учета содержания потери при прокаливании и конституционной воды.

интрузивных пород диорит-гранодиоритовой формации и эффузивов андезитовой формации каледонид Казахстана, герцинид Джунгаро-Балхашской складчатой системы [108], мезозоид Северо-Востока [487] отчетливо выявляется близость химических составов и петрохимических коэффициентов интрузивных и эффузивных пород. Провинциальные петрохимические особенности, выявившиеся для интрузивных пород, сохраняются и для их вулканических аналогов. При этом эффузивы, комагматичные телам диорит-гранодиоритовой формации, отличаются более высокими отношениями  $Al_2O_3/(Al_2O_3 + SiO_2)$ ,  $MgO/(MgO + CaO + Al_2O_3)$ , более высоким содержанием железа и несколько меньшим — щелочей. В позднемеловых эффузивах Северо-Востока СССР по сравнению с комагматичными им интрузиями данной формации выше содержание щелочей, отношение окиси калия и окиси натрия и ниже содержание железа и магния.

В интрузивных породах, так же как и в комагматичных им эффузивах, в большинстве регионов фиксируется повышенное содержание свинца, молибдена и олова, устойчиво превышающее кларки этих элементов, причем более высокие содержания олова отмечены в андезитах и диоритах мезозоид Северо-Востока СССР [391, 487]. Так, содержание олова в диоритах Балыгычано-Сугуйского района [487] 3—30, в андезитах в среднем 12,2 г/т, превышая в 4 раза кларковые содержания олова для кислых пород. Наряду с этим интрузивные породы диорит-гранодиоритовой и андезитовой формаций Казахстана содержат олово в количествах ниже кларка или равных ему. Другая геохимическая особенность диорит-гранодиоритовой формации — присутствие в породах бария, стронция, ванадия в количествах, устойчиво меньших их кларков.

Кроме того, в породах этой формации содержание фемфильных элементов (Ti, V, Cr, Ni, Co) ниже кларков. На эту особенность указывает М. Г. Руб [487] для андезит-диоритового позднемелового комплекса Балыгычано-Сугуйского района. Интрузивные и эффузивные породы этого комплекса содержат ряд элементов-примесей (Rb, V, Ce, La, Fe, B, Sn, Nb, Mo, W, Ga, Pb, Zn), общих для диорит-андезитовой и последующей липарит-гранитовой позднемеловых серий.

Различными исследователями по-разному оценивается как металлогеническая специализация, так и металлогеническая значимость диорит-гранодиоритовой формации. Характерна в этом отношении различная металлогеническая оценка каледонских интрузивных комплексов Казахстана и как «пустых» в отношении рудной минерализации [431], и как интрузивных комплексов, с которыми связана «рудноносность практического значения». Наиболее четко с топарским комплексом герцинид Казахстана связаны вольфрам-шеелит-молибденовое, полиметаллическое и медно-молибденовое оруденение. По данным

Ю. П. Рождественского, с этим комплексом связаны медно-молибденовые месторождения двух морфологических типов: 1) линейные минерализованные зоны брекчирования и повышенной трещиноватости в гранитоидах, 2) штокверки, приуроченные к малым телам порфировых интрузий, располагающихся в апикальных и купольных частях крупных массивов гетерогенных гранитов. С интрузивными массивами охотского комплекса ассоциируют проявления полиметаллов, молибдена, вольфрама и, возможно, золота. Сходного состава оруденение связано с массивами нижеамурского комплекса Дальнего Востока, амананского и амуджикано-шахтаминского комплексов Забайкалья. Связь оловянной и сульфидной минерализации с позднемеловым андезит-диоритовым комплексом отмечается М. Г. Руб для Балыгычано-Сугойского района Северо-Востока СССР. Аналогичного состава оруденение ассоциирует с диорит-гранодиоритовыми малыми интрузиями, входящими в состав янского комплекса Северо-Востока СССР.

### Монцонит-сиенитовая формация

Интрузивные комплексы монцонит-сиенитовой формации характеризуются пестрым составом слагающих их пород: от монцонитов и биотитовых габбро до граносиенитов и гранитов и отличаются большой изменчивостью состава отдельных тел. Типоморфными для формации являются умеренно щелочные породы с преобладанием калия над натрием. Массивы имеют небольшие размеры (единицы и десятки, редко сотни квадратных километров), всегда отчетливо зональны и принадлежат к гипабиссальным и приповерхностным образованиям. Становление их происходило в условиях орогенного режима [302].

Представителями формации являются кокмайнокский комплекс ( $C_3$ ) Северного Тянь-Шаня, кокдамбакский и южноджунгарский комплексы ( $P_2$ ) Джунгаро-Балхашский складчатой области, бабайобский комплекс ( $C_{2-3}$ ) Среднего Тянь-Шаня, сержихинский комплекс ( $P$ ) Рудного Алтая, тлеумбетский и найзатасский комплексы ( $P_2$ ) Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, интрузии щелочноземельных сиенитов ( $J_3-K_1$ ) Алданского щита.

Формирование комплексов монцонит-сиенитовой формации связано с процессами, характерными для орогенного режима развития складчатых областей и активизации щитов и областей завершенной складчатости. Монцонит-сиенитовая формация, как правило, проявляется вслед за трахиандезитовой формацией и сменяется во времени гранит-лейкогранитовой или алякитовой. В Северном Тянь-Шане такой временной ряд формаций проявляется дважды: в девоне и позднем палеозое [127].

Размещение интрузий контролируется системами высокоамплитудных разрывов глубокого заложения, вдоль которых тела

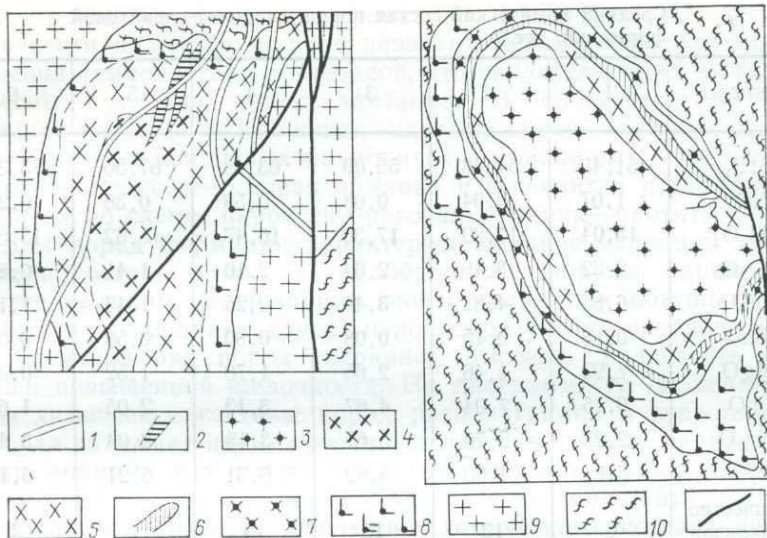


Рис. 8. Схемы геологического строения штоков кокмайноцкого комплекса Северного Тянь-Шаня.

1 — дайки; 2 — граносиенит-аплиты; 3 — монцо-габбро, биотитовые габбро; 9 — гранитоиды ( $O_2$ ); 10 — гнейсы (PR); 11 — разрывы.  
 4 — кварцевые сиениты; 5 — граносиениты; 6 — пегматоидные породы; 7 — монзониты, кварцевые монзониты; 8 —

неравномерно распределяются по площади, располагаясь цепочками или образуя скопления в местах пересечения разрывных структур. Форма массивов штоко-, лакколито- и дайкообразная. Их очертания в плоскости эрозионного среза обычно овальные, полигональные, резко вытянутые, линейные, изометрические. Площадь большинства массивов — от долей квадратного километра до 80—100, реже до 250—300 км<sup>2</sup>. Обычно это гипабиссальные тела, иногда субвулканические: некки и экструзивные купола (ушамбинский комплекс Казахстана).

Строение массивов сложное и выражается в концентрически зональном расположении пород, кислотность которых возрастает от контактов к центру (рис. 8). Каждая зона сложена определенным типом пород. Обычно массивы состоят из двух-трех зон. Породы внутренних зон одних массивов по составу часто соответствуют породам внешних зон других, тем самым намечая ряд пород от биотитовых габбро, через монцо-габбро, монзониты, кварцевые монзониты, сиениты, кварцевые сиениты, граносиениты, вплоть до гранитов. Массивы, включающие весь или почти весь этот ряд пород, т. е. насчитывающие 6—7 зон, крайне редки. Между зонами устанавливаются постепенные переходы, реже резкие контакты. В крупных массивах породы внутренней зоны почти всегда прорывают породы внешней зоны. Внешние зоны некоторых крупных массивов резко угнетены и

7. Средний химический состав пород монцонит-сиенитовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	51,49	54,48	59,09	63,48	67,56	73,30
TiO <sub>2</sub>	1,07	0,94	0,68	0,58	0,36	0,29
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,04	17,20	17,30	16,47	15,62	13,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,22	3,49	2,64	2,10	1,41	0,88
FeO	6,85	4,82	3,40	2,25	1,43	1,19
MnO	0,16	0,15	0,08	0,80	0,50	0,04
MgO	7,92	4,46	2,65	1,70	1,52	0,36
CaO	9,15	7,04	4,67	3,13	2,05	1,05
Na <sub>2</sub> O	2,25	2,76	3,67	3,18	3,04	3,40
K <sub>2</sub> O	3,84	4,66	5,82	6,31	6,21	6,12
Количество анализов	6	13	16	14	7	4

Кокмайноцкий комплекс: 1 — биотитовое габбро, 2 — монцо-габбро, 3 — монцонит, 4 — кварцевый сиенит, 5 — граносиенит, 6 — гранит.

обычно развиты не по всему периметру тела на дневной поверхности. Строение массивов осложнено мелкими изометричными телами аплитовидных граносиенитов или аплитов, приуроченных к апикальным частям массивов, и большим количеством жил того же состава, которые концентрируются преимущественно в ядрах массивов.

Петрографический состав пород характеризуется разнообразием породообразующих минералов и значительными вариациями их состава. Это вызвано тем, что в каждой зоне зональных массивов от периферии к центру происходит постепенное изменение структуры и минерального состава пород, размера, формы выделения и характера взаимоотношений минералов. Поэтому от биотитовых габбро к граносиенитам, гранитам существуют все возможные переходы. Наиболее основной член этого ряда — биотитовое габбро — обладает офитовой, участками пойкилитовой структурой. Сложено оливином (6—12%), клинопироксеном (5—16%), биотитом (4—10%), плагиоклазом — лабрадором (60—70%), калиевым полевым шпатом (2—5%), кварцем (1—2%). Наиболее кислой породой в этом ряду являются граносиениты, граниты, характеризующиеся гипидиоморфнозернистой структурой. Они состоят из калиевого полевого шпата (30—50%), плагиоклаза — олигоклаза (20—30%), кварца (15—25%), биотита (5—8%), редко роговой обманки (1—2%). Преобладающими в составе комплексов являются монцониты, кварцевые сиениты и граносиениты.

Всем породам свойственны порфиридные структуры, которые в небольших массивах близки к порфиривым, а в круп-

ных — к равномерно крупнозернистым структурам. Не менее типичными являются широко развитые реакционные взаимоотношения темноцветных минералов, что свидетельствует о неравновесных условиях кристаллизации. В биотитовых габбро реакционные взаимоотношения идут по схеме: оливин—магнетит—биотит, в кварцевых монцонитах и монцонитах — по схеме: оливин—пироксен—роговая обманка и в сиенитах и кварцевых сиенитах по схеме: пироксен—роговая обманка—биотит.

Для пород формации характерны широкие вариации химического состава (табл. 7). Габброидные породы характеризуются высоким содержанием окиси калия при обычных для габбро концентрациях других породообразующих окислов. Весь последующий ряд пород сохраняет высокую калиеность при общей повышенной щелочности. На диаграмме А. Н. Заварицкого химические составы пород располагаются в виде линии, которая занимает промежуточное положение между вариационными линиями известково-щелочных и щелочных пород, тяготея к средним типам эссекитового габбро, монцонита, щелочноземельного сиенита. Эволюция химического состава пород идет по пути накопления кремнезема в остаточных расплавах. Этому способствуют выделение оливина при неравновесных условиях кристаллизации и его фиксация в быстро затвердевающих краевых фациях, а также раннее выделение обильного магнетита [301] и биотита.

Значение индекса затвердевания в ряду пород формации от биотитовых габбро к гранитам изменяется от 46 до 5. От периферии к центру зональных массивов в породах происходит плавное падение содержаний  $MgO$ ,  $CaO$ , суммы железа,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ ,  $MnO$ , хрома, никеля, кобальта, ванадия, меди, селена и увеличение  $SiO_2$ ,  $K_2O$ ,  $Na_2O$ , свинца, галлия, молибдена, иттрия, иттербия. Та же тенденция распределения, но с меньшей ампли-

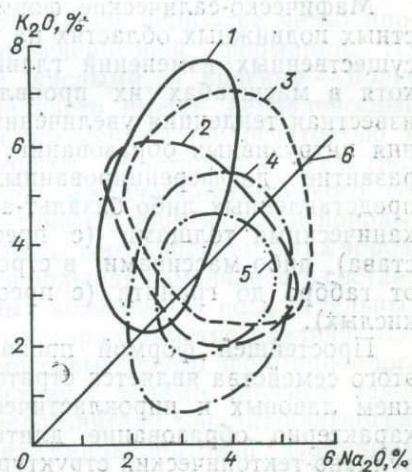


Рис. 9. Диаграмма типа щелочности пород монцонит-сиенитовой (1—3) (1 — кокмайноцкий, 2 — кокдамбайский, 3 — мегринский комплексы) и диорит-гранодиоритовой (4, 5) (4 — сонкульский, 5 — шахтаминский, маманантский комплексы) формаций; 6 — осевая линия поля калиево-натриевых пород.

тудой колебания концентраций устанавливается в относительно однородных массивах. Геохимический облик пород формации характеризуется повышенными относительно кларков содержаниями элементов фемафильной (Ni, Co, Cr, V, Cu) и одновременно фельсифильной (Mo, Pb, Y, Yb) групп.

Разные комплексы монзонит-сиенитовой формации отличаются друг от друга главным образом разными объемами однотипных пород и вариациями их количественно-минерального состава, что обычно не отражается в названиях самих пород. Отличия химического состава пород отдельных комплексов заключаются преимущественно в колебаниях значения общей щелочности и доли калия в сумме щелочей (рис. 9).

С магматическими комплексами формации связаны месторождения и рудопроявления молибдена, меди, полиметаллов, шеллита, магнетита. Весьма вероятно связь с формацией золота. Преимущественно развиты скарновые, реже гидротермально-жильные типы месторождений.

### СОПОСТАВЛЕНИЕ МАФИЧЕСКО-САЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В планетарном масштабе семейство мафическо-салических формаций приурочено лишь к подвижным поясам земной коры, отсутствуя в областях океанических и континентальных платформ. В пределах подвижных поясов оно формируется в достаточно продолжительные геологические отрезки времени, соответствующие смене режима устойчивых погружений той или иной части подвижной области дифференцированными восходящими движениями и далее общим сводовым воздыманием.

Мафическо-салические формации образуются в разновозрастных подвижных областях на протяжении всего фанерозоя без существенных изменений главных черт формационных видов, хотя в масштабах их проявления во времени наблюдается известная тенденция увеличения массы эффузивных и уменьшения интрузивных образований. Общим для семейства является развитие дифференцированных магматических комплексов, представленных либо базальт-андезит-дацит-липаритовыми вулканическими толщами (с преобладанием пород среднего состава), либо массивами, в строении которых участвуют породы от габбро до гранита (с преобладанием средних и умеренно кислых).

Простейшей формой проявления вулканических формаций этого семейства является стратовулкан с переменным соотношением лавовых и пирокластических продуктов. Однако более характерно образование длительно развивающихся сложных вулканско-тектонических структур, в строении которых принимают

участие и эффузивные и интрузивные комплексы семейства, а также представители формаций других семейств (липаритовая, лейкобазальтовая, лейкогранитовая и другие формации). Вулканические комплексы характеризуются преимущественно центральным типом извержений, порфировым типом лав, средним индексом explosивности, чрезвычайным разнообразием фаций (лавы, экструзии, дайки, субвулканические интрузии, туфы, игнимбриты, лахары, туффиты), интенсивным проявлением поствулканических гидротермальных процессов.

Каждый из видов вулканических формаций характеризуется набором признаков, отражающих более конкретные палеотектонические и палеогеографические условия образования. Так, для базальт-андезитовой формации характерны относительно более широкое развитие основных базальт-андезито-базальтовых членов, преобладание водоотложенных вулканокластических образований, в том числе специфических «зеленых туфов», фациальные переходы к морским терригенным осадкам, плохая сохранность вулканических аппаратов. Андезитовая формация отличается от базальт-андезитовой относительной редукцией базальтовых членов и образованием толщ, либо вообще лишенных осадочных составляющих, либо содержащих переменное количество вулканогенно-осадочных прослоев, отложившихся в пресноводных или опресненных бассейнах. Для нее характерны сложные вулканотектонические структуры — вулканические хребты и нагорья, обширные кальдеры обрушения с образованием посткальдерных вулканоплутонических ассоциаций. Трахиандезитовая формация развивается параллельно с андезитовой в пределах внутриконтинентальных складчатых областей и обладает сходными чертами геологического строения, отличаясь лишь меньшими масштабами проявления и относительно кратковременностью.

Интрузивные тела, принадлежащие формациям данного семейства, обладают зональным строением, наиболее четко проявленным в массивах монзонит-сиенитовой формации. Их ядерные зоны слагаются более кислыми, а краевые — более основными породами; последние часто имеют неравновесный состав, обладают директивными текстурами, полосчатостью и содержат многочисленные ксенолиты. В строении всех трех интрузивных формационных видов мафическо-салического семейства принимают участие практически одни и те же породы; отличается же каждый из видов лишь соотношением этих пород. Другой их особенностью является большая изменчивость состава не только отдельных региональных комплексов, но и отдельных массивов, крайние представители которых заметно различаются. Благодаря этой изменчивости массивы одного формационного вида могут быть сходны по составу с телами другого; такое сходство часто обнаруживают представители тоналит-плагногранит-гранодиоритовой и диорит-гранодиоритовой формации.

с одной стороны, и диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой — с другой.

В массивах, принадлежащих к тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, преобладающими (типоморфными) породами являются гранодиориты, тоналиты, плагиограниты, кварцевые диориты. Тела этого формационного вида принадлежат к наиболее глубинным (мезоабиссальным) и наиболее крупным в данном семействе. Их становление сопровождалось наиболее интенсивным постмагматическим метасоматозом, в том числе и кремне-щелочным, который охватывает и вмещающие породы. Наряду с четкими ограничениями в этих массивах установлены постепенные переходы к вмещающим породам через метаморфогенно-метасоматические. Тела диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формации принадлежат к гипабиссальным образованиям, они имеют четкие интрузивные контакты, хорошо выраженные зоны закаливания. Слагающие их породы обладают порфиристыми структурами, постмагматический метасоматоз в них проявлен слабо. Наименьшие по размерам тела характерны для монцонит-сиенитовой формации. В последней типоморфными породами являются биотитовое габбро, монцониты, сиениты, граносиениты. В составе массивов диорит-гранодиоритовой формации преобладают гранодиориты, диориты, биотит-рогообманковые граниты.

Тектоническая позиция базальт-андезитовой формации достаточно многообразна. В древних складчатых областях принадлежащие к ней вулканические комплексы связаны с инверсионной стадией развития эвгеосинклинальных зон, инверсия которых завершается внедрением массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Таким образом, обе эти формации закономерно сопряжены с одними и теми же структурами, где они венчают ряд магматических формаций, принадлежащих к мафическому и ультрамафическому семействам. В областях современных островных дуг образования этой формации обнаруживают известную независимость от истории предшествующего развития той или иной части подвижного пояса. Так, например, Курило-Камчатская система островных дуг пересекает Периокеанический пояс с его мощным мел-палеогеновым геосинклинальным вулканизмом и Ниппонскую миогеосинклинальную складчатую область, но несмотря на это принадлежащие к ней островодужные вулканические комплексы базальт-андезитовой формации сохраняют главные черты облика и состава.

Магматические комплексы андезитовой, трахиандезитовой, диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формаций связаны с развитием наложенных впадин и орогенных поясов, в пределах которых они, как правило, начинают ряды формаций, принадлежащих к эпигеосинклинальному и эпикратонному орогенным режимам. Проявления интрузивных формаций в этих

структурах следуют непосредственно за вулканическими, образуя сопряженные в пространстве и во времени пары: андезитовая — диорит-гранодиоритовая и трахиандезитовая — монцонит-сиенитовая, которые в свою очередь образуют латеральные ряды. Магматические комплексы рассматриваемого семейства обнаруживают определенную независимость состава и строения от истории предшествующего развития структур. Например, указанные магматические комплексы, принадлежащие к Малокавказско-Малоазиатскому, Восточно-Сихотэ-Алинскому поясам, то следуют без заметного изменения структурного плана за геосинклинальными образованиями, то дискордантно перекрывают, иногда с большими перерывами во времени, образования разновозрастных геосинклинальных прогибов и срединных массивов, обнаруживая черты активизационных процессов. Вместе с тем устойчивость признаков состава и строения этих формаций сочетается с чрезвычайным разнообразием конкретных региональных их проявлений, свидетельствующим о том, что отмеченная закономерность носит лишь статистический характер.

Петрохимический облик формаций мафического-салического семейства определяется вариациями сочетаний кремнезема, щелочей и глинозема, менее существенно роль феррических компонентов и титана, изменяющихся от одного формационного вида к другому незначительно. Семейство представлено петрохимическими сериями, дифференцированными по  $SiO_2$  от 45—48 до 70—75%, различающимися прежде всего по содержанию и темпу накопления щелочей. При этом каждая «пара» формаций (вулканическая и интрузивная) обладает более или менее близкими чертами (рис. 10), что отражено в различной степени перекрытия

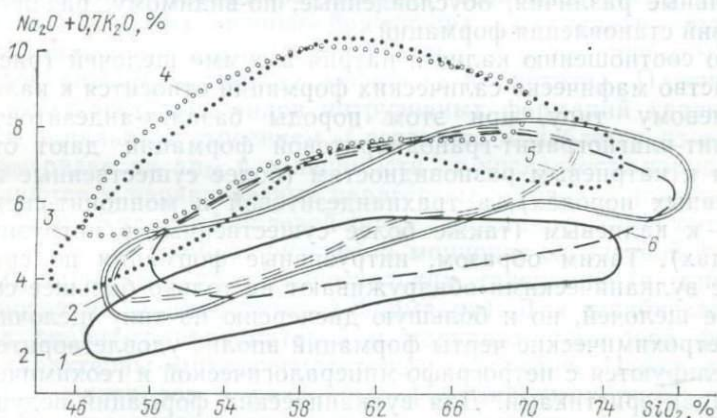


Рис. 10. Диаграмма составов пород:

1 — базальт-андезитовой, 2 — андезитовой, 3 — трахиандезитовой, 4 — монцонит-сиенитовой, 5 — диорит-гранодиоритовой, 6 — то-

налит-плагиогранит-гранодиоритовой формаций.

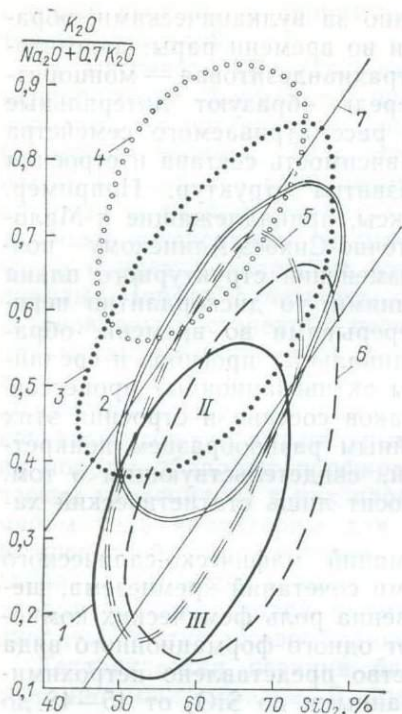


Рис. 11. Диаграмма типа щелочности пород:

1 — базальт-андезитовой, 2 — андезитовой, 3 — трахиандезитовой, 4 — монцонит-сиенитовой, 5 — диорит-гранодиоритовой, 6 — тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формаций; 7 — границы полей калиевых (I), калиево-натриевых (II) и натриевых (III) пород.

контуров полей фигуративных точек на соответствующих диаграммах. Наибольшее сходство состава обнаруживает трахиандезитовая и монцонит-сиенитовая формации, наименьшее — базальт-андезитовая и тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовая.

Как правило, для каждой интрузивной формации по сравнению с соответствующей вулканической наблюдается смещение роя фигуративных точек в область более кислых и более щелочных составов, причем относительное возрастание содержания щелочей

особенно заметно в кислых разновидностях пород. Таким образом, если начальные базитовые члены в каждой паре формаций достаточно близки по составу, то конечные обнаруживают максимальные различия, обусловленные, по-видимому, различиями условий становления формаций.

По соотношению калия и натрия в сумме щелочей (рис. 11) семейство мафическо-салических формаций относится к калиево-натриевому типу, при этом породы базальт-андезитовой и тоналит-плаггиогранит-гранодиоритовой формации дают отклонения к натриевым разновидностям (более существенные в интрузивных породах), а трахиандезитовой и монцонит-сиенитовой — к калиевым (также более существенные в интрузивных породах). Таким образом, интрузивные формации по сравнению с вулканическими обнаруживают не только большее содержание щелочей, но и большую дисперсию по типу щелочности.

Петрохимические черты формаций вполне удовлетворительно коррелируются с петрографо-минералогической и геохимической их характеристиками. Для вулканических формаций ведущими породообразующими минералами-вкрапленниками в породах всего семейства являются плагиоклаз, клино- и ортопироксены, амфибол. Количество плагиоклаза в фенокристаллах прямо связано с глиноземистостью серий. Отмечается обратная связь

присутствия в лавах ортопироксена и амфибола. Ортопироксен характерен для низкощелочных андезитовых серий. Роль амфибола возрастает с увеличением щелочности, и в трахиандезитовой формации амфиболовые лавы преобладают, причем амфибол появляется уже в базальтах. Щелочной полевой шпат и кварц в качестве вкрапленников для пород семейства не характерны. Они появляются вместе или отдельно в основной массе наиболее раскристаллизованных (обычно субвулканических пород); во вкрапленниках кварц отмечается в наиболее кислых разновидностях пород семейства, щелочной полевой шпат — в трахилипаритах трахиандезитовой формации.

Изменяется со щелочностью формаций и состав ведущих минералов-вкрапленников. Авгиты более щелочных серий богаче магнием и кальцием и беднее железом. С увеличением щелочности пород возрастает и щелочность амфиболов. Содержание алюминия в амфиболе падает с увеличением кислотности пород и возрастает с ростом их глиноземистости. Содержание калиево-полевошпатовой составляющей наиболее высокое в плагиоклазах пород трахиандезитовой и забайкальской разновидности андезитовой формаций. Состав первичного титаномагнетита колеблется от высокотитанистых разновидностей (18—20%  $TiO_2$ ) в большинстве лав базальт-андезитовой формации до низкотитанистых (3—5%  $TiO_2$ ), наиболее характерных для лав андезитовой формации, со всеми постепенными переходами. Однако строго эта закономерность не выдерживается: в базальтах некоторых комплексов андезитовой формации известны высокотитанистые магнетиты, а в андезитах базальт-андезитовой формации — низкотитанистые.

Состав пород интрузивных формаций мафическо-салического семейства определяется различными количественными соотношениями главных породообразующих минералов — плагиоклаза, калиевого полевого шпата, кварца и темноцветных минералов (преимущественно амфибола и биотита). Плагиоклаз в породах всех трех видов интрузивных формаций характеризуется зональным строением. Состав его колеблется от  $ap_5$  до  $ap_{50-60}$ , редко до  $ap_{80}$  в зависимости от кислотности пород, хотя отмечаются и неравновесные парагенезы основного плагиоклаза с кварцем. Калиевый полевой шпат представлен либо ортоклазом (в диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формациях), либо микроклином нескольких генераций (в тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации). Для гипабиссальных пород диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формаций характерны микропегматитовые сростания. Набор темноцветных минералов в различных формационных видах также несколько различен; так, если для диорит-гранодиоритовой и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формаций «сквозными» являются обыкновенная роговая обманка и биотит, то для монцонит-сиенитовой амфибол не характерен — авгитовые

парагенезы субщелочных габброидов в ней сменяются биотитовыми в породах средней и высокой кислотности; при этом биотит присутствует и в габброидах. Таким образом, по набору породообразующих минералов полнокристаллические породы интрузивных формаций как бы сдвинуты относительно набора фенокристаллов пород вулканических формаций в область более щелочных и более «кислых» парагенезов.

При сравнении геохимических черт вулканических формаций мафическо-салического семейства наиболее выразительные отличия формационные виды обнаруживают по содержанию группы так называемых некогерентных элементов. От базальт-андезитовой к трахиандезитовой формации идет возрастание содержаний некогерентных элементов. При этом для комплексов андезитовой формации характерны более низкие, чем для базальт-андезитовой, значения  $K/Rb$  и более высокие  $Th/U$ . Аналогичная закономерность отмечалась и ранее при сравнении андезитов континентов и островных дуг [668]. В большинстве серий от основных пород к кислым возрастает содержание рубидия, урана, тория, падает — стронция, циркония. Однако известны и накопление циркония в кислых дифференциатах, и максимум на андезитах для урана и тория. Во всех сериях от основных пород к кислым падает значение  $K/Rb$ ,  $Ti/Zr$ , возрастает —  $Rb/Sr$ ,  $Th/U$ . Содержание элементов группы железа меняется мало.

В породах тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формации содержания фемафильных элементов ( $Ni$ ,  $Co$ ,  $Cr$ ,  $V$ ,  $Cu$ ) устойчиво выше кларковых; в то же время содержания иттрия, иттербия, урана, тория, тантала, ниобия, рубидия, цезия понижено против кларка в породах первого и повышено в породах второго формационных видов. Для пород диорит-гранодиоритовой формации характерно содержание ванадия, хрома, никеля, кобальта, меди ниже кларкового.

Подходя к вопросу генезиса формаций мафическо-салического семейства с точки зрения их структурно-вещественных свойств и возможного соответствия той или иной генетической модели, следует подчеркнуть, что к общим трудностям такого анализа, касающимся вулканических образований, добавляются еще трудности неоднозначной трактовки магматического происхождения пород некоторых интрузивных формаций этого семейства. Так, если интрузивная природа массивов диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой формаций благодаря четким интрузивным контактам, гипабиссальным, а иногда и близповерхностным условиям формирования, хорошо выраженным зонам закалывания, порфировому облику пород, ряду других признаков вряд ли вызывает сомнение [351, 431, 487], то о происхождении тел тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации существуют разноречивые представления. Наряду с большим многообразием гипотез магматической природы этих

образований, трактуемых одними исследователями как производные базальтовой [47, 444], другими — гранитовой [212] магмы, ассимилировавшей базальтовый материал, третьими [156] — как производные взаимодействия и массообмена гранитовой и базальтовой магм, существуют и представления [261, 276] о формировании массивов тоналит-плагногранитовой формации (батолиты пестрого состава) в результате процессов магматического замещения толщ, в строении которых существенную роль играют базальтоиды. Источником первичной магмы этой формации, если рассматривать ее как член габбро-гранитной серии [214], является вещество коры, плавящейся на разных уровнях при вертикальной миграции магматического очага. Другие исследователи [266, 628] предполагают, что магма, давшая тела этого формационного типа, возникла в результате многоступенчатой дифференциации вещества мантии, а может быть, и прямых мантийных выплавок андезитового состава.

Комплекс имеющихся геологических фактов, на наш взгляд, лучше объясняется с позиций интрузивной природы массивов всех трех формационных видов. Следует еще раз подчеркнуть наличие закономерной пространственной и временной связи интрузивной группы данного семейства с соответствующими вулканитами. Это указывает на известную генетическую общность интрузий и соответствующих эффузивов мафическо-салического семейства, более явную для одних и отдаленную для других.

В настоящее время создано несколько гипотетических моделей образования андезитовых расплавов. В их основу положены как детальные геолого-петрологические и геофизические исследования в областях современного и молодого вулканизма [132, 284, 668], так и экспериментальные исследования природных и искусственных андезитовых составов при различных  $p$ - $T$ -условиях, проводимые за рубежом [135, 417, 672], а в последние годы получившие развитие в Советском Союзе [85, 447, 469]. Обзор указанных гипотез приведен в работах А. Р. Мак-Берни, А. Л. Бетчера, а также в некоторых публикациях отечественных исследователей, упомянутых выше, поэтому излагать их сколько-нибудь подробно нет необходимости.

Анализируя обширный региональный материал по мафическо-салическим формациям, в большинстве случаев удается установить петрохимическое и геохимическое родство дифференцированных андезитовых серий с базальтами, несомненно являющимися мантийными выплавками. С другой стороны, некоторые проявления андезитовой формации не ассоциируют с существенным количеством базальтов или не обнаруживают с ними петрохимического и геохимического родства. Это позволяет сделать вывод о справедливости петрологических моделей, допускающих как мантийное, так и коровое происхождение дифференцированных андезитовых серий.

Для мантийных известково-щелочных серий наиболее распространенным типом исходной магмы следует признать магму высокоглиноземистых базальтов. Такая модель наименее противоречиво объясняет формирование андезитовых серий в условиях коры переходного типа и реализуется в составе базальт-андезитовой формации, характеризуя процесс преимущественного наращивания общей мощности коры, ее континентализацию.

Состав магмы, давшей массивы тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, не может быть прямо сопоставлен с исходной магмой базальт-андезитовой формации, так как в ней весьма значительно влияние вещества коры, сказывающееся в большой роли умеренно кислых разновидностей пород, высокого содержания щелочей, относительной низкотемпературности расплава, его большой насыщенности летучими (особенно  $H_2O$ ) и др. Вместе с тем сходство главных петрохимических свойств пород базальт-андезитовой и тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формаций, отчетливый базитовый геохимический облик всех, даже умеренно кислых, пород последней вместе с комплексом геологических фактов позволяет предполагать непосредственное участие в ее образовании базитовой мантийной магмы. Очаги такой высокотемпературной магмы не только служили источником тепловой энергии для возникновения вторичных коровых очагов плавления, но и при длительном сосуществовании с последними участвовали в процессе массообмена. В областях с повышенной мощностью коры (в менее мобильных прогибах) влияние ее на состав пород тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации особенно заметно в повышении их щелочности.

Менее распространенным типом мантийных базальтовых магм для мафического-салического семейства формаций является глубинная высокотемпературная низкоглиноземистая оливин-базальтовая магма повышенной щелочности, которая реализуется в образовании трахиандезитовой формации. Ее проявление знаменует начало тенденции перестройки коры в направлении ее «базальтизации», свойственной процессу активизации консолидированных складчатых областей. По-видимому, та же магма является источником образования и массивов монцонит-сиенитовой формации, судя по сходству их петрохимического тренда, геохимического фона и ряда других признаков с породами трахиандезитовой формации. Однако вследствие отличия условий становления комплексов монцонит-сиенитовой формации в них заметно сказываются процессы ассимиляции корового вещества.

Для второй модели — корового генеза андезитовых серий — характерны высокоглиноземистые низкомагнезиальные андезит-базальтовые магмы, образующиеся в основании зрелой континентальной коры складчатых областей и отражающие процесс ее перестройки и перераспределения вещества преимущественно

между ее «базальтовыми» и «гранитным» слоями. Большое многообразие разновидностей андезитовой формации, свойственное этому случаю, является следствием неоднородности состава коры. Выплавление андезит-дацитовых магм в результате палингенеза вещества гранитно-метаморфического слоя может рассматриваться в качестве частного случая той же модели. Образование массивов диорит-гранодиоритовой формации, тесно связанных с вулканитами андезитовой формации характерными признаками вещественного состава, местом в истории геологического развития, локализацией в одних вулcano-тектонических структурах и др., также не противоречит коровой модели генезиса исходных расплавов.

Анализ контактовых фаций интрузивных массивов, текстурных и структурных особенностей пород, их минерального состава показывает, что наиболее высокотемпературной была магма, давшая тела монцонит-сиенитовой формации, что вполне согласуется с предполагаемой моделью ее генезиса. Наиболее низкотемпературной, по температуре близкой к затвердеванию мафических компонентов, была магма, породившая плутоны тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации. Последняя была и наиболее обогащена летучими и отличалась повышенной вязкостью, с чем связано и наиболее мощное проявление автотасоматоза в телах этой формации.

Как известно, локализация интрузий рассматриваемого семейства контролируется разломами, которые ориентированы в основном согласно со складчатыми структурами на инверсионной стадии и несогласно с ними — при орогенном режиме. С этим связан конкордантный характер массивов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации и дискордантный — диорит-гранодиоритовой и монцонит-сиенитовой. Становление массивов происходило в полостях отслоения складок и межформационных разделов, а также в полостях, возникших за счет перемещения и погружения блоков.

Формирование зональности в массивах семейства обусловлено кристаллизационной дифференциацией в процессе затвердевания магмы в направлении от периферии к центру тел. В небольших и приповерхностных телах монцонит-сиенитовой формации она проявлена наиболее четко. В массивах тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации, образовавшихся на сравнительно больших глубинах за счет вязкой магмы, зональность выражена хуже. Обязана она совокупному действию кристаллизационной дифференциации и конвективных токов, возможных в крупных телах и при небольшом перепаде температур. Подобный механизм становления массивов объясняет постепенные переходы между породами близкого состава. Фазовые отношения и гомодромная направленность фаз обусловлены интрузией остаточных расплавов в уже раскристаллизованные породы при подвижках в процессе становления массивов, с чем

и связаны секущие соотношения между породами существенно различного состава и неодинаковое число фаз в различных массивах.

Постмагматические аутометасоматические процессы в телах диорит-гранодиоритовой и монзонит-сиенитовой формаций проявлены слабо и, как правило, не затрагивают вмещающие породы. Становление плутонов тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации сопровождалось мощным кальциево-кремнещелочным метасоматозом, который наложился как на магматические, так и на контактово измененные вмещающие породы, что обусловило их диоритизацию, сиенитизацию, гранитизацию, огнейсование, порфиробластез и т. д. С этим и связаны исчезновение в ряде контактов четких ограничений, образование постепенных переходов от пород массивов к вмещающим через гранито- и диоритоподобные, а также образование «просвечивающих структур вмещающих толщ» и различная степень переработки ксенолитов.

# 5

## Семейство салических формаций

---

Семейство салических формаций объединяет как ассоциации существенно пересыщенных, так и резко недосыщенных кремнеземом пород. В семействе выделяется группа липаритовых и гранитовых формаций нормальной щелочности (сумма щелочей 6—9%), включающая также гранитоиды повышенной щелочности и щелочные граниты. Самостоятельную группу в семействе (фонолитовую и нефелинситенитовую) образуют формации существенно фойдитовых пород.

В группу липаритовых и гранитовых формаций объединены те интрузивные виды, состав которых определяется преобладающим развитием гранитов нормального ряда: гранитовая, лейкогранитовая и аляскитовая формации. Типичными и преобладающими породами в составе этих формаций являются биотитовые и двуслюдяные граниты нормального ряда. Однако доля этих пород в объеме формаций уменьшается от гранитовой к аляскитовой, где они уступают главную роль лейкократовым и аляскитовым гранитам. Самостоятельную формацию образуют граниты рапакиви, проявившиеся в среднем протерозое.

В этой же группе рассматриваются мигматитовые гранитоиды: мигматит-плагиогранитовая и мигматит-гранитовая формации, комплексы которых широко развиты в древних складчатых областях и обнажаются в пределах щитов и фундамента древних платформ. Эти формационные виды закономерно сопряжены друг с другом во времени и пространстве (как по латерали, так и по вертикали).

В мезоабиссальных условиях происходит становление гранитовой формации — ассоциации гранитов с подчиненными гранодиоритами, которые сопряжены

со складкообразовательными движениями и региональным метаморфизмом. В глубоких эрозионных срезях фанерозойских складчатых областей, в пределах регионально метаморфизованных толщ линейных зон смятия или в зональных метаморфических купольных структурах, отмечается развитие мигматит-гранитов, которые могут рассматриваться как автохтонные комплексы гранитовой формации.

К формациям щелочным и повышенной щелочности в группе липаритовых и гранитовых формаций салического семейства относятся щелочногранитовая и гранит-граносиенитовая. В составе последней наряду с гранитами нормальной щелочности и щелочными присутствуют промежуточные разновидности пород — граносиениты, кварцевые сиениты. Щелочногранитовая формация характеризуется преобладанием щелочных пород (с щелочными темнокветными минералами) и подчиненной ролью пород повышенной щелочности. Близость петрографического состава и петрохимических особенностей некоторых комплексов этих формаций, что, по данным ряда исследователей, определяется глубиной их становления и зависит от эрозионного среза [143], позволяет в ряде случаев высказать сомнение в отношении их самостоятельности и принадлежности к соответствующим формационным видам.

Вулканические формации липаритовой и гранитовой группы семейства представлены натриелипаритовой, дацит-липаритовой, липаритовой и трахилипаритовой формациями. Они состоят полностью или большей частью из кислых и умеренно кислых вулканитов (липаритов, щелочно-полевошпатовых липаритов, трахилипаритов, натриевых липаритов, дацито-липаритов, дацитов, трахидацитов) и их субвулканических аналогов; в подчиненном количестве развиты средние по составу вулканиты (андезито-дациты, андезиты, трахиандезиты).

По палеогеографическим условиям образования вулканические формации подразделяются на морские или прибрежно-морские (формация натриевых липаритов) и наземные (дацит-липаритовая, липаритовая, трахилипаритовая формации). К формации натриевых липаритов («кварц-кератофировой») относится ассоциация вулканогенных пород преимущественно кислого состава натриевого или калиево-натриевого типа, образованная в морских условиях на ранней стадии геосинклинального развития. Наземные кислые вулканические формации различаются по количественным соотношениям и сочетанию пород кислого, умеренно кислого и среднего состава. Каждый формационный вид характеризуется некоторыми особенностями химического состава пород. Однако вследствие близости химизма кислых пород рассматриваемых формаций диапазоны содержания в них главных породообразующих окислов перекрывают друг друга. Дацит-липаритовая, липаритовая и трахилипаритовая формации различаются также по свойственным им типам

вулкано-тектонических структур, по связи с разломами и определенному положению в ряду орогенных вулканических и осадочных формаций.

В салическом семействе рассматривается и группа фонолитовых и нефелинсиенитовых формаций, состоящих существенно из салических фондовых пород натриевого и калиевого ряда\*. Формации натриевого и калиевого рядов выделены по количественно-минеральному и петрохимическому составу главенствующих в строении массивов пород.

Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов слагается нефелиновыми сиенитами, отличающимися изменчивыми количественными соотношениями минералов и текстурно-структурными особенностями, а также резким преобладанием натрия над калием. Калиевый характер в группе фонолитовых и нефелинсиенитовых формаций имеет формация лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов.

## ГРУППА ЛИПАРИТОВЫХ И ГРАНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

### Формация натриевых липаритов

Эта формация, ранее называвшаяся «кварц-кератофировой», объединяет однородные комплексы существенно натриевых липаритов и дацитов нормальной щелочности, представленные преимущественно подводными фациями и ассоциирующими с ними морскими осадками. Такие комплексы формируются в условиях геосинклинального режима развития складчатых областей и обнаруживают устойчивую парагенетическую связь с осадочными хемогенными и терригенно-обломочными породами.

Формация натриевых липаритов впервые была выделена и описана (как формация «кварц-кератофировая») на Юго-Западном Алтае, где ее комплексы являются эталонными для рассматриваемого формационного вида. Кроме того, к этому виду относятся раннекарбонные комплексы Юго-Западного Гиссара [126], печеркинская (золотоуховская) свита раннего кембрия Салаира [В. Д. Фомичев, Л. Э. Алексеева, 1961 г.], комплексы плагиолипаритов и дацитов Верхоянской складчатой системы, юрские и меловые комплексы Большого и Малого Кавказа [324].

Проявление формации натриевых липаритов свойственно прогибам, заложенным на консолидированном основании,

---

\* В соответствии с положением о номенклатуре щелочных горных пород [89, 90, 239] под щелочными понимаются породы, содержащие в своем составе фельдшпатыды (нефелин, лейцит, анальцит), и (или) щелочные пироксены (эгирин, эгирин-диопсид), и (или) амфиболы (арфведсонит и др.). В эффузивах при пересчете их химического состава на нормативный должны присутствовать фельдшпатыды или эгирин.

которое нередко представляет собой слабо погруженный срединный массив либо его периферическую часть. Образование формации, по-видимому, обусловлено наличием в этих участках сиалической коры значительной мощности, преимущественно за счет гранито-метаморфического слоя. Так, на Рудном Алтае, где комплексы рассматриваемой формации представлены наиболее широко; мощность коры по геофизическим данным 46—49, а гранитного слоя — 28—29 км. Эти вторичные эвгеосинклинали являются обычно составными частями геосинклинальных систем и отличаются характерным временным рядом геологических формаций. В пределах таких прогибов проявления формации натриевых липаритов связаны с блоками относительно устойчивых поднятий. Образование формации соответствует ранней стадии геосинклинального развития и отвечает режиму прогибания, что отражено ее положением в латеральном формационном ряду. Формирование пород происходит в подводных морских условиях и сопровождается накоплением в сравнительно большом объеме осадочных пород (известковистых, глинисто-известковистых, кремнисто-известковистых песчаников, алевролитов и известняков).

Рассмотрим особенности строения и состава формации натриевых липаритов на примере комплексов Юго-Западного Алтая и Южного Гиссара. На Юго-Западном Алтае (Зайсанская складчатая система) формация распространена в двух структурно-формационных зонах, пограничных с каледонидами Горного Алтая: Рудно-Алтайской и Южно-Алтайской. В первой площадь выходов пород формации составляет около 3,5, во второй — около 4 тыс. км<sup>2</sup>. Положение в формационном временном ряду, возраст, строение и состав образований формации в этих зонах несколько различные. В Южно-Алтайской зоне возраст пород формации ранне-среднедевонский (нижнекултабарская, хайдунская, верхнекултабарская, успешная свиты), в Рудно-Алтайской зоне — среднедевонский — франский (березовская, ревнюшинская, лениногорская, ильинская, крюковская, таловская, снегиревская и каменевская свиты). В пределах последней зоны эти образования с базальными конгломератами в основании залегают на метаморфических породах условно раннепалеозойского возраста, являющихся фундаментом отложений герцинского тектоно-магматического цикла, и перекрываются базальт-андезитовой и флишоидной формациями. В Южно-Алтайской зоне образованию формации натриевых липаритов предшествовало накопление терригенно-карбонатных пород (карбонатно-песчано-сланцевая формация). Формация натриевых липаритов во времени сменяется здесь аспидной формацией.

В Юго-Западном Гиссаре представители формации развиты в пределах Байсунской зоны. К ней отнесены вулканиты осадочно-вулканогенных толщ раннекаменноугольного возраста

(зойская и вахшиварская свиты), залегающих на размытой поверхности докембрийского фундамента. Во времени эти образования сменяются формацией натриевых базальтов, имеющей локальное развитие лишь вдоль глубинных разломов (Южно-Гиссарского и Южно-Сурхантауского). Выше последней залегает флишоидная формация среднего — позднего карбона.

Породы рассматриваемой формации всегда встречаются в тесном парагенезе с осадочными образованиями, входя в состав мощных вулканогенно-осадочных толщ. Доля вулканогенных пород в таких толщах варьирует, но в целом они составляют более половины их объема. Вулканогенные породы достигают большего объема в относительно приподнятых блоках и участках их сочленения с зонами прогибаний, а меньших — в пределах последних. Так, на Алтае наибольшая активность вулканических процессов свойственна Рудно-Алтайской зоне, характеризовавшейся на протяжении всего геосинклинального этапа антиклинорным типом развития, наименьшая — Южно-Алтайской зоне, характеризовавшейся более значительным прогибанием. Осадочные породы в пределах последней составляют до 60% общего объема, а в Рудно-Алтайской зоне — около 40%.

Среди вулканитов определяющими являются разновидности липаритового и дацитового состава, составляющие 70—90% их объема. Подчиненное значение имеют вулканиты базальтового, андезитового и дацит-андезитового состава, несколько большее развитие получившие в пределах Южно-Алтайской зоны. Ассоциирующие с ними осадочные породы представлены главным образом полимиктовыми и известняковистыми песчаниками и алевролитами, глинисто-кремнистыми алевролитами и аргиллитами, меньше — конгломератами, гравелитами, углистыми сланцами, а также линзами и прослоями известняков (рис. 12).

Мощность вулканогенно-осадочных толщ очень непостоянна и колеблется в диапазоне от первых сотен метров до 4—4,5 км. Строение разрезов также очень изменчиво как по латерали, так и по вертикали. Вулканическая деятельность протекала в подводных морских и прибрежно-морских условиях, на что указывают зеленокаменное изменение вулканитов, а также состав ассоциирующих с ними осадочных образований, содержащих остатки морской фауны. Вместе с тем изредка встречающиеся в составе формации игнимбриты, туфы с горизонтами вулканических бомб и краснокаменные разновидности пород позволяют предполагать эпизодичность наземных извержений, по-видимому, на вулканических сооружениях, выступающих над уровнем сравнительно неглубокого моря.

Формирование вулканогенных образований происходило при ареальном центральном типе извержений. Центры вулканической деятельности в настоящее время фиксируются по наличию



грубообломочных пирокластитов и лавобрекчий, экструзивных куполов и некков, обилию субвулканических интрузий, а также по резкому увеличению суммарной мощности вулканитов. Коэффициент эксплозивности составляет обычно 40—60%, а при извержении пород среднего и основного состава — 10—30%. Продукты эксплозивной деятельности представлены разнообломочными туфами (литокристаллокластическими и витролитокластическими), туффитами, а также изредка игнимбритами. Последние более характерны для комплексов Юго-Западного Гиссара, на Алтае же они встречаются крайне редко. Широким распространением пользуются субвулканические интрузии кислого (плагиогранит-гранодиоритового) состава, среди которых одни имеют тесную пространственную и временную связь с поверхностными фациями, а другие сформированы после завершения поверхностных извержений и нередко размещены в толщах, перекрывающих вулканиты. Массивы поздних субвулканических интрузий, как правило, сравнительно крупного размера (до первых десятков квадратных километров в плане), имеют сложную силло-лаколлитовую форму.

Кислые эффузивы, являющиеся в составе формации определяющими, представлены главным образом эпилипаритами, эпидацитами (кварцевыми альбитофирами, альбитофирами, фельзит-порфирами) и их лавобрекчиями. Реже встречаются сравнительно мало измененные липариты, плагиолипарты и дациты. Породы имеют массивную, реже полосчато-флюидальную, брекчиевидную и перлитовую текстуру и порфирированную структуру. Размер вкрапленников варьирует от десятых долей миллиметра до 8—10 мм. Более обычными являются вкрапленники 1—2,5 мм (5—20% по объему), представленные главным образом кварцем и вторичным альбитом. Последний характеризуется высокой степенью упорядоченности — 0,8—1,00, и большими значениями угла оптических осей ( $2V > 80^\circ$ ). Лишь изредка вкрапленники представлены олигоклазом, олигоклаз-андезином и калиевым полевым шпатом, а также почти нацело разложенным темноцветным минералом — биотитом и роговой обманкой. Основная масса эффузивов характеризуется микрофельзитовой, микропойкилитовой, бластомикросферолитовой, микропойкилобластовой структурами, возникшими при девитрификации и последующей перекристаллизации стекловатого базиса. Она состоит из тонко- и мелкоагрегатных выделений альбита, кварца, иногда калиевого полевого шпата, а также тонкочешуйчатых серицита, хлорита, гидробиотита, гидроокислов железа и карбоната.

По данным В. И. Чернова [599], в кислых эффузивах Алтая общее содержание альбита составляет 25—60, кварца — 20—40, гидробиотита, хлорита и других второстепенных минералов — 6—15%. Содержание калиевого полевого шпата в липаритовых порфирах достигает 30%. Акцессорные минералы — апатит,

циркон, реже сфен, рутил и лейкоксен, рудные — пирит, гематит и магнетит.

Эффузивы основного и среднего состава представлены зеленокаменными измененными базальтами, трахибазальтами и андезитами. Текстура пород — массивная и миндалекаменная, структура — афировая и мелкопорфировая. В порфировых выделениях, составляющих до 20—25% объема и имеющих размер не более 1,5—2,5 мм, присутствуют зерна альбитизированного плагиоклаза, пироксена (авгита и титанистого авгита), меньше — роговой обманки, изредка андезин-лабрадора, а также калиевого полевого шпата. Стекловатый базис пород замещен хлоритом, в переменных количествах в нем присутствуют микролиты альбита, зерна карбоната, эпидота, магнетита, гематита, актинолита, пренита, серицита, биотита, лейкоксена, гидрокислов железа. В основной массе отмечаются реликты микролитовой, гялопилитовой, пилотакситовой и интерсертальной (девитрифицированных) структур. Акцессорные минералы — апатит, сфен, пирит, ильменит.

Для пород характерными поствулканическими изменениями являются альбитизация, окварцевание, аргиллизация, пропилизация, пиритизация. Наиболее интенсивное окварцевание, серицитизация, аргиллизация и пиритизация вулканитов проявлены вблизи центров вулканической активности и связаны с фумарольно-сульфатарной деятельностью. Широко распространенный в рассматриваемых образованиях процесс альбитизации, выраженный главным образом в псевдоморфном замещении альбитом плагиоклаза и калиевого полевого шпата, по-видимому, является результатом изменения пород при диагенезе и эпигенезе, сопровождавшегося, по всей вероятности, частичным перераспределением и выносом щелочей.

Формация натриевых липаритов характеризуется унимодальным распределением пород по  $\text{SiO}_2$  со значением моды в интервале 70—78% (рис. 13). Около 75% всех пород попадает в этот интервал. В других интервалах это распределение пород закономерно.

Кислые эффузивы принадлежат липаритам и дацитам нормальной щелочности, в меньшей степени щелочно-полевошпатовым липаритам (рис. 14). Породы основного и среднего состава в Юго-Западном Алтае имеют повышенную щелочность и соответствуют трахибазальтам и даже базанитам. Все породы Юго-Западного Гиссара (от андезитов до липаритов) относятся к ряду пород нормальной щелочности.

Соотношения окиси натрия и окиси калия в составе щелочей колеблются в широких пределах (рис. 15). Породы Юго-Западного Гиссара в целом характеризуются более высоким содержанием калия и в среднем являются калиево-натриевыми. В породах Юго-Западного Алтая колебания в соотношении щелочей более значительные, среди них выделяются

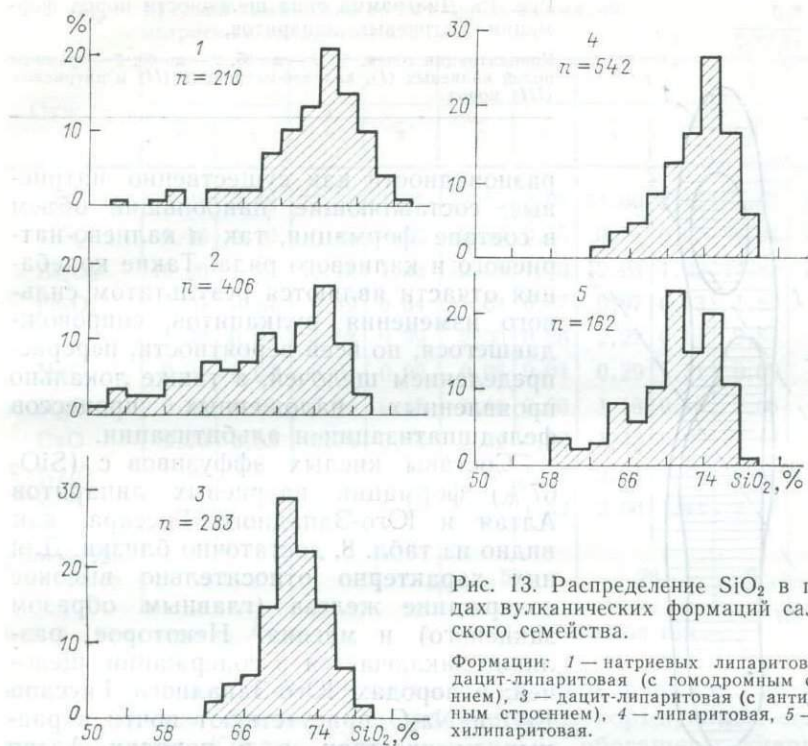


Рис. 13. Распределение  $SiO_2$  в породах вулканических формаций салического семейства.

Формации: 1 — натриевых липаритов, 2 — дацит-липаритовая (с гомодромным строением), 3 — дацит-липаритовая (с антидромным строением), 4 — липаритовая, 5 — трихилипаритовая.

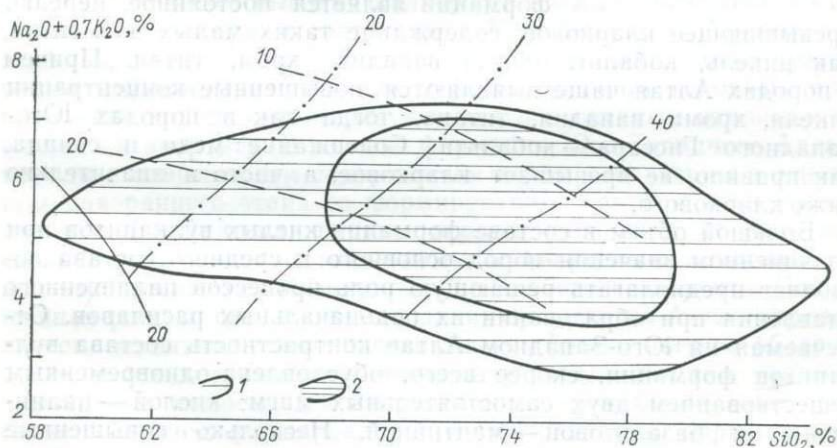


Рис. 14. Диаграмма составов пород формации натриевых липаритов.

Концентрация точек, %: 1 — до 95, 2 — до 70. Остальные обозначения см. на рис. 3.

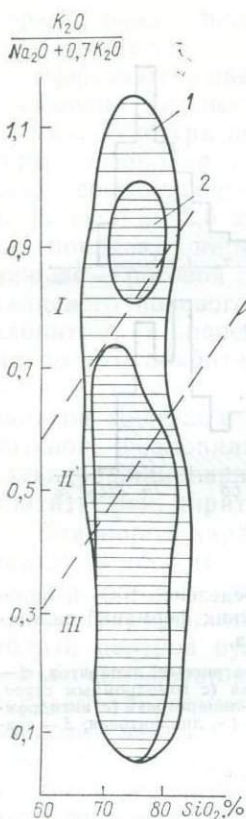


Рис. 15. Диаграмма типа щелочности пород формации натриевых липаритов.

Концентрация точек, %: 1 — до 95, 2 — до 60; 3 — границы полей калиевых (I), калиево-натриевых (II) и натриевых (III) пород.

разновидности как существенно натриевые, составляющие наибольший объем в составе формации, так и калиево-натриевого и калиевого ряда. Такие колебания отчасти являются результатом сильного изменения вулканитов, сопровождавшегося, по всей вероятности, перераспределением щелочей, а также локально проявленных наложенных процессов фельдшпатизации и альбитизации.

Составы кислых эффузивов с ( $SiO_2$  67%) формации натриевых липаритов Алтая и Юго-Западного Гиссара, как видно из табл. 8, достаточно близки. Для них характерно относительно высокое содержание железа (главным образом закисного) и магния. Некоторое различие заключается в содержании щелочей: в породах Юго-Западного Гиссара  $K_2O$  и  $Na_2O$  присутствуют почти в равных количествах, а в породах Алтая  $Na_2O$  преобладает.

Одной из особенностей состава пород формации является постоянное, нередко превышающее кларковое, содержание таких малых элементов, как никель, кобальт, иногда ванадий, хром, титан. Причем в породах Алтая чаще выявляются повышенные концентрации никеля, хрома, ванадия, титана, тогда как в породах Юго-Западного Гиссара — кобальта. Содержание меди и свинца, как правило, не превышает кларковое, а часто и значительно ниже кларкового.

Большой объем в составе формации кислых вулканитов при подчиненном значении пород основного и среднего состава позволяет предполагать решающую роль процессов палингенного плавления при образовании их родоначальных расплавов. Отмечаемая на Юго-Западном Алтае контрастность состава вулканитов формации, скорее всего, обусловлена одновременным существованием двух самостоятельных магм: кислой — палингенной и базальтовой — мантийной. Несколько повышенные концентрации халькофильных элементов в рассматриваемых кислых породах, возможно, связаны с незначительным смешением этих двух магм. По содержанию нормативного альбита,

8. Средний химический состав пород формации натриевых липаритов, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5	6
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	78,08	2,48	77,64	1,81	72,35	2,06	71,60	2,12	64,97	65,09
TiO <sub>2</sub>	0,16	0,10	0,16	0,06	0,30	0,15	0,24	0,09	0,26	0,46
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,96	1,40	10,75	1,52	12,65	1,20	12,93	1,33	14,82	14,33
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,97	0,54	0,49	0,34	1,64	0,87	0,97	0,53	1,82	1,66
FeO	1,39	0,64	1,58	0,39	2,30	0,86	2,22	0,64	2,84	3,06
MnO	0,03	0,03	0,04	0,03	0,06	0,04	0,29	1,31	0,09	0,07
MgO	0,84	0,50	0,94	0,35	1,40	0,96	1,18	0,58	2,08	1,81
CaO	0,70	0,55	0,74	0,44	1,32	0,90	1,43	0,99	2,46	2,31
Na <sub>2</sub> O	2,80	1,62	2,60	1,17	3,43	1,54	2,87	1,32	2,80	3,02
K <sub>2</sub> O	2,83	1,73	3,02	1,48	2,47	1,49	3,60	1,44	3,17	3,12
Количество анализов	71		12		50		28		8	4

1, 3, 5 — Юго-Западный Алтай;

2, 4, 6 — Юго-Западный Гиссар.

кварца и ортоклаза состав кислых эффузивов формации натриевых липаритов значительно отличается от нормативных составов гранитов. Кислые эффузивы сильно обогащены кварцем, что, видимо, является результатом изменения, а соотношение альбита и ортоклаза варьирует в очень широких пределах.

В целом более высокая калиевость кислых эффузивов Юго-Западного Гиссара в сравнении с Юго-Западным Алтаем, по всей вероятности, обусловлена как несколько иными условиями магмообразования, так и иным составом исходных при плавлении пород, характеризующихся повышенным отношением альбита к анортиту. В составе формации Юго-Западного Алтая породы с повышенным содержанием калия характерны в основном для раннего этапа ее формирования. Как показали исследования Г. Платена, первые порции расплавов обычно несколько обогащены ортоклазовым и кварцевым компонентом при относительно низком отношении альбита к анортиту. Повышенная роль натрия в более поздних вулканитах Алтая определяется, вероятно, также условиями генерации магм в области более высоких давлений и температур, что, возможно, связано с режимом устойчивого направленного прогибания этого региона в период формирования рассматриваемых образований.

С давних пор известна приуроченность промышленных колчеданных месторождений Алтая к вулканогенным девонским образованиям, рассматриваемым как «кварц-кератофировая»

формация. В течение последних двух десятилетий выявлено колчеданно-полиметаллическое оруденение и в Юго-Западном Гиссаре, также приуроченное к вулканитам кислого состава.

Колчеданно-полиметаллическое оруденение представлено двумя основными типами: осадочно-гидротермальным и гидротермально-метасоматическим. Осадочно-гидротермальное (или эксгальационно-осадочное) оруденение локализуется, как правило, среди удаленных фаций в вулкано-тектонических депрессиях. Вмещающими его породами являются толщи, состоящие из переслоенных осадочных пород, туффигов и туфов. В локализации гидротермально-метасоматического оруденения ведущая роль принадлежит субвулканической и прижерловой фациям. Состав оруденения первого типа — существенно полиметаллический и барит-полиметаллический, второго — колчеданный и колчеданно-полиметаллический.

Состав руд зависит и от характера щелочности вулканогенных пород формации [590]. С породами натриевого ряда ассоциируют, как правило, медноколчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, относительно богатые медью и цинком (месторождения Юго-Западного Алтая и Салаира). С вулканитами калиево-натриевого ряда и с породами, характеризующимися повышенной ролью калия, ассоциируют обычно колчеданно-полиметаллические месторождения, более богатые свинцом, собственно полиметаллические и свинцово-цинковые месторождения (месторождения Юго-Западного Гиссара и Юго-Западного Алтая).

### **Дацит-липаритовая формация**

Формация принадлежит к числу наиболее распространенных вулканогенных салических формаций (площадь десятки тысяч квадратных километров в пределах Охотско-Чукотского и тысячи квадратных километров в пределах Восточно-Сихотэ-Алинского, Центральнокзахстанского и других вулканических поясов и вулкано-тектонических структур).

В составе поверхностных фаций дацит-липаритовой формации главное значение имеют липариты и дацитолипариты, базокварцевые липариты и дацитолипариты (фельзиты), плагиолипариты, дациты, вулканические стекла, игнимбриты, игниспумиты, экструзивные брекчии и туфы того же состава, в переменном, но всегда подчиненном вплоть до полного исчезновения, количестве содержатся андезитодациты, андезиты и трахиандезиты и их туфы. Субвулканическая фация представлена гранит- и гранодиоритопорфирами, гранофирами, кварцевыми порфирами, субвулканическими гранитами и липаритами. Глубинным аналогом этой формации является лейкогранитовая формация.

Положение в разрезе и количественное соотношение вулканитов кислого, умеренно кислого и среднего состава в различных вулканогенных комплексах дацит-липаритовой формации неодинаковы (рис. 16). Выделяются два главных типа строения комплексов дацит-липаритовой формации: с гомодромной и антидромной направленностью распределения последовательно образующихся пород различного состава. Различные геологические условия образования, положение во временном ряду формаций и другие признаки тоже подтверждают обособление двух главных указанных разновидностей дацит-липаритовой формации.

Разновидность дацит-липаритовой формации с гомодромным строением была выделена из группы наземных кислых вулканогенных формаций, в целом известных как липаритовая формация [276, 583, 233], Е. Н. Горецкой и М. В. Ташиной [130, 131] при изучении вулканогенных образований Казахстана и Средней Азии. Эта разновидность дацит-липаритовой формации принадлежит к классу последовательно дифференцированных формаций. Она приурочена преимущественно к унаследованным вулcano-тектоническим впадинам орогенной стадии. Вместе с предшествующей ей андезитовой и иногда следующей за ней липаритовой формацией она образует гомодромный временной ряд орогенных вулканогенных формаций, продолжающий закономерную эволюцию магматизма геосинклинально-складчатых систем.

Наибольшее распространение представители дацит-липаритовой формации с гомодромным строением имеют в каледонских Северо-Тянь-Шаньско-Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областях, характеризующихся четко выраженным «классическим» стадийным развитием. Она представлена девонскими кайдаульской (верхняя часть), курманчтинской, баянаульской, иргайлинской, сафоновской, соболевской, курагинской, бельгебашской, аксайской, коргонской, кызылбулакской, тельбесской и другими свитами. Образование этой разновидности дацит-липаритовой формации происходило в вулcano-тектонических впадинах, расположенных в виде пояса вдоль границ молодой складчатой области со смежными геосинклиналями (девонские Центральнокaзахстанский и Среднетянь-шаньский вулканические пояса) и в межгорных прогибах и впадинах в пределах области завершённой каледонской складчатости (Северо-Тянь-Шаньская складчатая система, Алтае-Саянская складчатая область). Вулcano-тектонические впадины развивались унаследованно на месте последних геосинклинальных прогибов, выполненных флишем или сероцветной морской молассой, в некоторых зонах — вулcanoгенно-молассовыми накоплениями с вулканитами среднего и умеренно кислого состава. Прогибание впадин компенсировалось накоплением вулcanoгенных продуктов. Характерен эффузивно-эксплозивный

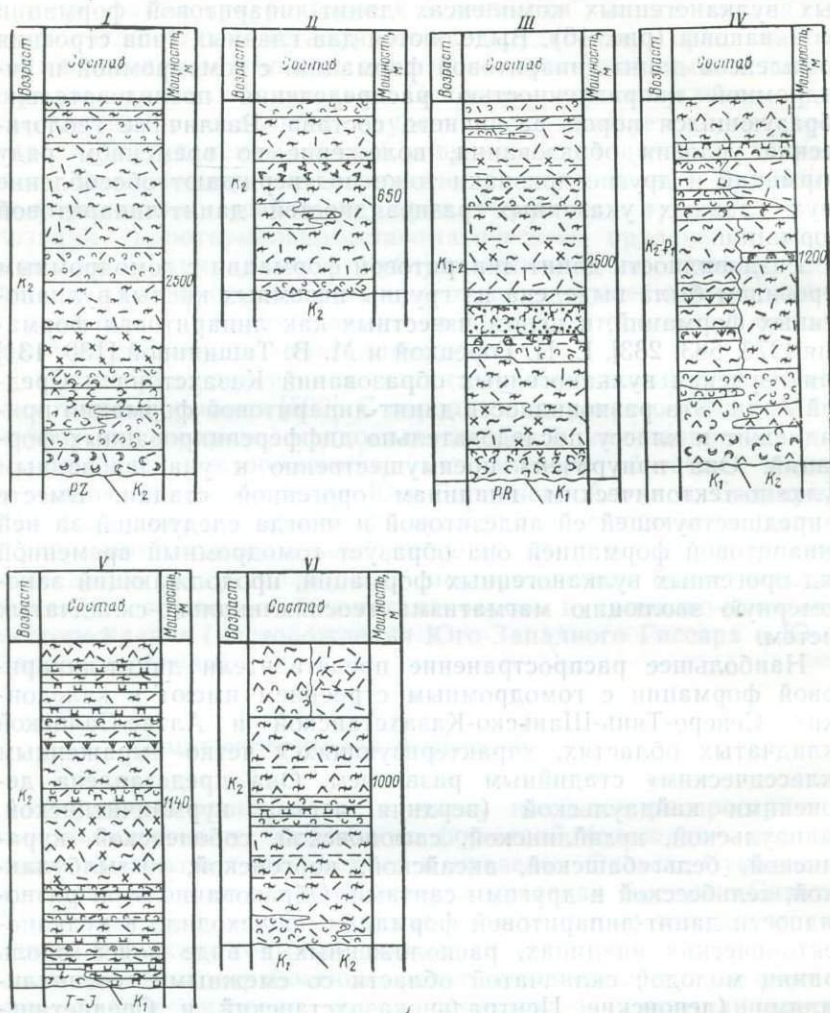


Рис. 16. Сводные разрезы комплексов липаритовой (I—III) и дацит-липаритовой (IV—VI) формаций Дальнего Востока.

I — южная и II — северная части Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена; III — Малохинганская вулканическая зона; IV — Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген; V — Баджалская вулканическая зона, VI — Охотско-Чукотский вулканоген.

Условные обозначения см. на рис. 1.

и экструзивный тип извержений из центральных и трещинных, реже ареальных вулканов. Вулканогенные формации возникали в последовательности: андезитовая — дацит-липаритовая формации или были представлены тесным парагенезом этих формационных видов.

Более усложненные, но в главных чертах сходные условия образования устанавливаются для позднепалеозойских дацит-липаритовых комплексов Джунгаро-Балхашской и Юго-Западно-Тяньшаньской герцинских складчатых систем (керегетасский, каработинский, лючобский и др.). Они также приурочены к унаследованному вулкано-тектоническим впадинам орогенного эпигеосинклинального режима, но местами вдоль глубинных разломов распространяются в консолидированную раму каледонид, перекрывают поднятые блоки фундамента и т. д. Временной ряд формаций андезитовая — дацит-липаритовая часто завершается здесь липаритовой формацией. В «жестких» структурах в составе формации появляются породы с субщелочным уклоном, образуя переходы к трахиандезит-липаритовым и трахилипаритовым комплексам. Местами комплексы дацит-липаритовой формации с гомодромным строением развиты в наложенных впадинах, связанных с герцинской активизацией каледонских структур.

В пределах вулкано-тектонических впадин дацит-липаритовые комплексы участвуют в строении кальдер проседания, кольцевых, кольцевых центральнокупольных и других локальных тектоно-магматических структур.

В ассоциации с рассматриваемой разновидностью дацит-липаритовой формации находятся предшествующие ей или замещающие ее в латеральном ряду красноцветная молассовая, красноцветная и пестроцветная терригенные (песчанико-алевролитовая) и карбонатно-терригенная, иногда терригенная угленосная формации.

Между орогенными андезитовой и дацит-липаритовой формациями при общем гомодромном порядке следования обычно отсутствуют постепенные переходы. Границы между ними резкие вследствие относительной однородности формаций и бывают выражены перерывом, несогласиями, иногда крупными интрузиями гранитоидов. Реже андезиты и андезито-дациты вверх по разрезу постепенно сменяются дацитами, выше — дацито-липаритами и липаритами и принадлежат к последовательно дифференцированному парагенезу андезитовой и дацит-липаритовой формаций (кугалинская, кетменская и другие свиты).

В дацит-липаритовой формации с гомодромным строением породы поверхностных фаций преобладают над породами жерловых и субвулканических. Среди поверхностных фаций наибольшее развитие (до 70%) имеют различные типы игнимбритов и туфов. Суммарная мощность их покровов достигает 2 км. Среди них отмечаются покровы эффузивов мощностью от

единиц до десятков метров. Наиболее распространенными породами являются игнимбриты и туфы липаритов и дацит-липаритов и их базокварцевых разновидностей, плагиолипариты, дациты при наличии местами андезитов-дацитов и андезитов. В субвулканических фациях распространены липариты и дацит-липариты, гранит и гранодиорит-порфиры, гранофиры, приповерхностные интрузии и дайки которых завершают вулканический процесс.

Кроме постепенных переходов и увеличения роли кислых вулканитов в верхах разреза имеются и другие соотношения пород в комплексах дацит-липаритовой формации. Так, например, раннепермский лючобский дацит-липаритовый комплекс Юго-Западного Тянь-Шаня мощностью до 1500 м состоит из шестикратного чередования дацитовых лав и туфолав (в первом и последнем ритмах с трахиандезитами) с исключительно однородными по составу покровами липаритовых и базокварцевых липаритовых игнимбритов [27].

Участие различных пород в дацит-липаритовой формации с гомодромным строением иллюстрируется гистограммой распределения по  $\text{SiO}_2$  (рис. 13). До 50% кислых пород содержит 68—76%  $\text{SiO}_2$ , умеренно кислые породы (более 10%) — 62—64%  $\text{SiO}_2$ .

Кислые вулканиты дацит-липаритовой формации с гомодромным строением, как и вулканиты других липаритовых формаций, однородны по составу. Они принадлежат известково-щелочной серии пород с равным количеством  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{Na}_2\text{O}$  или с некоторым преобладанием в разных комплексах первого или второго. На диаграмме (рис. 17) они занимают поле липаритов (риолитов), причем более 50% точек находится в ореоле с 68—76%  $\text{SiO}_2$  с суммой щелочей 5—7% и средним типом липаритов (включая риолиты), по Р. Дэли, в центре ореола. В умеренно кислых и средних по составу вулканитах, несмотря на уменьшение кислотности, сохраняется примерно та же сумма щелочей, что и в кислых вулканитах, но с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  (рис. 18).

Широко развиты процессы постмагматического изменения, особенно вблизи центров извержения, выраженных вулканитами прижерловых фаций, экструзиями и субвулканическими интрузиями. Характерны пропилитизация, цеолитизация, окварцевание, вторичные кварциты с сопутствующей свинцовой, цинковой, медной, молибденовой, золото-серебряной минерализацией и высокоглиноземистым сырьем.

Приведенные особенности разновидности дацит-липаритовой формации с гомодромным строением наиболее близко отвечают характеристике липаритовой формации по Ю. А. Кузнецову [279]. Он рассматривает липаритовую формацию в ранге орогенных магматических формаций подвижных зон «в качестве особой разновидности андезитового типа, отличающегося пре-

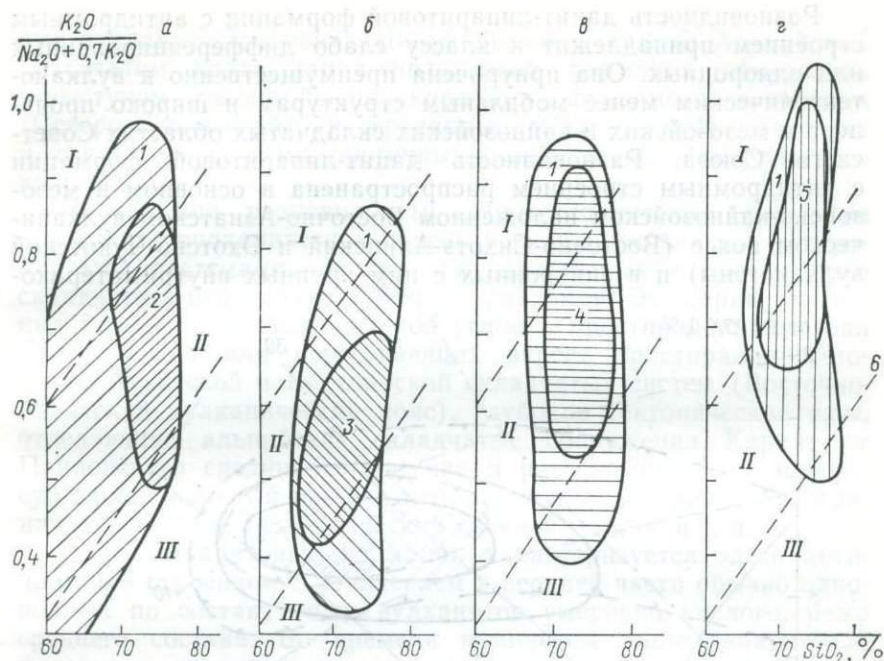


Рис. 17. Диаграмма типа щелочности пород формаций: а — дацит-липаритовой с гомодромным строением, б — дацит-липаритовой с антидромным строением, в — липаритовой, г — трахилипаритовой.

Концентрация точек в контурах, %: 1 — до 95, 2 — до 65, 3 — до 70, 4 — до 60, 5 — 55; б — границы полей калиевых (I), калиево-натриевых (II) и натриевых (III) пород.

обладанием в его составе кислых пород при подчиненной роли пород средних и обычно полном отсутствии основных».

Основные особенности состава и последовательности образования разновидности дацит-липаритовой (и андезит-дацит-липаритовой) формации с гомодромным строением хорошо объяснимы с помощью гипотезы восходящей миграции уровня магмообразования, т. е. постепенного перемещения его из «базальтового» в «гранитный» слой земной коры [48, 279, 214]. Такой процесс происходит при стадийно направленном развитии геосинклинально-складчатых областей, причем магматизм орогенной стадии тесно связан с остаточными или регенерированными магматическими очагами геосинклинальных стадий. В одних случаях серия пород от андезитов до липаритов, возможно, обусловлена дифференциацией средней или умеренно кислой магмы в едином очаге, в других (раннепермский лючобский комплекс Юго-Западного Тянь-Шаня) можно предполагать существование двух питающих очагов: андезитового, поставившего продукты дифференциации андезитовой магмы, и гранитового с более или менее однородным составом магмы [27].

Разновидность дацит-липаритовой формации с антидромным строением принадлежит к классу слабо дифференцированных или однородных. Она приурочена преимущественно к вулканотектоническим менее мобильным структурам и широко проявлена в мезозойских и кайнозойских складчатых областях Советского Союза. Разновидность дацит-липаритовой формации с антидромным строением распространена в основном в мезозойско-кайнозойском наложенном Восточно-Азиатском вулканическом поясе (Восточно-Сихотэ-Алинский и Охотско-Чукотский вулканогены) и в синхронных с ним крупных внутриматерико-

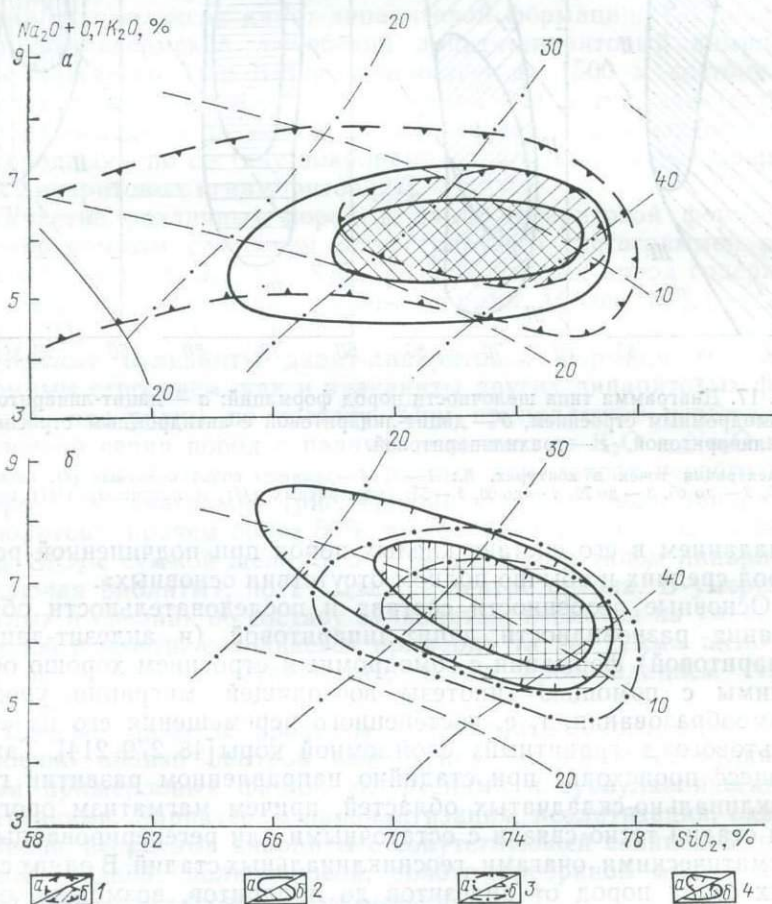


Рис. 18. Диаграмма состава пород дацит-липаритовой (а), липаритовой и трахилипаритовой (б) формаций.

1 — дацит-липаритовая формация с гомодромным строением (а — концентрации точек до 95 и б — до 65%); 2 — дацит-липаритовая формация с антидромным строением (а — концентрация точек до 95 и б —

до 70%); 3 — липаритовая формация (а — концентрация точек до 95 и б — до 60%); 4 — трахилипаритовая формация (а — концентрация точек до 95 и б — до 65%). Остальные обозначения см. на рис. 3.

вых вулканических зонах (Баджалская и др.). В Альпийском складчатом поясе дацит-липаритовая формация приурочена к выступам домезозойского складчатого фундамента в краевых (Северо-Кавказский) и срединных (Паннонский) массивах и связанных с ними орогенных зонах (зоны Закарпатского прогиба).

Размещение разновидностей дацит-липаритовой формации в пределах вулканических поясов и вулканических зон контролируется системами секущих или поперечных к простиранию складчатого основания глубинных разломов. Это серии глубинных разломов, проходящих под углом к простиранию мезозойских Сихотэ-Алиня или пересекающих вкрест простирания мезозойских Чукотской и Верхоянской складчатых систем (Восточно-Азиатский вулканический пояс), глубокие тектонические швы, отделяющие альпийские складчатые сооружения Карпат от Паннонского срединного массива и рассекающие сам массив, субмеридиональный разлом антикавказского направления, ограничивающий Северо-Кавказский краевой массив, и т. д.

Дациит-липаритовая формация характеризуется здесь антидромным строением с появлением в верхней части обычно однородных по составу толщ вулканитов умеренно кислого, реже среднего состава. Во времени комплексы дацит-липаритовой формации закономерно сменяются комплексом андезитовой или контрастной липарит-базальтовой формаций, образуя временной ряд вулканогенных формаций с антидромной последовательностью. В смежных зонах синхронно с дацит-липаритовой развита андезитовая или андезит-дацит-липаритовая формация.

Комплексы дацит-липаритовой формации с антидромным строением занимают огромные площади и характеризуются большими мощностями и объемами изверженного материала (табл. 9). По объему изверженного кислого и умеренно кислого материала Охотско-Чукотский вулканоген является одним из наибольших в мире. Продукты вулканизма выполняют наложенные на гетерогенное основание сложные и простые вулканотектонические впадины, а также вулканограбены, разделенные горстами, где вулканогенные образования резко уменьшаются в мощности, или представлены субвулканическими фациями, или вовсе отсутствуют. Характерны сложные (диаметром 40—50 км) или простые (диаметром 20—30 км) очаговые кальдеры проседания и обрушения, кольцевые, кольцевые вулканокупольные структуры, экструзивно-купольные поднятия и др. В покровных фациях обычно соотношение лав и пирокластолитов 1:1. Разнообразны формы проявления игнимбритового вулканизма: от единичных коротких потоков прижерловых фаций до более удаленных фаций сложно построенных толщ, образующих плато, и экструзивных куполов и пришовных «валов». Тип извержения трещинный, центральный и трещинно-ареальный,

9. Геологические особенности вулканогенных комплексов дацит-липаритовой формации

100

Характеристика комплексов	Вулканические области							
	Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген			Охотско-Чукотский вулканоген	Баджальская вулканическая зона	Паннонский срединный массив и его обрамление	Эльбурская вулканическая область	
Название, возраст	Аввакумовский K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	Богопольский K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	Зааминский K <sub>2</sub> -P <sub>1</sub>	— K <sub>2</sub>	Баджальский K <sub>2</sub>	— N <sub>1</sub>	Нижнегемский N <sub>2</sub>	Верхнегемский N <sub>2</sub>
Площадь, км <sup>2</sup>	1300	2300	875	78 000	5800	40 000	1000	200
Мощность, км	0,6	0,6	0,3	1,0	1,1	0,25	До 0,3	До 2,5
Объем, км <sup>3</sup>	780	1380	263	80 000	6380	10 000	200	До 400
Тип извержения	Трещинный и центральный		Центральный	Центральный, трещинный, ареальный	Центральный, трещинный	Ареальный, трещинный		Трещинный
Тип и размер вулканоструктур	Очаговые кальдеры: простые (Ø 20—30 км), сложные (Ø 40—50 км), экструзивнокупольные (Ø 25 км)	Сложные депрессии, ограниченные прямолинейными ступенчатыми сбросами (40—50×18—22 км), простые и сложные очаговые кальдеры проседания и обрушения, вулканокупольные (5—10×8—10 км), плато	Кальдеры проседания (Ø 10—15 км), экструзивнокупольные поднятия	Поля «игнимбритов больших объемов», потоки, купола	Потоки, липаритовые плато, экструзивные купола	Внутренние вулканотектонические впадины в срединном массиве, вулкано-грабены, вулканогорсты	Потоки, липаритовые плато, экструзивные купола	

с которым в Охотско-Чукотском вулканогене связаны «поля игнимбритов больших объемов».

Подобные признаки проявления дацит-липаритовой формации свидетельствуют о возникновении магматических очагов на различных уровнях «гранитного» (осадочно-метаморфического) слоя с максимальным приближением к поверхности в случае игнимбритообразования. Положение комплексов дацит-липаритовой формации в начале антидромного ряда вулканогенных формаций, вероятно, означает последовательное перемещение магматических очагов в более глубокие части коры или в верхнюю мантию.

Тип вулканитов дацит-липаритовой формации с антидромным строением наиболее хорошо изучен на Дальнем Востоке. Здесь под названием дацит-липаритовой формации (по наиболее распространенной разновидности пород — дацито-липариты\*) она впервые была выделена Е. В. Быковской [72].

В пределах Восточно-Азиатского вулканического пояса и внутриматериковых вулканических зон дацит-липаритовая формация представлена следующими конкретными вулканогенными комплексами: в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене богопольским, аввакумовским и зааминским позднемелового — раннепалеогенового возраста, в Охотско-Чукотском вулканогене — позднемеловым, в Баджальской вулканической зоне — баджальским позднемелового возраста. Комплексы дацит-липаритовой формации следуют за позднемеловыми комплексами липаритовой формации или занимают их место, залегая непосредственно на складчатых структурах мезозой. В Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене комплексы дацит-липаритовой формации отделены крупной фазой внедрения батолитоподобных гранитоидных массивов от липаритовой и отличаются иным характером. Эти отличия проявились в уменьшении энергии вулканических процессов, выразившихся в меньшей explosивности и в появлении наряду с пирокластолитами лавовых потоков.

Строение рассматриваемой разновидности дацит-липаритовой формации наиболее отчетливо проявлено в Баджальской вулканической зоне. Здесь антидромная направленность проявилась в изменении состава пород от липаритов до дацитов и андезито-дацитов, появляющихся в верхней части разреза (рис. 16). В отдельных палеовулканах вслед за поверхностными фациями игнимбритов появлялись куполообразные тела и экстрезивные массивы липаритовых кристаллоигнимбритов. Широко развиты субвулканические фации, представленные липаритами.

\* В соответствии с классификацией кислых эффузивов, предложенной терминологической комиссией МПК в 1972 г., дацито-липариты принадлежат к группе кислых эффузивов с содержанием 70—73%  $\text{SiO}_2$  и суммой щелочей 5—7%. У ультракислых липаритов соответственно 73%  $\text{SiO}_2$  и 7—10%  $\Sigma\text{FeO}$ .

дацитами, гранит- и гранодиорит-порфирами [72, 58, 501]. Соотношение дацитов и липаритов в составе пород каждой фазы 1 : 4. Появление небольших объемов умеренно кислых и средних вулканитов вызвано, по всей вероятности, кристаллизационной дифференциацией кислого расплава в неглубоких периферических очагах или в жерле палеовулкана [591].

Неоднократное чередование кислых и умеренно кислых вулканитов и разнообразие фаций игнимбритового вулканизма характерны для разрезов Охотско-Чукотского и Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогенов (рис. 16). Мощность отложений 1000—1200 м. Преобладающими в их составе являются вулканиты с  $\text{SiO}_2 > 68\%$ , в меньшей мере 63—68%, т. е. липариты и дацитолипариты (70—72  $\text{SiO}_2$ ) с подчиненным количеством дацитов (рис. 13).

Породы дацит-липаритового вулканизма выполняли вулканотектонические депрессии, приуроченные к поперечным к простиранию вулканогенов разломам, и обладали платообразным залеганием. Одновременно с ними в отдельных впадинах и в озерных бассейнах накапливались туфогенно-осадочные, нередко угленосные отложения. Для вулканитов характерны как трещинный, так и центральный типы извержений с отчетливо выраженными в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене эруптивными аппаратами, связанными с более глубокими магматическими очагами. Ареальный тип извержения, отвечающий максимальному приближению магматических очагов к поверхности, имел место при формировании дацит-липаритовой формации Охотско-Чукотского вулканогена. Возможно, вулканиты дацит-липаритовой формации отражают дифференциацию различных глубинных уровней магматического очага. Этим, видимо, объясняются и разнофациальные проявления игнимбритового вулканизма: игнимбриты плато (покровные игнимбриты удаленных фаций), игнимбриты потоков небольшой протяженности (прижерловые поверхностные фации), игнимбриты «полей больших объемов», игнимбриты экструзивных куполов и нековых пробок.

Петрографические особенности пород дацит-липаритовой формации Восточно-Азиатского вулканического пояса и внутриматериковых вулканических зон заключаются в следующем: соотношение вкрапленников и основной массы составляет 1 : 4, содержание натриевого компонента в составе полевых шпатов 20—30%, отмечается повышенная железистость биотита и роговой обманки, появляются фаялит и ферригиперстен. Характерно также наличие вулканических стекол не только среди экструзивных, но и среди поверхностных фаций и широкое развитие витрофирировых и сферолитовых структур и флюидально-полосчатых текстур.

По химическому составу (табл. 10) вулканиты дацит-липаритовой формации Восточно-Азиатского вулканического пояса

10. Средний химический состав пород дацит-липаритовой формации с антидромным строением, вес. %

Окислы	1		2		3	4		5		6	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	
SiO <sub>2</sub>	70,55	2,71	72,98	2,42	71,47	72,11	71,42	3,73	71,22	3,34	
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,18	0,23	0,15	0,25	0,24	0,24	0,12	0,28	0,15	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	1,06	13,34	1,13	13,61	13,43	13,88	1,71	14,05	1,41	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,23	0,72	1,19	0,59	1,45	1,16	1,61	1,15	0,79	0,50	
FeO	1,44	0,80	1,14	0,71	1,11	1,25	0,82	0,55	2,08	0,92	
MnO	0,15	0,30	0,06	0,07	0,07	0,09	0,05	0,04	0,10	0,15	
MgO	0,65	1,16	0,42	0,25	0,46	0,52	0,40	0,31	0,67	0,54	
CaO	1,34	0,73	1,27	0,66	1,30	1,26	1,62	0,95	2,39	1,15	
Na <sub>2</sub> O	3,31	0,88	3,17	0,85	3,37	3,22	3,44	0,74	3,36	0,66	
K <sub>2</sub> O	3,91	1,00	3,05	0,92	3,82	4,08	3,82	0,70	3,48	0,78	
Количество анализов	55		44		9	108		28		96	

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген. Комплексы: 1 — авакумовский, 2 — богопольский, 3 — заалинский; 4 — средний состав формации. Охотско-Чукотский вулканоген:

5 — позднемереловой комплекс. Баджальская вулканическая зона: 6 — баджальский комплекс.

относятся к известково-щелочной серии Тихоокеанской петрохимической провинции. При сравнении с известными мировыми вулканическими ассоциациями пород (по Бурри—Заварицкому) выявляется их промежуточное положение между крайним известково-щелочным типом Мон-Пеле и нормально-известково-щелочным типом Лассен-Пик для эффузивных пород Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и ассоциациями Мон-Пеле—Йеллоустонского парка для вулканитов Охотско-Чукотского вулканогена [72, 98, 522].

По сравнению со средним составом вулканитов липаритовой формации того же региона породы описываемой формации в наиболее хорошо изученном звене Восточно-Азиатского пояса — в Восточно-Сихотэ-Алинском вулканогене — отличаются пониженным содержанием SiO<sub>2</sub> (обычно 70—72%), суммарного железа (2,8%) и примерно равным соотношением калия и натрия (разница в их содержании редко превышает 0,6%). Для вулканитов Охотско-Чукотского вулканогена и особенно Баджальской вулканической зоны характерна повышенная известковистость (CaO > 1,5).

Четкий известково-щелочной характер вулканитов дацит-липаритовой формации с антидромным строением проступает на диаграмме рис. 18. Ореолы фигуративных точек вулканитов попадают в поле известково-щелочных липаритов (риолитов)

и обнаруживают близкий состав с составом вулканитов первой разновидности дацит-липаритовой формации. От средних типов (липаритов, риолитов), по Р. Дэли, они отличаются несколько меньшей щелочностью и более основным составом полевого шпата; по содержанию  $\text{SiO}_2$  и сумме щелочей они близки к изолинии  $\text{an}(\text{an} + \text{ab} + \text{or}) = 20\%$ . Калиево-натриевый характер большинства вулканитов дацит-липаритовой формации с антидромным строением отчетливо проявлен на диаграмме рис. 17, причем по сравнению с вулканитами дацит-липаритовой формации с гомодромным строением они отличаются большей натриево-костью, а также меньшим разбросом точек анализов, что указывает на большую однородность составов вулканитов этой разновидности формации.

Физико-химические условия образования исходных магм дацит-липаритовой формации с антидромным строением выясняются при сопоставлении полученных данных с хорошо изученной системой  $\text{ab}-\text{or}-\text{q}-\text{H}_2\text{O}$  [652]. Вытянутый рой точек нормативных составов, параллельный линии изобарического минимума, указывает на значительную роль равновесного плавления (кристаллизации) при повышении давления паров воды. Причем смещение изобарического минимума в направлении поля кристаллизации альбита указывает на последовательное обогащение расплава натрием и на более высокое содержание в нем  $\text{H}_2\text{O}$  по сравнению с исходными расплавами липаритовой формации.

Рассмотрение полученных данных по системе гранит—вода позволяет отнести дацит-липаритовую формацию к типу «гипер-сольвус» с характерными для него высокими температурами образования. Последнее подтверждается парагенезисом темноцветных компонентов, представленных ферригиперстеном, фаялитом, высокожелезистым биотитом и более натриевым санидином.

Поскольку истинная температура кристаллизации не изучалась и степень перегретости расплава остается неизвестной, минимальные температуры кристаллизации устанавливаются по «полевошпатовому геотермометру» Барта. Для полевых шпатов дацит-липаритовой формации с антидромным строением определяется температура кристаллизации  $780-850^\circ\text{C}$ . Исходя из анализа системы  $\text{ab}-\text{or}-\text{q}-\text{H}_2\text{O}$  глубина магмообразования  $9-12$  км при начальной температуре  $850^\circ\text{C}$ , причем плавление заканчивается лишь после достижения более высокой температуры. Устойчивость системы гранит—вода достигается также при давлении  $5000-8000$  кгс/см<sup>2</sup>.

Породы дацит-липаритовой формации обнаруживают следующие геохимические черты: аномально высокое содержание фемафильных элементов (Sc, Ni, Cu, Cr), не свойственное кислым породам, повышенное содержание летучих (F, B), положительная корреляция кальция с оловом, высокий кларк молибдена, галлия, серебра, золота, ртути.

С комплексом дацит-липаритовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена связаны месторождения перлитов (Богопольское, Якутинское) и проявления флюоритовой минерализации. В Охотско-Чукотском вулканогене с позднемеловыми дацито-липаритами в ассоциации с гранитами парагенетически связаны рудопоявления и месторождения олова, эпitherмальные золото-серебряные и сурьмяно-ртутные месторождения. В Баджальской вулканической зоне с дацит-липарит-гранитными ассоциациями связано олово-вольфрамо-молибденовое оруденение. К дацит-липаритовой формации с антидромным строением могут быть отнесены кайнозойские вулканы Закарпатского прогиба и Центрального Кавказа, обычно известные под названием липаритовых формаций.

По данным Л. Г. Данилович [142], для миоценовых образований Закарпатского прогиба (новоселицкая, доробратовская, луковская, алмашская свиты) характерна ассоциация кислых вулканогенных пород с широким развитием различных типов игнимбритов и потоковых туфов липарит-дацитового состава, липаритов, плагиолипаритов, дацитов, плагиодацитов, перлитов, обсидианов, туфолав этих пород в сочетании покровных, экстрезивных и субвулканических фаций. Мощность отдельных покровов меняется от десятков и первых сотен метров до 700—1000 м вблизи центров извержения, суммарно достигая 2000—2300 м.

В среднем содержание кремнекислоты в миоценовых вулканитах Закарпатского прогиба 68—71%, сумма щелочей 5—6% при равном содержании  $K_2O$  и  $Na_2O$  или несколько большем содержании последнего. Отмечается несколько повышенное содержание калия в конечных продуктах вулканизма.

Вторичные изменения вулканитов носят площадной характер и представлены цеолитизацией, алунилизацией, в удаленных фациях — бентонитизацией. В потоковых туфах новоселицкой свиты имеется полиметаллическая минерализация, в игнимбритах — золото-полиметаллическая минерализация при значительных размерах измененных тел и низком содержании руды. Присутствует жильная рудная минерализация.

Кроме вещественного состава для дацит-липаритовой формации Закарпатского прогиба характерно место в латеральном и вертикальном ряду вулканических формаций. По отношению к зоне кислого вулканизма в Карпатской дуге внешнее, более северное, положение занимает зона синхронного андезитового вулканизма; андезитовая формация плиоцена сменяет во времени миоценовую дацит-липаритовую формацию, определяя антидромную направленность вулканизма.

Плиоценовые кислые вулканы Центрального Кавказа (чегемский комплекс) также обнаруживают признаки принадлежности к дацит-липаритовой формации. По Е. К. Станкевичу [527], в районе Верхнечегемского нагорья они образуют толщу (более

2 км), сложенную в антидромном порядке липаритами, липарито-дацитами, дацитами и сравнительно ограниченно — андезито-дацитами. В составе экструзий указываются андезито-дациты, а субвулканических интрузий (Джунгусу) — гранодиорит- и гранит-порфиры. В отношении генезиса вулканитов между исследователями нет единого мнения: по Е. К. Станкевичу, это — лавы с вулканическим стеклом; в липарито-дацитах игнимбритоподобные с перлитовой отдельностью; Ю. П. Масуренков и Е. Е. Милановский предполагают в липаритах игнимбриты или туфолавы.

Вулканиты обнаруживают калиево-натриевый характер щелочности и принадлежат к серии пород, промежуточной между известково-щелочными типами Мон-Пеле и Йеллоустонского парка.

Во временном формационном ряду плиоценовый комплекс дацит-липаритовой формации сменяется плейстоцен-голоценовым комплексом андезитовой формации. Дацито-липариты Верхнечегемского района накладываются на древний ( $N_2$ ) эрозионный сильно расчлененный рельеф и образуют вулканотектоническую депрессию.

### Липаритовая формация

Липаритовая формация, или формация щелочно-полевошпатовых липаритов (табл. 1), выделена из состава липаритовой формации в ее прежнем собирательном значении [233, 276, 583]. Она принадлежит к классу однородных или слабо дифференцированных формаций, в которой вулканогенные породы поверхностных, жерловых и субвулканических фаций имеют близкий минералогический и химический состав. Наиболее распространенными породами липаритовой формации являются игнимбриты и туфы липаритов, от ультракислых до дацито-липаритов, их фельзитовые разности, эксплозивные и экструзивные брекчии того же состава, субвулканические липариты, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, графофиры и граниты. По вещественному составу липаритовая формация соответствует калиево-натриевой и калиевой липаритовым формациям повышенной щелочности по классификации магматических формаций Н. Л. и Г. Л. Добрецовых [159]. Интрузивным аналогом липаритовой формации является аляскитовая формация, часто находящаяся с ней в комагматической ассоциации.

Для характеристики липаритовой формации в качестве типичных примеров использовались наиболее хорошо изученные комплексы: позднемеловые (сенон-датские) монастырский, ванчинский, дзолинский, чхильский Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена, ранне-позднемеловые яурин-каменушинский и олононский Малохинганской системы вулканических зон, позднекаменноугольный — раннепермский архарлинский Джунгаро-

Балхашской складчатой системы, девонские карасайский, талдысуйский и семизбугинский вулcano-тектонических депрессий Северо-Тянь-Шаньско-Казахстанской складчатой области, позднепротерозойский — раннепалеозойский пайпудынский Приполярного Урала.

Липаритовая формация характеризуется стабильностью признаков независимо от возраста и положения в различных регионах. Проявление ее связано как с эпигеосинклинальным орогенным режимом развития байкальских, каледонских и герцинских складчатых областей, так и с эпикратонным герцинским и мезозойско-кайнозойским орогенезом.

В каледонских и герцинских складчатых областях липаритовая формация следует за андезитовой или дацит-липаритовой формациями. Время ее проявления характеризуется полной консолидацией складчатой области и интенсивным дроблением орогенных поднятий, развитием грабен-синклиналей и вулcano-тектонических структур в пределах вулканических впадин [131]. В некоторых случаях липаритовая формация находится в ассоциации с предшествовавшей ей наземной базальтовой формацией. Сравнительно широкое проявление в одну стадию с липаритовой формацией базальтового вулканизма и пестрых по составу комагатичных интрузий габбро-монзонит-сиенитового состава указывает на заключительную стадию развития геосинклинально-складчатых систем с конечным (финальным) магматизмом, по Ю. А. Билибину [47] и Г. Штилле [631]. Образование липаритовой формации нередко уверенно можно связывать с процессами герцинской тектоно-магматической активизации каледонских и байкальских структур (Северный Тянь-Шань, Восточный Саян).

Широкое распространение липаритовая формация имеет в мезозойских (тихоокеанских) геосинклинально-складчатых областях. Она присутствует в структурах разного типа. Это наложенные впадины в зонах сочленения геосинклиналей и выступов складчатого основания или краевые части срединных массивов [72, 484, 522, 559]. Размещение липаритовой формации отчетливо контролируется тектонически ослабленными зонами. Большая протяженность долгоживущих глубинных разломов обуславливает линейно-поясовое распространение липаритовой формации. Для наложенного типа позднемезозойско-кайнозойских структур Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена характерны антидромная направленность вулканизма с вертикальным рядом формаций: липаритовая ( $K_2$ ) → дацит-липаритовая или андезит-дацит-липаритовая ( $K_2-P_1$ ) → липарит-лейкобазальтовая [ $P_3-N$  (?)], преобладание липаритовой формации над всеми последующими. В пределах вулканических поясов и отдельных вулcano-тектонических депрессий образования липаритовой формации контролируются разрывными нарушениями или кольцевыми вулcano-тектоническими структурами. Основными

структурными формами для вулканитов липаритовой формации являются кальдеры проседания и кальдеры обрушения, с которыми ассоциируют купола и вулканические горсты.

Строение кальдер проседания, кольцевых, кольцевых центральнокупольных и других вулкано-тектонических структур, связанных с липаритовой формацией, детально изучено в хорошо обнаженных и достаточно глубоко вскрытых структурах Центрального Казахстана и Средней Азии [105, 605]. По данным указанных исследователей, это — компенсационные структуры диаметром 20—40 в кольцевых и 10—16 км в кольцевых центральнокупольных и кальдерных депрессиях. Кольцевые структуры сложены породами субвулканических, экструзивных и поверхностных эксплозивных фаций. Мощность покровов игнимбритов при подчиненном распространении лав зависит от степени удаленности от центра извержения и изменяется от первых сотен метров на периферии до 2 км в центральных частях. Центральные части заняты выжатыми куполами, субвулканическими или гипабиссальными интрузиями. По периферии вдоль систем синвулканических кольцевых, полукольцевых и радиальных разломов среди покровных фаций размещаются дайки, щепочки субвулканических интрузий и купола.

В образовании формации преобладал ареальный тип извержения (табл. 11) из неодновремененно возникших и неравномерно расположенных вулканических аппаратов. Очевидно, они были связаны с неглубоким периферическим очагом, за счет которого и образовались обширные вулкано-тектонические депрессии из слившихся кальдер, выполненные липаритовыми игнимбритами «полей больших объемов». Неотъемлемой чертой липаритовой формации является также многочисленность и многообразие экструзий того же состава, представленных сериями даек и куполов, лакколитоподобными и кольцевыми массивами.

Широкое развитие приповерхностных субвулканических интрузивов и многочисленные факты непосредственного перехода их в поверхностные фации вулканитов липаритовой формации приближают ее к категории интрузивно-вулканогенных формаций. В случае большей глубины эрозионного среза липаритовая формация иногда представлена преимущественно экструзивными, субвулканическими и гипабиссальными фациями при подчиненном значении игнимбритовых покровов. Так, например, в полифациальном девонском талдысуйском комплексе Северного Тянь-Шаня более широко развиты субвулканические интрузии и экструзии, залегающие как в синхронных им покровах палеоигнимбритов, так и в породах каледонского основания [106, 126, 129]. Форма субвулканических интрузий и экструзий весьма разнообразна и зависит от контролирующих их разрывных нарушений и поверхностей несогласия и отслоения

# 11. Геологические особенности липаритовой формации на примере вулканических комплексов Дальнего Востока

Характеристика	Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген				Малохинганская вулканическая зона	
	Ванчинский	Монастырский	Дзюлинский	Чхильский	Хингано-олонойский	Юрин-каменушицкий
Комплексы						
Площадь, км <sup>2</sup>	2000	7250	1500	800	2000	—
Мощность, км	0,85	2,5	0,7	0,55	1,2	—
Объем, км <sup>3</sup>	1700	18 125	1050	440	—	—
Тип извержения	Ареальный		Центральный		Сочетание центрального и ареального	Центральный
Тип и размеры вулканоструктур	Поля «ингнимбригов больших объемов», кальдеры проседания и обрушения, купольные тела	Поля «ингнимбригов больших объемов» (вулканические депрессии 10—20 × 30—40 км), очаговые кальдеры проседания (Ø 20—40 км), вулканокупольные структуры (Ø ~ 25 км), вулканические горсты (Ø 10—20 км)	Кальдеры проседания (Ø ~ 20 км), вулканокупольные структуры (Ø 2—20 км)	Кальдеры проседания (Ø 25—40 км), вулканические грабены, вулканические горсты	Линейно-гнездовая группа полигенных вулканов	Многожерловые стратовулканы и вулканические поля (30—240 км <sup>2</sup> ), экстрезивные купола (4—8 км <sup>2</sup> ), линейные экстрезивии

во вмещающих толщах. Это грубо согласные дайки и дайкообразные тела, неправильные, нередко ветвящиеся тела в крутопадающих зонах разломов, иногда переходящие близ поверхности в лакколитоподобные согласные залежи, лакколиты, штоки, некки, купола, серии крутопадающих и протяженных даек.

Состав вулканитов липаритовой формации довольно выдержан и однороден во всех фациях с незначительными вариациями от дацито-липаритов и липаритов до ультракислых липаритов. В покровных фациях отмечаются явное преобладание пирокластолитов над эффузивами и широкое развитие среди них игнимбригов (60—70% от общей мощности вулканитов всей формации). Многообразие фаций игнимбригового вулканизма отображено на представленных разрезах липаритовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и Малохинганской вулканической зоны (рис. 16).

Исследование мономинеральных фракций из наиболее изученных вулканитов липаритовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена и Малого Хингана выявили специфические особенности структуры и минералогического состава пород. Они заключаются в высокой кристаллокластичности пород, т. е. содержание кристаллокластической фракции в преобладающих типах вулканитов — в игнимбригах, как правило, превышает 20% (в среднем 30—40%). Это сказывается и в образовании полифировых структур лав. Среди структур основной массы поверхностных фаций вулканитов преобладают микрофельзитовые, микропйкилитовые и микрогранитовые. Типоморфные минералы (порфирокласты) в меловых игнимбригах Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена представлены отчетливо неравновесной ассоциацией кварца, ультракалиевого саидина ( $or_{77-90}$ ), высокого альбита и олигоклаза промежуточной упорядоченности, биотита средней железистости и малотитанистого магнетита. Высокое содержание калия в ортоклазе характерно и для вулканитов липаритовой формации Малого Хингана. Здесь наиболее типичный парагенезис минералов следующий:  $or_{79-80}$ ,  $q$ ,  $pl(a_{1-3})$ ,  $bi$  (55% Fe). Обычно калиевый полевой шпат преобладает над плагноклазом, в подчиненном количестве присутствуют анортоклазовые ( $an_{3ab_{49}or_{48}}$ ) разновидности липаритов.

Из гистограмм распределения вулканитов липаритовой формации наглядно видно преобладание в ней пород с содержанием 72—74%  $SiO_2$  (рис. 13). Более высокие содержания (74—76%), сопряженные с резкой калиевостью и низкой магнезиальностью, характерны для вулканитов Малохинганской вулканической зоны. По химическому составу вулканиты липаритовой формации относятся к известково-щелочной серии пород, занимающей промежуточное положение между нормально известково-щелочным типом Лассен-Пик и наиболее щелочным типом

из группы известково-щелочных вулканитов—ассоциацией пород Йеллоустонского парка [71, 72, 128].

На диаграмме рис. 18 ореолы фигуративных точек пород попадают в поле щелочно-полевошпатовых риолитов и частично захватывают поле известково-щелочных риолитов. По соотношению  $\text{SiO}_2$  и суммы щелочей большая часть пород формации отвечает риолитам и липаритам, по Р. Дэли, отличаясь несколько большей щелочностью и более кислым составом полевого шпата. По отношению  $\text{K}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$  вулканиты этой формации соответствуют калиевым и калиево-натриевым типам липаритов (рис. 17).

При анализе среднего состава вулканогенных комплексов липаритовой формации Дальнего Востока, Средней Азии, Центрального Казахстана (табл. 12) для большинства из них выявляется ультракислый состав ( $\text{SiO}_2 \geq 73\%$ ), повышенное содержание щелочей ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 7 \div 8\%$ ) и заметное преобладание калия над натрием, несколько повышенная железистость и малая известковистость ( $\text{CaO} \leq 1,5\%$ ). Общей особенностью является повышенная глиноземистость вулканитов описываемой формации.

Физико-химические условия генерации расплавов липаритовой формации могут быть в какой-то мере восстановлены при анализе среднего нормативного состава пород в хорошо изученной системе  $ab - or - q - \text{H}_2\text{O}$  [652]. Большинство фигуративных точек пород липаритовой формации локализовано в поле тройного минимума и несколько смещено в сторону поля кристаллизации щелочного полевого шпата, что соответствует последовательному обогащению расплава калием. Остальная часть расположена вблизи минимума на котектических линиях кремнезем—полевошпат либо в поле первичной кристаллизации кремнезема. Такое смещение при эвтектическом составе может объясняться смещением котектических линий и расширением полей кристаллизации полевого шпата в природной системе в связи с повышенным потенциалом щелочей, особенно калия [262].

Для расплавов липаритовой формации нами принята модель однополевошпатовой кристаллизации Таттла и Боуэна, которая основана на неравновесной ассоциации санидина и олигоклаза. По всей вероятности, в этих расплавах имели место две стадии кристаллизации полевых шпатов, разорванные во времени. Постоянство состава плагиоклаза и небольшие вариации содержания анортитового компонента в них ( $ap_{18-28}$ ) свидетельствуют о коротком периоде его кристаллизации. Образование расплавов липаритовой формации происходило в почти «сухих» условиях при температуре выше  $715^\circ\text{C}$  (температура вершины кривой сольвуса при давлении  $500 \text{ кгс/см}^2$ ).

Устойчивость альбитового пертита в изученных вулканитах, согласующаяся с быстрым охлаждением расплава и малым

12. Средний химический состав пород  
липаритовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5	6	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	72,79	2,93	73,80	2,45	70,84	4,03	71,16	2,78	72,83	73,87	3,29
TiO <sub>2</sub>	0,26	0,23	0,18	0,10	0,38	0,27	0,35	0,13	0,25	0,22	0,22
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	1,33	12,74	1,67	14,20	1,28	14,31	1,11	13,60	12,67	1,23
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,52	0,98	1,65	1,14	1,43	0,58	1,35	0,82	1,50	1,01	0,95
FeO	1,58	0,92	1,79	1,00	1,98	0,99	0,97	0,76	1,56	1,79	1,98
MnO	0,05	0,04	0,09	0,14	0,07	0,04	0,06	0,02	0,05	0,05	0,07
MgO	0,53	0,37	0,49	0,61	0,71	0,54	0,65	0,37	0,53	0,25	0,40
CaO	1,18	0,83	1,08	0,79	1,47	1,06	1,31	0,85	1,20	0,72	0,68
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,21	0,63	3,03	0,68	3,38	0,52	3,11	0,90	3,21	2,98	0,68
K <sub>2</sub> O	4,02	0,77	4,16	1,01	4,09	0,73	5,19	1,31	4,06	4,69	0,79
Количество анализов	64		15		29		11		119	83	

Окислы	7		8		9		10		11	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	73,61	2,75	72,49	2,75	73,82	3,40	72,46	3,56	72,65	4,42
TiO <sub>2</sub>	0,28	0,29	0,20	0,13	0,20	0,11	0,20	0,09	0,27	0,17
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,37	1,31	14,04	1,32	13,87	2,14	14,15	1,87	12,72	1,46
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,77	1,35	0,54	1,41	0,90	1,65	0,88	1,11	0,79
FeO	1,52	1,80	1,22	0,96	1,01	0,54	0,88	0,57	1,81	1,08
MnO	0,04	0,03	0,06	0,05	0,10	0,11	0,03	0,03	0,04	0,03
MgO	0,25	0,19	0,51	0,38	0,44	0,75	0,39	0,33	0,53	0,47
CaO	0,51	0,46	0,89	0,52	1,08	1,49	1,20	0,88	1,41	1,19
Na <sub>2</sub> O	2,92	1,18	3,92	1,03	3,76	0,73	3,54	0,96	2,93	0,86
K <sub>2</sub> O	4,83	1,08	4,52	1,22	4,20	0,76	4,23	0,89	4,47	1,08
Количество анализов	34		35		14		44		96	

Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген. Комплексы: 1 — монастырский, 2 — ванчинский, 3 — дзюлинский, 4 — чхильский; 5 — средний состав формации. Малохинганская вулканическая зона. Комплексы: 6 — яурин-каменушинский, 7 — олонойский. Центральный Казахстан, Токрауская зона. Комплек-

сы: 8 — архарлинский, поверхностные фации, 9 — то же, субвулканические фации. Южный Казахстан, Чу-Илийские горы: 10 — карасайский комплекс. Северный Тянь-Шань, Киргизская зона: 11 — талдысуйский комплекс.

количеством водного пара в нем, позволяет считать температуру окончания главной кристаллизации равной 900°C. Геохимическая специализация вулканических пород липаритовой формации сказывается в повышенном по сравнению с мировым кларком содержания олова, свинца, цинка, иногда молибдена, вольфрама, меди, золота, серебра, фтора. Для изученных вулканитов липаритовой формации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена установлена аномальная обогащенность фемафильными элементами (Sc, Cr, Ni, Cu). Характерными процессами постмагматического изменения пород липаритовой формации являются березитизация, серицитизация, окварцевание (вторичные кварциты с высокоглиноземистым сырьем — месторождение Семиз-Бугу).

Известные оловорудные месторождения (Кисинское, Заявочное и др.), связанные с липаритовой формацией (монастырский комплекс Восточно-Сихотэ-Алинского вулканогена), имеют небольшие масштабы и представлены зонами прожилково-вкрапленной минерализации и олово-свинцово-цинковыми жилами в апикальных частях липаритовых экструзий. Малохинганская вулканическая зона является наиболее продуктивной на олово. Здесь известны такие месторождения олова, как Хинганское, Березовское, Карадубское, Олонойское, Джаландинское и многочисленные рудопроявления сульфидно-касситеритовой и переходной формаций [220, 221]. Подавляющая часть их размещена в пределах Хинганской зоны разломов и локализована среди субаэральных вулканитов липаритовой формации. Рудные тела приурочены к апикальным частям интрузивных тел обманьского типа либо к кровле эффузивных пород. В пределах Каме-нушинского и Сагды-Бирского вулканогенных полей кроме месторождений олова известны небольшие рудопроявления свинца и цинка, представленные зонами брекчирования и гидротермально измененных пород меловых эффузивов липаритового состава либо локализующиеся вдоль контактов последних с более древними образованиями.

### Трахилипаритовая формация

Формация представлена наземными вулканогенными комплексами, сложенными кислыми субщелочными вулканитами преимущественно с калиевым характером щелочности. Как самостоятельный тип трахилипаритовая формация была выделена на Карте магматических формаций СССР [233]. Ранее она рассматривалась Ю. А. Кузнецовым [276] в качестве разновидности липаритовой формации с уклоном в сторону обогащения щелочами, занимающей промежуточное положение между липаритовой и собственно щелочными формациями.

Различные сочетания и количественные соотношения кислых субщелочных вулканитов обуславливают разнообразие составов

вулканогенных комплексов, принадлежащих к трахилипаритовой формации. Они представлены липарит-трахилипаритовыми, трахилипаритовыми, трахит-трахилипаритовыми комплексами широкого возрастного диапазона (среднепротерозойские аkitканская и подринская серии, девонский машанский, пермские кызылкиинский и кызылнуринский, позднемеловой урацкий, позднемеловой — раннепалеогеновый тенфуровский, плиоценовый пятигорский и др.). В большинстве эти комплексы характеризуются однородностью или слабой дифференцированностью состава. Другие трахилипаритовые комплексы обладают большим разнообразием состава, включая трахидациты и кварцевые латиты, трахиандезиты и трахибазальты (девонская моинтинская свита и др.), и образуют постепенные переходы к последовательно дифференцированным трахиандезит-трахилипаритовым и контрастным трахилипарит-трахибазальтовым комплексам.

Трахилипаритовая формация распространена в пределах эпигеосинклинальных орогенных структур унаследованных и наложенных вулканических поясов и в локальных межгорных впадинах. В унаследованных вулканических поясах трахилипаритовая формация обычно завершает гомодромный ряд наземных вулканогенных формаций, следуя за липаритовой формацией. В других случаях, чаще в наложенных вулканотектонических поясах или межгорных впадинах, особенно на жестких структурах срединных массивов или поднятых блоков фундамента (эпикратонные орогены), она замещает по латерали липаритовую или дацит-липаритовую формацию, причем обычно предшествующие или последующие вулканогенные формации также обладают повышенной щелочностью (трахиандезитовая, трахибазальтовая).

В пределах вулканических поясов вулканы трахилипаритовой формации приурочены к крупным кольцевым вулканотектоническим структурам, слагая их полностью или образуя в них внутренние кальдеры и интрузивнокупольные структуры. Они выполняются также приразломные вулканограбены. Они образованы при трещинном или центральном типе извержения экструзивно-эксплозивного характера, причем широкое развитие имеют пирокластолиты, породы жерловой и субвулканической фаций. По сравнению с другими наземными кислыми вулканогенными формациями салического семейства трахилипаритовая формация обычно занимает меньшие площади и характеризуется переменными, чаще небольшими, объемами изверженного материала.

В составе трахилипаритовой формации участвуют игнибриды, игниспумиты, туфы, реже лавы и лавобрекчии, экструзивные брекчии трахилипаритов и липаритов, базокварцевых трахилипаритов и липаритов (фельзитов), трахидацитов, кварцевых трахитов и ортофиров в поверхностных и экструзивных

фациях. Широкое развитие в субвулканической фации в виде штоков, лакколитов, куполов и даек имеют интрузивные аналоги указанных пород, гранит- и граносиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры.

Игнимбриты трахилипаритовой формации нередко характеризуются небольшим содержанием кристаллокластической фракции (тенфуровский комплекс не более 25%), что отличает их от игнимбритов дацит-липаритовой формации того же региона. Состав порфировых кластов игнимбритов кызылнуринского липарит-трахилипаритового комплекса, по В. А. Арапову [13], следующий, %: кварц 10—20, калиевый полевоый шпат 8—20, альбит и олигоклаз 2—7, биотит и роговая обманка до 2, основная масса 47—68; в базокварцевых игнимбритах — до 80%. Средний состав пород различных комплексов трахилипаритовой формации характеризуется стабильной кислотностью (69—70% SiO<sub>2</sub>) при сумме щелочей более 8%, преобладании K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O и содержании CaO < 1,5% (табл. 13), что близко подходит к определению трахилипаритовой формации в классификации Н. Л. и Г. Л. Добрецовых [159].

**13.** Средний химический состав пород трахилипаритовой формации, вес. %

Окислы	1			2			3			4			5			
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	
SiO <sub>2</sub>	69,79	70,53	3,59	71,88	74,16	1,47	75,69									
TiO <sub>2</sub>	0,41	0,25	0,13	0,41	0,20	0,09	0,24									
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,71	13,75	1,19	13,53	13,05	0,79	11,28									
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	1,65	1,48	2,53	1,49	0,60	1,38									
FeO	3,00	1,44	0,86	1,87	1,21	0,40	2,26									
MnO	0,04	0,08	0,11	0,11	0,06	0,02	—									
MgO	0,52	0,50	0,33	0,38	0,32	0,17	0,30									
CaO	1,21	1,19	0,86	0,36	0,57	0,35	0,77									
Na <sub>2</sub> O	3,35	2,94	1,26	3,81	3,04	0,60	4,40									
K <sub>2</sub> O	4,76	5,89	1,74	4,74	4,65	0,39	3,60									
Количество анализов	6			47			8			18			8			

1 — трахилипарит акитканской серии (PR<sub>2</sub>); комплексы: 2 — кызылнуринский липарит-трахилипаритовый (P), 3 — кызылнин-

ский липарит-трахилипаритовый (P), 4 — тенфуровский трахилипаритовый (K<sub>2</sub>-P<sub>1</sub>), 5 — машанский трахилипаритовый (D<sub>2</sub>).

Участие различных пород в трахилипаритовой формации иллюстрируется гистограммой распределения по SiO<sub>2</sub> (рис. 13): более 20% — трахилипариты (70—72% SiO<sub>2</sub>), около 20% —

липариты повышенной щелочности (74—76% SiO<sub>2</sub>). На диаграмме рис. 18 породы трахилипаритовой формации занимают поле щелочнополевошпатовых и отчасти поле известково-щелочных липаритов. Подобное положение пород трахилипаритовой формации на диаграммах, по-видимому, объясняется тем, что большинство химических анализов пород, использованных для петрохимической характеристики формации, принадлежит липарит-трахилипаритовым комплексам. Породы различной кислотности и щелочности распределяются в липарит-трахилипаритовых и трахилипаритовых комплексах неодинаково. Так, например, в пермском кызылнуринском комплексе Среднего Тянь-Шаня более ранние продукты вулканизма представлены породами липаритового, а более поздние — трахилипаритового состава [131]. Для химизма пород среднепротерозойской акитканской серии Северо-Западного Прибайкальского вулканического пояса, наоборот, отмечается [103] возрастание кислотности вверх по разрезу.

Калиевый характер большинства вулканитов трахилипаритовой формации отчетливо вырисовывается на диаграмме рис. 17 и по расположению нормативных составов пород в треугольнике *ab—ог—q*. Как исключение отмечается повышенная натриевая щелочность пород трахилипаритовой формации (девонский машанский комплекс Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы) (табл. 13).

Геохимическая специализация пород липарит-трахилипаритовых комплексов близка к таковой липаритовой формации, причем их состав характеризуется повышенным содержанием олова, свинца, цинка, фосфора. Собственно трахилипаритовые комплексы с последующими за ними интрузиями граносиенит-кварц-сиенитового состава иногда сопровождаются проявлениями редкометальной минерализации.

#### Мигматит-плагиогранитовая и мигматит-гранитовая формации \*

Отличительными структурными признаками мигматитовых гранитоидных формаций являются типично мигматитовый характер (от микро- до макромасштаба) размещения тел гранитоидных пород среди сложно дислоцированных и высокометаморфизованных про-, прото- и собственно геосинклинальных образований, а также закономерная смена по латерали и вертикали одних петрографических типов пород другими.

Сравнительный комплексный анализ конкретных разновозрастных гранитоидных мигматитовых формаций разных райо-

---

\* Специфика состава и строения формационных видов обусловила иной план изложения материала. Взгляды авторов, касающиеся некоторых вопросов состава, строения и возраста комплексов, не являются общепризнанными.

нов Советского Союза показал, что в общем случае различаются два формационных вида: мигматит-плагιοгранитовый и мигматит-гранитовый\*. В первом случае среди составляющих формацию петрографических разновидностей главную роль играют плагιοграниты, гранодиориты и кварцевые диориты при подчиненной роли нормальных гранитов, во втором — нормальные или субщелочные граниты при подчиненной роли плагιοгранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов и кварцевых монзонитов. В целом структурной особенностью мигматит-плагιοгранитовой формации является закономерная смена во времени и пространстве плагιοгранитов (гранодиоритов) гранитами\*\*. Для мигматит-гранитовой формации последовательность чередования во времени и пространстве петрографических разновидностей обратная: граниты сменяются плагιοгранитами (гранодиоритами). Различны и типы метасоматических процессов, сопровождающих и завершающих становление этих формаций. В пространственной и генетической связи с гранитоидами мигматит-плагιοгранитовой формации преимущественно проявлены продукты высоко-среднетемпературного кислотного выщелачивания типа алюмокремнистых метасоматитов (существенно кварцевых метасоматических пород с силлиманитом, кианитом, корднеритом, андалузитом и с небольшим количеством полевых шпатов), а с гранитоидами мигматит-гранитовой формации связаны образования Mg—Fe—Ca и (или) Si—K—Na-метасоматизма (кварц-полевошпатовые метасоматиты, слюдиты, метасоматические амфиболиты).

В зависимости от состава субстрата, за счет которого образуются ультраметаморфогенные гранитоиды, различаются первичные и регенерированные комплексы гранитоидных мигматитовых формаций. Комплексы первично-гранитоидной мигматитовой (плагιοгранитовой или гранитовой) формации представляют собой ассоциации генетически родственных (метаморфогенных, ультраметаморфогенных) автохтонных или паравтохтонных мигматитовых гранитоидных пород, образованных за счет минерального вещества осадочно-вулканогенных пород в ходе их прогрессивного монофациального или полифациального\*\*\* метаморфизма в условиях эпидот-амфиболитовой, амфиболитовой, реже гранулитовой ступеней и характеризующихся равновесными минеральными парагенезисами, изофациальными с парагенезисами вмещающих супракрустальных пород. Становление этих комплексов имело место в сининверсионный этап

\* Близкая точка зрения отражена также в классификации гранитоидных формаций раннего докембрия, разработанной авторами карты магматических формаций [233] и коллективом сотрудников Института геологии и геохронологии докембрия [475].

\*\* Имеется в виду смена пород в пределах мигматит-плутонов от центра к периферии.

\*\*\* По Б. Я. Хоревой [593].

развития про-, прото- и собственно геосинклинальных складчатых областей в ходе развития процессов ультраметаморфизма погружения или воздымания.

Комплексы регенерированной гранитоидной мигматитовой (плагиогранитовой или гранитовой) формации представляют собой ассоциации генетически родственных (ультраметаморфогенных) автохтонных или паравтохтонных мигматитовых гранитоидных пород, образованных в результате структурно-вещественного преобразования (частичного или полного) гранитоидов первичных мигматитовых и ортомагматических формаций в условиях амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой ступеней и характеризующихся неравновесными минеральными парагенезисами, как правило, неизофациальными с парагенезисами вмещающих пород. Становление комплексов регенерированных формаций имело место в ходе развития процессов повторного ультраметаморфизма, регрессивного регионального и приразломного метаморфизма и регионального метасоматизма. Регенерированные формации особенно характерны для реоморфизованных комплексов складчатого основания протогоосинклинально- и собственно геосинклинально-складчатых систем, протоплатформ, зон глубинных разломов.

Состав темноцветной части гранитоидов мигматитовых формаций варьирует в зависимости от состава исходных перерабатываемых пород и от кислотно-основных свойств гранитизирующих растворов (для палингенно-метасоматических, метасоматических, интрузивно-анатектических и реоморфических типов).

Поскольку мигматитовые гранитоиды пространственно и генетически (или парагенетически) тесно связаны с метаморфическими комплексами, следует различать формации областей монофациального и полифациального метаморфизма. Гранитоидные мигматитовые формации, находящиеся в генетической и пространственной связи с монофациальными метаморфическими комплексами, характерны преимущественно для наиболее раннего, архейского, этапа развития земной коры и структурно тяготеют к протогоосинклинально-складчатым областям и протоплатформам, в меньшей мере к протогоосинклинально-складчатым областям внутриконтинентального и окраинного типа\* (Алданский и Балтийский щиты, Украинский и Анабарский кристаллические массивы, Ангаро-Канский выступ, Охотский массив). Особенно показательны в этом отношении эндробы, представленные в пределах всех известных в СССР и за рубежом раннеархейских протогоосинклинально-складчатых областей.

подавляющее большинство названных геоструктур и размещенных в их пределах мигматитовых гранитоидов сфор-

\* По Ф. П. Митрофанову и др. [475].

мировалось в архее. В раннем протерозое, а в ряде случаев и в более поздние эпохи (в фанерозое) они претерпели значительные структурно-вещественные преобразования, как правило, также регионально-площадного характера, что привело к совмещению в пространстве гранитоидных мигматитовых формаций, принадлежащих различным видам. Преимущественно развиты регенерированные мигматит-гранитовые формации, полно проявленные даже в пределах гранулитовых комплексов, типоморфным для которых является мигматит-плагиигранитовый формационный вид.

Гранитоидные мигматитовые формации, связанные с полифациальными метаморфическими комплексами, имеют более локальное распространение по сравнению с формациями первой группы. Они типичны для протогеосинклинально-складчатых областей среднего и позднего докембрия, преимущественно окраинного типа (Таймыр, Енисейский кряж, Байкальская горная область), и для геосинклинально-складчатых областей фанерозоя (Средняя Азия, Урал, Камчатка и др.). В пределах Балтийского щита и Украинского кристаллического массива полифациальные метаморфические комплексы и тесно связанные с ними комплексы гранитоидных мигматитовых формаций установлены во внутриконтинентальных протогеосинклинально-складчатых областях (карелиды, саксаганиды). Гранитоиды этих мигматитовых формаций образуются как за счет вулканогенно-осадочных пород геосинклинально-складчатых комплексов (первичная гранитоидная мигматитовая формация), так и за счет пород складчатого основания (регенерированная гранитоидная мигматитовая формация). Отличительными чертами гранитоидных мигматитовых формаций рассматриваемой подгруппы является локально-площадной характер их развития, центральное положение в структуре метаморфической зональности, преобладание мигматит-гранитов над мигматит-плагиигранитами и незначительный их объем по сравнению с объемом вмещающих метаморфических зональных комплексов.

Общими чертами мигматитовых гранитоидов обоих формационных видов являются их полигенетичность, образование в эпоху проявления интенсивных складчатых деформаций (со складчатые, реже поздне-складчатые геоструктурные обстановки), большая глубина становления (ката- и мезозона), широкое проявление высокотемпературных процессов метаморфизма прогрессивного и регрессивного типа и регионального метасоматизма (преимущественно базификационного петрохимического профиля), купольная форма тел автохтонного или паравтохтонного залегания, большое разнообразие петрографических разновидностей пород.

Среди рассматриваемых формационных видов можно выделить следующие разновидности, отличающиеся спецификой состава и условиями становления.

I. В пространственной и генетической (или парагенетической) связи с мифациальными метаморфическими комплексами развиты:

1) первичная архейская мигматит-плагиигранитовая (эндербитовая) разновидность формации, представляющая собой ассоциацию петрогенетически родственных (метаморфогенных, палингено-анатектических и палингено-метасоматических) автохтонных ультраабиссальных и абиссальных гранитоидных мигматитовых пород, образовавшихся за счет вулканогенно-осадочных пород в условиях гранулитовой ступени регионального метаморфизма ( $p_{\text{л}}^* = 6000 \div 11\,000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1500 \div 2500$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 800 \div 1000^\circ\text{C}$ ) в предраннеинверсионную стадию развития складчатых областей. В составе комплексов формации преобладают плагииграниты (эндербиты), гранодиориты и кварцевые диориты с типоморфным минеральным парагенезисом  $\text{Кв} + \text{Пл}_{28-40} + \text{Гип} \pm (\text{Пи}, \text{Ро}, \text{Би}, \text{Кпш}, \text{Гр}, \text{Корд})$ . В периферических частях мигматит-плутонов развиты чарнокитовые граниты, имеющие подчиненное значение. Металлогеническую специализацию определяют генетически связанные с эндербитами магнезиально-железистые метасоматиты, несущие титаномагнетитовое оруденение [39].

Примеры проявления: нимгерканский и гонамский комплексы чарнокитов (эндербитов) Алданского щита (AR), комплекс чарнокитовых гранитоидов Анабарского кристаллического массива (AR), богунаевский комплекс чарнокитовых гранитоидов Енисейского кряжа, гранулит-чарнокитовый комплекс центральной части Кольского полуострова, чарнокитовые гранитоиды Украинского кристаллического массива;

2) первичная раннепротерозойская мигматит-плагиигранитовая разновидность формации, представляющая собой ассоциацию петрогенетически родственных (палингено-метасоматических, метасоматических, интрузивно-анатектических) автохтонных, в меньшей мере паравтохтонных мезоабиссальных мигматитовых пород, среди которых преобладают плагииграниты и лейкокранодиориты с типоморфным минеральным парагенезисом  $\text{Кв} + \text{Пл}_{20-35} \pm (\text{Кпш}, \text{Ро}, \text{Би}, \text{Гр}, \text{Корд})$ . К периферии мигматит-плутонов плагииграниты и гранодиориты сменяются гранитами известково-щелочного и субщелочного ряда. Образование комплексов формации происходило в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступеней прогрессивного регионального метаморфизма полифациального типа ( $p_{\text{л}} \geq 5000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1500 \div 2800$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T \geq 650^\circ\text{C}$ ) в инверсионную стадию развития раннепротерозойских протогеоинклинально-складчатых областей.

Примеры проявления: гранитоиды плагиигранитной серии Юго-Западной Карелии (PR<sub>1</sub>), комплексы соскладчатых гранитоидов Украинского кристаллического массива (PR<sub>1</sub>);

3) регенерированная архейская — раннепротерозойская мигматит-плагиигранитовая разновидность формации, представляющая собой ассоциацию петрогенетически родственных (палингено-метасоматических, интрузивно-анатектических) автохтонных и паравтохтонных мезоабиссальных мигматитовых пород плагиигранитового и гранодиоритового состава с типоморфным минеральным парагенезисом  $\text{Кв} + \text{Пл}_{15-40} \pm (\text{Кпш}, \text{Ро}, \text{Би}, \text{Му}, \text{Эп}, \text{Акт})$ . По периферии мигматит-плутонов развиты альбит-олигоклазовые (Пл<sub>5-15</sub>) плагииграниты (плагииоплиты) и (или) гельсинкиты. Образование комплексов формации происходило в пределах региональных зон и областей проявления ретроградного метаморфизма амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступеней ( $p_{\text{л}} = 3000 \div 7000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1000 \div 2000$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 540 \div 800^\circ\text{C}$ ) в результате структурно-вещественного преобразования (переплавления, реоморфизма, высокотемпературного кислотного выщелачивания) пород первичных мигматитовых гранитоидных формаций. С гранитоидами формации генетически связаны мусковитоносные и керамические пегматиты.

\*  $p_{\text{л}}$  — литостатическое давление,  $p_{\text{H}_2\text{O}}$  — парциальное давление воды;  $T$  — температура; Кв — кварц, Кпш — калиевый полевоый шпат, Пл<sub>28-40</sub> — плагноклаз и его состав, Гип — гипстерен, Пи — клинопироксен, Ро — роговая обманка, Акт — актинолит, Би — биотит, Гр — гранат, Корд — кордиерит, Му — мусковит, Эп — эпидот.

Примеры проявления: куандинский комплекс гнейсо-плагиигранитов западной части Алданского щита (PR<sub>1</sub>), саамский комплекс олигоклазовых гранитов Балтийского щита (AR) и др.;

4) регенерированная архейская мигматит-гранитовая разновидность формации, представляющая собой ассоциацию петрогенетически родственных (палингено-метасоматических, метасоматических, интрузивно-анатектических) автохтонных и паравтохтонных абиссальных мигматитовых гранитоидов, образовавшихся в пределах областей проявления ретроградного метаморфизма монофациального типа амфиболитовой ступени ( $p_{\text{л}} = 5000 \div 8000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 500 \div 2500$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 640 \div 900^\circ\text{C}$ ) в результате структурно-вещественного преобразования (высокотемпературного магматического, палингено-метасоматического и метасоматического замещения) гранитоидов первичных мигматитовых формаций. Комплексы формаций представлены нормальными, субщелочными гранитами, граносиенитами, кварцевыми монзонитами с типоморфным парагенезисом  $\text{Кв} + \text{Кпш} + \text{Пл}_{15-35} \pm$  (Пи, Ро, Би, Гр, Корд). К периферии мигматит-плутонов эта ассоциация пород сменяется плагиигранитами и гранодиоритами. Металлогенетическую специализацию определяет комплекс генетически связанных с гранитоидами магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов с магнетитовым оруденением.

Примеры проявления: тимптоно-алданский комплекс гнейсо-гранитов Алданского щита (AR), комплекс гнейсо-гранитов Анабарского кристаллического массива (AR), комплекс порфиروбластических гранитов в свитах Кейв и Ворны — Поросозеро Кольского полуострова (AR).

II. В пространственной и генетической (или парагенетической) связи с полифациальными метаморфическими комплексами развиты:

1) первичная протерозойская мигматит-гранитовая разновидность формации, представляющая собой ассоциацию петрогенетически родственных (метаморфогенных, палингено-метасоматических, метасоматических, интрузивно-анатектических) автохтонных и паравтохтонных мезоабиссальных мигматитовых пород, среди которых преобладают граниты нормального ряда с типоморфным минеральным парагенезисом  $\text{Кв} + \text{Кпш} + \text{Пл}_{10-30} \pm$  (Би, Му, Эл, Гр, Акт). К периферии мигматит-плутонов граниты сменяются плагиигранитами и лейкогранодиоритами. Становление комплексов этой формации происходило в пределах зон и областей проявления прогрессивного регионального метаморфизма полифациального типа на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ( $p_{\text{л}} = 4000 \div 9000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 500 \div 2500$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 540 \div 800^\circ\text{C}$ ) ступеней в инверсионную стадию развития протерозойских протогесинклинально-складчатых областей. Металлогенетическую специализацию формации определяет комплекс генетически связанных с гранитоидами магнезиально-железисто-кальциевых метасоматитов с золото-сульфидной минерализацией.

Примеры проявления: тейский комплекс гранитоидов Енисейского кряжа (PR<sub>2-3</sub>), мигматитовые гранитоиды гнейсовой серии Таймыра (PR<sub>1</sub>), яврский и порярвинский комплексы Кольского полуострова (PR<sub>1</sub>);

2) первичная фанерозойская мигматит-гранитовая разновидность формации, являющаяся ассоциацией петрогенетически родственных (метаморфогенных, анатектических, метасоматических и интрузивно-анатектических) автохтонных, реже паравтохтонных мезоабиссальных гранитоидных мигматитовых пород, среди которых преобладают граниты нормального ряда с типоморфным минеральным парагенезисом  $\text{Кв} + \text{Кпш} + \text{Пл}_{18-35} \pm$  (Би, Гр, Корд, Му). К периферии мигматит-плутонов граниты сменяются плагиигранитами, лейкогранодиоритами и кварцевыми диоритами. Становление комплексов происходило в зонах и областях проявления прогрессивного регионального метаморфизма полифациального типа на уровне амфиболитовой ( $p_{\text{л}} = 4000 \div 8000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 500 \div 5000$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 620 \div 750^\circ\text{C}$ ) ступени в инверсионную стадию развития фанерозойских геосинклинально-складчатых областей. Геохимическую специализацию определяют повышенные по сравнению с кларковыми содержания (при нарушенных геохимических связях) таких элементов, как олово, свинец. Кроме того, породы формации характеризуются высоким содержанием летучих компонентов — фосфора (до 1—1,2 вес.%), фтора (0,8—1,0 вес.%), а также бора, который концентрируется в турмалине (до 5 об.%).

## 14. Средний химический состав пород мигматит-гранитовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	71,21	3,41	70,97	3,81	68,54	4,60	69,65	3,51	69,00	5,14	71,35	6,10
TiO <sub>2</sub>	0,33	0,27	0,31	0,25	0,60	0,36	0,62	0,22	0,38	0,045	0,29	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,54	1,61	14,05	1,58	14,50	1,85	13,96	1,27	14,73	0,75	15,06	0,92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,96	0,66	1,40	1,02	1,65	0,78	1,21	1,06	0,45	0,14	0,42	0,14
FeO	2,36	1,43	1,68	1,11	2,91	1,44	4,07	1,39	0,59	1,33	1,77	0,62
MnO	0,06	0,09	0,04	0,03	0,06	0,05	0,07	0,04	0,26	0,07	0,03	0,03
MgO	0,61	0,39	0,96	0,50	1,00	0,48	2,22	0,84	1,23	0,86	0,74	0,62
CaO	1,47	0,80	2,29	1,31	2,68	1,09	1,76	0,64	1,78	0,88	1,48	0,91
Na <sub>2</sub> O	3,08	0,79	3,36	0,93	3,53	0,59	1,90	0,54	3,05	0,32	2,47	0,31
K <sub>2</sub> O	4,08	1,24	4,16	1,55	4,00	1,19	3,71	1,19	4,17	0,81	5,43	0,54
Количество анализов	64		31		21		18		35		26	

1 — тейский комплекс Енисейского кряжа (PR<sub>2-3</sub>) (гранодиориты, граниты); 2 — тимпотно-алданский комплекс (AR<sub>2</sub>) Алданского щита (Алдано-Тимптонский блок)

(граниты, гравосиениты); 3 — архейский комплекс Анабарского кристаллического массива (граниты, гранодиориты); 4 — архейский комплекс Ангаро-Канского высту-

па (граниты, гранодиориты); 5 — каратегинский метаморфический пояс (граниты, гранодиориты); 6 — уфалейский комплекс (PZ<sub>1</sub>) Урала (граниты).

15. Средний химический состав пород мигматит-плагногранитовой формации, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	56,38	69,41	3,62	60,22	70,31	1,87	69,66	3,51	71,96	2,09		
TiO <sub>2</sub>	0,87	0,44	0,21	1,21	0,41	0,10	0,34	0,29	0,24	0,16		
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,26	14,91	1,40	15,56	13,67	0,85	15,29	1,22	14,11	0,83		
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,61	1,71	0,77	3,14	1,44	0,76	0,96	0,65	0,82	0,75		
FeO	5,98	1,91	1,37	3,94	2,11	0,96	2,10	0,99	1,60	0,91		
MnO	0,14	0,06	0,05	0,12	0,06	0,04	0,05	0,03	0,07	0,10		
MgO	4,15	1,24	0,77	1,90	1,11	0,51	1,13	0,81	0,62	0,34		
CaO	6,78	4,00	1,22	5,38	2,42	0,78	2,70	1,03	1,72	0,51		
Na <sub>2</sub> O	4,16	4,20	0,82	3,90	3,70	0,58	4,07	0,69	3,58	0,56		
K <sub>2</sub> O	1,37	1,44	0,65	3,43	4,12	0,93	2,65	0,92	4,67	0,47		
Количество анализов	5	13		4	11		30		15			

1—4 — нингерканский комплекс (AR) Алданского щита (Алдано-Тимптонский блок): 1 — диориты, кварцевые диориты; 2 — гра-

нодиориты, плагнограниты (эндербиты); 3 — монзониты, кварцевые монзониты; 4 — граниты, граносиениты; 5—6 — куандинский

комплекс (PR<sub>1</sub>) западной части Алданского щита: 5 — плагнограниты, 6 — граниты.

Примеры проявления: мигматит-граниты Каратегинского метаморфического пояса и туркестанского комплекса ( $PZ_2$ ) Южного Тянь-Шаня, мигматит-граниты музкольского комплекса ( $MZ$ ) на Памире, мигматит-граниты (частично) уфалейского, златоустовского, харбейского, восточноляпинского и мугуджарского гнейсово-мигматитовых комплексов (куполов) Урала ( $PZ_{1-2}$ );

3) регенерированная протерозойская — фанерозойская мигматит-гранитовая разновидность формации, являющаяся ассоциацией петрогенетически родственных (палингенно-метасоматических, метасоматических, интрузивно-анатектических и интрузивно-реоморфических) автохтонных и паравтохтонных мезоабиссальных мигматитовых гранитоидов, образовавшихся в пределах зон смятия и областей проявления ретроградного метаморфизма полифациального типа на уровне амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой ступеней ( $p_n = 3000 \div 7000$ ,  $\rho_{H_2O} = 300 \div 1500$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 450 \div 800^\circ\text{C}$ ) в результате структурно-вещественного преобразования (палингенно-метасоматического, метасоматического, реоморфического) комплексов гранитоидов первичных мигматитовых формаций. Для формации характерны нормальные и субщелочные граниты с типоморфным минеральным парагенезисом  $Kv + Kпш + Pl_5 - 15 \pm$  (Би, Му, Эп). Образование этих пород происходило в поздней инверсионную стадию развития протерозойских протогейсинклинальных и фанерозойских геосинклинальных складчатых областей.

Примеры проявления: гранитоиды гранитовой серии Юго-Западной Карелии ( $PR_1$ ); гранитоиды Гунт-Аличурского разлома на Памире ( $MZ$ ); мигматит-граниты Центральнокамчатского срединного массива ( $MZ$ ); Пылгинский массив ( $PZ$ ) и Прибрежно-Тайгоносский ( $MZ$ ).

Химический состав гранитоидов некоторых охарактеризованных выше формаций приведен в табл. 14, 15.

Рассмотренные разновидности гранитоидных мигматитовых формаций закономерно сочетаются друг с другом во времени и пространстве в ходе направленной эволюции земной коры, образуя латеральные и вертикальные «формационно-генетические ряды и структурно-формационные ассоциации» [489]. Совмещение различных гранитоидных мигматитовых образований в пространстве способствовало существенному преобразованию минерального вещества супракристаллических комплексов, что нашло отражение и в структурно-вещественных характеристиках (в том числе и в металлогенической специализации) комплексов интрузивных гранитовых формаций (гранитовой, лейкогранитовой, аляскитовой), сменивших во времени мигматитовые комплексы [39].

### Гранитовая формация

Эта формация, объединяющая ассоциацию существенно гранитовых пород нормальной щелочности, выделялась ранее в составе формации гранитных батолитов Ю. А. Кузнецовым [276], а Ф. Тернером и Дж. Ферхугеном [543] — в виде гранит-гранодиоритовых глубинных ассоциаций. На Карте магматических формаций среди разновозрастных гранитоидных комплексов были выделены два типа формаций: наиболее распространенная гранит-гранодиоритовая и менее распространенная — гранитовая [233].

Однако сходство геологических условий образования и особенности внутреннего строения наряду с отсутствием количе-

ственных параметров в оценке преобладания той или другой петрографической группы пород (гранодиоритов), определяющей облик формации, не позволяет наметить границу между этими формационными видами. Анализ конкретных сининверсионных гранитовых формаций (комплексов) территории СССР показывает, что на стадии замыкания и инверсии фанерозойских миогеосинклинальных прогибов преобладали гранитовые, а не гранодиоритовые ассоциации пород\*.

Типичными представителями сининверсионной гранитовой формации разновозрастных складчатых областей являются следующие комплексы:

1) в областях байкальской складчатости — татарско-аяхтинский, саянский и баргузинский;

2) в областях каледонской складчатости — зерендинский, улутауский, кииктаский, атасу-моинтинский, терскейский (кунгейский), шапшальский, тигертышский, малханский и биробиджанский;

3) в областях герцинской складчатости — граниты Главного хребта Большого Кавказа, кайрактинский, гиссарский, нуратинский, кокшаальский, центральноджунгарский, калба-нарымский, кыринский (даурский), ундинский, шмаковский (гродековский);

4) в областях мезозойской складчатости — хунгарийский и колымский;

5) в областях альпийской складчатости — ванч-язгулемский, памиро-шугнанский, башгумбезский, джизевско-хиджисский и аличурский.

Становление формации закономерно связано с развитием тектонических структур двух типов. С одной стороны, это миогеосинклинальные прогибы, с другой — срединные массивы и выступы жесткого основания геосинклинальных областей. Характерной особенностью структурной позиции комплексов служит вытянутость крупных гранитовых массивов, всегда совпадающая с общим простираем вмещающих структур.

В пределах срединных массивов и жестких выступов проявления формации контролируются глубинными разломами. Образования гранитовой формации являются всегда поздне-складчатыми, связанными с интенсивными восходящими движениями. Ограниченные данные по глубинному строению ряда регионов показывают, что срединные массивы, вмещающие плутоны гранитовой формации, характеризуются увеличенными мощностями коры: в блоке Юго-Западного Памира — 50—52, в Кокчетавском массиве — 51 км; мощность гранито-гнейсового слоя 16, гранулито-базитового и эклогитового — 35 км. Для

---

\* Характеристика гранитового формационного вида основывается на анализе большого числа опубликованных работ и широком использовании материалов государственной геологической съемки масштаба 1 : 200 000.

Центральнокавказского срединного массива мощность коры — 55—60 км (гранито-гнейсового слоя — 30—36 км).

Вмещающими породами для массивов чаще всего служат различные метаморфические и кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты, представляющие собой обычно выступы основания геосинклинальных зон или блоки срединных массивов. В пределах многогеосинклинальных прогибов вмещающими породами служат песчано-сланцевые и известняковые толщи. Если рассматривать гранитовую формацию в общем эволюционном ряду геологических формаций структурных зон многогеосинклинального характера развития, то она образуется вслед за геосинклинальными терригенно-обломочными и флишевыми (флишондными) формациями. С другой стороны, ее верхним (возрастным) ограничением служит эпоха накопления пестроцветных (морских) и красноцветных континентальных моласс. Проявление гранитовой формации всегда предшествует наземному вулканизму кислого—среднего состава и формациям гипабиссальных лейкогранитов и аляскитовых гранитов.

Преобладающими породами в составе формации являются нормальные известково-щелочные граниты (до  $\frac{2}{3}$  и более объема) — биотитовые, двуслюдяные и биотит-роговообманковые, а также биотит-роговообманковые гранодиориты. В саянском комплексе отмечается незначительное развитие плагиогранитов, в терсейском и кунгейском комплексах Северного Тянь-Шаня возрастает роль гранодиоритов. Резко подчиненное значение имеют диориты, кварцевые диориты, сиенито-диориты, диорито-сиениты, сиениты, граносиениты, являющиеся обычно породами эндоконтактных зон массивов. В ряде комплексов в виде ксенолитов присутствуют породы габбрового и габбродиоритового состава, которые большинство исследователей рассматривают как продукт глубинной гибридизации и контаминации расплава на более высоких уровнях земной коры. Следует также отметить частое присутствие аляскитовых гранитов, связанных постепенными переходами с биотитовыми гранитами.

Для массивов рассматриваемой формации чаще всего характерны мощные плито- или пластообразные межформационные тела (Калба-Нарымский, Зерендинский, Сусамырский, Биробиджанский, Памиро-Шугнанский плутоны). Широко развиты крутопадающие, расширяющиеся книзу куполоподобные (Баргузинский, Терсейский, Гиссарский, Кайрактинский) плутоны, а также штокообразные тела (кокшаальский, центрально-джунгарский, колымский комплексы).

Для внутреннего строения массивов типична хорошо проявленная зональность, которая характеризуется развитием по периферии тел пород гранодиоритового, реже кварц-диоритового состава. Между породами центральных и периферических зон наблюдаются постепенные переходы. Для ряда региональных комплексов гранитовой формации устанавливается многоfazный

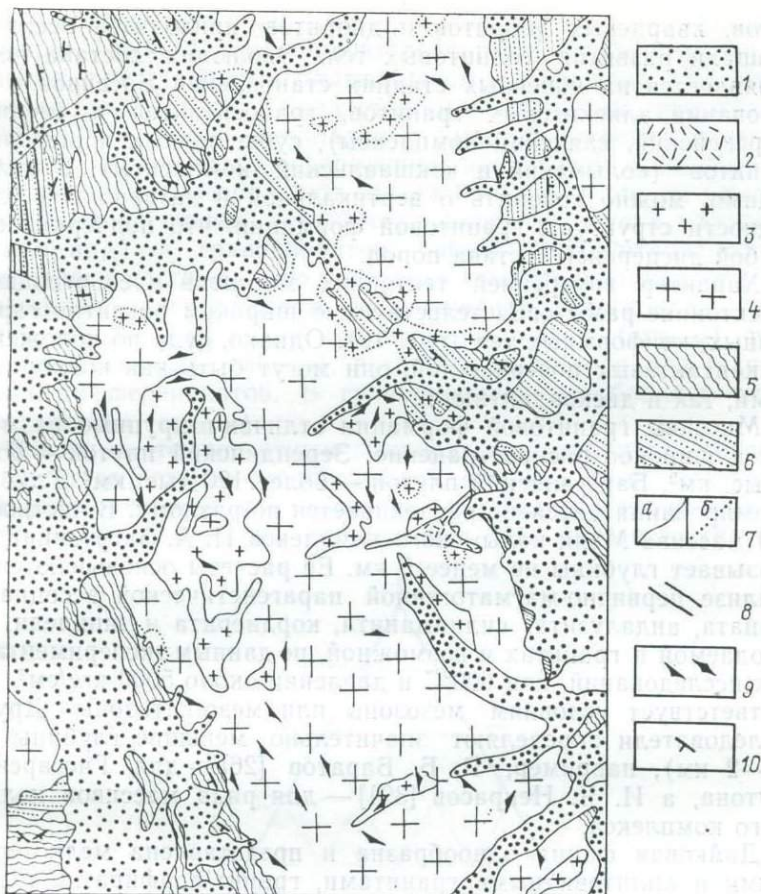


Рис. 19. Схема геологического строения массива Большой Анначаг (колымский комплекс) (по данным В. И. Малькова, 1967 г.).

1 — песчано-галечные отложения (Q); 2 — дациты ( $K_2$ ); 3 — мелкозернистые и аплитовидные граниты ( $J_3-K_1$ ); 4 — крупнозернистые и порфировидные граниты ( $J_2-K_1$ ); 5 — глинистые и алеврито-глинистые сланцы, алевриты ( $J_1$ ); 6 — алевриты и

глинистые сланцы ( $T_{1-2}$ ); 7 — контуры геологических тел: а — резкие границы, б — постепенные переходы; 8 — разрывные нарушения; 9 — элементы ориентированных текстур; 10 — элементы залегания пород.

процесс становления плутонов (Чичкано-Калбинский массив терской комплекс, Каратюбинский массив гиссарского комплекса, массивы биробиджанского комплекса), при этом ранняя фаза обычно представлена гранодиоритами и кварцевыми диоритами, главная — гранитами, а поздняя — аплитовидными гранитами.

Устойчивой и хорошо проявленной чертой гранитового формационного вида является слабая дифференцированность комплексов. Например, в колымском комплексе на долю гранодио-

ритов, кварцевых диоритов и диоритов приходится всего  $1/15$  площади развития гранитовых тел. Эволюция состава пород проявляется на конечных стадиях становления массивов в образовании аляскитовых гранитов, граносиенитов и сиенитов (терскойский, саянский комплексы), субщелочных и щелочных гранитов (колымский и кокшаальский комплексы). В целом, видимо, можно говорить о вертикальной и латеральной однородности структуры гранитовой формации, что подчеркивается слабой дисперсией состава пород.

Характер внутренней тектоники массивов и ее отношение к тектонике рамы свидетельствуют о широком развитии гармоничных, конформных тел (рис. 19). Однако, судя по положению их контактовых поверхностей, они могут быть как конкордантными, так и дискордантными.

Массивы гранитовой формации отличаются крупными размерами тел и широкое распространение: Зерендинский плутон — более 5 тыс. км<sup>2</sup>, Баргузинский плутон — более 120 тыс. км<sup>2</sup>. Глубина формирования массивов расценивается по-разному. В частности, для массива Маяк колымского комплекса И. А. Загрузина [192] указывает глубины не менее 5 км. Ее расчеты основываются на анализе первично-магматогенной парагенетической ассоциации граната, андалузита, силлиманита, кордиерита и шпинели, наблюдаемой в гранитах и возможной, по данным экспериментальных исследований, при 600°C и давлении около 5000 кгс/см<sup>2</sup>. Это соответствует условиям мезозоны или мезо-катазоны. Другие исследователи определяют значительно меньшие глубины (до 1,5—2 км), например, Р. Б. Баратов [26] — для Гиссарского плутона, а И. Я. Некрасов [391] — для ряда массивов колымского комплекса.

Дайковая фация однообразна и представлена мелкозернистыми и аплитовидными гранитами, гранит-порфирами, редкометальными слюдяными пегматитами. Реже развиты микродиориты, спессартиты и лампрофиры.

Определяющей породой гранитовой формации является нормальный щелочноземельный гранит следующего состава, %: кварц 25—30, калиевый полевой шпат 30—40, плагиоклаз 30—35, биотит, мусковит 5—8. Для гранодиорита характерен следующий состав, %: кварц 18—23, калиевый полевой шпат 15—20, плагиоклаз 40—50, роговая обманка, биотит 12—18.

Средние нормативные составы гранитов и гранодиоритов 38 региональных комплексов обнаруживают большое сходство (рис. 20). Спецификой пород гранитовой формации является широкое развитие порфировидных структур, трахитоидных и гнейсовидных текстур. Для ряда региональных комплексов характерны гранобластовые, бластические и бетонные структуры пород (шапшальский, малханский комплексы).

В порфировидных и порфиробластовых выделениях чаще всего развит калиевый полевой шпат (достигающий в ряде слу-

чаев в поперечнике 7—8, а в шартских гранитах Центрального Памира — даже 15 см). Значительно реже порфировидные выделения представлены плагиоклазом и кварцем. Калиевый полевой шпат обычно является максимальным решетчатым микроклином, реже ортоклазом с высокой степенью упорядоченности и различным содержанием альбитовой и анортитовой составляющей (преобладают содержания  $ab_{30}$  и  $ap_{2-4}$ ). Средний нормативный состав калиевого полевого шпата гранитов ( $or_{40}ab_{47}ap_{13}$ ) и гранодиоритов ( $or_{31}ab_{46}ap_{23}$ ) отличается от модального состава этого минерала значительно бóльшим содержанием плагиоклазовой составляющей. Плагиоклаз в гранитах обычно близок по составу олигоклазу ( $ap_{20-30}$ ), реже альбит-олигоклазу ( $ap_{6-20}$ ), который характерен для аляскитовых дифференциатов. В гранодиоритах преобладает олигоклаз-андезин ( $ap_{23-40}$ ).

Основным темноцветным минералом в гранитах является биотит ряда истонит—сидерофиллит, обычно в низкотемпературной упорядоченной модификации 1М. Биотиты различных региональных комплексов различаются по железистости ( $F=$

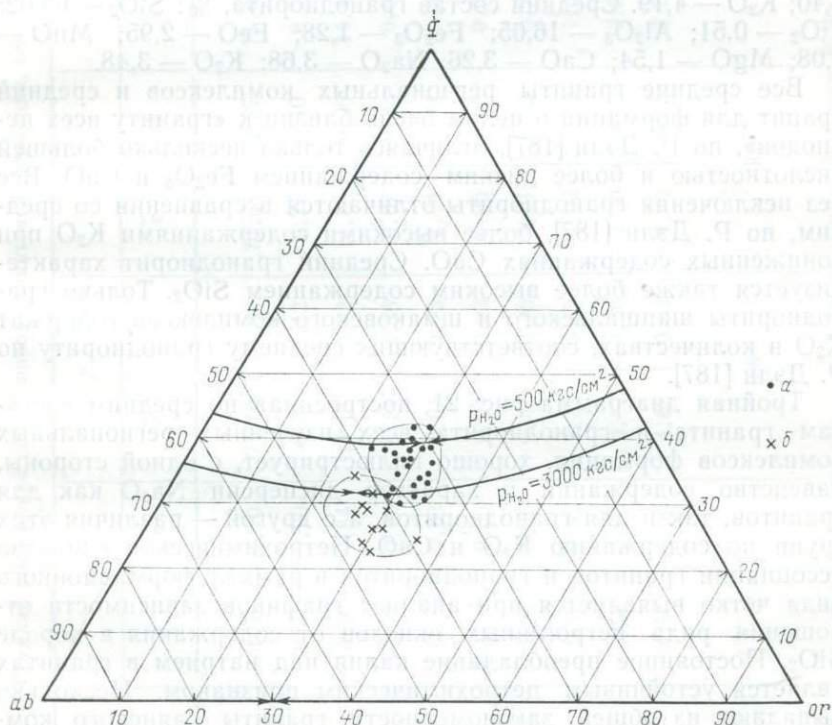


Рис. 20. Диаграмма средненормативного состава пород гранитовой формации.

*a* — граниты, *б* — гранодиориты.

=38÷80%). Мусковит пользуется ограниченным развитием и в большинстве случаев является, вероятно, вторичным минералом. Резко подчиненное значение в составе гранитов имеет роговая обманка, являющаяся основным темноцветным минералом в гранодиоритах.

Характерными акцессорными минералами являются: постоянно встречающиеся — циркон, сфен, апатит, магнетит, гранат, турмалин; часто встречающиеся — ортит, монацит, шеелит, пирит; встречающиеся — арсенопирит, халькопирит, галенит, молибденит, касситерит, флюорит, уранинит, торит, ксенотим. Содержание акцессорных минералов обычно не превышает 0,2—0,5% объема породы.

По данным более чем 1400 химических анализов горных пород нами были рассчитаны средние составы и отношения отдельных петрогенных окислов для 26 региональных комплексов гранитовой формации. Наиболее характерный состав представлен в табл. 16. Средний состав гранита по всем комплексам формации, %:  $\text{SiO}_2$  — 71,46;  $\text{TiO}_2$  — 0,29;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,38;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,08;  $\text{FeO}$  — 1,84;  $\text{MnO}$  — 0,06;  $\text{MgO}$  — 0,75;  $\text{CaO}$  — 1,70;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,40;  $\text{K}_2\text{O}$  — 4,19. Средний состав гранодиорита, %:  $\text{SiO}_2$  — 66,02;  $\text{TiO}_2$  — 0,51;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 16,05;  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,28;  $\text{FeO}$  — 2,95;  $\text{MnO}$  — 0,08;  $\text{MgO}$  — 1,54;  $\text{CaO}$  — 3,26;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 3,68;  $\text{K}_2\text{O}$  — 3,48.

Все средние граниты региональных комплексов и средний гранит для формации в целом очень близки к «граниту всех периодов», по Р. Дэли [187], отличаясь только несколько большей кислотностью и более низким содержанием  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ . Все без исключения гранодиориты отличаются в сравнении со средним, по Р. Дэли [187], более высокими содержаниями  $\text{K}_2\text{O}$  при пониженных содержаниях  $\text{CaO}$ . Средний гранодиорит характеризуется также более высоким содержанием  $\text{SiO}_2$ . Только гранодиориты шапшальского и шмаковского комплексов содержат  $\text{K}_2\text{O}$  в количествах, соответствующих среднему гранодиориту по Р. Дэли [187].

Тройная диаграмма рис. 21, построенная по средним составам гранита и гранодиорита всех изученных региональных комплексов формации, хорошо иллюстрирует, с одной стороны, равенство содержаний и характер дисперсии  $\text{Na}_2\text{O}$  как для гранитов, так и для гранодиоритов, а с другой — различия этих групп по содержанию  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{CaO}$ . Петрохимическое единство ассоциации гранитов и гранодиоритов в рамках формационного вида четко выявляется при анализе графиков зависимости отношения ряда петрогенных окислов от содержания в породе  $\text{SiO}_2$ . Постоянное преобладание калия над натрием в гранитах является устойчивым петрохимическим признаком. Несколько выпадают из общей закономерности граниты саянского комплекса ( $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}=0,88$ ).

Недостаточность данных о содержании и характере распределения рудных элементов в породах гранитовой формации не

16. Средний химический состав пород гранитовой формации, вес. %

#9

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	71,32	1,70	71,60	1,89	70,88	2,27	71,83	2,47	71,45	1,97	70,63	3,10
TiO <sub>2</sub>	0,31	0,20	0,35	0,12	0,27	0,10	0,23	0,16	0,29	0,15	0,30	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,90	0,84	14,01	0,63	14,58	0,96	14,42	1,08	14,10	0,99	14,47	1,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,93	0,79	1,54	1,16	0,67	0,35	0,93	0,51	0,85	0,64	0,51	0,43
FeO	1,46	0,63	2,04	0,78	1,94	0,74	1,33	0,93	2,18	0,82	2,30	0,77
MnO	0,05	0,05	0,04	0,03	0,05	0,05	0,05	0,04	0,06	0,05	0,04	0,03
MgO	0,54	0,30	0,41	0,30	0,91	0,52	0,70	0,43	0,85	0,57	0,73	0,48
CaO	1,77	0,82	1,38	0,65	1,92	0,83	1,56	0,75	1,98	0,90	1,76	0,77
Na <sub>2</sub> O	3,58	0,63	3,87	0,56	3,30	0,33	3,60	0,86	3,29	0,46	3,80	0,85
K <sub>2</sub> O	4,56	0,96	4,68	0,62	4,46	0,75	3,69	1,09	3,99	0,72	3,96	1,03
Количество анализов	42		108		130		153		90		50	

131

Региональные комплексы: 1 — баргузинский, 2 — зерендинский, 3 — гиссарский, 4 —

Главного хребта Большого Кавказа, 5 —

колымский, 6 — памиро-шугнанский.

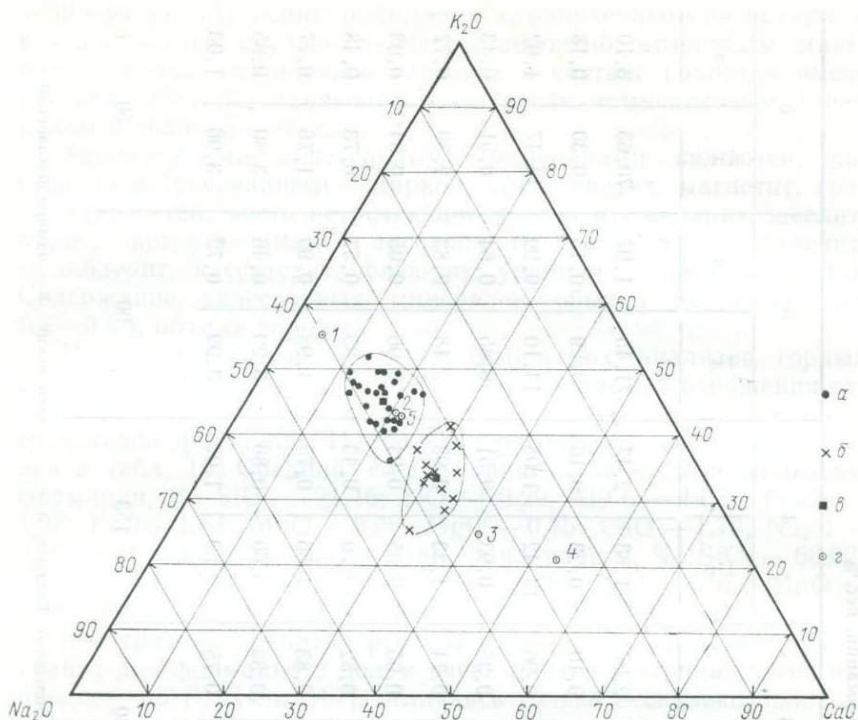


Рис. 21. Диаграмма среднего состава пород гранитовой формации.

$\alpha$  — граниты;  $\delta$  — гранодиориты;  $\nu$  — среднее по формационному виду;  $\sigma$  — среднее по Р. Дэли; 1 — аляскит, 2 — гранит всех периодов, 3 — гранодиорит, 4 — тоналит, 5 — щелочной гранит.

позволяет дать более или менее общей картины ее геохимической специализации. Имеющийся материал свидетельствует о геохимической разнородности региональных комплексов формации. Помимо устойчиво проявленной общей специализации на олово и вольфрам отдельные комплексы (нуратинский, кокшаальский, атасу-моинтинский, шапшальский, кыринский) отличаются геохимической специализацией на молибден. Геохимически специализированными на свинец и медь являются нуратинский, атасу-моинтинский, биробиджанский, гродековский и шмаковский комплексы, а также комплекс гранитов Главного хребта Большого Кавказа. На свинец специализированы центральноджунгарский и кыринский, а на медь — малханский комплексы.

Интерес представляет взаимосвязь между накоплением рудных элементов в породообразующих и акцессорных минералах и появлением тех же элементов в форме рудных акцессориев, а затем — постмагматических рудных концентраций (рудопровлений и месторождений). Так, например, биотит из гранитов

гродековского комплекса содержит 155 г/т олова, а биотит из гранитов зерендинского комплекса — до 42 г/т. В породах обоих комплексов постоянно присутствует аксессуарный касситерит и известны оловянные рудопроявления и месторождения. С другой стороны, геохимически специализированный на олово и вольфрам калба-нарымский комплекс характеризуется высоким содержанием олова в биотите (150 г/т), присутствием его в полевых шпатах (2 г/т), однако при явном отсутствии аксессуарного касситерита сопровождается олово-вольфрамовыми месторождениями. При этом в гранитах развит аксессуарный шеелит.

В породах геохимически специализированного на молибден шапшальского комплекса отмечается значительное накопление молибдена в биотите (426 г/т), но форма его нахождения неясна. Для этого комплекса характерны медно-молибденовые месторождения грейзенового типа. В породах гиссарского комплекса следует отметить накопление свинца в калиевом полево-м шпате (53 г/т) и присутствие в гранитах аксессуарного галенита; кроме того, для этого комплекса типичны скарновые свинцово-цинковые месторождения.

Как правило, все геохимически специализированные комплексы гранитовой формации сопровождаются соответствующими месторождениями и рудопроявлениями. В целом для формации характерны следующие типы месторождений: кварцевожильный, пегматитовый, грейзеновый, скарновый.

Наиболее широко развит кварцевожильный тип. Месторождения этого типа связаны с нуратинским (шеелит-арсенопиритовые), памиро-шугнанским и башгумбезским (вольфрамит-молибденит-касситеритовые), центральноджунгарским (W, Bi, Mo, Cu, Pb), калба-нарымским (касситерит-шеелитовые) комплексами, с комплексом гранитов Главного хребта Большого Кавказа (шеелитовые, молибденитовые, галенит-сфалеритовые), с шапшальским (Mo, Cu, W), татарско-аяхтинским, кыринским (W) и колымским (Sn, Mo) комплексами.

Пегматитовый тип месторождений характерен для памиро-шугнанского и башгумбезского (Ta, Nb, Mo), терской, кунгейской (Bi, Sn, W, Mo), саянской (Sn, Nb), кыринской (Mo, Sn), татарско-аяхтинской (Sn, W, Mo), калба-нарымской (Ta—Nb) и зерендинской (Sn, W) комплексов.

Грейзеновый тип отмечается для нуратинского (Sn, Ag, Au, Bi), терской и кунгейской (Sn, W, Mo), татарско-аяхтинской (Sn, W, Mo) и шапшальской (Mo, Cu) комплексов. Наконец, месторождения скарнового типа известны в связи с нуратинским (W, Mo), гиссарским (W, Sn, Pb, Zn, As), терской и кунгейской (Sn, W), кокшаальским (Sn) и колымским (Pb, Zn) комплексами.

По Ю. А. Кузнецову [276], «формация гранитных батолитов» образуется только в результате процесса магматического замещения *in situ* и не является продуктом внедрения глубинных

расплавов. Таким образом, отстаивается автохтонная природа батолитового формирования. Нам представляется, что для гранитового формационного вида характерны не только автохтонные, но также паравтохтонные и аллохтонные условия формирования массивов. Такое заключение основывается на фактах, которые свидетельствуют о наличии в одном батолитовом массиве гранитов как признаков автохтонного, так и паравтохтонного и аллохтонного образования (баргузинский, памир-шугнанский, кайрактинский комплексы).

Характерными признаками автохтонной природы гранитовых массивов могут служить: 1) конформность тел и структуры рамы; 2) наличие перемещенных реликтовых блоков вмещающих пород, небулитовые включения, теневые текстуры; 3) постепенность переходов от гомогенных гранитов через гнейсогранитовые породы ко вмещающим гнейсам; 4) изофациальность гранитов и вмещающих пород рамы.

Для аллохтонных гранитов принято считать типичными резкие и секущие контакты с вмещающими породами, региональный метаморфизм которых не превышает ступени фации зеленых сланцев или эпидот-амфиболитовой. По-видимому, батолитовые тела гранитовой формации имеют паравтохтонную природу, если принимать во внимание не только форму тел, но и их протяженность по вертикали, т. е. учитывать глубину эрозионного среза. Чаще всего образования гранитовой формации приурочены к выступам основания геосинклинальных областей и срединным массивам, являющимся позитивными структурами, испытавшим наиболее глубокий размыв. В таких структурах наблюдаются наиболее глубинные (автохтонные) части плутона.

Не вызывает сомнения утверждение о связи гранитообразования с процессами корового палингенеза, синхронного с эпохой решающей структурной перестройки в миеосинклинальных прогибах, — складкообразования и инверсии. В пределах срединных массивов гранитообразование связано с подъемом теплового фронта и ультраметаморфизмом. Таким образом, отмечается как бы два пути гранитообразования. Для первого из них устанавливается связь с региональным метаморфизмом, достигающим условий амфиболитовой фации. Автохтонные тела гранитов занимают центральные части структур зональных метаморфических комплексов. Степень метаморфизма закономерно убывает с удалением от гранитовых тел. Метаморфическая зональность сечет стратиграфические границы. Примером такого пути гранитообразования могут служить музкольский и ванч-язгулемский комплексы Центрального Памира, а также баргузинский комплекс Забайкалья.

Гранитообразование в пределах срединных массивов (второй путь) обусловлено процессами ультраметаморфизма, который, по мнению Ю. Ир. Половинкиной [451], резко оторван во времени

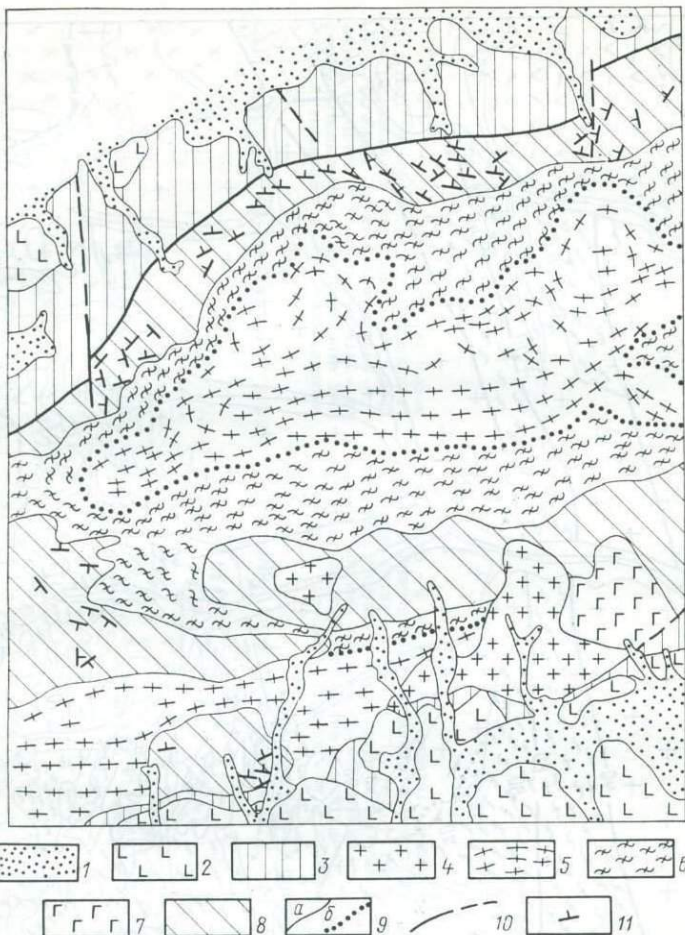
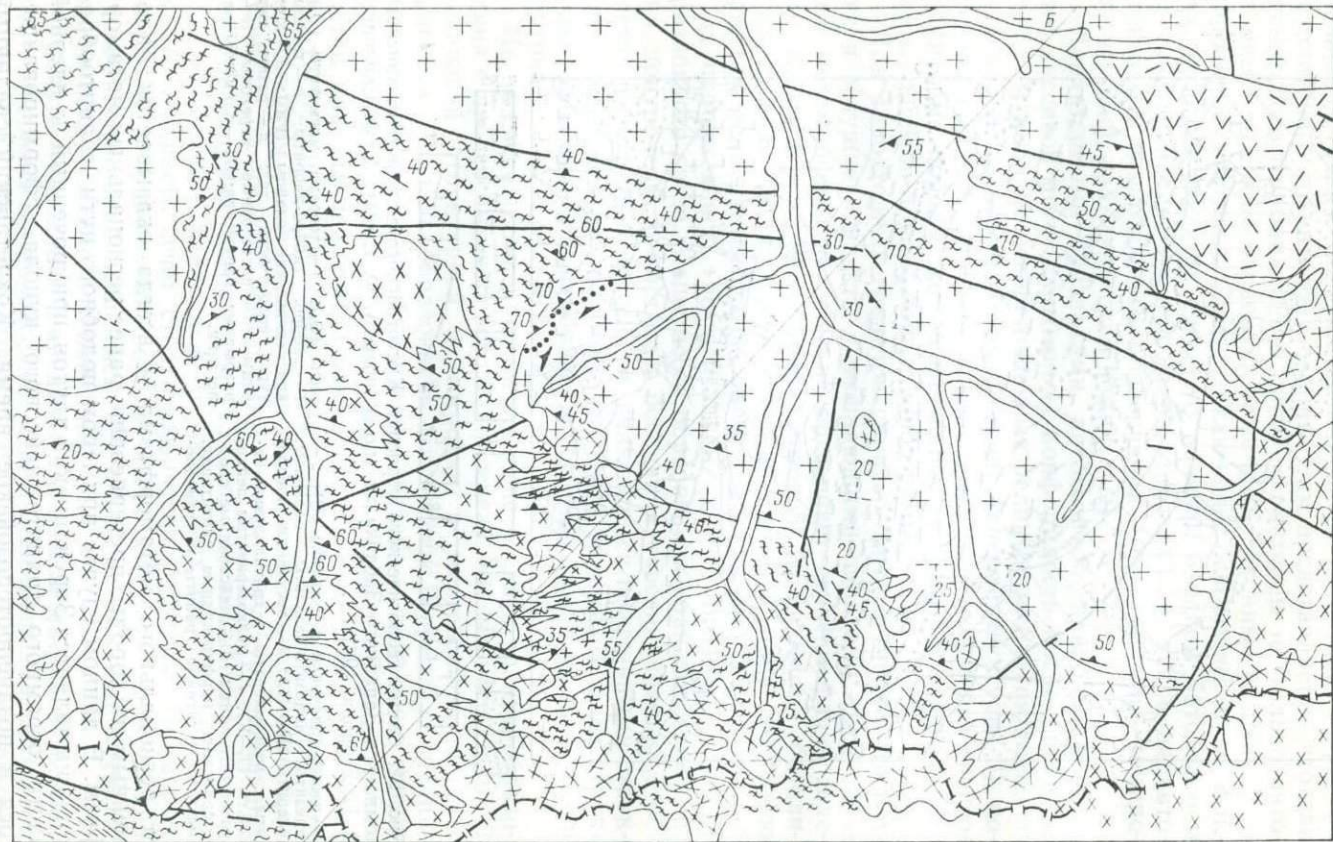


Рис. 22. Схема геологического строения Кустотойского массива малханского комплекса Западного Забайкалья (по данным А. Ф. Сизых, А. Ф. Скалкина, О. Н. Егорова, 1961 г.).

1 — пески, галечники и сулгинки (Q); 2 — андезиты, андезито-базальты, базальты, долериты (P<sub>3</sub>—N<sub>1</sub>); 3 — песчаники, алевролиты, конгломераты, трахиандезито-базальты (J<sub>3</sub>—K); 4 — мелкозернистые лейкокрастовые граниты; 5 — гнейсовидные среднезернистые, порфировидные биотитовые, амфибол-биотитовые граниты и гранодио-

риты (O<sub>3</sub>); 6 — теневые мигматиты (O<sub>3</sub>); 7 — габбро, габбро-диориты; 8 — гнейсы, кристаллические сланцы (PR<sub>2</sub>); 9 — контуры геологических тел: а — резкие границы, б — постепенные переходы; 10 — разрывные нарушения; 11 — элементы залегания.

от регионального метаморфизма и всегда оказывается наложенным на породы, претерпевшие ранее региональный метаморфизм. В данном случае примером подобного пути гранитообразования является Зерендинский плутон, приуроченный к ядерной части огромного гранито-гнейсового купола, сформировавшегося в позднепротерозойское время. Кокчетавский срединный



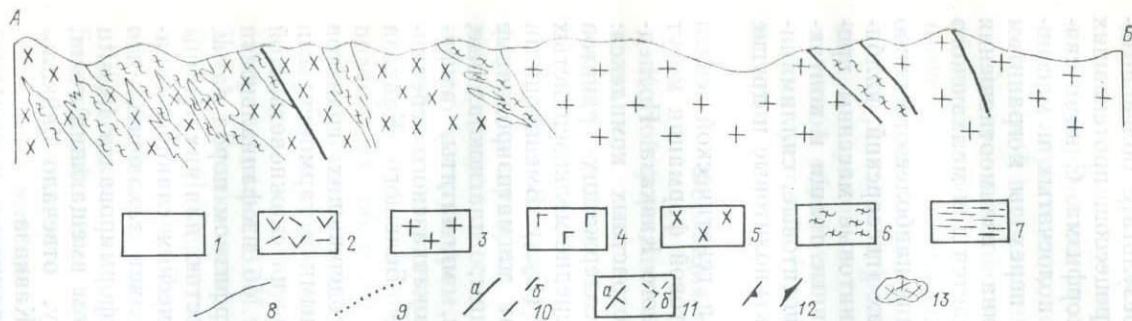


Рис. 23. Схематическая геологическая карта Уллукамского массива Большого Кавказа. Составлена Е. К. Станкевичем с использованием материалов М. Л. Сомина [519] и СКГУ.

1 — аллювиально-делювиальные отложения ( $N_2-Q$ ); 2 — липариты, липарито-дациты, андезито-дациты, лавы и туфы ( $N_2-Q$ ); уллукамский комплекс ( $C_{2-3}$ ); 3 — равнозернистые и порфировидные двуслю-  
дчатые граниты, 4 — роговообманковые моп-

цититы; 5 — порфиробластовые граниты ( $PR_3-PZ_1$ ); 6 — мигматизированные кварц-биотитовые кристаллические сланцы, плагиоклазовые и биотитовые гнейсы, мигматиты ( $PR-PZ$ ); 7 — амфиболиты, кварц-биотитовые сланцы, плагиоклазовые и биотитовые гнейсы ( $PR_3-PZ_2$ ); 8 — границы

геологических тел; 9 — границы постепенных переходов; 10 — разрывные нарушения ( $a$  — установленные,  $б$  — предполагаемые); 11 — элементы залегания пород ( $a$  — слоистость,  $б$  — плоскость отдельности); 12 — сланцеватость, гнейсовидность, трахитоидность; 13 — ледники.

массив сложен седиментогенной толщей, в составе которой широко развиты дистен- и силлиманит-гранат-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями мраморов, плагиоклаз-пироксеновых пород, эклогитов и кварцитов. Эта регионально метаморфизованная толща включает породы, возникшие в результате более поздних (раннепалеозойских) наложенных процессов, протекавших в условиях амфиболитовой фации метаморфизма. С ними связано образование порфиробластических, полосчатых и массивных гнейсов, образующих постепенные переходы к гранитам Зерендинского плутона. Сходная картина взаимоотношения гранитовых тел с породами рамы наблюдается для малханского комплекса Забайкалья (рис. 22).

Аллохтонная часть гранитовой формации наиболее отчетливо проявляется в миогеосинклинальных зонах (гиссарский, калбана-рымский, колымский комплексы). Гранитовые массивы прорывают терригенные, карбонатно-терригенные толщи и контактово метаморфизуют их, превращая в биотитовые, силлиманитовые, кордиерит-андалузитовые, кварц-актинолитовые и другие роговики.

Примером тесной пространственной и генетической связи автохтонной и аллохтонной частей гранитовой формации могут служить граниты Главного хребта Большого Кавказа. Последние разделяются нами на два разновозрастных комплекса: 1) комплекс порфиробластовых гранатсодержащих гранитов ( $P_C - P_{Z1}$ ), 2) уллукамский комплекс средне-мелкозернистых и порфиroidных двуслюдяных гранитов ( $C_{2-3}$ ). Вмещающими породами для обоих комплексов служат мигматизированные кварц-биотитовые кристаллические сланцы, плагиоклазовые, биотитовые и гранат-биотитовые гнейсы, мигматиты, амфиболиты, слагающие выступ Центральнокавказского срединного массива в альпийской структуре Большого Кавказа (рис. 23).

Комплекс порфиробластовых гранатсодержащих гранитов представлен конкордантными, конформными и гармоничными телами пластообразной, штокообразной и сложноветвистой формы, состав которых свидетельствует об изофациальности условий становления комплекса с метаморфизмом пород рамы. Состав гранитов отличается невыдержанностью, для них обычны полурезорбированные реликты кристаллических сланцев, скиалиты и теневые текстуры. Все это позволяет заключить, что комплекс порфиробластовых гранитов сформировался *in situ* синхронно с региональным метаморфизмом вмещающих толщ, время проявления которого, по-видимому, отвечало байкальскому этапу развития структур Большого Кавказа.

Уллукамский комплекс мелко-среднезернистых и порфиroidных двуслюдяных гранитов образует крупные секущие тела, вытянутые вдоль простиранья структур пород рамы. Он прорывает как толщу мигматизированных кристаллических сланцев

и гнейсов, так и тела порфиробластовых гранитов. В зоне контакта с гнейсовой толщей уллукамские граниты содержат многочисленные ксенолиты вмещающих пород, а также образуют послонные и секущие инъекции в последние. Массивы комплекса представлены аккордантными и дисгармоничными телами, отношение внутренней тектоники которых к контактовым поверхностям носит конформный характер. Время проявления уллукамского комплекса отвечает замыканию и инверсии герцинской геосинклинали Большого Кавказа.

Эти разновозрастные и структурно разнородные комплексы обнаруживают столь большое сходство в своем составе, что позволяют относить их к одной гранитовой формации, но различным ее частям — автохтонной и аллохтонной. Детальный анализ состава пород, структуры главнейших порообразующих минералов, а также результаты петрохимической и геохимической обработки свидетельствуют о близости физико-химических условий ( $p$ ,  $T$ ) формирования гранитов обоих комплексов.

### Формация гранитов рапакви

К этой формации относятся комплексы существенно ортоклазовых или микроклиновых гранитоидов, характеризующихся высокой калиевостью и железистостью, низкой кальциевостью и магнезиальностью, широким распространением разновидностей пород со структурами рапакви. Массивам гранитов этой формации присущи неоднородность состава и строения и резкая дискордантность формы и внутренней структуры по отношению к структурам вмещающих пород. В некоторых случаях исследователи подчеркивают приуроченность рапакви-гранитовых интрузий к протоорогенной стадии развития докембрийских подвижных областей и считают это наряду с минералогическими, петрохимическими и структурными особенностями пород важнейшим признаком формации\*.

Выделение и изучение комплексов гранитов рапакви связано с именами В. И. Лучицкого, Б. А. Попова, В. С. Соболева, Д. А. Великославинского, Н. Г. Судовикова, О. Баклунда, В. Вааля, И. Седерхольма, Х. Эккермана, В. Хакмана и многих других геологов. Первую крупную сводку по формации гранитов рапакви составил Р. З. Левковский [298].

Классическими регионами развития формации являются Балтийский щит, где к ней издавна отнесены Выборгский,

---

\* Вопрос о составе и объеме формации остро дискуссирован. Некоторые исследователи включают в нее и габбро-анортозитовые [77, 618] и вулканогенные комплексы [298], пространственно и структурно ассоциирующие с плутонами рапакви. Автор настоящего раздела считает более обоснованным выделение вышеуказанных образований в самостоятельные формационные виды, но находящиеся между собой в тесной парагенетической связи.

Салминский, Лайтила и некоторые другие плутоны гранитов, и Украинский щит с его Коростенским и Корсунь-Новомиргородским плутонами рапакиви и рапакивиподобных гранитов. Кроме них к этой формации после работ А. Н. Заварицкого стали относиться и Бердяушский плутон Западного Урала.

Геолого-геофизические работы послевоенных лет выявили широкое развитие комплексов рапакиви-гранитовой формации и в других регионах Восточно-Европейской платформы: в Прибалтике (О. А. Богатиков, А. П. Бирски [52], Т. Кууспалу [290]), в Ленинградской и Воронежской областях (Р. З. Левковский [298]) и т. д. Формация гранитов рапакиви была также установлена в Сибири и на Дальнем Востоке, где к ней отнесены южноучурский комплекс в южной части хр. Джугджур [384], кодарский в Кодаро-Удоканском районе [503] и граниты приморского комплекса в Западном Прибайкалье [336]. За пределами СССР рапакиви-гранитовая формация широко представлена в Финляндии, Швеции, Польше, Гренландии, Северной и Южной Америке [684, 691].

Комплексы формации встречаются почти исключительно в пределах докембрийских платформ. В фанерозойских складчатых областях они встречаются крайне редко (Бердяушский плутон в Уральской и массив Голд-Батте в Кордильерской складчатой области), однако и здесь они приурочены к выходам докембрийского фундамента.

Все известные массивы гранитов тяготеют к краевым частям платформ. Так, на Восточно-Европейской платформе плутоны рапакиви концентрируются в ее западных частях (рис. 24) \*, а на Сибирской платформе они известны только в ее краевых юго-восточной и южной частях (южноучурский, кодарский и приморский комплексы).

Обращает на себя внимание совпадение в фундаменте Восточно-Европейской платформы районов распространения комплексов формации рапакиви с областями проявления свекофенской \*\* (и ее возрастных аналогов) складчатости. На Сибирской платформе такое совпадение пока признается лишь для приморского рапакиви-гранитового комплекса [542]. Однако многочисленные радиологические датировки возраста пород (1800—2000 млн. лет) южной и юго-восточной краевых частей Сибирской платформы (хребты Кодарский, Становой, Джугджур), свидетельствующие о проявлении здесь среднепротерозойского тектоно-магматического цикла — возрастного аналога

\* По мнению Р. З. Левковского [298], формация рапакиви Восточно-Европейской платформы приурочена к двум гигантским субконцентрическим структурам: Балтийскому и Южнорусскому кратонам.

\*\* Тяготея к областям проявления свекофенской складчатости, массивы гранитов рапакиви, однако, редко располагаются в пределах собственно систем свекофенид, а чаще приурочены к архейским срединным массивам, обрамленным поясами свекофенид.

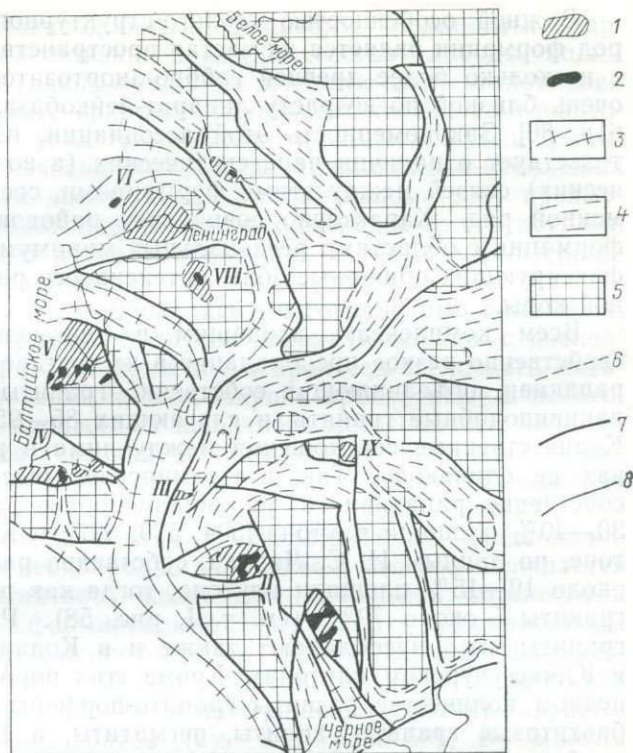


Рис. 24. Схема размещения массивов формаций гранитов рапакиви и габбро-анортозитовой в структуре фундамента Восточно-Европейской платформы. Составлена В. Н. Мошкиным по материалам Д. В. Наливкина и др. [298, 542].

1 — граниты рапакиви; 2 — габбро-анортозиты; 3 — среднепротерозойские складчатые системы свекофенид и их возрастные аналоги; 4 — раннепротерозойские складчатые системы карелид и их возрастные аналоги; 5 — архейские складчатые системы и срединные массивы; 6 — геологические границы; 7 — глубинные разломы;

8 — контуры морей. Плутоны гранитов рапакиви: I — Корсунь-Новомиргородский, II — Коростенский, III — Белорусский, IV — Мазурский и его сателлиты, V — Рижско-Пилтенский, VI — Выборгский и его сателлиты, VII — Салминский, VIII — Лужский, IX — Брянский.

свекофенид, позволяют говорить о таком совпадении и для районов развития кодарского и южноучурского комплексов гранитов рапакиви.

В пределах платформ плутоны формации гранитов рапакиви обычно вместе с близкими ей по возрасту вулканогенно-осадочными отложениями (овручская, удоканская, уянская и другие серии) приурочены к впадинам, наложенным на интенсивно дислоцированный, метаморфизованный и гранитизированный фундамент. При этом соотношения массивов гранитов рапакиви со структурами фундамента дискордантны, а размещение их часто контролируется разломами.

Важной особенностью геолого-структурного положения пород формации является их частая пространственная ассоциация с несколько более древней габбро-анортозитовой формацией и очень близкой по возрасту липарит-лейкобазальтовой [298, 381, 618, 86]. Закономерность этой ассоциации, несомненно, свидетельствует о наличии парагенетических (а возможно, и генетических) связей между этими формациями, составляющими временной ряд. Характерно совпадение районов развития пород формации с областями региональных минимумов силы тяжести, фиксирующих обширные зоны интенсивного разуплотнения земной коры.

Всем комплексам, входящим в описываемую формацию, свойственно резкое преобладание в их составе гранитов группы рапакиви, объединяющих собственно граниты рапакиви и рапакивиподобные граниты и слагающих 85—95% площади тел. Количественные соотношения между ними в различных массивах не одинаковы. Так, в Салминском массиве преобладают собственно рапакиви, а рапакивиподобные граниты слагают 30—40% площади плутона [504, 579, 397]; в Коростенском плутоне, по данным И. С. Личака, собственно рапакиви занимают около 10—15% площади плутона, тогда как рапакивиподобные граниты — около 70% (см. т. I, рис. 58). Рапакивиподобные граниты явно преобладают также и в Кодарском, Кеменском и Южно-учурском плутонах. Кроме этих пород в резко подчиненном количестве развиты гранито-порфиры, мелкозернистые биотитовые граниты, аплиты, пегматиты, а также интенсивно альбитизированные граниты (типа лезниковских в Коростенском плутоне) и различные монзониты, кварцевые монзониты, реже сиенито-диориты (в том числе лапее-граниты), кварцевые сиениты и сиениты, слагающие в общей сложности 5—15% площади плутонов.

Характер соотношения различных гранитоидов, слагающих плутоны рапакиви, весьма сложный. С одной стороны, почти между всеми породами плутонов можно найти постепенные переходы как по минеральному составу, так и по структуре, с другой — в большинстве плутонов одновременно отчетливо устанавливаются и секущие взаимоотношения между некоторыми из подобных пород. Последнее обстоятельство с несомненностью свидетельствует о многофазном (многостадийном) формировании плутонов рапакиви. В разных комплексах исследователи выделяют неодинаковое (от 2 до 10) количество фаз (стадий) интрузии.

Анализ материалов [77, 78, 336, 397, 503, 504, 682, 691] позволяет прийти к выводу, что обоснованным для большинства плутонов является выделение трех-четырёх фаз (стадий) их становления. В течение первой фазы, как правило, формировалась главная масса пород плутонов, представленная крупнозернистыми роговообманково-биотитовыми, реже биотитовыми

рапакиви и рапакивиподобными гранитами. Монцониты, кварцевые монцониты и близкие к ним по составу породы, по-видимому, возникли главным образом в первую фазу становления плутонов на контакте гранитов с породами габбро-анортозитовых комплексов и реже с гнейсами и амфиболитами рамы. Со второй фазой связано образование сравнительно небольших тел (до нескольких десятков квадратных километров) преимущественно биотитовых порфиroidных (нередко со структурами рапакиви) гранитов и гранит-порфиров, а также мелкозернистых биотитовых гранитов.

В третью фазу сформировались многочисленные аплитовые, пегматитовые, кварцевые и другие жилы. Возможно, с последней по времени фазой сопряжены и процессы щелочного метасоматоза, грейзенизации и т. п., широко проявленные в некоторых массивах. С процессами щелочного метасоматоза, по мнению И. С. Личака, связано и образование щелочных пород (эгириновых сиенитов и т. п.), спорадически встречающихся в пределах плутонов.

Строение плутонов весьма сложное, обычно неоднородно пятнистое, иногда неоднородно зональное\*, что подтверждается и характером магнитного поля. Эта сложность обусловлена многофазностью формирования плутонов, неравномерным (часто пятнистым) распределением многочисленных фациальных разновидностей и наличием внутри большинства плутонов (иногда в краевых, иногда в центральных частях) крупных выходов габбро-анортозитов (см. т. I, рис. 58). Во многом указанная неоднородность является следствием блоковых перемещений внутри плутонов, имевших место как в процессе их формирования, так и в последующее время. В ряде массивов (Выборгский, Салминский и др.) неоднородность строения подчеркивается появлением в эндоконтактных зонах директивных структур, выраженных субпараллельной ориентировкой редких шпиров, ксенолитов вмещающих пород и т. д. [78, 503].

Интрузивные контакты гранитов с вмещающими породами (с гнейсами, амфиболитами, сланцами и т. д.) в большинстве случаев четкие, секущие, с развитием в экзоконтактах зон скарирования или ороговикования, реже во вмещающих породах наблюдается интенсивный порфиробластез калиевого полевого шпата, иногда со структурой рапакиви [534, 650]. Контакты гранитов с габброидами в большинстве случаев расплывчатые, с образованием гаммы переходных пород: габбро-монцонитов, монцонитов, кварцевых монцонитов и т. д. Плоскости контактов плутонов рапакиви с вмещающими породами в большинстве случаев пологие, реже крутые [77, 503, 504]. Часто контакты плутонов с породами рамы тектонические.

---

\* Р. З. Левковский [298] подчеркивает зонально-концентрический характер плутонов рапакиви.

По мнению большинства исследователей [78, 503, 518, 673], плутоны гранитов рапакиви имеют плитообразную, осложненную блоковыми подвижками форму. Мощность гранитных «плит» в пределах разных блоков плутонов колеблется от сотен метров до 4—5 км. Для некоторых плутонов обосновывается существование глубоких (до 20 км) корней [673]. Форма плутонов в плане, часто близкая к изометричной, реже вытянутая, определяется, как правило, разломами, иногда имеющими характер кольцевых.

Петрография и петрохимия большинства комплексов формации освещены в ряде публикаций В. С. Соболева, А. Н. Заварицкого, Д. А. Великославинского, Л. П. Свириденко и других. По структуре граниты этой группы делятся на собственно рапакиви, характеризующиеся обильным наличием вкрапленников (овоидов) калиевого полевого шпата, окруженных плагиоклазовой каймой, и рапакивиподобные граниты, у которых вокруг зерен калиевого полевого шпата плагиоклазовых кайм, как правило, нет\*. Среди собственно рапакиви выделяются густовкрапленные (выборгиты) и редковкрапленные, крупно- и мелкоовоидные, массивные и трахитоидные разновидности. Среди рапакивиподобных гранитов наряду с порфиоровидными крупнозернистыми разновидностями (типа питерлитов в Выборгском и Салминском плутонах) широко распространены равномерно крупнозернистые граниты (типа степановских в Коростенском плутоне и равномернозернистых биотитовых гранитов в Салминском), а также порфиоровидные граниты с мелко- или разномозернистой основной массой.

Породообразующие минералы гранитов представлены калиевым полевым шпатом (в 2—3 генерациях), плагиоклазом (в 2—4 генерациях), кварцем (в 2—3 генерациях), биотитом (в 1—3 генерациях) и реже роговой обманкой. В некоторых гранитах встречаются пироксены диопсид-геденбергитового ряда или оливин (гортонолит или фаялит). Из акцессорных минералов характерны флюорит, циркон, апатит, ильменит, магнетит, а также ортит, монацит, сфен, пирит, касситерит, молибденит, тантало- и тантало-титанониобаты и другие минералы. Количественные соотношения минералов в гранитах варьируют в довольно широких пределах, причем в собственно гранитах рапакиви в среднем содержится несколько меньше кварца и калиевого полевого шпата и больше плагиоклаза и роговой обманки, чем в рапакивиподобных гранитах.

Калиевый полевой шпат, как правило, преобладает в гранитах (до 60% объема породы), образуя и порфиоровидные выделения, и значительную часть основной массы. Он [78, 290, 503, 504, 691] представлен как промежуточными криптопертитовыми

---

\* Разделение гранитов группы рапакиви дано в соответствии с выводами И. С. Личака.

и микропертитовыми ортоклазами (ранняя генерация), так и микроклин-пертитами различной степени триклинности (поздняя генерация). Состав их колеблется в пределах  $og_{49-73}, ab_{25-49}, an_{0,8-4,2}$ .

Количество плагиоклаза обычно не более 20% объема породы. Как правило, в гранитах присутствуют две-три генерации плагиоклаза: ранняя ( $an_{30-45}$ ), встречающаяся в виде включений в калиевых полевых шпатах, главная ( $an_{12-25}$ ), образующая каемки вокруг ооидов калиевого шпата и слагающая большую часть плагиоклазовых, обычно идиоморфных зерен основной массы породы, и поздняя, представленная альбитом, замещающим как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы ранних генераций. Иногда устанавливается развитие четвертой генерации плагиоклаза — лейстовидного альбита, выполняющего трещинки в породе [504].

Кварц (20—40% объема) характеризуется большим разнообразием форм выделения — от крупных идиоморфных гексагонально-бипирамидальных зерен до зерен неправильной формы, выполняющих интерстиции. Часто кварц образует микропегматитовые сростания с калиевыми полевыми шпатами и симплектиты с биотитом и роговой обманкой. Характерен темный цвет кварца (особенно для идиоморфных зерен первой генерации).

Биотиты (1—10% объема) характеризуются очень высокой железистостью (70—100%). Они занимают промежуточное положение между сидерофиллитами и аннитами, причем состав биотитов в разных гранитах и в разных плутонах в общем незначительно варьирует по глиноземистости, титанистости, общей железистости и степени окисленности железа. Иногда устанавливается (данные Л. И. Гордиенко) закономерное изменение состава биотита в породах различных фаз интрузии: от ранней к поздним фазам в биотитах увеличивается железистость, глиноземистость, растет содержание фтора, лития, олова, ниобия, но падают титанистость, щелочность и K/Rb.

Для роговой обманки (9—10% объема) также характерна высокая общая железистость (70—95%) и сравнительно высокая степень окисленности железа (обычно 10—20%). По кристалло-химическим особенностям роговые обманки близки к амфиболам группы гастингсита.

Анализ петрохимических материалов показывает, что комплексы гранитов рапакиви, включенные в описываемую формацию, по главнейшим характеристикам очень близки между собой (табл. 17). Это подтверждается как расположением полей фигуративных точек пород этих комплексов на тройных и бинарных диаграммах типа  $ab-or-q$ ,  $ab-or-an$ , AFM и  $(Na_2O + K_2O)/\Sigma Fe$  и т. д., так и направлением кривых, отражающих средние содержания различных окислов на бинарных диаграммах, где по осям абсцисс откладывались значения индексов дифференциации, кристаллизации и значения  $SiO_2$ .

## 17. Средний химический состав пород формации гранитов рапакиви, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5		6	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	69,85	4,67	70,03	3,65	70,05	3,01	72,45	2,42	68,43	1,69	73,63	1,75
TiO <sub>2</sub>	0,48	0,41	0,34	0,23	0,45	0,30	0,36	0,15	0,58	0,11	0,27	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,47	1,16	13,81	1,47	13,26	1,07	12,52	0,52	14,53	0,42	13,10	0,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,94	0,86	0,97	1,06	1,23	0,61	1,00	0,41	1,95	0,41	1,38	0,70
FeO	3,79	2,50	3,24	1,94	3,00	1,26	2,45	1,04	2,74	0,89	1,20	0,46
MnO	0,06	0,12	0,06	0,11	0,05	0,03	0,04	0,02	0,06	0,02	0,08	0,01
MgO	0,61	0,51	0,60	0,59	0,49	0,28	0,43	0,23	0,59	0,27	0,39	0,17
CaO	1,66	1,04	1,38	0,91	2,20	0,62	1,45	0,54	2,16	0,77	0,99	0,37
Na <sub>2</sub> O	3,06	0,67	3,09	0,91	2,87	0,51	2,61	0,33	2,97	0,18	2,70	0,40
K <sub>2</sub> O	5,02	0,96	5,19	1,09	5,55	0,74	5,56	0,85	5,16	0,30	5,48	0,45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,24	0,25	0,40	0,12	0,14	0,08	0,10	0,09	0,06	0,04	0,09
Количество анализов	32		55		19		22		12		10	

Коростенский комплекс: 1 — рапакиви, 2 — рапакивиподобный гранит. Выборгский комплекс: 3 — рапакиви (выборгит), 4 —

рапакивиподобный гранит. Приморский комплекс: 5 — рапакивиподобный гранит первой фазы, 6 — рапакивиподобный гра-

нит второй фазы. Данные Д. А. Великославинского [78], М. М. Мануйловой [336] и др.

Для пород формации в целом характерна высокая общая железистость пород (60—100, в среднем 80—95%), преобладание  $K_2O$  над  $Na_2O$  при общем высоком содержании суммы щелочей, умеренная кислотность (69—74%) большей части пород и пониженное по сравнению с другими докембрийскими гранитоидными формациями содержание глинозема. Для пород большинства комплексов характерна низкая степень окисленности железа [503]. Гранитам рапакиви Салминского массива (данные Л. И. Гордиенко) присущи невысокие значения  $K/Rb$  (90—225). Средний химический состав главнейших пород некоторых комплексов формации приведен в табл. 17. Химический состав пород других комплексов этой формации приведен в ряде публикаций [503, 504].

В отличие от закономерностей петрогенных элементов закономерности поведения рассеянных элементов в породах формации изучены лишь в некоторых комплексах (салминском, кодарском и др.); и к тому же явно недостаточно. Судя по материалам Р. А. Хазова [579], В. Т. Свириденко [503], Ж. Д. Никольской и др. [397], породы формации гранитов рапакиви характеризуются повышенными (относительно кларков в кислых породах) концентрациями олова, иттрия, иттербия, ниобия, вольфрама, фтора, цинка, рубидия, иногда лантана, молибдена, скандия, церия, галлия и пониженными никеля, хрома, ванадия, кобальта. Концентрации остальных элементов близки к кларковому. Главными концентраторами олова являются биотит и роговая обманка, а также касситерит. Редкие земли и редкие элементы содержатся в основном во флюорите, цирконе, ортите, иттротитаните и тому подобных минералах. Отмечается [397, 503, 579] повышение концентрации многих элементов-примесей (Sn, Nb, F и др.) в продуктах поздних фаз (стадий) становления плутонов рапакиви.

С формацией гранитов рапакиви связаны редкометалло-олово-полиметаллическое, редкоземельное и флюоритовое оруденение и проявления хрусталеносных камерных пегматитов. Редкометалло-олово-свинцово-цинковое оруденение известно в зонах экзоконтакта Салминского плутона с карбонатно-сланцевыми толщами ладожской и сортавальской серий. Комплексная редкометалльная специализация установлена также и для коростенского, кодарского и выборгского комплексов [503]. Весьма характерно для формации гранитов рапакиви флюоритовое оруденение. В ряде плутонов гранитов рапакиви (Салминский, Кодарский и др.) и в их экзоконтактах обнаружены крупные флюорит-кальцитовые, флюорит-мусковитовые и т. п. жилы и зоны флюоритизации [397, 503]. Столь же характерна для формации, по мнению ряда исследователей [397, 503, 691], и специализация на некоторые редкие и редкоземельные элементы, концентрирующиеся в ортите, цирконе, флюорите, иттротитаните, оранжитах, тантало- и тантало-титанониобатах и т. д.

Наиболее богаты в отношении этой минерализации породы поздних фаз (стадий) становления плутонов: пегматиты, альбитизированные и грейзенизированные граниты, аплиты и т. п.

Генетическая связь хрусталеносных топаз-морионовых пегматитов с формацией гранитов рапакиви установлена издавна. Такие пегматиты известны в пределах Коростенского плутона. По данным И. С. Личака, В. П. Бухарева и других исследователей, хрусталеносные пегматиты здесь преимущественно приурочены к зоне эндоконтакта гранитов с породами габбро-анортозитового комплекса. Проявления хрусталеносных пегматитов известны и в Корсунь-Новомиргородском, Выборгском, Салминском и других плутонах. С пегматитами связаны также находки кристаллов топаза. Интерес представляют данные о золотонности рапакиви-гранитовой формации. Золото установлено в кварцевых и флюорит-кварцевых жилах в пределах Кодарского плутона [503] и плутона Голд-Батте в Неваде [691].

### Лейкогранитовая формация

Лейкогранитовая формация представлена биотитовыми и двуслюдянными гранитами (90% объема формации) и биотит-роговообманковыми, роговообманковыми гранитами и гранодиоритами (10% объема формации). Лейкограниты пространственно и во времени ассоциируют со становлением орогенной дацит-липаритовой формации, локализуясь в зонах крупных разрывных нарушений во внутренних частях вулканогенных прогибов и в их обрамлении.

Выделение «нормальных гранитов» в качестве устойчиво повторяющегося в различных складчатых областях члена определенного ряда интрузивных комплексов впервые было произведено В. С. Коптевым-Дворниковым [260] на примере Центрального Казахстана. Ю. А. Билибин [47] выделил «... комплекс кислых и ультракислых гранитов средних этапов, проявляющихся вслед за комплексом умеренно кислых гранитоидов...».

Характеризуя формацию субвулканических гранитов, Ю. А. Кузнецов отмечает, что ее интрузии «... иногда образуют небольшие тела, сформировавшиеся в приповерхностной обстановке... В других случаях они образуют интрузивы батолитовых размеров, и в этом случае отличить их от формации батолитовых гранитов... оказывается очень трудным и граница между этими формационными типами вообще становится очень условной» [276]. В соответствии с этим к комплексу субвулканических гранитов относятся «... только такие интрузивные комплексы, которые имеют существенно гранитный (гранит-порфировый) состав, образовались в приповерхностной или гипабиссальной обстановке и обнаруживают ту или иную связь с эффузивными липаритовыми комплексами» [276]. Разделение комплексов на «нормальные» и «ультракислые» граниты и выде-

ление их в качестве самостоятельных формаций поздней консолидационной стадии — «гранит-лейкогранитовой» и «аляски-товой» — впервые проведено авторами Карты магматических формаций СССР [233].

Типичными представителями формации являются желтауский, жамантауский, орлиногорский интрузивные комплексы в каледонидах Казахстана; белокурухинский, джойский, сютхольский комплексы Алтае-Саянской складчатой области; калдырминский комплекс в герцинских структурах Казахстана. В пределах Восточно-Азиатского вулканогенного пояса представителем этой формации является омсукчанский комплекс, а также мяочанский и бачелазский интрузивные комплексы Дальнего Востока.

При характеристике формации были использованы материалы Д. П. Аврова, Р. К. Григайтис, Б. А. Блюмана, В. А. Трофимова, К. Г. Богдановой, Е. Д. Василевской, Д. М. Орлова, М. В. Ташининой, Е. Р. Семеновой-Тяншанской, Д. А. Кирикова, В. В. Русса, С. Н. Калабашкина, Н. С. Мудрогнуной и других.

Характерной особенностью петрографического состава комплексов лейкогранитовой формации является их однообразие, подчеркиваемое преобладающим развитием средне-крупнозернистых биотитовых и двуслюдяных порфировидных гранитов. В куполовидных поднятиях кровли интрузивных массивов, представленных в основном пласто- и плитообразными телами различных размеров, обычно широко проявлены процессы постмагматической грейзенизации.

Интрузивные комплексы лейкогранитовой формации в складчатых областях разного возраста приурочены к орогенному режиму развития, пространственно ассоциируя с вулканитами кислого состава. Относительно положения интрузивных комплексов этой формации в истории развития мезозойских складчатых областей не существует однозначного мнения. Формирование этих комплексов, так же как и вулканитов Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, одни исследователи связывают с поздней стадией развития мезозойской, другие — с процессами тектоно-магматической активизации. Следует отметить, что аналогичные представления об «активизационной» в целом природе интрузивных комплексов описываемой формации выдвигаются некоторыми исследователями и для других регионов, например для каледонид Алтае-Саянской складчатой области.

Интрузии лейкогранитовой формации локализируются во внутренней и внешней частях вулканогенных прогибов и по их обрамлению. В Казахстане массивы образуют пояса гранитов протяженностью до 200—300, шириной до 70 км [108]. Аналогичное «поясовое» расположение массивов этой формации характерно для каледонских структурно-формационных зон Западного Саяна (буйбинский, джойский комплексы). Выявляется

определенная особенность размещения массивов в зонах сочленения разновозрастных складчатых областей. Пояса малых дайкообразных тел лейкогранитов вдоль зон крупных разрывных нарушений глубоко проникают в структуры «древней» складчатой области, граничащие со структурами более «молодой». Так, лейкограниты и гранит-порфиры колыванского комплекса образуют протяженные пояса интрузивных тел в пределах каледонид Талицко-Монголо-Алтайской складчатой системы, пограничной с герцинидами Обь-Зайсанской складчатой области. Граниты и лейкограниты янского комплекса также локализируются в пределах линейных протяженных зон, «повышенной трещиноватости» в различных структурно-формационных зонах Верхояно-Чукотской складчатой области и ее сочленения с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом [172]. Основными магмоконтролирующими структурами являются зоны крупных разрывных нарушений, вдоль которых интрузивные тела локализируются преимущественно по границам структурных этажей: нижнего — доорогенного (собственно геосинклинального) и верхнего — орогенного. По отношению к складчатым сооружениям нижнего структурного этажа интрузивные массивы дискордантны, верхнего — нередко конкордантны.

Тектонические условия становления интрузивных тел определяют форму, размеры тел и особенности их внутреннего строения. Наиболее типичной формой интрузивных тел является пластообразная и межформационных залежей, вытянутых в направлении магмоконтролирующих разрывных нарушений. По размерам и форме интрузивных тел выделяются: а) крупные (1500—2200 км<sup>2</sup>) интрузивные тела (Жельтауский, Каибский массивы Казахстана), представляющие собой преимущественно пластообразные и межформационные залежи, располагающиеся на удалении или в обрамлении позднестадийных вулканогенных прогибов; б) промежуточные по размерам (до 500 км<sup>2</sup>) интрузивные тела, нередко входящие в состав сложных полигенных и полихронных массивов (Талицкий, Белокурухинский массивы Горного Алтая, Буйбинский массив Западного Саяна); в) мелкие (до 50—100 км<sup>2</sup>), штоко- и лакколитообразные, уплощенные интрузивные тела, располагающиеся в основном во внутренней части вулканогенных прогибов. Для массивов часто отмечается пологий куполообразный характер кровли, осложненной изгибами и имеющей нередко асимметричный характер. Вертикальная протяженность интрузивных тел по геофизическим данным меняется от 4—5 [76, 166] до 14—15 км (Белокурухинский массив Горного Алтая [472]). Наибольшие по площади интрузивные тела присутствуют в каледонидах Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области, промежуточные — в герцинидах Казахстана и Обь-Зайсанской складчатой области, наименьшие по площади и наименее эродированные тела гранитов этой формации развиты в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Характерной особенностью внутреннего строения интрузивных тел является зональность, проявляющаяся в структурной и в меньшей степени петрографической неоднородности. Последняя выражается в появлении в эндоконтактной части массивов биотит-роговообманковых и роговообманковых разновидностей гранитов и гранодиоритов. Ширина эндоконтактной полосы их распространения в зависимости от размеров массива меняется от 0,5 до 2 км. Биотит-роговообманковые граниты и гранодиориты эндоконтактной фации нередко содержат ксенолиты вмещающих пород и связаны постепенными переходами с гранитами и лейкогранитами внутренних частей массивов.

В большинстве регионов отмечается ряд устойчивых особенностей внутреннего строения массивов: наличие полого залегающих «бескорневых» тел аплитовидных гранитов среди средне-крупнозернистых порфировидных гранитов; развитие в гранитах линейных зон протоклаза и «линий течения», подчеркиваемых ориентировкой порфировидных выделений калиевого полевого шпата и чешуек биотита. Наличие «пластообразных» бескорневых тел аплитовидных гранитов в верхней, прикровлевой части интрузивных массивов, создающее впечатление их «расслоенности», отмечается для интрузивных массивов герцинских структурно-формационных зон Казахстана, Сихотэ-Алиня и Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [191, 223, 487]. Для интрузивных тел, располагающихся в каледонидах Алтае-Саянской складчатой области [50] и Казахстана, характерно наличие линейных зон протоклаза и ориентированное расположение порфировидных выделений калиевого полевого шпата. В интрузивных массивах, размещенных во внутренней части орогенных вулканогенных прогибов каледонид, герцинид и особенно в массивах омсукчанского комплекса Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, помимо этого отмечаются появление в эндоконтакте мелкозернистых и порфировых разновидностей гранитов, аплитовидных гранитов и гранит-порфиров, останцы кровли.

Уровень эрозионного среза массивов в одной и той же складчатой области различен в зависимости от расположения интрузивных тел: в пределах внутренних частей вулканогенных прогибов (наименьший уровень), вне этих прогибов и на значительном удалении от них (наибольший уровень). Массивы каледонских складчатых областей эродированы в целом глубже по сравнению с массивами герцинид и мезозонид. Наименее эродированы массивы в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Наиболее характерными породами лейкогранитовой формации являются биотитовые и двуслюдяные порфировидные граниты при резко подчиненном распространении (до 10%) биотит-роговообманковых, роговообманковых гранитов и гранодиоритов. Приведем обобщенные данные по количественному и

минеральному составу пород. Биотит-роговообманковый гранит (включающий и породы гранодиоритового состава) имеет следующий состав, %: кварц — 22, плагиоклаз — 38, калиевый полевой шпат — 28, биотит — 4, роговая обманка — 7, акцессорные минералы — 0,6. Главный петрографический тип пород описываемой формации — биотитовый порфиroidный гранит — имеет следующий состав, %: кварц — 31, плагиоклаз — 29, калиевый полевой шпат — 37, биотит — 3. Состав плагиоклаза в биотит-роговообманковых гранитах меняется от  $ap_{5-12}$  до  $ap_{25-55}$ ; в биотитовых гранитах вне зон проявления постмагматических изменений  $ap_{22-25}$ . Калиевый полевой шпат представлен преимущественно микроклином с рентгеновской триклинностью  $\Delta\rho = 0,7 \div 1,0$ . В участках постмагматических изменений упорядоченность калиевого полевого шпата изменяется в широких пределах. Структурно-текстурные особенности пород характеризуются незначительной изменчивостью: преобладающие развиты средне- и крупнозернистые разновидности, весьма типична порфиroidная структура, подчеркиваемая иногда линейно-ориентированными выделениями калиевого полевого шпата (4—5, в среднем 2—3 см). Акцессорные минералы гранитов представлены устойчивой типоморфной ассоциацией: апатит, циркон, магнетит, ильменит, ортит, монацит, ксенотим, торит, сфен, рутил, анатаз, флюорит, турмалин, молибденит, шеелит, касситерит. Характерно присутствие ортита, граната, турмалина, флюорита и таких рудных минералов, как молибденит и касситерит.

Породы жильной фазы представлены преимущественно мелкозернистыми аплитовидными гранитами, аплитами и пегматитами, локализующимися в полого и круто залегающих трещинах, в прикровлевой части массивов, обычно на участках куполообразных неровностей кровли. Постмагматические изменения в массивах этой формации выражены процессами кремне-калиевого метасоматоза (грейзенизация). Намечается пространственная связь процессов постмагматического изменения гранитов с породами жильной фазы и закономерная приуроченность (концентрация) их в прикровлевой части интрузивных тел.

Глубина становления массивов (1,5—4 км) обусловлена их межформационным положением. Подошвой массивов в большинстве случаев являются интенсивно складчатые отложения геосинклинальной, инверсионной, стадии развития, а в кровле интрузий залегают мощные толщи вулканогенных образований андезитовой формации и кислых вулканитов — дацит-липаритовой.

Средние составы гранитов (табл. 18) показывают крайне слабую изменчивость для комплексов, относящихся к различным тектоно-магматическим циклам, что подтверждает геолого-петрографические данные о слабой дифференцированности

**18.** Средний химический состав пород лейкогранитовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	74,24	73,60	71,2	74,00	72,83	72,78
TiO <sub>2</sub>	0,22	0,23	0,30	0,25	0,24	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12,33	13,15	13,14	13,0	13,88	14,09
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,70	1,09	1,60	1,1	1,16	1,40
FeO	2,60	1,42	0,80	0,7	1,32	0,79
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,06	0,08
MgO	0,39	0,56	0,60	0,45	0,52	0,76
CaO	0,59	1,26	1,20	1,1	1,22	1,29
Na <sub>2</sub> O	2,38	3,37	3,90	3,95	3,37	3,62
K <sub>2</sub> O	5,25	4,27	4,90	4,5	4,46	3,83
Количество анализов	18	20	59	49	65	10

Окислы	7	8	9	10	11	12
SiO <sub>2</sub>	73,02	74,38	72,80	74,40	75,13	73,30
TiO <sub>2</sub>	0,25	0,16	0,23	0,20	0,16	0,23
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,84	13,50	14,00	13,30	13,02	12,60
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,30	0,86	0,79	0,90	0,77	0,91
FeO	1,10	1,26	1,86	1,40	1,43	1,41
MnO	0,06	0,06	0,06	0,06	0,03	0,04
MgO	0,57	0,44	0,81	0,30	0,31	0,53
CaO	1,34	0,93	1,42	0,80	0,73	1,13
Na <sub>2</sub> O	3,85	3,54	3,11	3,70	3,29	3,43
K <sub>2</sub> O	4,10	4,25	4,31	4,30	4,56	4,40
Количество анализов	62	56	203	—	56	625

Комплексы: 1 — белокурихинский Горного Алтая (данные Б. А. Блюмана, В. А. Трофимова), 2 — буйбинский Западного Саяна (данные Д. М. Орлова), 3 — жельтауский и 4 — кайбский Казахстана [108], 5 — ординогорский, 6 — жамантауский, 7 — калдырминский Казахстана (данные Ж. Д. Ни-

кольской, Ю. П. Рождественского), 8 — нижнеамурский, 9 — мяо-чанский, бачелазский Сихотэ-Алиня; 10 — граниты Охотско-Чукотского вулканогенного пояса; 11 — омсукчанский Северо-Востока СССР (данные Д. А. Кирикова, В. В. Русса и др.); 12 — средний состав лейкогранитов.

магматических расплавов. В гранитах содержание суммы  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в общем устойчиво, незначительно отклоняясь от расчетного среднего для лейкогранитовой формации, равного  $\sim 7,83\%$ . Также устойчиво для этих комплексов и отношение  $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ , в среднем равное  $\sim 1,28$ .

При сопоставлении петрохимической характеристики гранитов лейкогранитовой формации и вулканитов дацит-липаритовой формации отмечается совпадение полей их фигуративных точек на петрохимических диаграммах, что позволяет наряду с геолого-петрографическими данными предполагать комагматичность этих образований. Интрузивные и вулканогенные комплексы каледонских и герцинских складчатых систем объединяются в синхронные липарит-гранитные комплексы и липарит-гранитовые вулкано-интрузивные формации [108, 487]. На основе анализа петрохимических данных по липарит-гранитным комплексам Балыгычано-Сугойского и Мяочанского районов М. Г. Руб [487] делает вывод о том, что в вулкано-интрузивных комплексах эффузивные породы отражают первичный состав кристаллизующейся магмы, а интрузивные породы, наряду с первичным составом магмы, показывают также характер процессов дифференциации, ассимиляции и гибридизма, происходящих при формировании массивов.

Распределение элементов-примесей в гранитах и в сопряженных с ними эффузивных породах дацит-липаритовой формации приводится на основании анализа данных по содержанию элементов-примесей в отдельных комплексах каледонид и герцинид Казахстана и мезозоид Северо-Востока СССР.

Граниты характеризуются присутствием в них двух полярных групп элементов. Первая включает молибден, олово, вольфрам, литий, бериллий, присутствующие в гранитах в количествах устойчиво выше кларковых. Вторая группа — ассоциации элементов, присутствующих в гранитах в количествах устойчиво ниже кларковых: а) железо, марганец, титан, хром, никель, кобальт; б) цирконий, ниобий; в) барий, ванадий, стронций. Элементы-халькофилы в гранитах присутствуют в концентрациях, близких к кларковым.

Эффузивы дацит-липаритовой формации характеризуются сходными с гранитами элементами-примесями. В частности, в них в среднем отмечаются аналогично гранитам повышенные содержания молибдена, олова, бериллия и пониженные по отношению к кларку содержания титана, ванадия, хрома. В вулканитах различных регионов отмечается повышенное по сравнению с гранитами содержание фемафильных элементов-примесей, в некоторых случаях (герциниды Казахстана) эффузивы содержат вышекларковые концентрации марганца, кобальта, никеля. Наряду с отмеченными выше устойчивыми геохимическими особенностями распределения элементов-примесей в гранитах выявляются и определенные провинциальные геохи-

мические различия гранитов, которые соответствуют провинциальным особенностям их металлогенической специализации. Так, граниты омсукчанского и мяочанского комплексов отличаются от гранитов той же формации Казахстана (каледонских и герцинских) резко повышенным средним содержанием олова (до 50 г/т [487]) и одновременно пониженным содержанием молибдена.

Анализ геохимических данных по гранитам формации ряда регионов СССР показывает наличие провинциальной геохимической специализации, т. е. при устойчивости (слабой изменчивости) петрохимических признаков выявляется провинциальная изменчивость геохимических характеристик.

Редкометальная металлогеническая специализация — один из наиболее выразительных и устойчивых признаков лейкогранитовой формации. Вопросу металлогении редких металлов посвящено огромное количество работ [108, 274, 308, 346, 347, 396, 407, 487, 496, 521, 633].

В пределах Алтае-Саянской складчатой области имеется незначительное по масштабам вольфрам-молибденовое оруденение грейзенового типа, локализующееся во внутренней части сравнительно глубоко эродированных массивов, преимущественно в пределах Талицко-Монголо-Алтайской системы, пограничной с герцинидами Обь-Зайсанской складчатой области. Установлено, что ранее эксплуатировавшиеся месторождения приурочены к участкам, где совмещены граниты разновозрастных интрузивных комплексов лейкогранитовой формации позднедевонского белокурухинского и карбонового колыванского комплексов.

В каледонидах Казахстана редкометальное оруденение ассоциирует с массивами интрузивных комплексов (жельтауского, жамантауского, орлиногорского, каибского и др.), выделяемых в различных структурно-формационных зонах. Здесь, по данным различных исследователей, отмечается определенная латеральная изменчивость металлогенической специализации выделяемых комплексов. Так, для массивов каибского комплекса характерно проявление оловорудного (с вольфрамом и молибденом) оруденения грейзенового типа, в массивах жельтауского комплекса фиксируется преимущественно молибденовое оруденение (месторождение Шалгия), а с массивами орлиногорского комплекса ассоциирует преимущественно вольфрамовое оруденение (с молибденом) скарнового и грейзенового типа. В соответствии с этим еще раз находят подтверждение данные о латеральной провинциальной изменчивости геохимической и соответственно металлогенической специализации лейкогранитовой формации.

В герцинских структурно-формационных зонах Казахстана в гранитах калдырминского комплекса развиты зоны слабой площадной грейзенизации и единичные рудопроявления

грейзенового типа с убогой молибдено-вольфрамовой и оловорудной минерализацией.

В мезозоидах Яно-Колымской складчатой области с янским интрузивным комплексом связаны оловорудные, оловорудно-вольфрамовые и оловорудно-полиметаллические месторождения. Ограниченно развиты месторождения грейзенового типа. Оруденение локализуется в пределах полей контактов метаморфизованных пород, над куполами нескрытых интрузивных тел и реже в пределах их внутренних частей и зон эндоконтакта (грейзеновый тип).

В гранитах омсукчанского комплекса Охотско-Чукотского вулканогенного пояса распространены преимущественно оловорудные месторождения, приуроченные к апикальным, эндо- и экзоконтактовым частям интрузивных тел и тесно связанные с вулканитами кислого состава. Кроме того, здесь известны оловорудные и оловорудно-вольфрамовые месторождения грейзенового типа.

В целом редкометальная металлогеническая специализация лейкогранитовой формации характерна для комплексов различных регионов СССР. В каледонских и герцинских складчатых областях Казахстана преобладающе развиты грейзеновое (W, Mo, Sn) оруденение, а в мезозоидах Северо-Востока и Дальнего Востока СССР — кварцевожильное касситерит-силикатное и касситерит-сульфидное оруденение.

Наряду с этим проявляется как межрегиональная изменчивость металлогенической специализации — существенно оловорудная в мезозоидах Северо-Востока и Дальнего Востока СССР, каледонидах и герцинидах Средней Азии и вольфрам-молибденовая в каледонидах и герцинидах Казахстана и Урала, так и внутрирегиональная, например в каледонидах Казахстана.

### Аляскитовая формация

Формация объединяет устойчивую ассоциацию пород ультракислого и кислого состава (аляскиты, лейкократовые биотитовые граниты), слагающих интрузивные (аллохтонные) тела характерной округлой, изометричной формы, нередко концентрического строения. Для нее типичен парагенезис (вертикальный ряд) с вулканитами липаритовой формации. По времени проявления формация аляскитов завершает гранитоидный магматизм орогенного режима развития.

Интрузивные тела аляскитов приурочены к крупным кольцевым структурам, кальдерам обрушения и нередко сопровождаются комплексами кольцевых даек. Тела аляскитовой формации многофазны, породы характеризуются структурной неоднородностью строения и интенсивно проявленными постмагматическими изменениями (грейзенизация, альбитизация).

В. С. Коптев-Дворников [260] указывал на закономерную приуроченность лейкократовых и аляскитовых гранитов к концу каледонского и герцинского тектоно-магматических циклов. Ю. А. Билибин биотитовые, аляскитовые, лейкократовые, аплитовидные, пегматоидные граниты выделял в качестве «... комплекса кислых и ультракислых гранитов средних этапов развития», проявляющихся вслед за «... комплексом умеренно кислых гранитоидов» [47].

Впервые в качестве самостоятельного интрузивного комплекса аляскитовые граниты были выделены Н. Г. Кассиным и Г. И. Бедровым в Казахстане (пермский акчатауский комплекс). В дальнейшем выделение комплексов аляскитовых гранитов было проведено в более широких масштабах для Казахстана. На Карте магматических формаций СССР [233] аляскитовая формация выделена в группе интрузивных формаций поздней (консолидационной) стадии.

В качестве самостоятельной аляскитовая формация выделяется также С. И. Бескиным и Ю. Б. Мариным. Необходимость выделения самостоятельной аляскитовой формации «... доказывалась в последнее время неоднократно в связи с тем, что «объединение» нормальных гранитов и аляскитов в единые комплексы отрицательно влияло на успех поисковых работ на редкие металлы и хрусталь» [44]. Эти авторы указывают, что причиной «почти традиционных» случаев объединения биотитовых гранитов с аляскитами является то, что под воздействием более молодых аляскитов биотитовые граниты подвергаются изменениям и нередко приобретают «аляскитовый облик», следствием чего являются выводы о постепенных переходах биотитовых гранитов в аляскиты.

Представителями аляскитовой формации в различных регионах СССР являются следующие комплексы: акчатауский Джунгаро-Балхашский складчатой системы Казахстана, монастырский Обь-Зайсанской складчатой области, синюшенский Горного Алтая, кандыгатайский и аркатакжайляуский зоны сочленения герцинид Обь-Зайсанской и каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем, аляскитовых и субщелочных гранитов зоны сочленения герцинид Джунгаро-Балхашской и каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатых систем, поздне-меловые аляскитовые и субщелочные граниты Чукотки [194, 362], линнейский Чукотки [104, 404], уракский Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [404, 524, 642].

Характеристика аляскитовой формации в основном приводится на основе анализа материалов по более детально изученным интрузивным комплексам герцинид Центрального Казахстана и мезозонид Северо-Востока СССР. Выделение поздне-меловых аляскитов мезозонид Северо-Востока СССР и отнесение их к аляскитовой формации проводится в известной мере условно, однако правомерность такого подхода подтверждается

выделением в чукотской части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса самостоятельного линнейского комплекса [404], а в охотской части — урацкого [524, 404, 642], по формационным признакам соответствующих аляскитовой формации.

По времени формирования интрузивные массивы аляскиитов приурочены к эпигеосинклинальному орогенному режиму складчатых областей, будучи тесно сопряжены с вулканитами кислого состава, относимыми к липаритовой формации или выделяемыми в качестве самостоятельной игнимбритовой формации [38, 524]. В герцинидах Центрального Казахстана отмечается тесная пространственная связь гранитов акчатауского (кызылрайского) комплекса с вулканитами кислого состава и игнимбритами кызылкинской свиты. Аналогичные взаимоотношения описаны для гранитов урацкого комплекса с игнимбритами ольской свиты в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса [524, 642]. Возрастной и формационный аналог ольской свиты вулканогенного пояса в Центральнчукотском районе — эргываамская свита [38], в пределах которой выделяются интрузии аляскиитовых и субщелочных гранитов [194]. Таким образом, аляскиитовые граниты завершают проявления орогенного вулканизма ультракислого состава (липаритовая и игнимбритовая формации), образуя с последними вертикальный ряд, аналогичный ряду дацит-липаритовой и лейкогранитовой формаций.

Характерная особенность этого ряда — приуроченность к кольцевым разломам, кольцевым структурам, в пределах которых интрузивные тела аляскиитов, так же как и поля вулканитов, являются частью крупных кольцевых структур. Формирование интрузивных тел, как показывает изучение их формы и особенностей внутреннего строения, связывается с радиальными перемещениями блоков пород рамы по кольцевым нарушениям, возникновение которых возможно над большими массами магматического расплава. Внедрение расплава связано с формированием кальдер обрушения, вулканических структур обрушения, кальдерных депрессий и др. [38, 524, 605, 642]. Вне вулканогенных прогибов и полей развития липаритовой формации тела аляскиитов локализируются в зонах протяженных разрывных нарушений, концентрируясь преимущественно в участках их пересечения. Массивы аляскиитовых гранитов широко представлены в зонах сочленения герцинских и каледонских складчатых систем Казахстана (по данным К. Г. Богдановой, Е. Д. Василевской, М. В. Тащининой и других), а также отмечаются на удалении от вулканогенных прогибов, в выступах мезозойского складчатого основания в пределах восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка) и Центральной Чукотки [194].

Для интрузивных тел аляскиитов характерна округлая или овальная в плане форма, частая связь с комплексами кольце-

вых даек, повышенная (9 км) мощность (вертикальная протяженность) штокообразных интрузивных тел, устанавливаемая по геофизическим данным для пермских гранитов Казахстана [634, 635]. Для пермских интрузий Токрауского синклинория выделяются [634, 635] плутоны купольного (Кызылтас и др.) и кальдерного типов (Жанет, Майтас, Кызылрай и др.). Массивы купольного типа имеют мощность 3—5 км, радиально-кольцевое внутреннее строение и представлены относительно изометричными лакколитами с центральным подводящим каналом. Интрузии кальдерного типа имеют мощность 6—8 км, радиальное и кольцевое внутреннее строение с отчетливо выраженным внешним кольцом порфировых даек, пространственно совмещены с полями развития вулканитов липаритовой формации.

Интрузивные тела линнейского комплекса Восточной Чукотки, рассматриваемые С. Н. Калабашкиным в качестве интрузивного аналога «липаритовой формации верхнего структурного этажа» (конец позднего мела — начало палеогена), подразделяются на два типа: близповерхностный Сняхтунский и гипабиссальный Куйвиеемский. Интрузивные тела «сняхтунского» типа характеризуются пространственным сонахождением с породами липаритовой формации, сравнительно небольшими размерами, куполо- и воронкообразной формой тел. «Куйвиеемский» тип — лакколитообразные крупные межформационные тела, локализующиеся в блоках «метаморфизованных и метаморфических палеозойских толщ цоколя»; по составу и особенностям внутреннего строения эти тела сходны с телами аляскитовых и лейкократовых гранитов Западной и Центральной Чукотки [194]. Интрузивные тела гранитов, располагающихся в пределах позднемеловых (сенон—дат) «вулканических структур обрушения» [642] и «полей игнимбритов больших объемов» [524] Охотско-Чукотского пояса, представлены гипабиссальными интрузиями и этмолитами, окруженными системой кольцевых разломов, пластообразными интрузиями и дайками, концентрически или радиально располагающимися вокруг центрального интрузивного тела, а также штокообразными телами с куполовидной поверхностью. Размеры и форма интрузивных тел определяются уровнем их эрозионного среза.

Аляскитовая формация в рассматриваемых регионах (герциниды Казахстана, мезозонды Северо-Востока СССР) занимает определенное положение в ряду интрузивных и вулканических формаций. Так, интрузивные тела аляскиотов пермского возраста Джунгаро-Балхашской складчатой системы прорывают отложения керегетасской свиты (дацит-липаритовая формация), граниты калдырминского комплекса (лейкогранитовая формация), липариты и игнимбриты кызылжинской (архаралинской) свиты (липаритовая формация) и, в свою очередь, прорваны дайками основного состава ортауского, по Л. Н. Шарпёнок, комплекса, связанными с позднепермскими базальтоидами

(контрастная липарит-лейкобазальтовая формация). Пермские граниты аляскитовой формации сопряжены во времени и комагматичны игнимбрикам кызылкинской свиты. Позднемеловые аляскиты и лейкократовые граниты Западной и Центральной Чукотки [194] прорывают и метаморфизуют гранодиориты и граниты нижнего — низов верхнего мела, относимых по предварительным данным к диорит-гранодиоритовой и лейкогранитовой формациям. В пределах Восточной Чукотки, по данным С. Н. Калябашкина, аляскиты и субщелочные граниты линлинейского комплекса прорывают «более древние интрузии гранодиорит-гранитовой формации, характеризуются связью с липаритовой формацией [поздний мел (дат) — начало палеогена] и прорваны во многих местах дайками двупироксеновых базальтов неоген-четвертичного (?) возраста».

Характеризуя связь интрузий линлинейского комплекса с вулканитами позднемеловой липаритовой формации, С. Н. Калябашкин указывает, что им свойственны пространственное сонахождение, общие структурные факторы размещения, широкое распространение порфировых фаций гранитоидов и появление среди них фельзит-порфиров и кварцевых порфиров; специфические черты морфологии ряда тел, определяющие соответствие их жерловым телам либо экструзивным куполам, а также поразительное сходство отдельных пород гранитоидов и липаритовой формации по внешнему облику. Аналогичные в общих чертах структурно-геологические и петрографические критерии комагматичности пород этих формаций приводятся и другими исследователями для герцинид Казахстана [108, 605] и для мезозойд Охотско-Чукотского пояса, где интрузии уракского комплекса и его аналогов совмещены с «полями игнимбриков больших объемов» или игнимбритовой формацией (по В. Ф. Белому [38]) сенон-датского возраста. Интрузивные породы прорывают породы позднемеловой (сенон—дат) игнимбритовой формации, прорваны и перекрыты базальтами раннепалеогеновой базальтовой формации. В целом на примере рассмотренных регионов видно, что аляскиты являются наиболее поздним проявлением гранитного магматизма орогенного режима, являясь по масштабам проявления резко подчиненными по отношению к гранитам предшествующей им лейкогранитовой формации.

Интрузивные массивы характеризуются сравнительно небольшими размерами (от десятков квадратных километров до 200—300 км<sup>2</sup>). Для массивов характерны повышенная мощность, концентрическое строение, подчеркиваемое концентрически зональным расположением пород различных фаз или фациальных разновидностей; подобие их вертикальной «расслоенности», выраженное наличием в массивах полого залегающих тел мелкозернистых аляскитов, выделяемых как в качестве фаз, так и фациальных разновидностей. Другая характерная особенность — наличие по периферии массивов и в их апикальных

частях пегматитов, образующих сегрегационные, иногда шпировидные обособления. Выделяются три-четыре фазы становления массивов. Особо характерным признаком пород является миа-ролитовая текстура. Размещение интрузивных тел аляскитовой формации, их взаимоотношения с вмещающими вулканогенными породами, особенности внутреннего строения свидетельствуют о гипабиссальных, близповерхностных условиях их становления, оцениваемых различными исследователями в 1—1,5 км. Внедрение расплава, обогащенного летучими компонентами, обусловлено процессами обрушения кровли, формирования вулканических депрессий, кальдер обрушения и т. д.

Петрографический состав интрузивных массивов в большинстве случаев несложен: аляскиты, лейкократовые порфирировидные граниты и субщелочные граниты. Изменчивость количественно-минерального состава аляскитов наряду с преобладанием в их составе калиевого полевого шпата (42%) и кварца (36%) при подчиненной роли альбита (20%) и исчезающе малом количестве слюд (1%) является одним из характерных петрографических признаков и связана с почти повсеместным проявлением процессов постагматических изменений пород. Интенсивные изменения определяют также и изменчивость структурных особенностей, широкое развитие в породах реакционных взаимоотношений между породообразующими минералами.

Калиевый полевой шпат аляскитов представлен моноклинной разновидностью (ортоклаз), в грейзенизированных гранитах нередко отмечается появление микроклина. Нередко в составе аляскитовых гранитов отмечается появление амазонитовых разновидностей [112]. Характерны присутствие в аляскитах альбита, образование которого связано с постагматической альбитизацией и деанортитизацией первично-магматического плагиоклаза ( $an_{15-20}$ ), повышенное по отношению к лейкогранитам количество акцессорных минералов (до 1%), обогащенных редкоземельными элементами: малакона, ксенотима, пирохлора, а также магнетита, ильменита, пирита, ортита, турмалина, касситерита, молибденита, вольфрамиты.

Петрохимические особенности формации рассматриваются на примере средних химических составов пород акчатауского комплекса (по данным различных исследователей), позднемеловых аляскитовых интрузий Центральной Чукотки и линийского комплекса (табл. 19). Прежде всего следует подчеркнуть ультракислый состав гранитов и обогащенность их щелочами при отношении  $K_2O/Na_2O = 1 \div 1,9$ .

Сопоставление петрохимических особенностей состава аляскитовых интрузивных комплексов герцинид Казахстана и мезозойд Северо-Востока СССР и сопряженных с ними в этих регионах вулканитов липаритовой формации показывает наряду с общей близостью их составов существование и устойчивых

19. Средний химический состав пород  
 аляскитовой формации, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	74,20	75,2	75,7	74,8	73,45	74,01	74,83	72,36
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,1	0,1	0,2	0,26	0,12	0,11	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,5	13,2	13,1	13,3	13,99	12,40	13,31	15,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,1	0,9	0,9	0,8	1,10	0,66	0,41	0,36
FeO	0,8	0,7	0,5	1,2	1,23	3,38	0,98	0,40
MnO	—	—	—	0,10	0,07	0,03	0,10	0,03
MgO	0,5	0,3	0,2	0,1	0,35	0,09	0,36	0,30
CaO	1,2	0,9	0,6	0,7	1,08	0,38	0,85	0,63
Na <sub>2</sub> O	3,5	3,6	3,7	3,5	3,12	4,22	3,37	3,46
K <sub>2</sub> O	4,7	4,6	4,5	4,7	5,73	4,29	5,01	6,55
Количество анализов	109	75	31	20	14	24	9	8

1—4 — акчатауский комплекс Казахстана: 1—3 — Джунгаро-Балхашская складчатая система (1 — I фаза, 2 — II фаза, 3 — III фаза), 4 — Чу-Илийская складчатая система [108]; 5 — синюшенский комплекс Горного Алтая (данные Б. А. Блюмана, В. А. Трофимова); 6 — линлинейский ком-

плекс Северо-Востока СССР, Чукотка (данные С. Н. Калабашкина); 7 — позднемеловой комплекс (граниты ультракислого состава) Северо-Востока СССР [308]; 8 — граниты Иультинского месторождения Северо-Востока СССР.

различий. Характерны, с одной стороны, обогащенность вулканогенных аналогов глиноземом и «фемическими» элементами (Fe, Ti, Mn), а также Ca и Mg, с другой — обедненность их кремнеземом. Здесь характер изменений петрохимических характеристик аналогичен выявившемуся при сопоставлении пород лейкогранитовой и дацит-липаритовой формаций и заключается в сравнительной обогащенности пород вулканических формаций «фемическими» компонентами.

Анализируя вопросы геохимической специализации пород аляскитовой формации в различных регионах, большинство исследователей [108] отмечает обогащенность пород, с одной стороны, летучими компонентами (В и F), а с другой — устойчиво повышенное (выше кларкового) содержание вольфрама, молибдена, олова, тантала, ниобия. Для пород акчатауского комплекса характерно содержание галлия, иттербия, ниобия, свинца, скандия, вольфрама выше кларкового, причем содержание молибдена, олова, вольфрама превышает кларковое в 8 раз. Здесь следует подчеркнуть, что наряду с упомянутой выше «положительной» геохимической специализацией во всех регионах отмечается и «отрицательная» геохимическая специализация, заключающаяся в устойчиво нижекларковом содер-

жаниях в аляскитах фемафильных элементов (Fe, Ni, Co, Cr, Mn) и, кроме того, Ba, Sr, V. Аналогичные геохимические особенности характерны и для вулканогенных пород липаритовой (игнимбритовой) формации. Так, по данным Л. Н. Шарпёнок [605], породы пермской вулкано-интрузивной ассоциации Казахстана (липариты верхней подсвиты кызылкиинской свиты и аляскиты акчатауского комплекса) характеризуются отчетливой геохимической специализацией и имеют наиболее высокое содержание ниобия, рут依ия. Увеличение содержаний висмута, олова, тантала, ниобия, вольфрама, молибдена в аляскитовых и лейкократовых позднемеловых гранитах по сравнению с предшествующими им раннемеловыми (лейкогранитовая формация) отмечается для мезозойд Северо-Востока СССР [194, 308]. По данным С. Н. Қалабашкина, в гранитах Куйвиеемского массива отмечаются рудопроявления редких металлов (Nb, W, Sn, Mo), приуроченные к телам амазонитовых пегматитов.

С интрузивными массивами аляскитовой формации в различных регионах СССР (Казахстан, Северо-Восток) связан ряд редкометальных месторождений (Казахстан—Акчатау, Караоба, Куу; Северо-Восток — Иульгинское). Характеристика металлогенической специализации аляскитовых гранитов рассматривается в работах Г. Н. Щербы [108, 635], С. Ф. Лугова [308, 407], Д. В. Рундквиста и др. [496], А. Н. Леонтьева [300].

С массивами аляскитовых гипабиссальных гранитов связаны следующие типы месторождений [44]: редкометальные (Nb—Ta), хрусталеносные пегматиты, грейзеновые (W, Mo, Sn) и альбитит-грейзеновые (Sn, Nb). Соответственно для аляскитовой формации выделяются: редкометально-пегматитоносные, хрустале-пегматитоносные, грейзеноносные и альбитит-грейзеноносные массивы. Дальнейшая классификация месторождений строится с учетом геохимических и геолого-структурных особенностей массивов, положения месторождений относительно их контактов, состава вмещающих пород, особенностей геохимических типов провинций (Sn или Mo). Хрустале-пегматитоносные (в Казахстане) или альбитит-грейзеноносные (в Нигерии) массивы аляскитовой формации нередко совмещаются в единых узлах с редкометальными гранитами и метасоматитами щелочно-гранитовой формации, а редкометально-пегматитоносные (на Урале) или грейзеноносные (в Забайкалье) массивы аляскитовой формации — с редкометальными гранитами и грейзенами литиево-гранитовой формации [44].

Особо следует охарактеризовать металлогеническую специализацию мезозойских аляскитов Северо-Востока СССР. Большинство геологов придерживается точки зрения, согласно которой месторождения олова связаны с ультракислыми лейкократовыми и аляскитовыми гранитами заключительной фазы позднемелового комплекса и рудопроявления локализуются в самих массивах или их экзоконтактных зонах. Наиболее

благоприятными для их локализации [194] являются слабо эродированные части интрузивов и ороговикованные толщи, находящиеся над еще не вскрытыми эрозией массивами (Куйвиеемский и Пыркакайский рудные узлы, Иультинское и, по некоторым данным, Валькумейское месторождения).

По данным Д. В. Рундквиста и др. [496], выявляется определенная закономерность в локализации преобладающего типа промышленных редкометальных месторождений, развитых в разновозрастных складчатых областях: наиболее глубинные (кварцевожильно-грейзеновые—вольфрамо-молибденовые и вольфрамо-оловорудные) характерны для герцинид Казахстана, наименее глубинные (сульфидно-силикатно-касситеритовые) — для мезозойд Северо-Востока и Дальнего Востока СССР.

### Гранит-граносиенитовая формация

Формация объединяет ассоциацию существенно лейкократовых гранитоидных пород высокой кислотности и повышенной щелочности (известково-щелочные, реже щелочные граниты, граносиениты, сиениты). В более широком объеме (включая мезократовые умеренно кислые гранитоиды повышенной щелочности) формация была выделена на Карте магматических формаций СССР [233]. Ю. А. Кузнецов [276] рассматривает эту ассоциацию пород в составе габбро-монзонит-сиенитовой формации и частично — в составе формации субвулканических гранитов. Близость петрографического состава, сходство петрохимических и геохимических характеристик, а также общность геолого-структурной позиции между образованиями гранит-граносиенитовой формации и ассоциирующей с ней вулканической трахилипаритовой формации позволяют рассматривать их как комагматичный ряд формаций [125, 133, 143, 254, 453, 475, 615, 616].

Характерными представителями гранит-граносиенитовой формации являются следующие региональные комплексы: существенно лейкократовые гранитоиды повышенной щелочности и высокой кислотности в составе ирельского комплекса Байкальской горной области и улканского комплекса восточной части Алданского щита ( $PR_2$ ), огнитский и буюдзульский (ирбинский) Восточного Саяна ( $PZ_2$ ), сорский Кузнецкого Алатау и бреньский Восточной Тувы ( $PZ_2$ ), комплексы Чингиз-Тарбагатайской зоны и Кокчетавской глыбы Казахстана, кудунский Западного Забайкалья ( $T_{2-3}$ ).

Интрузивные массивы, относящиеся к рассматриваемой формации, приурочены к наиболее консолидированным, испытавшим длительное воздымание срединным массивам, выступам фундамента, характеризующимся значительной мощностью сиалической коры. Их размещение, прямо не зависящее от складчатых структур геосинклинальных комплексов, контролируется

крупными разрывными нарушениями, как правило, глубокого заложения.

Становление массивов гранит-граносиенитовой формации в зонах сводово-глыбовых поднятий сопряжено с формированием континентальных терригенно-вулканогенных моласс наложенных эпикратонных орогенных прогибов и впадин [379].

Интрузивы гранит-граносиенитовой формации характеризуются резкой дискордантностью, изотропным внутренним строением. Как и другим плутоническим членам эффузивно-интрузивных ассоциаций, им свойственна полифациальность условий проявления. По мере удаления от областей сводово-глыбовых поднятий и приближения к границам орогенных прогибов (вулканотектонических депрессий) намечается смена относительно глубинных интрузий гранитоидов более гипабиссальными, вплоть до субвулканических фаций, как это установлено М. М. Мануйловой [475] для Байкальской горной области. Наиболее крупные по площади (до нескольких сотен квадратных километров) интрузивные массивы представлены межформационными лакколито- и гарполитообразными телами. Характерными типами интрузий являются также линейно вытянутые трещинные тела и штоки малых размеров.

Главнейшую роль в составе формации играют известково-щелочные лейкократовые граниты повышенной щелочности (преимущественно аляскитовые разновидности). Щелочные граниты, как правило, приурочены к апикальным частям интрузивов. Существенное значение имеют граносиениты, также варьирующие по щелочности, подчиненное — лейкократовые кварцсодержащие сиениты, в том числе нордмаркиты. Перечисленными породами, близкими между собой по составу, но широко варьирующими по структурно-текстурным признакам с развитием гранофиловых, порфирированных и порфирированных разновидностей, сложены тела как главной интрузивной фазы, так и фаз дополнительных интрузий и дайки группы асхистовых. Среди образований дайкового комплекса подчиненную роль играют лампрофиры (вогезиты, малхиты, спессартиты) II этапа. Преимущественная приуроченность пород высокой щелочности, в том числе сиенитовых, а также локально проявленных, не характерных для формации, гибридных по своей природе монцитов и сиенито-диоритов к эндоконтактовым зонам, видимо, в большинстве случаев может быть объяснена ассимиляцией карбонатных и магматогенных основного состава пород.

Судя по геологическим данным, процессы магматической дифференциации в обычном понимании, особенно глубинной (в пределах магматических очагов), в становлении интрузивов формации существенной роли не играли. Практически многофазное строение массивов, проявленное в неоднократном пульсационном прорывании друг друга идентичными по составу и сближенными во времени порциями расплава, обусловлено

внутрикамерными причинами, связанными с относительно быстрым охлаждением, усадкой при кристаллизации, накоплением летучих в условиях малых глубин формирования в спокойной тектонической обстановке [43, 419]. Контактное воздействие гранитоидов на вмещающие породы выразилось в ороговивании и скарнировании последних в сравнительно узких зонах.

Разнообразие пород формации обусловлено количественными вариациями и некоторыми колебаниями составов в общем однотипных породообразующих минералов. Количественно-минеральный состав главных разновидностей пород по основным компонентам следующий (%): граниты известково-щелочные нормального состава, лейкократовые (в том числе аляскитовые) — кварц (30—45), калиево-натриевый полевой шпат (45—70), плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (до 15—20), темноцветные (биотит, реже обыкновенная роговая обманка) (до 5, преобладает 1—2); щелочные граниты отличаются минимальным содержанием плагиоклаза (альбита, альбит-олигоклаза) (до 10), присутствием наряду с биотитом и обыкновенной роговой обманкой гастингсита, рибекита, эгирина. Переход к соответствующим граносиенитовым разновидностям связан с уменьшением количества кварца до 20%; сиениты известково-щелочные, обычно кварцевые — калиево-натриевый полевой шпат (40—70%), плагиоклаз (олигоклаз, олигоклаз-андезин) (10—40%), кварц (0—20), клинопироксен, роговая обманка, реже биотит (до 15); сиениты щелочные (обычно нордмаркиты) — калиево-натриевый полевой шпат (до 75—80), плагиоклаз (альбит-олигоклаз) (до 10), гастингсит или рибекит наряду с обыкновенной роговой обманкой, эгирином (до 15).

Весьма существенную роль в структурно-вещественном формировании пород играет широкое площадное и локальное оклотрещинное проявление процессов позднего и постмагматического щелочного и кремнекислого метасоматоза (альбитизации, микроклиннизации, грейзенизации и связанных с ними сульфидизации, флюоритизации), приводящих к образованию различных апогранитов, альбититов, микроклинитов и других метасоматитов. Наиболее интенсивно эти процессы проявлены в апикальных частях массивов и малых телах фазы дополнительных интрузий.

Слабо измененные гранитоиды характеризуются низкой степенью упорядоченности и триклинности калиевого полевого шпата (обычно ортоклаз-пертита) с повышением содержания альбитовой составляющей, возрастающей от гранитовых к сиенитовым разновидностям. Позднейшие перестройки приводят к перекристаллизации калиевого полевого шпата, в отдельных случаях — до максимально упорядоченного микроклина. В двуполевошпатовых породах первично-магматическому плагиоклазу свойственно низкое содержание анортитовой составляющей; он отвечает альбиту, олигоклаз-альбиту в гранитах, олигоклазу (до олигоклаз-андезина) — в известково-щелочных

сиенитах. Кварц, как правило, морфоноидный, присутствует в повышенных (до 45% в гранитах) количествах. Темноцветные минералы представлены высокожелезистым биотитом, реже — обыкновенной роговой обманкой, полущелочными и щелочными амфиболами (гастингситом, рибекитом), эгирино-авгитом, эгирином. Породы формации содержат значительное (до 10 кг/т) количество аксессуарного магнетита, чем определяется их относительно высокая намагниченность, проявляющаяся в наличии положительных аномалий разных интенсивностей. Состав ассоциаций аксессуарных минералов существенно определяется характером проявления метасоматических процессов. Гранитоиды формации содержат аксессуарные минералы магматической стадии: циркон (нередко двух-трех генераций), апатит и титановые минералы — ильменит, сфен, рутил. Последние оказываются при метасоматозе неустойчивыми. Наиболее характерны редкометалльные, редкоземельные, радиоактивные аксессуарные минералы, связанные с метасоматозом, преимущественно отвечающие автометасоматическому этапу: эвксенит, пирохлор, фергусонит, ураноторит, оранжит, монацит, касситерит, молибденит и другие в постоянном сочетании с неравномерными количествами флюорита.

Петрохимические особенности формации определяются для всех разновидностей повышенным по сравнению со средними типами пород содержанием  $\text{SiO}_2$  60—70% (максимум 74%), обедненностью основаниями кальция и магния на всем интервале кремнекислотности, высокой железистостью ( $F=75 \div 90\%$ ). Большинство пород по щелочному модулю (0,8—1) занимает пограничное положение между щелочноземельными и щелочными. Относительное содержание K и Na неустойчиво, хотя преобладают калиево-натриевые разновидности ( $n=50 \div 70$ , иногда до 90). В отдельных случаях, в частности для среднепротерозойской гранит-граносиенитовой формации Байкальской горной области (ирельский комплекс), указывается на преобладание калия над натрием.

Становление интрузий формации происходило в присутствии значительных количеств летучих, особенно фтора (видимо, при недосыщенности  $\text{H}_2\text{O}$ ), о чем свидетельствуют как повышенные содержания этого элемента в породах (входит в состав биотита), так и почти постоянное присутствие аксессуарного флюорита.

Качественная геохимическая характеристика формации определяется специфической ассоциацией редкометалльных, радиоактивных, редкоземельных элементов: циркония, свинца, ниобия, иттрия, иттербия, олова, молибдена, а также меди, свинца, цинка, присутствующих в количествах, часто превышающих кларковые и связанных, как правило, с разными степенями метасоматоза. Гранитовые разновидности обогащены рубидием, ниобием, свинцом, молибденом, иттрием, иттербием.

Гранитоиды формации — потенциальные носители редкземельно-редкометалльного оруденения. Петрохимические критерии — сочетание общей щелочности и степени альбитизации (по З. Г. Караевой [230]) — свидетельствуют об их соответствии танталосносным, в меньшей степени оловоносным гранитоидам. Предпосылкой к проявлению той или иной минерализации является преобладание в первом случае щелочного, во втором — кремнекислого метасоматоза в условиях богатой фтором среды. В связи с породами формации известны тантало-ниобиево-редкоземельно-циркониевые, поздние медно-цинко-свинцовые и молибденовые рудопроявления, а также железорудные месторождения контактово-метасоматического генезиса [454].

Положение гранит-граносиенитовой формации в тектоно-магматическом цикле однозначно определяется приуроченностью к областям завершенной складчатости, структурным и временным отрывом от магматических формаций собственно геосинклинальных стадий, связью с эпохами горообразования и наземного вулканизма наложенных орогенных прогибов и впадин (по А. А. Моссаковскому [379]).

### Щелочно-гранитовая формация

Формация объединяет комплексы, состоящие существенно из щелочных гранитов, в которых 73—75%  $\text{SiO}_2$ , сумма щелочей 8—8,5% ( $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=1$ ). Для пород характерно постоянное присутствие щелочного темноцветного минерала. В качестве эндоконтактной фации массивов щелочных гранитов рассматриваются ограниченно развитые в составе комплексов сиениты, граносиениты, гранодиориты, нефелиновые сиениты, субщелочные граниты.

Ю. А. Билибин [48] рассматривал щелочные граниты в составе посторогенной габбро-гранитовой интрузивной формации. Впервые как самостоятельная щелочно-гранитовая формация была выделена на Карте магматических формаций СССР и детально описана на Кольском полуострове в объеме кейвинского комплекса И. Д. Батиевой и И. В. Бельковым [28]. Хорошо изученные комплексы этой формации известны в Западном Забайкалье (куналейский комплекс) [73, 218, 248, 254], в Восточном Забайкалье (нерчуганский комплекс) [218, 364], в Восточном Саяне (сейбинский комплекс) [140, 182], в Центральном Алдане (алданский комплекс) и в Чингиз-Тарбагатайской зоне (керегетас-эспинский комплекс) [43, 205, 228]. В других регионах Советского Союза комплексы описываемой формации еще либо недостаточно изучены, либо развиты в небольшом объеме [1, 177, 222, 388, 393].

Рассматриваемая формация известна в пределах складчатых областей и древних щитов, где она приурочена к устойчивым блокам, подвергавшимся тектоно-магматической активиза-

ции в более поздний период. Так, в пределах каледонской складчатой области (Забайкалье) относимые к щелочно-гранитовой формации комплексы мезозойского возраста локализованы в блоках, консолидированных в раннем палеозое. На щитах интрузивной рассматриваемой формации формируются в зонах их активизации [619]. Размещение интрузивных тел контролируется зонами крупных тектонических швов, разделяющих крупные структуры разного геологического развития, а также зонами глубинных и оперяющих их разломов.

Наиболее существенное развитие щелочно-гранитовая формация получила на Кольском полуострове (массивы площадью свыше 3 тыс. км<sup>2</sup>) и в Забайкалье (5600 км<sup>2</sup>). Площадь отдельных тел от единиц квадратных километров до 750 км<sup>2</sup>. Интрузии образуют два типа гипабиссальных тел: трещинной и кольцевой формы. Первые отличаются простотой строения, сложены породами одной фазы внедрения и представляют собой крутопадающие плитообразные и дайкообразные тела [205, 228]. Вторые образуют многофазные штоки с полукольцевым и кольцевым строением, ограниченные кольцевыми разломами [28]. По данным геофизических исследований, большинство интрузий рассматриваемой формации приурочено к областям локальных гравитационных минимумов, имеющих изометричную или овалобразную форму (Кольский полуостров, Забайкалье).

Рассматриваемые в составе формации комплексы имеют различную глубину формирования и существенно отличаются по физико-химическим условиям образования пород. Глубина формирования массивов куналейского комплекса 1—3 км [73]. Среди массивов кейвинского комплекса [28] выделяются разноглубинные образования, вплоть до абиссальных. В строении массивов устанавливается горизонтальная зональность, проявленная в фациальном составе пород по площади, реже вертикальная, выражающаяся в изменении состава щелочных темноцветных минералов с глубиной [28, 363].

В составе щелочных гранитов количество темноцветных минералов непостоянно и меняется от десятых долей процента до 15%, что дает основание выделять среди щелочных гранитов лейкократовые и меланократовые разновидности. Породы имеют массивную или линейную текстуру, обусловленную ориентированным расположением темноцветных минералов. Структура в основном гипидиоморфнозернистая и гранитная, наблюдается также бластическая, зернистая, пегматоидная, равномернозернистая и порфировидная. Существенной особенностью щелочных гранитов является агапитовый порядок кристаллизации, при котором первым кристаллизуется калиево-натриевый полевой шпат, имеющий в центре зерен ортоклазовый (анортотлазовый) состав, а по периферии представленный микроклин-пертитом. Состав плагиоклаза обычно отвечает альбиту, а среди темноцветных минералов преобладают лепидомелан, катофорит,

феррогастингсит, которые замещаются в постмагматическую стадию арфведсонитом, рибекитом и эгирином.

Характерной особенностью полевых шпатов щелочно-гранитовой формации является их калиево-натриевый состав, при этом в куналеysком и керегетас-эспинском комплексах натриевая составляющая преобладает над калиевой (соответственно  $ab_{60-64}$  против  $og_{32-39}$  и  $ab_{51-57,5}$  против  $og_{42,5-52,5}$ ). Высоконатриевый состав раннего моноклинного полевого шпата является доказательством его интрателлурического происхождения. Экспериментальные данные свидетельствуют о высокотемпературных условиях кристаллизации (порядка  $900^{\circ}\text{C}$ ) при  $p_{\text{H}_2\text{O}} < 1000$  кгс/см<sup>2</sup>, что подтверждает магматическое происхождение щелочных пород и объясняет агпантовый порядок их кристаллизации. По составу полевого шпата и по более высокой температуре его образования щелочные граниты существенно отличаются от гранитов нормального ряда.

Биотиты щелочно-гранитовой формации характеризуются высокой железистостью, но в отдельных комплексах они магнезиальные и титанистые (керегетас-эспинский), а в других высокоглиноземистые. Последнее связано с присутствием в структуре минерала алюминия в шестерной координации.

Амфиболы характеризуются непостоянством химического состава даже в пределах одного комплекса [28, 73, 363]. Среди них устанавливаются катофориты, арфведсониты, рибекиты, феррогастингситы и энигматиты. Эгирины различных комплексов по степени окисленности (81—94 ат.%) и общей железистости (97—99 ат.%) практически неотличимы.

Для пород щелочно-гранитовой формации характерна циркон-сфен-магнетит-апатит-флюоритовая ассоциация аксессуарных минералов, встречающаяся повсеместно. Кроме того, отмечены иттриалит, ортит, эпидот, чевкинит, астрофиллит, гранат, ильменит, рутил, нигрин, лейкоксен, торит, пирохлор, монацит, ксенотим, бритолит, шпинель, сфалерит, молибденит, пирротин, халькопирит, галенит, халькозин, малахит, самородное железо, фергусонит, эвксенит, гадолинит, гентгельвин, анатаз, ильменорутит, паризит, малакон, колумбит, флюоцерит, циртолит, ураноторит, уранинит и др. [28, 363].

В петрохимическом отношении щелочные граниты отличаются высокими содержаниями кремнезема (73—75%) и суммы щелочей (8—8,5%) при почти равных соотношениях калия и натрия (табл. 20). Граниты бедны кальцием, магнием и титаном. Различие отдельных комплексов определяется в основном содержанием суммарного железа и отношением FeO/MgO. Наиболее железистые породы отмечаются в кейвинском комплексе: содержание суммарного железа более 4%, общая железистость щелочных гранитов комплекса равна 90%, отношение FeO/MgO наиболее высокое (5,8) в отличие от остальных комплексов (2—2,8). Согласно диаграмме И. В. Лучицкого [313], раз-

**20.** Средний химический состав щелочных гранитов, вес. %

Оксиды	1		2	3	4
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	73,24	2,76	73,37	74,87	75,27
TiO <sub>2</sub>	0,38	0,19	0,33	0,21	0,16
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,64	1,34	13,04	12,81	12,06
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,28	1,25	1,84	1,01	1,50
FeO	2,07	1,01	1,10	1,18	1,15
MnO	0,067	0,034	0,09	0,04	0,04
MgO	0,19	0,30	0,28	0,23	0,32
CaO	0,83	0,82	0,48	0,48	0,58
Na <sub>2</sub> O	3,99	0,89	4,29	3,88	4,36
K <sub>2</sub> O	4,62	0,48	4,48	4,69	4,32
Количество анализов	69		47	32	52

Комплексы: 1 — кейвинский, 2 — куналейский, 3 — нерчуганский, 4 — керегетас-эспинский (использованы данные И. Д. Батиевой [28], Ю. В. Комарова [254], Л. А. Козубовой [248], В. Н. Зырянова [205], Д. А. Минеева [363]).

деляющей породы на нормальные и щелочные по соотношению кремнезема и модуля щелочности  $[(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3]$ , щелочные граниты представляют собой типичные щелочные породы, в которых коэффициент агаитности, по Б. И. Злобину [200], изменяется в пределах 0,84—1. По химическому составу щелочные граниты кейвинского и керегетас-эспинского комплексов относятся к нормальному ряду, а куналейского и нерчуганского — к ряду, пересыщенному глиноземом. Щелочные сиениты куналейского комплекса также относятся к нормальному ряду.

Сравнительный анализ вариационных кривых состава комплексов (рис. 25) показывает, что кейвинский комплекс является наименее известковистым, куналейский — наиболее щелочным. В керегетас-эспинском комплексе на плоскости *scb* наблюдается раздвоение вариационной кривой на известковистую ветвь и ветвь, пересыщенную щелочами, что, возможно, отражает разную степень метасоматической щелочной переработки гранитов. Обращает на себя внимание раздвоение на плоскости *sab* вариационной линии куналейского комплекса: левая ветвь включает щелочные и субщелочные граниты, правая — щелочные сиениты и граносиениты. Это сближает породы куналейского со щелочными породами алданского комплекса, где также наблюдаются две ветви развития (щелочных гранитов и сиенитов-

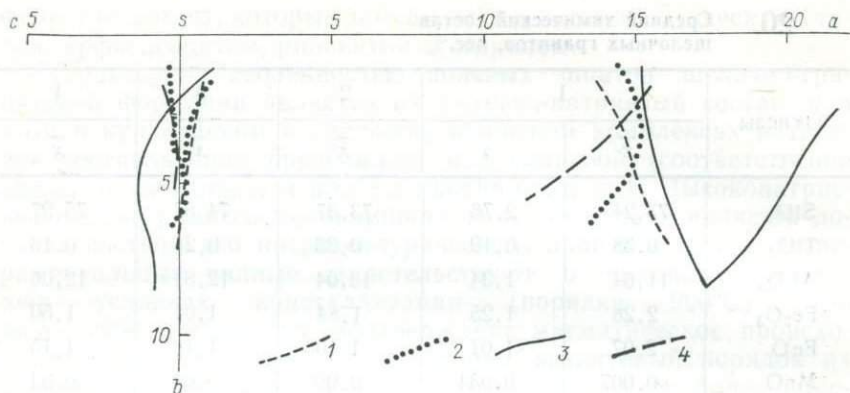


Рис. 25. Вариационные кривые химических составов пород щелочно-гранитовой формации.

Комплексы: 1 — кейвинский, 2 — керегетас-эспинский, 3 — куналейский, 4 — нерчуганский.

пуласкитов). Щелочные граниты алданского комплекса менее пересыщены кремнеземом (70%  $\text{SiO}_2$ ), они более железистые при преобладании окиси над закисью, существенно калиевые (8%  $\text{K}_2\text{O}$  против 2—2,5%  $\text{Na}_2\text{O}$ ).

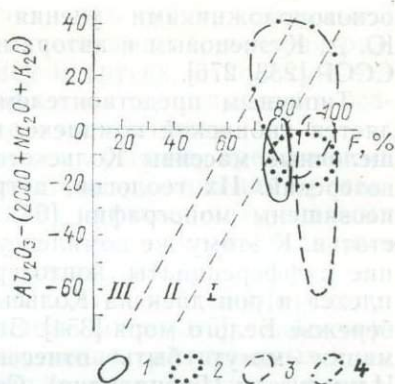
Одним из условий появления рассматриваемой формации является наличие зон повышенной проницаемости, по которым могли подыматься глубинные щелочные эманации, а также существование периодов тектонического покоя, при которых происходит накопление летучих в процессе формирования интрузивов. Ряд исследователей [118] придают большое значение литологическому контролю и считают, что появление тех или иных щелочных фаций может отражать специфику состава пород, в среде которых происходит инфильтрация щелочных глубинно-коровых и ювенильных растворов (силикатные или карбонатные толщи, основные эффузивы и др.). Так, по-видимому, спецификой гранитизированного фундамента на Алданском щите обусловлена обогащенность щелочных гранитов калием в отличие от щелочных гранитов Балтийского щита (кейвинский комплекс).

По соотношению кремнезема и щелочей [ $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$ ] щелочные граниты занимают то же положение, что и их эффузивные аналоги, находясь в поле щелочно-полевошпатовых липаритов (рис. 36). По соотношению глиноземистости и железистости (рис. 26) щелочные граниты рассматриваемой формации относятся к кислым дифференциатам базальтовой магмы [287].

Существенной особенностью щелочно-гранитовой формации является геохимическая специализация ее пород на цирконий, тантал, ниобий, редкие земли иттриевой группы, фтор. Эти элементы накапливаются в собственно аксессуарных минералах:

Рис. 26. Диаграмма зависимости глиноземистости щелочных гранитов от железистости [290].

Комплексы: 1 — куналейский, 2 — керегетас-эспинский, 3 — кейвинский, 4 — нерчуганский. I — поле кислых дифференциатов базальтовой магмы, II — поле неопределенности, III — поле гранитов батолитовых интрузий [287].



редкоземельном цирконе, малаконе, колумбите, ксенотиме, флюоцерите, сфене, бритоците, паризите, пирохлоре, ортите, чевкинците, флюорите и др., а также в минералах-концентрааторах этих элементов — слюдах, щелочных амфиболах, эгиринах, выделяющихся на поздних этапах кристаллизации магмы, а также образующихся на постмагматическом этапе.

С комплексами щелочно-гранитовой формации генетически связаны редкоземельно-ниобиево-циркониевые месторождения и рудопроявления и редкометальная минерализация [28, 140, 182, 225, 228, 363]. Месторождения локализованы как на некотором удалении от массивов щелочных пород, так и в самих массивах. Большой интерес представляют также жильные тела экзоконтактовых метасоматитов, с которыми связана редкометальная минерализация.

Геолого-петрографические, минералогические, петрохимические исследования позволяют считать щелочные граниты основной зоной выноса редких элементов и фтора, а экзоконтактовые метасоматиты — основной зоной их концентрации. Эти участки представляют наибольший интерес при поисках месторождений редких элементов.

## ГРУППА ФОНОЛИТОВЫХ И НЕФЕЛИНСИЕНИТОВЫХ ФОРМАЦИЙ

### Формация фонолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпаитовых) сиенитов

Формация агпаитовых нефелиновых сиенитов\* на примере Хибинского и Ловозерского массивов выделялась почти всеми исследователями щелочных пород [89, 117, 354, 613, 646], а также

\* В дальнейшем описывается под этим кратким названием.

основоположниками учения о магматических формациях — Ю. А. Кузнецовым и авторами Карты магматических формаций СССР [233, 276].

Типичным представителем этого формационного типа является хибинский комплекс, к которому относятся крупнейшие щелочные массивы Кольского полуострова — Хибинский и Ловозерский. Их геологии, петрологии, минералогии и геохимии посвящены монографии [64, 65, 97, 109] и многочисленные статьи. К этому же комплексу относятся массив Суостова, поздние дифференциаты контозерского вулкано-интрузивного комплекса и рой даек на Кольском полуострове и Карельском побережье Белого моря [354]. За пределами СССР к этой же формации могут быть отнесены нефелинсyenитовые массивы Илимауссак (Гренландия), Серра- и Норра-Керр (Швеция), интрузии лардалитов и ларвикитов и щелочные эффузивы грабена Осло (Норвегия), а также щелочные комплексы Южной и Западной Африки, Бразилии, Канады. На территории СССР к этой же формации условно вследствие недостаточной изученности отнесен уджинский комплекс щелочных пород, представленный массивами Богдо и Томтор, расположенными в краевой части Анабарского щита Сибирской платформы.

Комплексы формации приурочены к древним стабильным структурам — щитам и антеклизам. Размещение их контролируется зонами рифтов и участками пересечения глубинных разломов. Массивы хибинского комплекса расположены на Кольском полуострове, где они приурочены к зоне грабенообразного опускания глубинного Северо-Восточного разлома, доходящего, по геофизическим данным, до поверхности Мохоровичича. Эта долгоживущая рифтовая (?) зона, возникшая еще в карельское время, подвергалась многократному омоложению и активизации. В раннепалеозойскую эпоху, как указывает А. А. Кухаренко [354], в северной части произошло ступенчатое опускание фундамента с образованием тектонической депрессии, аналогичной грабену Осло. По обрамляющим депрессию разломам и тектоническим швам проникали щелочно-гранитоидные, щелочно-базальтоидные и щелочно-ультраосновные расплавы, сформировавшие интрузии кейвинского, ельтеозерского и африканда-ковдорского щелочных комплексов. Одновременно с внедрением этих интрузий и в более позднее время происходили наземные излияния базанитовых и щелочных магм, накопление пирокластов и сопровождающих их осадочных пород, сохранившихся лишь в Контозерской структуре. В позднепалеозойский период на участках пересечения разломов северо-восточного и северо-западного направлений произошли излияния и внедрения щелочных расплавов, сформировавших массивы Хибин и Ловозера и сопровождающих их сателлитов.

Массивы среднепалеозойского уджинского комплекса размещены в пределах современного Уджинского поднятия, где

выходы щелочных пород приурочены к его субмеридиональной приосевой части и контролируются участками пересечения разломов. По данным В. Л. Масайтиса и других, в палеозое эта зона также представляла собой рифт с соответствующими осадочно-вулканогенными отложениями и магматизмом.

Формация агпайтовых нефелиновых сиенитов представлена субвулканическими приповерхностными интрузивными, с реликтами эффузивных пород (хибинский), вулкано-интрузивными (комплексы Африки) и интрузивными гипабиссальными (уджинский) комплексами. Она представляет собой, по-видимому, конечный продукт глубинной длительной дифференциации подкоровых щелочно-базальтоидных магм [245], слабо дифференцированных в пределах собственно интрузивных тел в отличие от массивов щелочно-ультрамафитовой формации. Массивы указанных комплексов представлены лакколито- или этмолитоподобными телами с хорошо выраженной конфокальной внутренней структурой и первичной расслоенностью (хибинский комплекс), штоками с концентрически зональным строением (уджинский комплекс) и стратовулканами (комплексы грабена Осло, рифтовых зон Южной и Западной Африки).

Хибинский и Ловозерский массивы относятся к щелочным интрузиям с концентрически зональным строением в плане (рис. 27) и хорошо выраженной первичной расслоенностью. Их размеры соответственно 1327 и 650 км<sup>2</sup>. В строении Хибинского массива А. В. Галахов [97] отмечает несколько зон, соответствующих в плане неполнокольцевым, кольцевым и коническим интрузиям, сформировавшимся в процессе ряда последовательных интрузивных фаз. Наиболее ранними, по А. В. Галахову [97], являются щелочные и нефелиновые трахиты (ромбен-порфиры и нефелиновые порфиры), слагающие крутое тело мощностью 0,5 км в западной части массива. Зональность массива в целом обусловлена сменой следующих групп пород (от периферии к центру): 1) щелочных (умптекитов) и нефелиновых сиенитов (около 0,3 км), 2) массивных и трахитоидных хибинитов (10—12 км), 3) рисчорритов — ийолит-уртитов — апатит-нефелиновых пород (2—3 км), 4) неравномернозернистых нефелиновых сиенитов и фойяитов (3,5—4 км).

В формировании Ловозерского массива также насчитывается несколько фаз, представленных (от древних к молодым) следующими породами и сериями пород (по И. В. Буссен и А. С. Сахарову [64]: 1) метаморфизованными нефелиновыми и щелочными микросиенитами, нефелиновыми ромбен-порфирами, фонолитами и др.; 2) нефелин-содалитовыми сиенитами (мощность — несколько сотен метров); 3) дифференцированной серией фойяиты — луявриты — уртиты (700—1600 м); 4) эвдиалитовыми луявритами и 5) мурманитовыми луявритами (около 450 м). По морфологии указанные исследователи относят

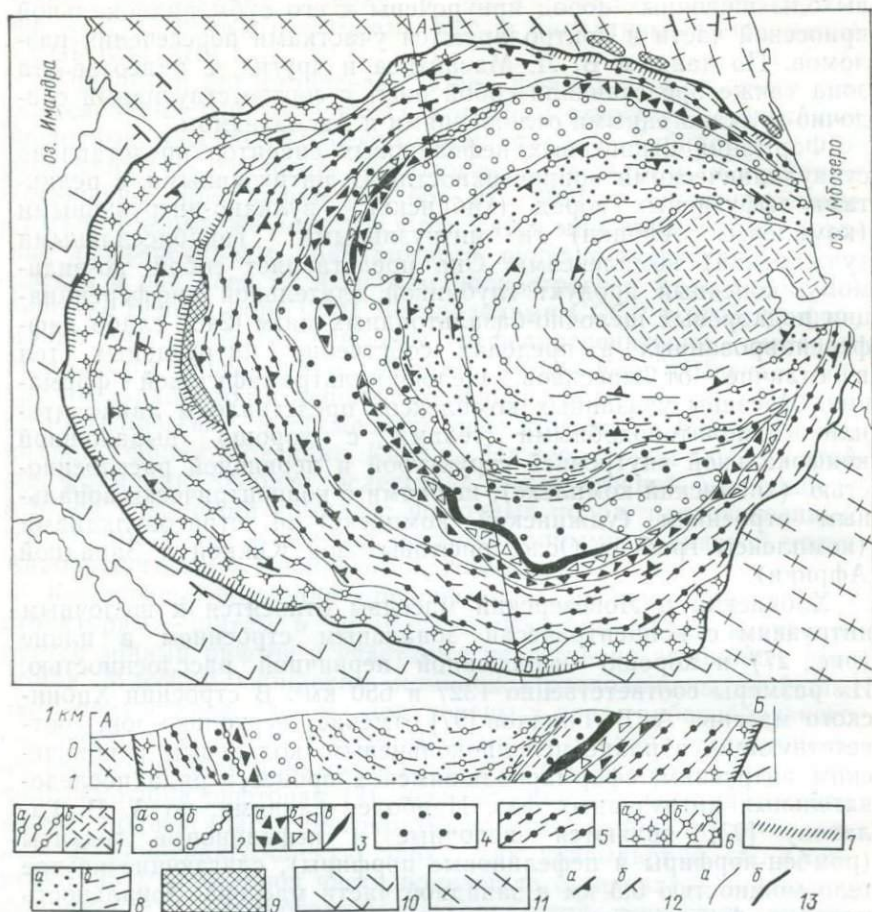


Рис. 27. Схема геологического строения Хибинского массива по данным Е. Н. Володина, Н. А. Елисева, С. И. Зака, Н. М. Абрамова и др., 1972 г., с учетом структурно-геологической карты А. В. Галахова [97].

Породы массива: 1 — фойаиты (а — трахитоидные, б — массивные), 2 — нефелиновые сенииты (а — массивные, б — жильные); 3 — ийолит-уртиты (а — ийолиты, полевошпатовые ийолиты, малиньиты, б — уртиты и полевошпатовые уртиты, в — апатит-нефелиновые породы); 4 — рихсорриты; 5 — хибиниты трахитоидные среднезернистые; 6 — хибиниты (а — массивные краевой фации, б — трахитоидные грубозернистые); 7 — щелочные сенииты эндоконтактовые; 8 — зоны (а — альбитизации, б — расслан-

цевания и перекристаллизации). Вмещающие породы: 9 — ромбен-порфиры ловозерской свиты девона; 10 — осадочно-вулканогенные породы имандра-варзугской свиты (PR<sub>2</sub>) ороговикованные; 11 — граниты и гранито-гнейсы кольской серии (AR) фенитизированные; 12 — элементы залегания (а — трахитоидность и полосчатость, б — гнейсовидность и слоистость); 13 — геологические контуры (а — границы пород интрузивных фаз, б — границы массива по геофизическим данным).

Ловозерский массив к лакколито- или этмолитоподобным телам с частично сохранившейся апикальной поверхностью.

В зоне тектонического контакта протерозойских и архейских толщ вблизи Хибинского массива встречены выходы щелочно-ультрамафитовых и щелочных пород (перовскитовые перидотиты, пироксениты, нефелиновые и монтичеллитовые пироксениты и др.), обнаруженные также и в виде ксенолитов в хибинитах и трахитоидных хибинитах Хибинской интрузии [97]. Таким образом, в Карело-Кольской щелочной провинции устанавливается пространственное совмещение продуктов щелочно-ультрамафитового и щелочного (нефелинсиенитового) магматизма.

Массивы уджинского комплекса, как отмечает А. А. Рябченко (1974 г.), также имеют зональное в плане строение. Массив Томтор ( $\varnothing$  22 км) сложен (от периферии к центру): 1) трахитоидными нефелиновыми сиенитами, полевошпатовыми урритами, 2) щелочными сиенитами и твейтозитами, 3) урритами и ювитами с гнездами флогопита. Массив Богдо ( $\varnothing$  2,5 км) сложен нефелиновыми сиенитами с гранатом и гранатовыми урритами, к центральной зоне приурочены ксенолиты фенитов и мраморов. Массивы окружены неполнокольцевыми дайками малиньит-мельтейгитов и нефелиновых долеритов. При бурении в одном из массивов обнаружены залежи магнетит-апатитовых руд с эгрином, более характерных для щелочно-ультрамафитовых карбонатитовых комплексов, чем для агпаитовых нефелинсиенитовых. По-видимому, и здесь, как на Кольском полуострове, наблюдается пространственное совмещение интрузий щелочно-ультрамафитовой (с карбонатитами) и агпаитовой нефелинсиенитовой формаций. К субмеридиональным разломам, контролирующим размещение щелочных пород уджинского комплекса, приурочены зоны окварцевания, гематитизации, альбитизации и хлоритизации доломитов. Вмещающие щелочные интрузии толщи обычно изменены в контактовом ореоле шириной 10—400 м. Они фенитизированы, ороговикованы и мраморизованы.

По времени проявления массивы агпаитовых нефелиновых сиенитов на Кольском полуострове, датируемые как послепозднедевонские и даже как позднекарбоновые—раннепермские, следуют за девонскими интрузиями формации щелочных ультрамафитов и карбонатитов. Нефелиновые сиениты описываемой формации, в свою очередь, пересекаются позднепалеозойскими дайками мончикитов, фурчитов, тингуантов и других щелочных лампрофиров.

По времени формирования нефелиновые сиениты уджинского комплекса предшествуют проявлениям щелочно-ультрамафитового ( $T_1$ ) магматизма в северной части Сибирской платформы, но прорывают отложения улахан-курунгской и томторской свит позднего протерозоя. Результаты определения возраста

массивов радиологическим методом ( $365-349 \pm 9$  млн. лет по малиньтам и ювитам,  $348-278 \pm 7$  млн. лет по нефелиновым долеритам и  $465-456$  млн. лет по флогопиту, данные А. А. Рябченко, 1974 г.) позволяют датировать указанный комплекс средним палеозоем.

В петрографическом отношении описываемая формация является относительно простой по сравнению с другими щелочными формациями [354, 117, 118]. Массивы ее представлены главным образом лейкократовыми нефелиновыми сиенитами, которым резко подчинены (менее одной трети в изученных разрезах расслоенных тел) мезо- и меланократовые нефелиновые сиениты (луявриты, малиньиты), щелочные сиениты (менее 1% объема массивов) и фельдшпатоидные габброиды (мельтейгиты, ийолит-уртиты, апатит-нефелиновые породы со сфеном и др.). Последние составляют менее 10% объема Хибинского массива, но, как указывает А. В. Галахов [97], возможно, на глубине их доля увеличивается. В пределах Ловозерского массива И. В. Буссен и А. С. Сахаров [64, 65] описывают также щелочные эффузивы (нефелиновые ромбен-порфиры, фонолиты и щелочные трахиты), встречаемые в виде ксенолитов среди нефелиновых сиенитов.

Нефелиновые сиениты различаются, с одной стороны, по количественным отношениям породообразующих минералов (%): щелочных полевых шпатов (40—50), нефелина (25—42), содалита и гидросодалита (2—6), эгирина (6—18), арфведсонита (1—14) и лепидомелана (2—10), содержания которых могут широко варьировать, а с другой — текстурно-структурными особенностями (трахитоидные, пойкилитовые, пегматоидные, массивные и др.). Самостоятельные названия, кроме того, получили разновидности нефелиновых сиенитов, содержащие в качестве породообразующих такие редкие минералы, как эвдиалит, мурманит, лампрофиллит и другие (какортokit, науяит и др.). В качестве аксессуарных минералов присутствуют эвколит, астрофиллит, лопарит, рамзаит, ринколит, ильменит и др. [109, 97, 65, 245].

В дифференцированной серии ийолит-уртитов также наблюдаются широкие вариации минерального состава: от мельтейгитов и даже нефелиновых пироксенитов (5—10% нефелина) до уртитов (80—90% нефелина). Часты в этой серии щелочной полевой шпат (0—5%), а также концентрации в отдельных прослоях апатита и сфена. Кроме главных минералов (нефелина, эгирин-авгита, эгирина, апатита, сфена и полевого шпата) здесь присутствуют титаномагнетит, энigmatит, арфведсонит, эвдиалит, реже лепидомелан, астрофиллит, ринколит, канкринит, содалит. Среди вторичных минералов во всех разновидностях нефелиновых сиенитов и ийолит-уртитов обычны альбит, канкринит, натролит, либенерит, содалит, катаплент, флюорит.

## 21. Средний химический состав пород формации феолитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпайтовых) сиенитов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO <sub>2</sub>	54,52	53,27	51,08	43,92	21,60	54,85	54,14	53,15	54,58	50,97	53,34	53,75	53,26	53,35
TiO <sub>2</sub>	0,92	1,06	1,18	2,31	2,10	1,09	0,77	1,03	1,51	1,03	0,85	1,19	2,26	0,91
ZrO <sub>2</sub>	0,11	0,11	0,05	0,12	0,07	0,08	0,03	0,08	0,25	0,22	0,40	1,27	1,87	0,53
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,48	20,15	21,85	21,90	12,10	21,40	22,49	21,52	19,49	20,09	17,95	15,44	12,18	17,62
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,42	3,48	2,93	4,00	3,39	2,48	2,34	2,79	2,28	3,72	5,62	6,72	7,41	5,73
FeO	1,43	1,92	2,09	3,04	2,05	1,77	1,44	1,74	2,83	1,48	1,54	1,59	1,57	1,55
MnO	0,25	0,27	0,18	0,19	0,15	0,12	0,15	0,20	0,23	0,21	0,29	0,39	1,06	0,31
MgO	0,59	0,62	0,79	1,64	1,10	0,67	0,64	0,70	1,60	0,93	0,94	1,06	0,81	0,95
CaO	1,32	2,00	1,74	4,88	28,04	1,31	1,43	1,78	1,67	1,99	1,28	1,72	1,47	1,36
SrO	0,08	0,12	0,07	0,58	1,75	0,04	0,03	0,10	0,19	0,10	0,07	0,28	0,25	0,10
BaO	0,17	0,13	0,21	0,32	0,11	0,10	0,22	0,18	0,16	0,07	0,06	0,00	—	0,05
Na <sub>2</sub> O	9,80	9,67	7,94	10,42	4,83	9,76	9,35	9,44	7,92	10,77	10,22	9,43	8,15	10,11
K <sub>2</sub> O	5,86	5,90	9,19	5,19	2,32	5,69	5,81	6,15	5,99	4,75	5,31	4,68	4,20	5,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,16	0,21	0,62	19,05	0,15	0,13	0,21	0,45	0,47	0,14	0,10	0,21	0,15
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,25	0,20	0,18	0,10	0,17	0,15	0,20	0,20	0,20	0,48	0,35	0,33	0,97	0,35
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,78	0,91	0,65	0,74	0,89	0,50	0,53	0,70	0,77	1,75	0,93	1,27	3,07	1,01
CO <sub>2</sub>	0,03	0,05	0,18	—	0,62	0,04	0,08	0,06	0,10	0,34	0,04	0,00	—	0,04
SO <sub>3</sub>	0,05	0,04	0,28	0,47	0,09	0,07	0,13	0,13	—	—	0,01	0,00	—	0,01
Cl	0,03	0,04	0,02	—	0,09	0,11	0,08	0,05	0,04	0,55	0,09	0,15	0,08	0,12
P	0,14	0,10	0,28	0,18	1,23	0,09	0,07	0,12	0,13	0,11	0,08	0,13	0,12	0,09
S	—	—	—	—	—	—	—	—	0,22	0,39	0,11	0,07	0,08	0,11
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,02	0,22	0,05	0,05	0,19
Прочие компоненты	—	—	—	—	—	—	—	—	0,28	0,12	0,22	0,34	0,46	0,23

Хибинский комплекс, Хибинский массив: 1 — хибиниты, 2 — трахитоидные хибиниты, 3 — рисчорриты, 4 — ийолит-уртиты, 5 — апатит-нефелиновые породы, 6 — неравномернозернистые нефелиновые сиениты, 7 — фойяиты, 8 — средний состав Хибинского

массива. Ловозерский массив: 9 — метаморфизованные щелочные породы (щелочные сиениты, сиенит-порфиры), 10 — нефелин-содалитовые сиениты, 11 — лувяриты, фойяиты, уртиты, 12 — эвдиалитовые лувяриты, 13 — мурманитовые лувяриты, 14 —

средний состав верхней части Ловозерского массива. По данным А. В. Галахова [97], И. В. Буссен и А. С. Сахарова [65].

Состав породообразующих минералов меняется по разрезу расслоенных серий и находится в зависимости от общего состава нефелиновых сиенитов и фельдшпатовидных габброидов [65, 97]. Нефелины из ийолит-уртитов и риччорритов обогащены кальсилитовым компонентом и содержат меньше «избыточного» кремнезема, полевые шпаты имеют существенно калиевый состав и характеризуются наиболее упорядоченной структурой по сравнению с нефелинами и щелочными полевыми шпатами из хибинитов и фоййитов. Л. В. Козырева отмечает и различия в составе пироксенов для указанных групп пород Хибинского массива.

О петрохимических особенностях хибинского и уджинского комплексов можно судить по усредненным химическим составам пород (табл. 21), опубликованным также в работах А. В. Галахова [97], И. В. Буссен и А. С. Сахарова [65], А. А. Кухаренко и др. [354], А. А. Рябченко (1974 г.) и др. В нефелиновых сиенитах содержание кремнезема 50—55, глинозема 20—23%. Исключением являются лишь щелочные сиениты, в которых количество  $Al_2O_3$  заметно ниже.

Породы пересыщены щелочами (коэффициент агпаитности более 1,00, а для пород Ловозерского массива — 1,47) при резком преобладании  $Na_2O$  над  $K_2O$ . Суммарное содержание летучих компонентов (F, Cl,  $CO_2$  и др.) превышает таковое в щелочных породах других формаций, при этом риччорриты и ийолит-уртиты Хибинского массива, а также нефелин-содалитовые сиениты Ловозерской интрузии максимально обогащены этими компонентами. На диаграмме щелочности (рис. 28) точки составов нефелиновых сиенитов описываемой формации занимают наиболее высокое положение.

В работах А. В. Галахова [97], И. В. Буссен и А. С. Сахарова [65] приведены «средневзвешенные» составы для Хибинского и Ловозерского массивов, а в монографиях К. А. Власова и др. [84], В. И. Кухаренко и др. [354] приведены сведения о содержании петрогенных, редких и рассеянных элементов в сравнении с другими щелочными формациями и кларками их в земной коре. Породы описываемой формации и средневзвешенные составы характеризуются резко повышенными содержаниями алюминия, натрия и калия, в 1,5—3 раза превышающими кларки земной коры. Содержания выше кларковых должны быть отмечены также для титана, марганца, бария, стронция, фосфора, фтора, хлора и особенно редких элементов (Rb, TR, Nb, Ta, Zr, Hf, Ga, Mo). В. И. Герасимовский [109], А. А. Кухаренко и др. [354], Л. С. Бородин и др. [117] подчеркивают, что кларки концентрации их в отдельных случаях достигают 7,5 и более. В то же время кларки концентрации кремния, железа, галлия, кальция, магния, серы, скандия и тяжелых металлов (Ge, Ni, Co, Pb, Cu, Zn) — немного меньше единицы.

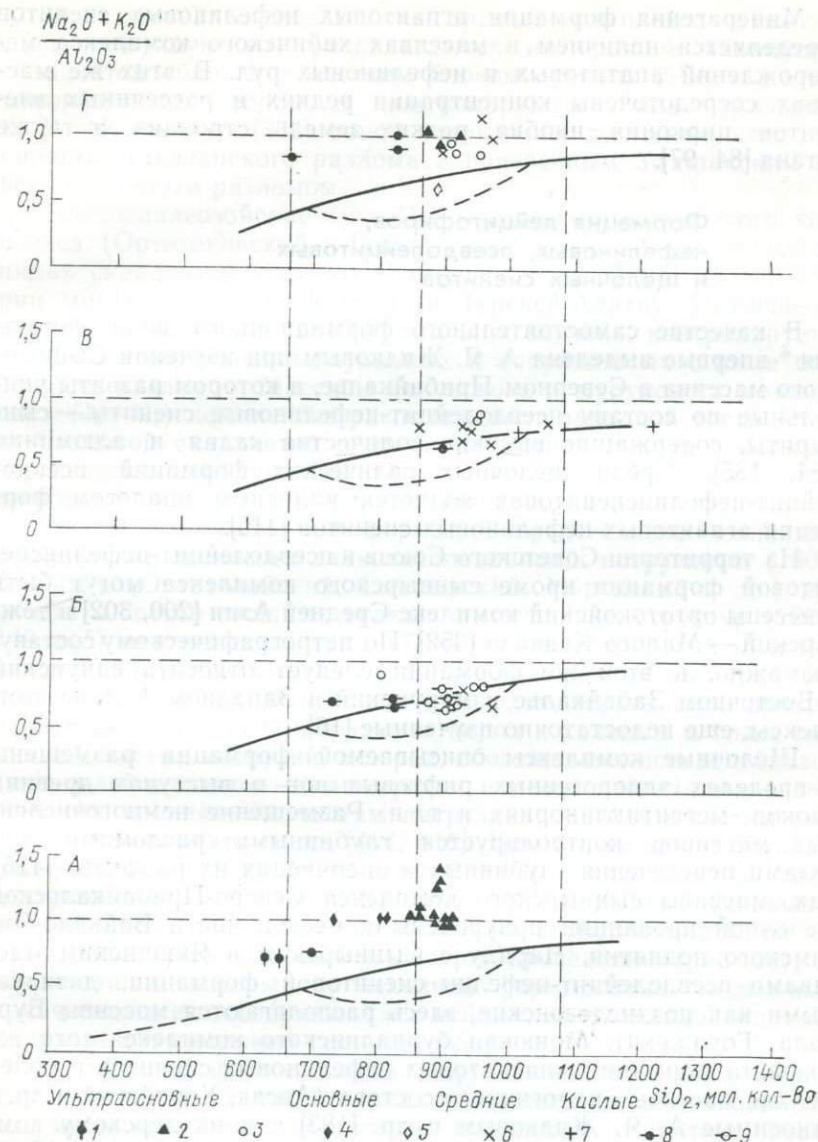


Рис. 28. Диаграмма щелочности пород (по И. В. Лучицкому [313]) формации агпаитовых нефелиновых сиенитов (А) и формации лейцитифиров, щелочных трахитов, псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов (Б, В, Г).

Комплексы: А — хибинский, уджинский; Б — тежарский; В — ортокойский; Г — сынырский. Средний состав пород: 1 — малиньиты и мельтейгиты, 2 — нефелиновые сиениты, 3 — псевдолейцит-нефелиновые сиениты и псевдолейцитолиты, 4 —

уртиты, 5 — монзониты, 6 — сиениты щелочные и щелочноземельные, 7 — граносиениты и граниты субщелочные, 8 — щелочные и лейцитовые базальтоиды, 9 — лейцитовые и щелочные трахиты и фonoлиты.

Минерагения формации агпайтовых нефелиновых сиенитов определяется наличием в массивах хибинского комплекса месторождений апатитовых и нефелиновых руд. В этих же массивах сосредоточены концентрации редких и рассеянных элементов: циркония, ниобия, редких земель, стронция, а также титана [84, 97].

**Формация лейцитифиров,  
нефелиновых, псевдолейцитовых  
и щелочных сиенитов**

В качестве самостоятельного формационного вида формация\* впервые выделена А. Я. Жидковым при изучении Сыннырского массива в Северном Прибайкалье, в котором развиты уникальные по составу псевдолейцит-нефелиновые сиениты — сынныриты, содержащие высокие количества калия и алюминия [184, 185]. Среди щелочных салических формаций псевдолейцит-нефелинсиенитовая является калиевым аналогом формации агпайтовых нефелиновых сиенитов [415].

На территории Советского Союза к псевдолейцит-нефелинсиенитовой формации кроме сыннырского комплекса могут быть отнесены оротокойский комплекс Средней Азии [200, 302] и тежсарский — Малого Кавказа [352]. По петрографическому составу, возможно, к этой же формации следует относить сакунский в Восточном Забайкалье и мурунский в Западном Алдане комплексы, еще недостаточно изученные [16].

Щелочные комплексы описываемой формации размещены в пределах эпиорогенных рифтовых зон в выступах древних блоков, мегантиклинориях и т. п. Размещение немногочисленных массивов контролируется глубинными разломами или узлами пересечения глубинных и оперяющих их разломов [415]. Так, массивы сыннырского комплекса Северо-Прибайкальской щелочной провинции приурочены к осевой части Байкало-Витимского поднятия. Наряду с Сыннырским и Якшинским массивами псевдолейцит-нефелин сиенитовой формации, датируемыми как позднедевонские, здесь располагаются массивы Бурпала, Гоуджекит, Монюкан бурпалинского комплекса того же возраста формации миаскитовых нефелиновых сиенитов и более мелкие массивы аналогичного состава (Авсак, Хоробский и др.), относимые А. Я. Жидковым и др. [183] к конкудерскому комплексу мезозоя. Наиболее крупные массивы, в том числе Сыннырский, локализованы в центральной части глубинного Трансбайкальского разлома, в участках пересечения его с поперечными северо-западными и субширотными нарушениями, устанавливаемыми по геофизическим данным [415].

\* В дальнейшем описывается под кратким названием — псевдолейцит-нефелинсиенитовая.

Массивы палеогенового тежсарского комплекса (Тежсарский и Бундукский) располагаются на границе альпийской складчатой области с жестким блоком древних ( $PR_3$ — $\epsilon$ ) метаморфических пород и контролируются, как указывает Б. М. Меликсетян [352], зоной сопряжения долгоживущего глубинного Анкаванского разлома с поперечным Уляшикским северо-восточным разломом.

Позднепалеозойские ( $C_3$ — $P_1$ ) массивы оротокойского комплекса (Оротокойский и Сандыкский) расположены в каледонидах складчатой системы Северного Тянь-Шаня, на территории мегантиклинория Кунгей- и Терскей-Алатау. Размещение их, так же как и во всех предыдущих случаях, контролируется участками пересечения глубинных и сопряженных с ними оперяющих разломов. Массивы сакунского и мурунского мезозойских ( $J_3$ — $K_1$ ) комплексов расположены в западной части Алдано-Становой складчатой области и контролируются участками пересечения субмеридионального глубинного разлома с субширотными разрывными нарушениями [16, 441].

Массивы описываемой формации представлены сложными дифференцированными лакколитоподобными интрузиями (180—550 км<sup>2</sup>) (Оротокойский, Сыннырский, Мурунский и др.) или входят в состав сложных вулкано-интрузивных структур (100—140 км<sup>2</sup>) центрального типа (Тежсарский, Мурунский вулкано-интрузивы). Интрузии имеют конфокальное строение (рис. 29) с хорошо проявленной расслоенностью, подчеркиваемой приуроченностью более меланократовых пород к краевым и более глубинным частям интрузий, а пород, обогащенных псевдолейцитом (псевдолейцитолитов — сынныритов и псевдолейцитовых сиенитов), — к апикальным частям интрузий и верхним частям разреза вулканических толщ [414, 416]. При образовании вулкано-интрузивных структур в первый этап возникали вулканы центрального типа. Трахиандезиты, эпилейцитовые фонолиты, эпилейцититы, щелочные трахиты и их пирокластолиты на современном срезе слагают кальдеры проседания (рис. 30), за образованием которых происходило формирование кольцевых, конических и штокообразных тел нефелиновых, псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов [352].

По времени формирования эффузивно-интрузивным щелочным комплексам калиевого ряда предшествуют щелочноземельные интрузивные и эффузивные комплексы сиенит-габбровой (в Северном Тянь-Шане) и андезит-базальтовой (в Памбакском хребте) формаций. Формирование массивов описываемой формации сопровождается почти во всех случаях внедрением кварцевых сиенитов, граносиенитов и субщелочных гранитов (сыннырский, оротокойский, тежсарский комплексы) гранит-граносиенитовой формации.

Петрографический состав пород описываемой формации весьма разнообразен. Среди пород эффузивной фации

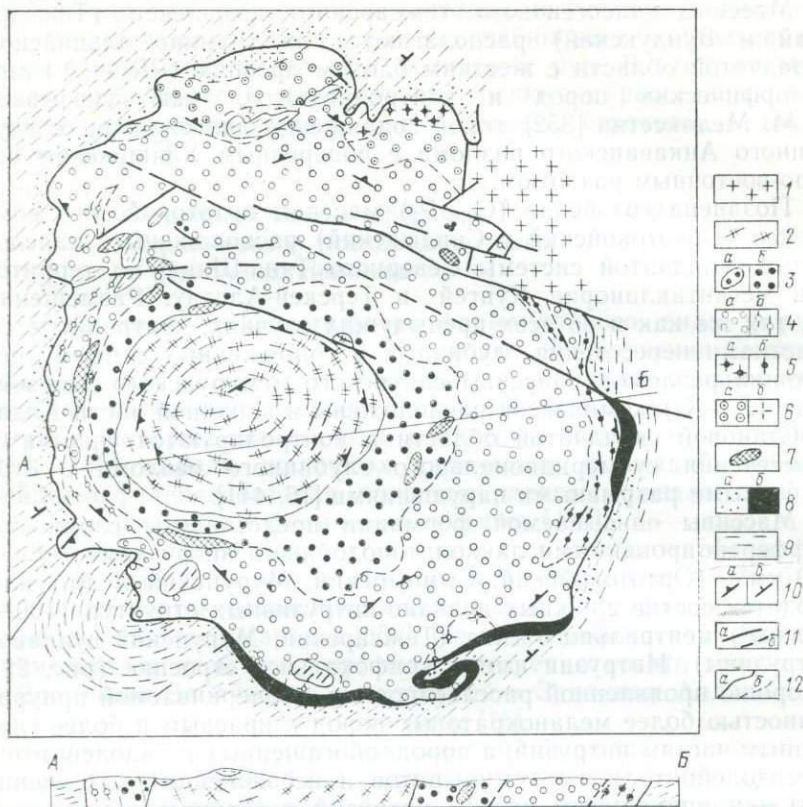


Рис. 29. Схема геологического строения Синнырского массива (по данным А. С. Пака, С. И. Зака, В. Г. Филатова и др. [102] с учетом данных А. Я. Жидкова [185] и М. П. Орловой [414, 415]).

1 — граниты и граносиениты. Породы Синнырского массива; 2 — щелочные сиениты (пуласкиты и гедрумиты), 3 — псевдолейцитовые породы (а — псевдолейцитолиты, б — псевдолейцит-нефелиновые сиениты), 4 — нефелиновые сиениты лейкократовые (а — массивные, б — трахитоидные), 5 — нефелиновые сиениты мезо-меланократовые (а — массивные, б — трахитоидные), б — породы краевой фации (а — эпи- и псевдолейцитовые сиениты, б — неравномернзер-

нистые щелочные сиениты), 7 — шонкиниты и фергуситы, 8 — контактово измененные породы (а — роговики, б — скарны); 9 — вмещающие породы (С<sub>1</sub> и PR); 10 — элементы залегания пород (а — трахитоидность, полосчатость, б — слоистость, сланцеватость); 11 — разрывные нарушения (а — установленные, б — предполагаемые); 12 — геологические границы (а — массивов, б — пород).

Б. М. Меликсетяном в тежсарском комплексе выделены три серии пород (соответствующие трем свитам) — трахиандезитовая, трахитовая и лейцит-фонолитовая. В составе свит распространены лавовые и преобладающие по объему пирокластические породы: вулканические брекчии, туфы и лавобрекчии. Преобладающими среди пород трахиандезитовой серии являются трахиандезиты со вкрапленниками андезита, авгита, реже баркевикита, ортоклаза и биотита. В ограниченном объеме здесь встречаются

щелочные базальтоиды, представленные калиевыми базальтами, трахиандезито-базальтами, тефритами, дайками лейцитовых тефритов, базанитов, лейцититов и эпилейцититов.

Среди пород трахитовой серии по составу вкрапленников Б. М. Меликсетян выделил санидиновые, биотитовые и эпилейцитовые трахиты, по химическому составу относимые к щелочным трахитам. Среди пород лейцит-фонолитовой серии преобладают эпилейцитовые порфиры, их туфы и брекчии. Фонолиты, лейцитиферы, трахифонолиты пользуются ограниченным распространением. Эпилейцит, представляющий собой псевдоморфозы по лейциту, сложен калиевым полевым шпатом, альбитом, мусковитом, анальцимом и цеолитами. Плагноклаз в породах обычно зональный: олигоклаз ( $ap_{18-22}$ ) в центре вкрапленников и альбит ( $ap_{8-10}$ ) по краям. Пироксен представлен эгирин-авгитом, амфибол—гастингситом, биотит по составу близок к лепидомелану.

Среди интрузивных пород всегда преобладают нефелиновые, нефелин-псевдолейцитовые и щелочные сиениты. В отдельных комплексах и массивах встречаются щелочные пироксениты, фергуситы и шонкиниты (Сыннырский массив) или монзониты (Ортококойский массив). Описываемая высококалиевая формация отличается от формаций агпайтовых и миаскитовых нефелиновых сиенитов присутствием почти мономинеральных псевдолейцитовых пород—псевдолейцитолитов или сынныритов, пространственно и генетически связанных с псевдолейцит-нефелиновыми и нефелиновыми сиенитами (Сыннырский, Тежсарский, Сакунский, Сандыкский массивы).

Пироксениты, шонкиниты и фергуситы слагают в Сыннырском массиве относительно мелкие пластино- и линзоподобные тела, а также ксенолиты среди нефелиновых и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов краевой зоны массива. Они состоят из пироксена (диопсид-авгита) и ортоклаза; в подчиненных количествах в них присутствуют нефелин и псевдолейцит. Ксенолиты этих пород интенсивно фенитизированы и биотитизированы с образованием в них апатита, граната и сфена.

Нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты обычно связаны между собой постепенными переходами. В зависимости от положения в массиве (краевые или внутренние части) и положения в разрезе интрузии среди них выделяются разновидности, различающиеся по составу, текстуре и структуре. В ряде массивов представлены мелкозернистые и порфиroidные нефелиновые и псевдолейцит-нефелиновые сиениты краевой фации. В порфиroidных разновидностях пород псевдолейцит, а также нефелин и ортоклаз обычно наблюдаются в виде хорошо образованных кристаллов на фоне мелкозернистой массы породы, имеющей в свою очередь трахитоидную или гипидноморфнозернистую структуру. Нефелин составляет 20—25% объема породы, псевдолейцит — 0—80% в псевдолейцитолитах.

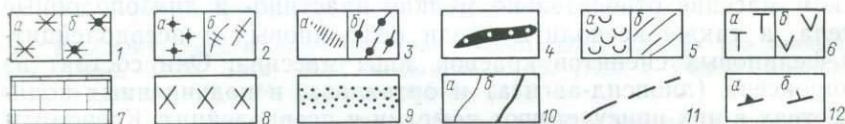
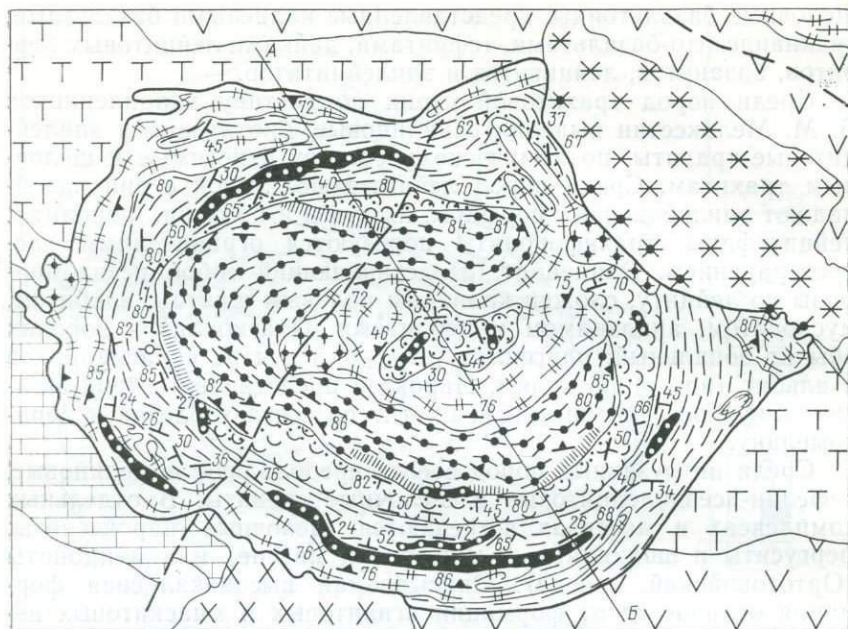


Рис. 30. Схема геологического строения Тежсарской вулcano-интрузивной структуры (по данным Б. М. Меликсетяна [352] с дополнениями М. П. Орловой).

Породы массива ( $P_2 - P_3$ ): 1 — граносиениты и кварцевые сиениты (а — нормальные, б — щелочные), 2 — щелочные сиениты (а — массивные, б — трахитондные), 3 — нефелиновые сиениты (а — обогащенные псевдолейцитом и псевдолейцитолиты, б — нормальные), 4 — эпилейцитовые сиенит-порфиры, 5 — щелочные эффузивы (а — эпилейцитовые трахиты, фонолиты и туфы, б — трахиандезиты, трахиты и пи-

рокластолиты). Вмещающие породы: 6 — эффузивы ( $P_2 - P_3$ ) (а — трахиандезиты, андезиты, трахиллариты, дациты, б — андезиты и пирокластолиты), 7 — известняки ( $K_2$ ), 8 — кварцевые диориты ( $K_2$ ), 9 — ороговикованные породы, 10 — геологические границы (а — пород, б — массива); 11 — разрывные нарушения; 12 — элементы залегания (а — трахитондность и полосчатость, б — флюиальность).

Полевые шпаты, ортоклаз (или микроклин), альбит-олигоклаз и альбит являются преимущественной составной частью пород (25—80% объема породы). Темноцветные минералы в породах разных фаций и комплексов сильно варьируют как по составу, так и по набору. Обычно эгирин-диопсид или эгирин-авгит, щелочные амфиболы (гастингсит, арфведсонит), лепидомелан. Акцессорные минералы представлены магнетитом, апатитом, сфеном, цирконом, бадделентом, ортитом, пироксеном, флюоритом. В числе вторичных минералов наиболее часты анальцит, альбит, канкринит, серицит, мусковит, скаполит, цеолиты, содалит, карбонат [352, 547]. Следует подчеркнуть, что состав псевдолейцитов варьирует в зависимости от геологического положения и общей щелочности вмещающих его пород. Так, псевдолейциты из сынныритов Сыннырского массива являются максимально калиевыми и по составу отвечают природным лейцитам лав, в то время как псевдолейциты из нефелиновых сиенитов этого же массива отличаются более натриевым составом [416]. Псевдолейциты из псевдолейцит-нефелиновых сиенитов Тежсарского массива являются высоконатриевыми и соответствуют по составу лейциту, богатому натрием [352].

Щелочные сиениты слагают значительные площади в массивах описываемой формации, равноценные или несколько большие по сравнению с фельдшпатоидными сиенитами. По минеральному составу и текстурно-структурным особенностям здесь также представлен целый ряд разновидностей: наиболее распространены пуласкиты, состоящие из ортоклаза или микроклин-пертита (75—80%) и содержащие 5—7% нефелина, 5—10% эгирин-авгита, гастингсита (или баркевикита) и биотита. Текстура пород трахитоидная. Подчиненную роль в строении массивов играют нордмаркиты, сельвсбергиты и кварцевые сиениты, в которых наряду с калиевым полевым шпатом присутствуют альбит (15—30%) и кварц (до 2—3%).

По набору акцессорных минералов щелочные сиениты аналогичны нефелиновым [352, 547], хотя редкометалльные и редкоземельные минералы (пироксеном, перовскит, ринколит, эвдиалит и др.) наиболее характерны для нефелиновых и псевдолейцит-нефелиновых сиенитов, а турмалин и флюорит — для щелочных сиенитов.

Петрохимические особенности пород эффузивной фации охарактеризованы Б. М. Меликсетяном [352], подчеркивающим, что эффузивные породы тежсарского комплекса образуют непрерывную серию: щелочной (калиевый) базальт—трахиандезит—трахит—лейцитовый фонолит. На вариационной диаграмме, построенной по методу А. Н. Заварицкого, ряд точек, соответствующих составам описываемых пород, располагается субпараллельно эффузивным сериям типа Гавайских островов и щелочных габброидов типа Марос-Хайвуд, отличаясь от указанных серий наличием двух эволюционных линий (рис. 31),

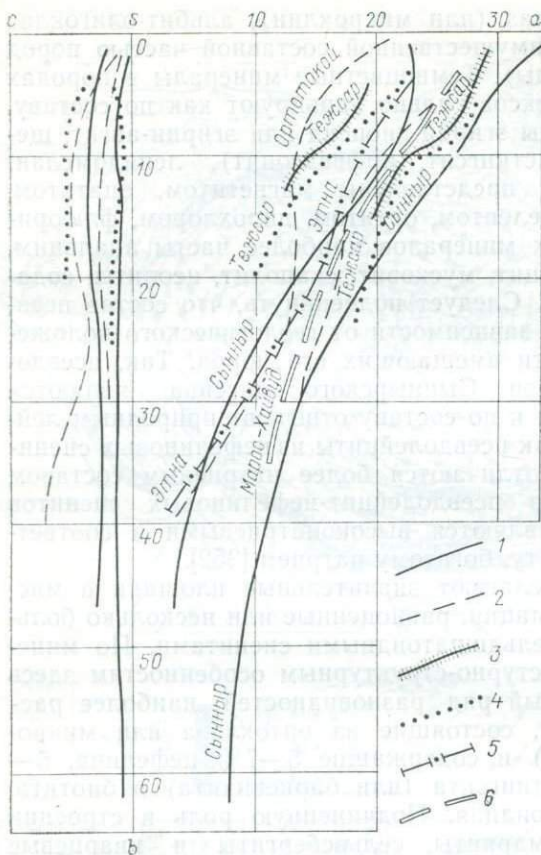


Рис. 31. Сравнительная диаграмма эволюционных линий псевдолейцит-нефелин-сиенитовой формации.

Комплексы: 1 — сыннырский, 2 — ортотокойский, 3, 4 — тежсарский (3 — интрузивные, 4 — эффузивные сери); 5 — серия Этны, 6 — серия Марос-Хайвуд.

соответствующих составам тежсарских эффузивов: левая отражает состав щелочных трахитов, правая — фельдшпатоидных лейцитовых трахитов и фонолитов.

Породы интрузивной фации характеризуются значительно большей дифференцированностью (табл. 22). Эволюцию химического состава пород интрузивной фации можно проследить на примере Сыннырского массива, в котором наиболее полно представлена серия пород от меланократовых (шонкинитов) и полевошпатовых пироксенитов и фергуситов) к лейкократовым (щелочным и нефелиновым сиенитам) с продуктами кристаллизационной дифференциации и фракционирования (псевдолейцит-нефелиновыми сиенитами и псевдолейцитолитами—сынныритами). В тежсарском и ортотокойском комплексах наряду со щелочной широко представлена щелочноземельная серия пород [302, 352], как в интрузивной, так и эффузивной фации. В отличие от пород Сыннырского и Сандыкского массивов (для которых эволюционные кривые охватывают на диаграммах интер-

**22.** Средний химический состав пород формации лейцитовых, щелочных трахитов, псевдолейцит-нефелиновых, нефелиновых и щелочных сиенитов, вес. %

Окислы	1		2		3		4		5	
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$
SiO <sub>2</sub>	50,16	40,03	6,02	49,85	1,93	52,75	1,00	53,79	2,23	
TiO <sub>2</sub>	0,74	1,46	0,89	1,04	0,30	0,94	0,32	0,89	0,34	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,00	10,42	4,01	12,71	3,90	18,75	1,98	17,74	2,29	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,51	8,51	3,49	4,66	1,58	3,75	0,72	3,30	1,30	
FeO	5,80	4,35	2,09	4,75	1,56	2,54	0,59	2,76	1,25	
MnO	0,35	0,20	0,12	0,21	0,08	0,13	0,04	0,14	0,04	
MgO	11,02	6,80	3,07	4,94	2,68	1,96	1,02	1,99	1,17	
CaO	20,28	14,79	4,62	9,86	4,82	4,12	1,29	4,46	1,73	
Na <sub>2</sub> O	1,81	1,42	0,98	1,63	0,89	4,97	1,31	4,87	1,74	
K <sub>2</sub> O	0,79	5,79	2,31	7,86	3,35	9,21	1,31	7,99	3,06	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,46	6,64	5,14	0,61	0,49	0,37	0,12	0,33	0,14	
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Количество анализов	1	19	16	8	25					

Окислы	6		7		8		9		10
	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\sigma$	$\bar{x}$	
SiO <sub>2</sub>	55,43	1,41	55,13	1,55	54,61	57,31	3,45	55,20	
TiO <sub>2</sub>	0,30	0,22	0,49	0,77	0,13	0,75	0,25	0,30	
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,11	1,62	21,24	1,77	22,60	17,72	3,02	21,50	
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,21	0,07	1,14	0,54	0,80	2,84	1,03	1,30	
FeO	1,23	0,49	1,45	0,52	0,91	2,37	0,85	1,20	
MnO	0,04	0,05	0,05	0,04	0,02	0,11	0,06	0,03	
MgO	0,50	0,41	0,50	0,65	0,26	1,64	0,84	0,70	
CaO	1,02	0,65	1,48	1,73	0,63	3,80	1,40	1,20	
Na <sub>2</sub> O	2,65	1,30	1,77	0,99	0,94	4,14	1,03	2,70	
K <sub>2</sub> O	13,57	1,92	14,95	2,35	17,35	8,13	1,42	13,70	
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,22	0,56	0,26	0,47	0,14	0,26	0,19	0,15	
П. п. п.	—	—	—	—	—	—	—	—	
Количество анализов	61	24	6	45					

Окислы	11		12		13		14		15		16		17	
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	
SiO <sub>2</sub>	58,00	55,70	43,84	49,73	49,88	54,57	55,15							
TiO <sub>2</sub>	0,90	0,40	1,51	0,80	0,75	0,58	0,64							
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,30	20,70	19,60	17,65	17,43	21,00	20,51							
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,83	1,50	4,04	6,74	4,24	3,56	2,58							
FeO	2,38	1,50	7,02	4,39	4,88	2,99	2,36							
MnO	0,10	0,08	0,01	0,11	0,18	0,23	0,24							

Окислы	11	12	13	14	15	16	17
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
MgO	1,53	0,80	7,62	5,18	3,32	1,04	1,08
CaO	3,47	1,60	2,97	5,22	6,06	3,23	3,24
Na <sub>2</sub> O	4,44	3,00	3,25	3,23	5,52	3,10	3,53
K <sub>2</sub> O	7,46	12,70	7,75	5,83	3,23	7,81	8,38
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,28	0,18			He опр.		
П. п. п.	1,12	1,66	1,12	1,66	4,28	1,56	2,22
Количество анализов	1	2	1	2	2	7	11

Окислы	18	19	20	21	22	23	24	25
	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$	$\bar{x}$
SiO <sub>2</sub>	52,55	53,69	48,24	54,79	55,89	57,72	59,08	67,61
TiO <sub>2</sub>	0,45	0,32	0,67	0,47	0,56	0,41	0,44	0,36
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,09	22,51	20,95	21,74	21,69	20,08	20,92	14,65
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,53	1,92	2,86	2,78	2,52	2,75	3,68	4,32
FeO	2,05	2,18	4,13	1,37	1,69	1,17	0,85	1,60
MnO	0,21	0,21	0,14	0,20	0,23	0,27	0,05	0,22
MgO	0,73	0,45	1,36	0,54	0,42	0,62	0,76	0,35
CaO	3,35	2,58	5,37	2,81	2,32	2,71	1,76	1,65
Na <sub>2</sub> O	3,94	6,50	8,50	4,43	4,96	4,83	4,91	4,82
K <sub>2</sub> O	9,17	6,95	4,60	8,37	7,24	7,08	5,26	5,32
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>				He опр.				
П. п. п.	2,29	2,53	2,35	2,59	2,87	2,13	2,30	0,20
Количество анализов	4	5	1	13	15	4	2	1

Сынырский комплекс, Сынырский массив: 1 — пироксениты фельдшпатизированные, 2 — шонкиниты, 3 — фергуситы, 4 — меланократовые нефелиновые сиениты краевой зоны, 5 — мезократовые нефелиновые сиениты, 6 — нефелиновые сиениты, 7 — псевдолейцит-нефелиновые сиениты, 8 — синныриты, 9 — пуласкиты, 10 — породы I фазы, 11 — породы II фазы, 12 — массив в целом. Анализы приведены по А. Я. Жидкову [184, 185], А. С. Паку, С. И. Заку и др. [102], М. П. Орловой и др. [415].

10—12 — средневзвешенные составы. Тежсарский комплекс: 13 — лейцитовый базальт, 14 — лейцитовые тейфриты, 15 — базаниты и эссекиты, 16 — трахиандезиты, 17 — трахиты, 18 — лейцитовые трахифонолиты, 19 — фонолиты, 20 — лейцитифиры, 21 — псевдолейцит-нефелиновые сиениты, 22 — нефелиновые сиениты, 23 — щелочные сиениты, 24 — нордмаркиты и сельсбергиты, 25 — грорудит. Анализы приведены по Б. М. Мелюксетяну [352], М. П. Орловой и др.

вал от щелочных габброидов до щелочных сиенитов) интрузивные серии пород Тежсарского и Ортокойского массивов являются более короткими.

Основные петрохимические особенности пород описываемой формации следующие: недосыщенность кремнеземом ( $-Q = 6 \div 20$ ), пересыщенность глиноземом, заметно повышенные щелочность (рис. 28, Б, В, Г), железистость, значительное преобладание K<sub>2</sub>O над Na<sub>2</sub>O.

Средний состав пород Сыннырского массива [102] близок к такому массивов хибинского комплекса [65, 97], но резко отличается преобладанием окиси калия (12%  $K_2O$ ) над окисью натрия (3%  $Na_2O$ ) при примерно равных суммах щелочей в средних составах обоих комплексов, а также меньшим (примерно вдвое) содержанием  $TiO_2$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $MgO$  (табл. 21, 22).

Геохимические особенности описываемой формации изучены на примере Сыннырского, Тежсарского и Сандыкского массивов в отношении только ряда элементов [201, 352, 547]. Наиболее четкой особенностью описываемой формации является повышенное содержание в породах бария, стронция, галлия, цезия, рубидия, количества которых превышают кларки земной коры в два-три раза. По сравнению с агпантовыми нефелиновыми сиенитами интрузивные породы описываемой формации отличаются резко пониженными содержаниями циркония, гафния, ниобия, тантала, редких земель и других редких элементов. Указанные элементы характерны главным образом для альбититов и фенитов, проявляющихся иногда в зонах нарушения, где процесс натриевого метасоматоза сопровождается флюоритизацией и образованием гематита [16, 201, 352].

Минералогия формации псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов определяется наличием месторождений полевошпат-нефелиновых и полевошпат-нефелин-кальцититовых пород, являющихся сырьем для получения глинозема, поташа, соды и производства керамики (Тежсарский, Сыннырский и Сандыкский массивы). Сакунский и Мурунский массивы также содержат высококальциевые и высокоглиноземистые породы [468]. К меланократовым биотитизированным породам Сыннырского массива, так называемым шонкинитоподобным породам, слагающим протяженные пластообразные тела в краевой зоне массива, приурочены концентрации апатита, образующие ряд рудопроявлений [102, 547].

### **Формация нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов**

Формация\* выделялась почти всеми исследователями щелочных пород наряду с формацией агпантовых нефелиновых сиенитов [67, 89, 117, 233, 613, 646]. При составлении карты щелочных магматических формаций территории СССР М. П. Орлова исключила из этой формации комплексы, в составе которых наряду с нефелиновыми и щелочными сиенитами присутствуют щелочные граносиениты и граниты, преобладающие в составе массивов. Последние выделены в самостоятельный формационный вид — щелочных граносиенитов, щелочных

\* В дальнейшем описывается под названием формация нефелиновых (миаскитовых) сиенитов.

и нефелиновых сиенитов [415], здесь неопиcываемый. Е. Л. Бутакова [646] в составе формации нефелиновых (миаски-товых) сиенитов выделяет два ряда: натриевый и калиевый. К последнему отнесены комплексы псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов, выделенные в настоящей монографии в качестве самостоятельного формационного вида. Таким образом, объем формации нефелиновых (миаски-товых) сиенитов определяется разными исследователями по-разному.

В настоящей работе к формации нефелиновых (миаски-товых) и щелочных сиенитов отнесены комплексы, в строении которых наряду с нефелиновыми (миаски-товыми) сиенитами соответствующего химического и минералогического состава (отношение суммы окислов щелочей к глинозему меньше единицы и структурные взаимоотношения минералов свидетельствуют о миаски-товом порядке кристаллизации) участвуют щелочные сиениты, граносиениты и в малом объеме щелочные граниты.

Типичными комплексами этой формации являются следующие: ильменско-вишневогорский [480, 297] на Урале, алайский [617] в Средней Азии, ботогольский [217] в Восточном Саяне, малокуналейский [603] в Забайкалье, сангиленский, бий-хемский (дугдинский) [66, 67, 643, 644] в Туве и некоторые другие. В целом к ней может быть отнесено 37 комплексов, включающих свыше 180 массивов [415].

Формация нефелиновых (миаски-товых) сиенитов является ведущей в числе щелочных формаций складчатых областей. Комплексы описываемой формации локализируются в срединных массивах палеозойских складчатых областей в условиях эпикратонного орогенеза. Лишь немногие комплексы развиты в системах мезозойского и кайнозойского возраста.

Возраст щелочных комплексов описываемой формации главным образом средне-позднепалеозойский (24 комплекса из 37). Концентрация щелочных комплексов в домезозойское время, подчеркивает Е. Л. Бутакова, приходится на средний и поздний палеозой. Щелочные комплексы формируются в устойчивых структурах складчатых областей одновременно с проявлениями известково-щелочного, главным образом гранитоидного магматизма.

Приуроченность комплексов к складчатым областям отличает эту формацию от формации агпайтовых нефелиновых сиенитов, а формирование в условиях эпикратонного орогенного режима сближает формацию нефелиновых (миаски-товых) сиенитов с другими щелочными формациями складчатых областей (щелочно-габброидными натриевого и калиевого рядов и псевдолейцит-нефелиновой).

Размещение большинства комплексов нефелиновых (миаски-товых) сиенитов контролируется глубинными разломами и участками их пересечения с оперяющими разрывными структурами [66, 415, 480, 605, 617 и др.]. Комплексы имеют мезо- и ги-

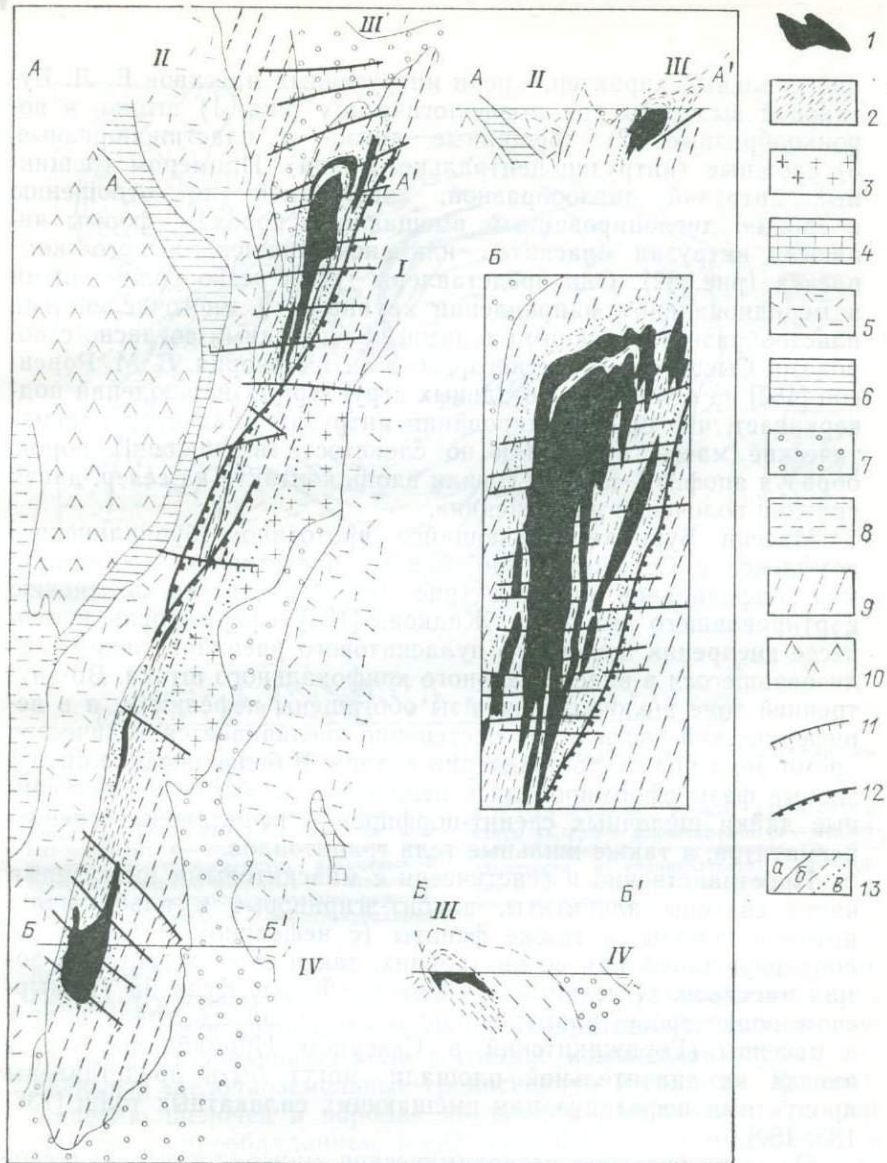


Рис. 32. Схема размещения щелочных массивов ильменско-вишневогорского комплекса (А) и строения Вишневогорского массива (Б), по данным Б. М. Роненсона [480].

1 — интрузивные щелочные породы, 2 — фениты и мигматиты экзоконтактового ореола. Вмещающие породы: 3 — граниты и гранито-гнейсы; 4 — известняки; 5 — осадочно-вулканогенные толщи; 6 — углистые сланцы, филлиты, кварцито-песчаники, гравелиты; 7 — графитовые микрокварциты с просями амфиболитов, гравелитов, мраморов; 8 — кварциты и слюдяные сланцы;

9 — кристаллические сланцы и мигматиты; 10 — амфиболиты; 11 — поперечные сбросы (штрихами показано опущенное крыло); 12 — надвиги; 13 — геологические границы (а — установленные, б, в — предполагаемые). Антиклинории: I — Уралтау, III — Сысертско-Ильменогорский; синклинории: II — Тагило-Магнитогорский, IV — Арамилский.

пабиссальный характер. Среди интрузивных массивов Е. Л. Бутаковой выделены три морфологических типа: 1) штоко- и воронкообразные, 2) трещинные линзо- и пластинообразные, 3) сложные (интрузии центрального типа). Примером трещинных интрузий линзообразной, конформной по отношению к сложно дислоцированным вмещающим породам, формы являются интрузии миаскитов ильменско-вишневогорского комплекса (рис. 32). Они представлены тремя резко удлинненными в меридиональном направлении крупными и многочисленными пластообразными мелкими телами, залегающими согласно с породами Сысертско-Ильменогорского антиклинория. Б. М. Роненсон [480] на основании детальнх структурных наблюдений подчеркивает, что при формировании интрузий миаскитов «магматические массы проникали по слоистости вмещающих пород, образуя апофизы, или следовали вдоль контакта на север, давая складки волочения или течения».

Массив Бурпала, являющийся прототипом бурпалинского комплекса в Северном Прибайкалье, представляет собой пример конфокальной интрузии (рис. 33). Этот массив, по мнению картировавшего его А. Я. Жидкова [185], сформирован в процессе внедрения щелочного пуласкитового расплава, закристаллизовавшегося в виде зонального конфокального штока. Во внутренней зоне щелочные сиениты обогащены нефелином, а в периферической части в них постепенно увеличивается количество кремнезема вплоть до появления кварца. В более поздние интрузивные фазы сформировались неполнокольцевые и прямолинейные дайки щелочных сиенит-порфиоров и нефелиновых сиенит-пегматитов, а также жильные тела гранитоидов.

Пространственно и генетически с миаскитовыми интрузиями часто связаны альбититы, альбит-эгириновые и альбит-кальцитовые породы, а также фениты (с нефелином и без него), локализующиеся как во внутренних, так и экзоконтактных зонах массивов. Отдельные комплексы (Фадью-Куда на Таймырском полуострове, ильменско-вишневогорский на Урале и др.) и массивы (Гоуджикитский в Северном Прибайкалье и др.) иногда на значительной площади могут быть представлены продуктами нефелинизации вмещающих силикатных толщ [136, 185, 480].

Петрографические, петрохимические, минералогические и геохимические особенности пород формации к настоящему времени изучены лишь для отдельных комплексов (ильменско-вишневогорского [174, 297, 480], ботогольского [267], алайского [617]) и массивов (Бурпала), которым посвящены монографии и многочисленные статьи. Краткое обобщение этих материалов по формации в целом и по щелочным комплексам Сибири сделано Е. Л. Бутаковой [67, 646]. Согласно этим данным, преобладающими породами являются нефелиновые и щелочные сиениты, характеризующиеся низким содержанием  $\text{SiO}_2$  (52—61% для

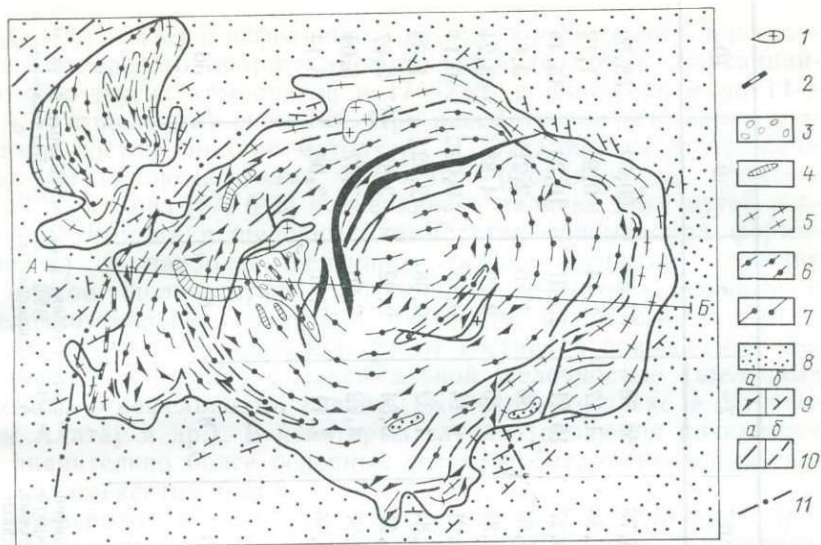


Рис. 33. Схема геологического строения массива Бурпала (по данным А. Я. Жидкова [185]).

1 — гранит-аплиты и мелкозернистые граниты; 2 — альбититы; 3 — щелочные сиенит-порфиры; 4 — нефелинсиенитовые пегматиты; 5 — граносиениты, кварцевые и щелочноземельные сиениты; 6 — щелочные сиениты; 7 — нефелинсодержащие, реже нефелиновые сиениты; 8 — фенитизированные

и ороговикованные породы холоднинской свиты (С1); 9 — ориентировка (а — первичной полосчатости и трахитоидности, б — слоистости и сланцеватости); 10 — контакты (а — резкие, б — постепенные); 11 — зоны нарушений.

нефелиновых и 58—62% для щелочных сиенитов) и щелочноземельных элементов (Ca и Mg) (табл. 23). Большинство пород является лейкократовыми и гололейкократовыми, высокожелезистыми. Подчиненную роль в составе комплексов играют щелочные и щелочноземельные граносиениты и граниты. По соотношению щелочей в породах комплексы распадаются на две группы: с преобладанием  $\text{Na}_2\text{O}$  над  $\text{K}_2\text{O}$ , с незначительным преобладанием  $\text{K}_2\text{O}$  над  $\text{Na}_2\text{O}$  и равным содержанием окислов щелочей. По коэффициенту аспатитности  $K = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$  все комплексы в целом характеризуются как ассоциация нефелиновых сиенитов миаскитового типа. На диаграмме щелочности (рис. 34) точки состава нефелиновых и щелочных сиенитов ильменско-вишневогорского, ботогольского, алайского, дугдинского (сангиленского) и бурпалинского комплексов располагаются главным образом ниже линии  $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3 = 1$ , хотя почти все попадают в поле составов щелочных пород. Для главных пород формации характерно высокое содержание

### 23. Средний химический состав пород формации нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов, вес. %

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO <sub>2</sub>	57,10	55,46	59,11	50,22	58,05	53,78	58,78	57,88	60,02	58,52
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,28	0,64	0,19	0,87	1,88	1,17	1,14	0,95	1,12
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	22,46	24,15	20,36	29,99	16,51	13,27	15,21	15,31	16,33	15,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,39	1,82	2,23	0,61	3,39	4,64	3,86	4,76	2,21	3,85
FeO	1,66	1,29	2,44	1,28	2,92	4,84	3,40	2,26	4,88	3,24
MnO	0,07	He опр.	0,14	0,06	0,12	0,21	0,14	0,15	0,09	0,14
MgO	0,47	0,50	0,84	0,23	0,90	2,84	1,32	0,98	2,82	1,39
CaO	1,28	1,42	1,96	1,14	2,63	7,19	3,54	2,92	3,88	3,67
Na <sub>2</sub> O	7,56	7,07	6,01	11,49	5,16	2,97	4,72	5,66	3,47	5,04
K <sub>2</sub> O	6,17	6,33	5,31	3,96	7,86	6,86	7,11	7,81	3,96	6,14
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,09	He опр.	0,5	0,06	—	—	—	—	—	—
П. п. п.	1,16	0,93	—	0,68	—	—	—	—	—	—
Количество анализов	40	4	6	3	8	3	8	6	6	36

Ильменско-вишневогорский комплекс: 1, 2 — миаскиты, 1 — Вишневогорского, 2 — Ильменогорского массивов, 3 — щелочные сиениты биотитовые, 4 — конгресситы и нефелинолиты. Бурпалинский комплекс,

массив Бурпала: 5 — нефелиновые сиениты, 6 — щелочные сиениты меланократовые, 7 — щелочные сиениты мезократовые, 8 — нефелиновые сиениты порфиroidные, 9 — граносиениты, 10 — состав Бурпалин-

ского массива в целом. Данные Б. М. Роненсона [480]. Э. А. Багдасарова и А. Я. Жидкова [185].

$Al_2O_3$  (20—24%) в нефелиновых сиенитах мегринского, ильмено-вишневогорского, борсуксайского, тозбулакского, карсакапайского и других комплексов и 17—22% с понижением до 14—16% — в щелочных сиенитах. При рассмотрении векторных диаграмм, построенных по методу А. Н. Заварицкого и отражающих эволюцию химизма щелочных расплавов во времени, Е. Л. Бутакова [67, 646] подчеркивает наличие двух путей эволюции химизма в щелочных комплексах описываемой формации: 1) от наиболее щелочного состава сиенитов к составу с низкой щелочностью (нефелиновые сиениты → щелочные и щелочноземельные граниты в агсугском, пезинском, сангиленском и других комплексах), 2) от состава с повышенной щелочностью к составу с максимальной щелочностью (щелочные сиениты → нефелиновые сиениты, кийский комплекс в Кузнецком Алатау и др.). В некоторых случаях эволюция начинается со значительно более основных составов (меланократовых сиенитов, эссекитов и др.).

Минералогически указанные особенности определяются присутствием нефелина и щелочных полевых шпатов (ортоклаза, микроклина и альбита) в качестве главных породообразующих минералов. Темноцветные минералы представлены главным образом высокожелезистыми моноклинными пироксенами (ряда эгирин-геденбергита и эгирин-диопсида), амфиболами (гастингситом и феррогастингситом, реже рибекитом) и слюдами (лепидомеланом). Акцессорные минералы часто аналогичны таковым из нефелиновых сиенитов высококаалиевой псевдолейцит-нефелинсиенитовой формации. Наиболее полные наборы акцессорных минералов характерны для нефелинсиенитовых пегматитов, альбититов и карбонатных метасоматитов [174, 185].

В геохимическом отношении преобладающие породы формации специализированы в отношении следующих рассеянных и редких элементов: ниобия, тантала, циркония, редких земель, гафния, рубидия, цезия, стронция, бария, галлия, иногда молибдена, вольфрама. Единичные комплексы содержат практически важные рудопроявления. Отличительной особенностью щелочных комплексов описываемой формации от других щелочных салических формаций является необычайно широкое и интенсивное проявление автометасоматических и контактово-метасоматических процессов, связанных с формированием миаскитовых интрузий. Ореолы фенитизации, альбитизации и карбонатизации, предшествующие, сопряженные и наложенные по отношению к нефелинсиенитовым и щелочносиенитовым телам, характерны для большинства комплексов. В ряде случаев эти ореолы являются определяющими при возникновении геохимической и минерагенической специализации щелочных комплексов. Таких примеров множество: ильменско-вишневогорский, Фадью-Куда на Таймыре, малокуналейский в Забайкалье, суртекинский в Средней Азии, октябрьский на Украине и многие

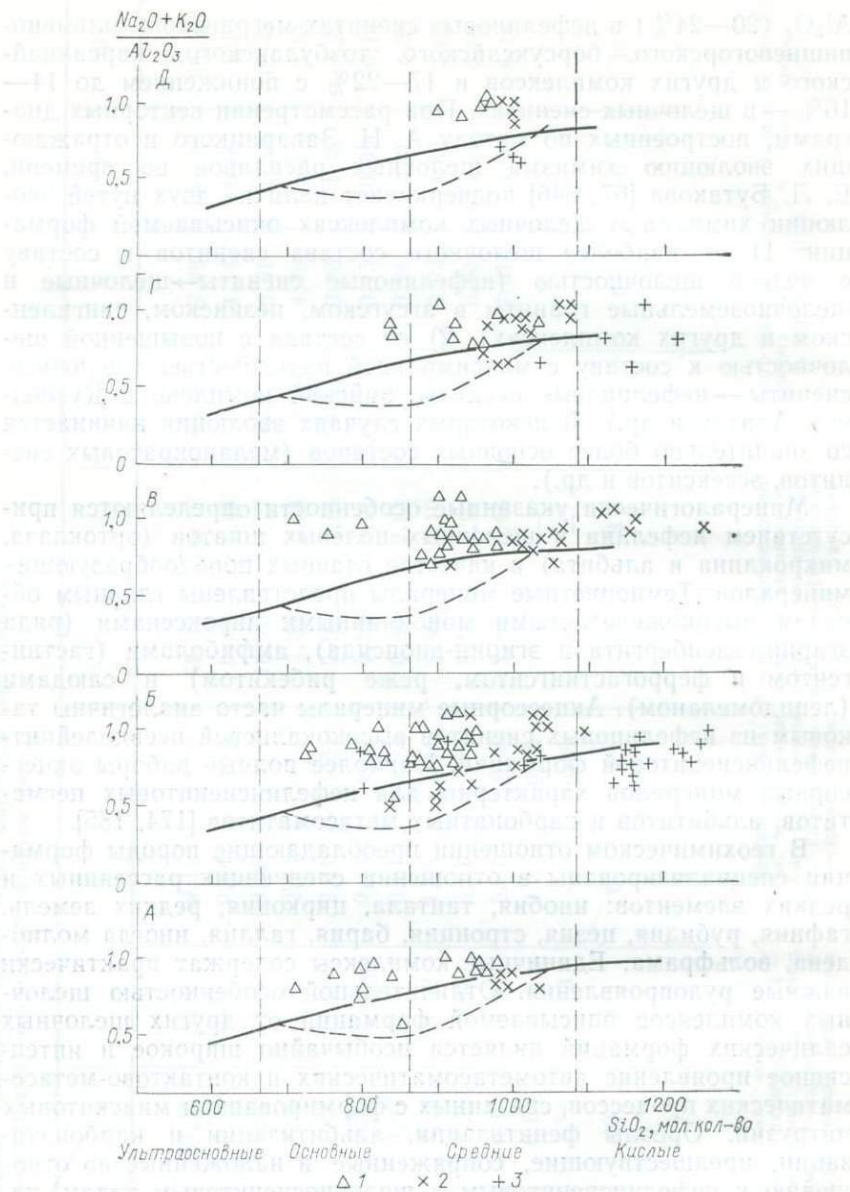


Рис. 34. Диаграмма щелочности пород формации нефелиновых (миаскитовых) и щелчных сиенитов (по И. В. Лучицкому [313]).

Комплексы: А — ильменско-вишневогорский, Б — богогольский, В — саигленский (дугдинский), Г — алайский, Д — бурпалинский. Породы: 1 — миаскиты, 2 — щелочные сиениты, 3 — граносиениты и граниты.

другие, геохимически специализированные в отношении редких металлов (Nb, TR, Zr и др.), апатита и флюорита [145, 174, 183, 185].

Отдельные комплексы нефелиновых (миаскитовых) сиенитов специализированы в отношении высокоглиноземного щелочного сырья (сода, поташ), а также сырья для строительной и керамической промышленности [99, 468]. Е. Л. Бутакова подчеркивает, что большие объемы нефелиновых сиенитов (перспективных в отношении глинозема и щелочей) представлены лишь в тех массивах, где образование их произошло в первую или даже единственную фазу.

## СОПОСТАВЛЕНИЕ САЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Семейство салических формаций отчетливо разделяется по составу на две группы, объединяющие, с одной стороны, формационные виды с преобладающим развитием ассоциаций пород нормального известково-щелочного ряда, а с другой — ассоциации существенно щелочных (фойдовых) пород. Различна и роль формационных групп семейства в истории геосинклинально-складчатых областей. Если группа липарит-гранитовых формаций тесно генетически связана с процессами дифференциации коры и отражает своим составом историю ее формирования, то группа фонолит-нефелинсиенитовых формаций не обнаруживает такой связи и своим происхождением, вероятно, обязана подкоровым мантийным процессам. Отмечая общие черты различия двух групп формаций салического семейства, необходимо указать на существование формаций (щелочно-гранитовой, гранит-граносиенитовой, миаскитовых и щелочных сиенитов), как бы промежуточных между рассматриваемыми группами благодаря наличию в их составе однотипных пород, сходству условий становления и генезису исходных расплавов.

Положение полей и средних вариационных кривых формационных видов рассматриваемых групп салического семейства в системе координат  $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$ , а также тренд-поверхности содержаний нормативных минералов (q, pe) и значения цветного индекса (CJ) позволяют судить как о характере их сближенности, так и о существенных различиях (рис. 35). Геологические связи между формационными видами внутри группы липаритовых и гранитовых формаций показывают, что как интрузивные, так и вулканические формации образуют временные ряды: мигматит-гранитовая, мигматит-плагиогранитовая → гранитовая → лейкогранитовая (гранитов рапакиви) → аляскитовая (гранит-граносиенитовая, щелочно-гранитовая); натриевых липаритов → липаритовая ⇌ дацит-липаритовая (трахиллипаритовая). Внутри общих временных рядов

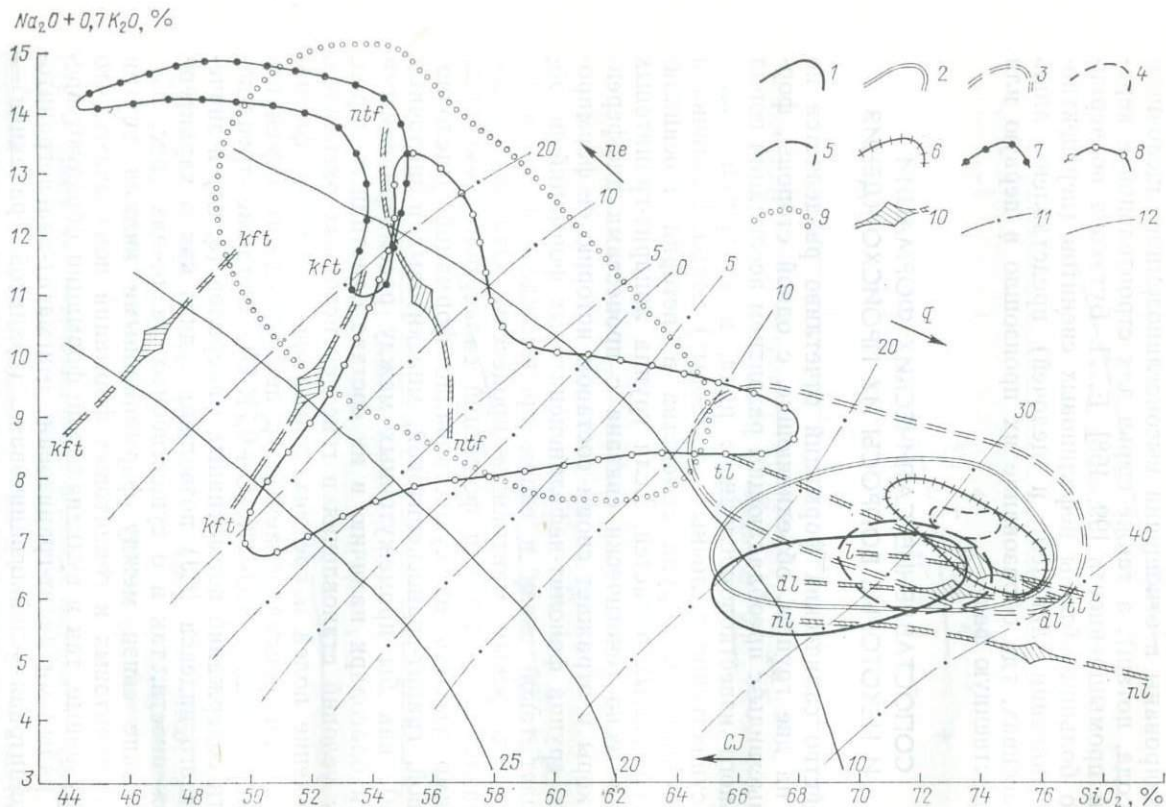


Рис. 35. Диаграмма составов пород формаций салического семейства.

Интрузивные формации: 1 — гранитовая, 2 — гранитов рапакиви, 3 — гранит-граносиенитовая, 4 — щелочно-гранитовая, 5 — лейкогранитовая, 6 — аляскитовая, 7 — апгитовых нефелиновых сиенитов, 8 — псевдолейцит-нефелинсиенитовая, 9 — не-

фелиновых (мнаскитовых) и щелочных сиенитов; 10 — средние вариационные кривые состава вулканических формаций; 11 — натриевых липаритов, 12 — дацит-липаритовой, 1 — липаритовой, 11 — трахилипаритовой,

вой, ntf — щелочно-трахит-фюлитовой, kft — щелочно-трахит-лейцитифировой; 11 — тренд-поверхности содержаний нормативного кварца (q) и нефелина (CJ); 12 — то же, для цветного индекса (CJ).

наблюдаются латеральные ряды. Например, латеральный ряд образует аляскинская формация со щелочно-гранитовой и гранит-граносиенитовой, а липаритовая — с дацит-липаритовой и трахилипаритовой.

Другой важной особенностью этой группы является эволюционная изменчивость отдельных формационных видов, обусловленная общим направленным процессом разрастания и дифференциации земной коры и выражающаяся или в сокращении объемов представителей отдельных видов, изменении их качественно-количественного состава (мигматит-гранитовая и мигматит-плагиогранитовая формации), или вытеснении (замене) в течение времени одного вида другим (рапакиви-гранитовая формация сменяется в фанерозое лейкогранитовой). По-видимому, теми же процессами дифференциации коры можно объяснить последовательное (от архея до фанерозоя) уменьшение роли мигматит-гранитовой и мигматит-плагиогранитовой формаций в истории развития геосинклинально-складчатых областей. В фанерозойских структурах зрелой коры эта ассоциация пород чаще всего представляет собой уже автохтонные, наиболее глубинные (корневые) части гранитовой формации.

Между орогенными интрузивными (лейкогранитовой, аляскитовой, щелочно-гранитовой) и вулканическими (липаритовой, дацит-липаритовой, трахилипаритовой) формациями устанавливаются парагенетические отношения, обусловленные их комагматичностью, определяемой на основании близости состава, пространственной и временной сопряженности. На диаграмме  $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$  поля интрузивных формаций липарит-гранитовой группы совпадают с положением средних вариационных кривых вулканических формаций. Для липаритовой и дацит-липаритовой формаций четко наблюдается стабильность щелочности на всем интервале изменения кислотности пород, в то время как трахилипаритовая формация выделяется существенным обогащением щелочами в наиболее основных членах породной ассоциации.

Отличительной особенностью группы фонолитовых и нефелинсиенитовых формаций служит тесная взаимосвязь вулканических и интрузивных пород, обусловленная полифациальным становлением, что позволяет рассматривать формацию агпантовых нефелиновых сиенитов и псевдолейцит-нефелинсиенитовую как вулкано-интрузивные ассоциации. Лишь формация нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов не обнаруживает связи с вулканическими породами. Интрузивные члены вулкано-интрузивных ассоциаций характеризуются большей дисперсией в содержании  $\text{SiO}_2$ , чем вулканические. Последние, в свою очередь, отличаются значительно большей изменчивостью в содержании щелочей, демонстрируя совершенно противоположную тенденцию в сравнении с вулканическими формациями липарит-гранитовой группы. Диаграмма  $\text{SiO}_2/(\text{Na}_2\text{O} + 0,7\text{K}_2\text{O})$  (рис. 35)

позволяет судить о различной степени дифференциации фойдовых вулcano-интрузивных ассоциаций, о чем свидетельствует пространственная разобщенность полей интрузивных и вулканических пород формационного вида.

Генезис формационных видов липарит-гранитовой группы семейства тесным образом связан с эволюцией коры континентального типа. Поэтому рассмотрение вопросов происхождения следует начать с анализа условий становления мигматит-плагиогранитовой и мигматит-гранитовой формаций, являющихся наиболее ранними членами временного ряда. Характерная черта мигматитовых формаций — их генетическая и парагенетическая связь как с прогрессивным, так и ретроградным региональным метаморфизмом моно- и полифациальных типов в условиях гранулитовой и амфиболитовой (эпидот-амфиболитовой) ступеней. Ведущими процессами являются метаморфическая дифференциация, палингенез, анатексис, высокотемпературный кремнещелочной метасоматоз. В зависимости от состава перерабатываемого субстрата различаются первичные и регенерированные разновидности мигматитовых формаций. В эволюции этих генетических разновидностей наблюдается вытеснение начиная с протерозоя первичных формаций регенерированными. Глубины становления 25—37 (катазона) и 10—25 км (мезозона), а термодинамические параметры соответственно:  $p_{\text{пл}} = 6000 \div 11\,000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 1500 \div 2500$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 800 \div 1000^\circ\text{C}$ ;  $p_{\text{пл}} = 4000 \div 7000$ ,  $p_{\text{H}_2\text{O}} = 500 \div 3000$  кгс/см<sup>2</sup>,  $T = 500 \div 900^\circ\text{C}$ .

Гранитовая формация также сопряжена с процессами регионального метаморфизма и складчатостью, занимая определенное положение как в структуре складчатой области (геоантиклинальные поднятия и срединные массивы), так и в истории ее развития. Ее проявление сопровождается инверсионный этап прогибов миогеосинклинального типа развития. Временной ряд интрузивных формаций липарит-гранитовой группы семейства завершают лейкогранитовая и аляскитовая формации, пространственно (и во времени) ассоциирующие с вулканическими дацит-липаритовой и липаритовой формациями, с которыми они образуют комагматический парагенез, проявляющийся в строении различных структурных форм (вулканические впадины, кольцевые структуры и др.) орогенного режима геосинклинально-складчатых областей.

Четкая приуроченность интрузивных тел лейкогранитов к зонам разрывных нарушений, наличие взаимопереходов между лейкогранитами и субвулканическими их аналогами (дацит-липаритовая формация), гипабиссальные условия становления подчеркивают магматическую, аллохтонную природу этих тел. Пласто- и плитообразная форма массивов в большинстве случаев обусловлена проникновением расплавов по поверхностям раздела, которые могут являться и границами крупных (межформационных) несогласий.

Отмечая черты сходства и различия гранитовой, лейкогранитовой и аляскитовой формаций, мы убеждаемся в том, что по своему составу они различаются в меньшей степени, чем по структуре вида (форме тел, их внутреннему строению, связи с вулканическими породами). Поэтому представляет интерес сравнительный анализ состава пород сининверсионной гранитовой и орогенных лейкогранитовой и аляскитовой формаций.

Количественное преобладание лейкогранитовых и аляскитовых гранитов в орогенных формациях определяет черты различия формационных видов, наиболее отчетливо выступающие при сравнении главных петрохимических параметров. Так, суммарная щелочность в ряду гранитовая — лейкогранитовая — аляскитовая формация изменяется соответственно: 7,59 → 7,83 → 8—10 вес.%. В том же направлении возрастает отношение  $K_2O/Na_2O$  (1,2 → 1,28 → 1,2—1,9). Возрастание общей щелочности и ее «калиевости» отмечается на фоне увеличения кислотности среднего состава: от 71 (в гранитовой формации) до 71—75 (в лейкогранитовой) и 73—76 вес.%  $SiO_2$  (в аляскитовой формации). Параллельно происходит обеднение полевошпатовой известью, возрастает степень железистости в ряду темноцветных минералов. Наконец, для всех членов этого последовательного ряда характерно устойчивое проявление во времени и пространстве редкометального геохимического и металлогенического профиля.

Таким образом, рассматривая только состав гранитовых формационных видов салического семейства, по-видимому, можно говорить об отсутствии отчетливой дискретности между ними, что обусловлено одинаковыми условиями генерации исходных расплавов. Современные представления о происхождении гранитов предполагают следующие возможные пути их образования: 1) кристаллизация из магматического расплава, 2) выборочная анатектическая мобилизация вещества в процессе регионального метаморфизма, 3) метасоматическая гранитизация. Первые два пути в сущности сходны, поскольку предполагают процесс переплавления, т. е. магнеобразование.

Теория метасоматического гранитообразования рассматривается как наименее обоснованная данными экспериментальных работ, а также эмпирическими петрологическими наблюдениями, кристаллохимическими и геохимическими исследованиями. Поскольку метасоматическим системам свойственно стремление к образованию мономинеральных пород, а массивы гранитов отличаются большим постоянством состава, это служит одним из доводов в пользу утверждения магматической природы преобладающей массы гранитоидов [276].

Экспериментальные исследования системы  $ab—ог—q—H_2O$  показывают, что наиболее низкие точки плавления пород гранитового состава достигаются при  $T$  625°C и  $p_{H_2O}$  10 000 кгс/см<sup>2</sup>. Полное переплавление пород гранитового состава при избытке

воды происходит при 640—750°C и 5000 кгс/см<sup>2</sup>. Поскольку природные поровые растворы глубоко метаморфизованных пород содержат в больших количествах двуокись углерода, водород, азот и другие летучие компоненты, присутствие которых понижает парциальное давление воды, то начало анатектического плавления следует, по-видимому, ожидать при несколько более высоких температурах: порядка 700—800°C при средних давлениях [Н. Л. Добрецов и др., 1974 г.].

Кислые силикатные расплавы в условиях средних и высоких давлений способны растворять до 10 вес. % воды, извлекаемой из поровых растворов, что приводит к «обезвоживанию» метаморфических пород в процессе их анатексиса. Метаморфические породы фаций высоких температур и давления содержат не более 0,5—1,5 вес. % воды. Условия для анатектического плавления достижимы при метаморфизме гранулитовой фации ( $T=700\div 800^\circ\text{C}$ , высокое давление) и в условиях амфиболитовой фации ( $T=550\div 750^\circ\text{C}$ , давление 4000—8000 кгс/см<sup>2</sup>). В связи с этим большинством исследователей предполагается коровая природа гранитовых магм.

Основными компонентами, осуществляющими гранитообразование в коре, являются глубинные (мантийные) тепловые потоки с выносом щелочей и кремнезема. Роль интрателлурических потоков расценивается по-разному. Так, Э. П. Изох [216, 219] в обоснование выделения различных типов габбро-гранитовых серий предполагает дифференцированность по составу интрателлурических потоков щелочей и легколетучих компонентов, что является, по его мнению, следствием глубокой дифференциации и эволюции протопланетного мантийного вещества. Такие интрателлурические потоки являются причиной плавления различных по составу оболочек верхней мантии и коры, однако тип щелочности возникающей интрузивной серии, по Э. П. Изоху, не зависит ни от эволюции магматических очагов (предполагается миграция уровней магмообразования из основного субстрата в кислый), ни от составов субстрата. Последнее утверждение вызывает наибольшие возражения, поскольку, как показывают многочисленные петрологические исследования, состав магмы определяется не только составом и интенсивностью потоков, но в значительной мере и составом замещаемых (переплавляемых) пород.

Интересную модель гранитообразования в коре предлагает И. А. Резанов [478]. Он считает, что в результате прогибания основания коры под геосинклинальным трогом часть ее затягивается в верхнюю мантию и подвергается интенсивной эклогитизации. Этот процесс сопровождается выносом воды, кремния, щелочей, а также большей части содержащихся в коре радиоактивных элементов. Мигрируя вверх, эти потоки вызывают интенсивный прогрев, региональный метаморфизм и анатектическое переплавление «промываемых» пород. Эмпирически уста-

навливаемая преобладающая парагенетическая связь образований гранитового формационного вида с метаморфическими породами (того же возраста или значительно более древними) позволяет предполагать их тесную генетическую связь, обусловленную анатектическим плавлением при прогрессивном региональном метаморфизме или явлениями ультраметаморфизма на стадии (повторного) регрессивного метаморфизма.

По-видимому, механизм генерации гранитовой магмы для всех формационных видов салического семейства принципиально однотипен. Вместе с тем большие трудности вызывает необходимость обоснования причин различия формы проявления формационных видов. Можно высказать предположение, что образования лейкогранитовой и аляскитовой формаций являются вторичными (по отношению к сининверсионной гранитовой формации), т. е. возникшими за счет переплавления (регенерации) ее глубинных тел в эпоху принципиально иного режима развития складчатой области. В пользу этого свидетельствуют исключительная близость составов пород формационных видов и временной интервал их проявления.

Являясь образованиями мезоабиссальных (и, возможно, абиссальных) глубин, тела гранитовой формации кристаллизовались, вероятно, из водонасыщенных магм, что ограничивало миграцию расплава. Кристаллизация неподвижных расплавов протекает одновременно с регрессивными превращениями во вмещающих породах, при которых из магмы выносятся заметная доля летучих ( $H_2O$ , F), что обеспечивает относительную «сухость» гранита. Высокую подвижность приобретают относительно «сухие» гранитовые магмы [566], способные подняться в приповерхностные горизонты коры (гипабиссальные тела) и реализоваться в форме вулканических и гипабиссальных образований.

Вторичная палингенная природа исходных магм для лейкогранитовой и аляскитовой формаций позволяет объяснить в общих чертах геохимическую и металлогеническую унаследованность признаков во временном ряду: гранитовая — лейкогранитовая — аляскитовая формации. Комагматический парагенез вулканогенных липаритовой и дацит-липаритовой с интрузивными лейкогранитовой и аляскитовой формациями, устанавливаемый по геологическим данным, находит дополнительное подтверждение при анализе полей фигуративных точек состава на диаграмме  $ab—ог—q—H_2O$  (рис. 36). Поля этих формаций перекрывают друг друга.

Со своей стороны, поля вулканических формаций, характеризуясь вытянутостью по оси  $ab—q$ , локализуются вокруг линии, соединяющей точки тройного минимума на котектических кривых кристаллизации расплава. Вместе с тем они несколько смещены в сторону поля кристаллизации щелочного полевого шпата. Образование исходного расплава липаритовой формации

по данным двуполевошпатовой термометрии происходило в почти «сухих» условиях при температуре выше 715°C.

В отличие от липаритовой формации для дацит-липаритовой характерно смещение поля фигуративных точек в сторону альбита (рис. 36), что указывает на последовательное обогащение натрием и на более высокое содержание  $H_2O$  в кристаллизующемся расплаве. Специфика минерального парагенеза пород дацит-липаритовой формации указывает на более высокие температуры их образования (по сравнению с липаритовой формацией).

Появление субщелочных вулканических формаций (трахилипаритовая) объясняется длительностью процесса генерации исходного расплава в условиях интенсивного интрателлурического потока щелочей и относительной жесткости консолидированных структур. По данным М. М. Мануйловой [475], первичные изотопные отношения  $^{87}Sr/^{86}Sr$  в породах ирельского комплекса трахилипаритовой формации (Байкальская горная

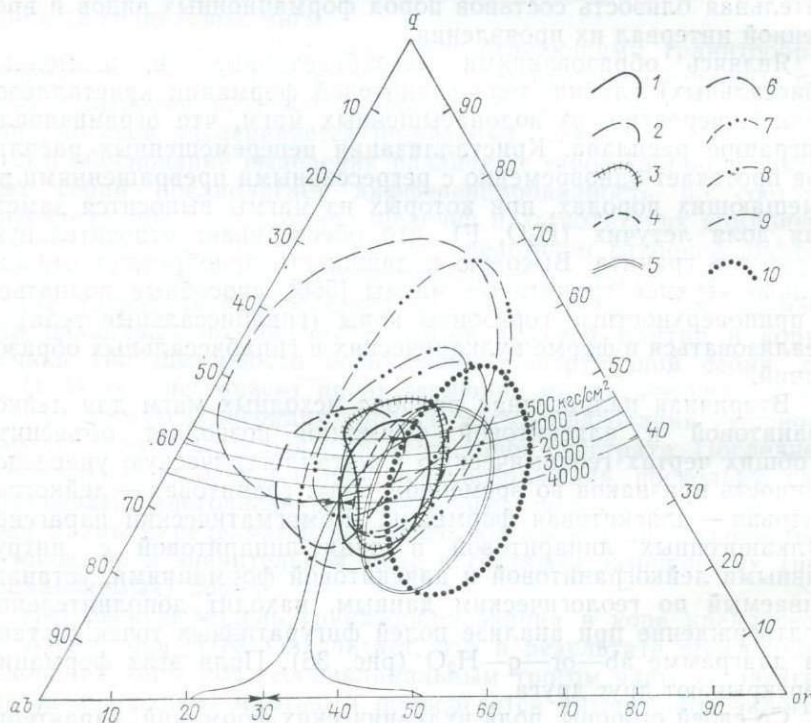


Рис. 36. Диаграмма состава пород липарит-гранитовой группы формаций саллического семейства.

Формации: 1 — гранитовая, 2 — лейкогранитовая, 3 — аляскитовая, 4 — щелочно-гранитовая, 5 — гранитов рапакиви, 6 — натриевых липаритов, 7 — дацит-липарито-

вая (с гомодромным строением), 8 — дацит-липаритовая (с антидромным строением), 9 — липаритовая, 10 — трахилипаритовая.

область) отвечают промежуточным значениям, характерным для гранулито-базитового и гранито-гнейсового слоев земной коры.

В тех же аспектах рассматривается генезис образований гранит-граносиенитовой и щелочно-гранитовой формаций, которые являются комагматичными трахилипаритовой формации. Гранит-граносиенитовая формация характеризуется обогащенностью фтором и рядом специфических ювенильных редких элементов, присутствие которых объяснимо гибридной (мантийно-коровой) природой исходного расплава.

Относительно типа исходной магмы для щелочно-гранитовой формации существуют различные точки зрения. И. Д. Батиева [28] связывает появление щелочных пород с процессом селективной выплавки базальтоидной магмы из мантийного вещества с последующей ее дифференциацией. Н. Ф. Шинкарев, Л. В. Григорьева [619] в качестве источника для щелочных гранитов принимают субщелочную базальтовую высокоглиноземистую магму, зарождающуюся на более глубоких уровнях, нежели толенитовая. По мнению других исследователей [118], образование этой формации связано с палингенным переплавлением сиалической коры, которое, возможно, обуславливается воздействием ювенильных растворов, с которыми преимущественно связаны натриевая щелочность и повышенные концентрации редких элементов.

Появление основных эффузивов повышенной щелочности в ассоциации с щелочными гранитами указывает на возможность привноса щелочей из глубинных мантийных источников. Изучение состава минералов и газовой-жидких, и расплавных включений, а также экспериментальные исследования [224, 553] позволяют предполагать [73, 133] кристаллизацию щелочных гранитов из дифференцирующейся базальтовой магмы при температуре 900—650°C и давлениях воды 500—1000 кгс/см<sup>2</sup>.

Остро дискуссионным остается вопрос происхождения формации гранитов рапакиви. К настоящему времени достаточно четко определились две принципиально различные гипотезы.

1. Породы формации образовались при кристаллизации расплава, хотя причины и условия возникновения расплава и его состав, а также роль авто- и постмагматических процессов метасоматоза в образовании пород формации разными исследователями понимается неодинаково. Этой точки зрения придерживается подавляющая часть специалистов, изучавших граниты рапакиви (Д. А. Великославинский, А. А. Полканов, В. Т. Свириденко, Л. П. Свириденко, В. С. Соболев, Н. Ф. Шинкарев, В. Хакман, Э. Кранк, А. Саволахти и другие).

2. Породы формации возникли в результате метасоматического преобразования субстрата и не проходили через фазу расплава. Этой точки зрения придерживаются Р. З. Левковский [298], А. Я. Лунц [309, 310], О. Баклунд [650] и некоторые другие,

хотя и по-разному смотрят на состав субстрата, особенности метасоматических процессов и т. п.

Первая гипотеза, несомненно, лучше обоснована фактическим материалом, более глубоко проработана теоретически и подкреплена рядом экспериментальных исследований (особенно работами Д. Х. Грина), однако не дает объяснения ряду принципиально важных особенностей состава и строения плутонов гранитов рапакиви. В пользу гипотезы магматического генезиса гранитов рапакиви свидетельствует также наличие эффузивных аналогов, представленных палеотипными комплексами дацит-липаритовой формации.

Завершая рассмотрение вопросов генезиса липарит-гранитовой группы салического семейства формаций, отметим особенности природы вулканической формации натриевых липаритов. Она проявляется в условиях геосинклиального режима развития складчатых систем, однако в пространственном размещении контролируется блоками относительных поднятий. Предполагается, что образование формации натриевых липаритов связано с кристаллизацией расплавов, генерированных в еще незрелой коре.

В вопросах происхождения группы фонолит-нефелинсиенитовых формаций, образование которых связывается как с орогенным режимом структур срединных массивов (формация нефелиновых миаскитовых и щелочных сиенитов), так и с режимом рифтообразования эпиорогенных и эпиплатформенных структур земной коры (формации агпаитовых нефелиновых сиенитов, псевдолейцит-нефелинсиенитовая), исходят из эмпирически установленного факта автономности внутреннего строения и состава крупнейших массивов и их независимости от структуры и состава вмещающих пород.

Структурные и текстурные особенности щелочных пород (ламинарные, флюидалные, трахитоидные текстуры), а также явления контактового метаморфизма в экзоконтактах щелочных интрузий, наличие эруптивных брекчий на контакте с вмещающими толщами и совмещение продуктов щелочного интрузивного и эффузивного магматизма в пределах единых автономных структур (Ловозерский массив, тежсарский вулcano-интрузивный комплекс) позволяют сделать вывод о магматической природе щелочных массивов агпаитовой нефелинсиенитовой и псевдолейцит-нефелинсиенитовой формаций.

Пространственное совмещение продуктов щелочно-ультрамафитового и нефелинсиенитового (агпаитового) магматизма в пределах Карело-Кольской (Хибинский массив и щелочно-ультрамафитовые массивы африканда-ковдорского комплекса в зоне глубинного разлома) и Северо-Сибирской (уджинский комплекс) провинций, определенное петрохимическое (обогащенность Al, Na, Ti, F, Cl, S и др. при резкой недосыщенности  $\text{SiO}_2$ ) и геохимическое («надкларковые» содержания Nb, Ta,

TR, Zr, Ga, Sc и др.) сходство этих формаций, а также исследования по геохимии стабильных изотопов и наличие ксенолитов пород «с минералогией, отвечающей мантийным давлениям» в пересыщенных щелочами породах [245], позволяют относить их к производным глубинных мантийных расплавов [97, 245, 354]. О связи агпаитовых нефелиновых сиенитов с веществом мантии могут свидетельствовать, подчеркивает Л. Н. Когарко [245], и «сухой» состав агпаитовых магм, низкий кислородный потенциал нефелиновых сиенитов и «восстановленный» состав газовой фазы, характерный для ювенильных сред, не подвергшихся контаминации коровым материалом.

Л. Н. Когарко подчеркивает пространственную и генетическую связь формации агпаитовых нефелиновых сиенитов не только со щелочно-ультрамафитовой карбонатитовой формацией, но и со щелочно-базальтоидной (натриевого ряда) и агпаитовых фонолитов. Указанным автором в специальных работах показана принципиальная возможность селективного плавления мантийного субстрата и выплавления жидкостей, резко недоукомплектованных кремнеземом и обогащенных щелочами и кальцием в условиях высоких давлений под влиянием летучих минерализаторов ( $\text{CO}_2$  и др.). Средние составы комплексов агпаитовых нефелиновых сиенитов близки составам эвтектических щелочных расплавов, и главными факторами, определяющими специфику агпаитовых щелочных пород, являются процессы кристаллизационной дифференциации [65, 97, 245].

Пространственная и временная связь псевдолейцит-нефелиновых сиенитов, лейцитовых фонолитов и пород, обогащенных лейцитом и псевдолейцитом, со щелочными габброидами, щелочными и субщелочными базальтоидами (сыннырский и тежарский комплексы) позволяют предполагать наличие генетической связи формации пересыщенных калием псевдолейцит-нефелиновых и щелочных сиенитов со щелочными калиевыми базальтоидами. Эта преемственность в составе формаций отчетливо видна и на рис. 36, где поля составов интрузивно-вулканогенных интрузивных комплексов частично перекрываются и являются продолжением щелочно-базальтоидных серий. Приуроченность пород, обогащенных псевдолейцитом, к апикальным частям массивов (и верхним частям магматических камер) и структурные особенности псевдолейцитовых сиенитов [416] позволяют говорить, что в их образовании ведущая роль принадлежит процессам кристаллизационной дифференциации, гравитации и фракционирования обогащенных лейцитом порций расплава [414], относительно обедненных летучими и водными компонентами [267, 516].

Щелочные комплексы формации нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов обнаруживают пространственную и временную связь с известково-щелочными гранитоидами (гранит-граносиенитовой формации). Такое «территориальное

совмещение» Е. Л. Бутакова объясняет тем, что исходные магмы различного состава и генетически не связанные друг с другом следовали одним путем — зонами глубинных разломов. Главная масса силикатного материала исходной для формации нефелиновых и щелочных сиенитов магмы имеет, по ее мнению, палингенное и гибридное происхождение и создавалась плавлением земной коры. При этом неперенным условием образования щелочного расплава должно быть участие ювенильных расплавов и растворов — «производных дифференциаций вещества верхних горизонтов мантии».

О нижних температурных пределах и некоторых других физико-химических параметрах кристаллизации щелочных пород описываемых формаций можно судить по данным минерало-термометрического изучения нефелинов и пироксенов, приводимым в работах Л. Н. Когарко, Т. Ю. Базаровой, Л. И. Паниной, В. П. Костюка, А. И. Чепурова и других. Согласно данным термометрии нижний предел кристаллизации пироксенов 1170—900, нефелинов из миаскитов 1100—860 и 980—780, чкаловита 980—960, плагноклаза 1160—930°C, калиевого полевого шпата 840°C. Эти данные являются несколько завышенными по сравнению с вероятными температурами, устанавливаемыми по фазовым равновесиям минеральных ассоциаций конкретных щелочных комплексов [352, 436].

# 6

## Ряды магматических формаций

### МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЭНДОГЕННЫЕ РЕЖИМЫ ФАНОРОЗОЯ

Изучение распределения магматических формаций в пространстве и во времени позволяет, с одной стороны, понять специфику конкретных эпох или регионов, а с другой — выявить общие закономерности эволюции магматизма земной коры. Одним из методов познания этих закономерностей является установление повторяющихся парагенезов магматических формаций, о которых говорилось в гл. I. Примеры такого подхода к анализу магматизма отдельных регионов уже известны [196 и др.].

Исходя из пространственно-временных взаимоотношений в парагенезах возникновение магматических формаций можно определить как последовательное — в пределах одной тектонической структуры и синхронное — в смежных структурах. По этому признаку различаются временные и латеральные ряды формаций. Эти парагенезы отражают закономерные сочетания реконструируемых тектонических, магматических и метаморфических процессов и служат основой типизации определенных эндогенных режимов земной коры. Эндогенные режимы также сочетаются в пространстве и во времени. Временная последовательность эндогенных режимов фанерозоя отражает стадийность и цикличность в развитии отдельных сегментов земной коры.

В классификацию этих режимов, предложенную В. В. Белоусовым [37], включены классы геосинклинальный, орогенный, рифтовый, платформенный, магматической активизации платформ, окраин материков, различающиеся типами тектонических движений, типами складчатости, интенсивностью метаморфизма, степенью проницаемости литосферы и т. д. Характеристика этих эндогенных режимов, приводимая

24. Временные и латеральные ряды магматических формаций класса геосинклиналильных режимов

Режимы	Эвгеосинклинали		Многеосинклинали		Срединные массивы
	Прогибы	Поднятия	Прогибы	Поднятия	
Геосинклиналиный	Трахибазальтовая		Трахибазальтовая		Трахибазальтовая
	Натриевых базальтов		Трахиллипарит-трахибазальтовая		Габбро-диабазовая
Геосинклиналиный	Дунит-перидотитовая		Габбро-диабазовая	Пироксенит-перидотитовая	Натриевых липаритов
	Натриевых базальтов—липаритов				
	Диорит-плагногранит-габбровая				
		Базальт-андезит-липаритовая			Калиевых базальтов—трахитов
		Андезит-базальтовая			Перидотит-пироксенит-норитовая
	Дунит-клинопироксенит-габбровая				
Инверсионный		Базальт-андезитовая			
		Сенит-габбровая			
		Тоналит-плагногранит-гранодиоритовая	Гранитовая		Гранитовая

В. В. Белоусовым, является сугубо качественной, во многих случаях признаки отдельных классов режимов не могут быть однозначно определены и строго разграничены.

По представлениям авторов, исходя из анализа рядов магматических формаций и их соотношений целесообразно выделять три крупных класса эндогенных режимов: геосинклиналиный, орогенный и кратонный. Эти три основных класса режимов в пределах континентов различаются типами тектонических движений и характером магматизма, которые обусловлены состоянием верхней мантии и глубинных частей земной коры. На

25. Временные и латеральные ряды магматических формаций класса орогенного режима

Режим	Эпигеосинклинальные орогены	Эпикратонные орогены
Орогенный	Андезитовая ↓ Диорит-гранодиоритовая	Андезитовая ↓ Диорит-гранодиоритовая
	Дацит-липаритовая ↓ Лейкогранитовая	Трахиандезитовая ↓ Монцонит-сиенитовая
	Липаритовая ↓ Аляскитовая	Трахилипаритовая ↓ Гранит-граносиенитовая
		Щелочно-гранитовая
		Щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов

схеме показано соотношение во времени и пространстве классов эндогенных режимов в структурах континентальной земной коры (рис. 37). Геосинклинальный и кратонный классы режимов включают соответственно по два отдельных типа, как бы отвечающих стадии развития структур. Орогенный класс не может быть пока подразделен на отдельные режимы, хотя и здесь ряды магматических формаций указывают на эволюцию магматизма во времени и соответственно эволюцию в развитии структуры.

На схеме (рис. 37) по горизонтали приведены сосуществующие структуры в пределах отдельных классов эндогенных режимов фанерозоя: геосинклинального, орогенного и кратонного. В латеральных рядах магматических формаций отражается сосуществование разнотипных структур одного класса эндогенного режима. По вертикали, как бы отвечающей временным рядам магматических формаций, происходит последовательная смена эндогенных режимов внутри класса режимов, например геосинклинального инверсионным (табл. 24—26).

Соотношение классов эндогенных режимов во времени является результатом последовательного развития определенного участка земной коры. Пространственное сосуществование классов эндогенных режимов является свидетельством

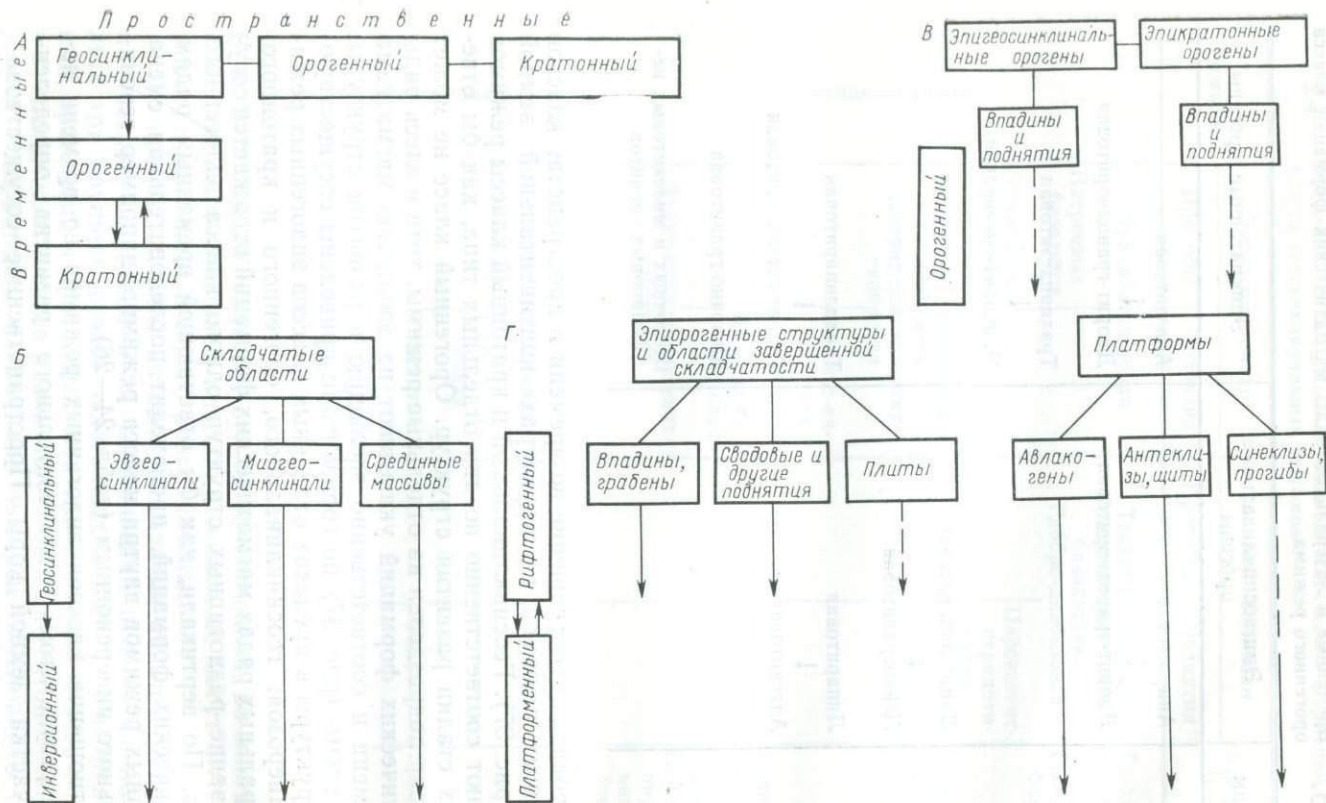


Рис. 37. Схемы соотношения континентальных структур земной коры: А — в классах эндогенных режимов, Б — в классе геосинклинальных режимов, В — в классе орогенного режима, Г — консолидированных структур в классе кратонных режимов.

26. Временные и латеральные ряды магматических формаций  
класса кратонных режимов

Режимы	Эпиорогенные структуры и области завершённой складчатости	Платформы		
		Авлакогены	Синеклизы, прогибы	Антеклизы, щиты
Рифтогенный	<p>Лейкобазальтовая Липарит-лейкобазальтовая</p> <p>↓</p> <p>Габбро-верлитовая Трахибазальтовая Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая</p> <p>Щелочных базальтоидов и фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов</p> <p>Щелочных базальтоидов, лейцитифиров, щелочных габброидов, лейцит-нефелиновых сиенитов</p> <p>Лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелочных сиенитов</p>	<p>Щелочных базальтоидов и фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов</p> <p>Щелочных базальтоидов, лейцитифиров, щелочных габброидов, лейцит-нефелиновых сиенитов</p> <p>Меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов; кимберлитовая</p>	Базальт-долеритовая	<p>Трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая</p> <p>Щелочных базальтоидов, лейцитифиров, щелочных габброидов, лейцит-нефелиновых сиенитов</p> <p>Меланонефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов; кимберлитовая</p> <p>Фонолитов, щелочных трахитов и агапитовых нефелиновых сиенитов</p>
Платформенный			Базальт-долеритовая	Трахибазальтовая

неравномерного развития земной коры и обусловлено, вероятно, неоднородным строением верхней мантии.

Учитывая известную специфичность раннедокембрийской истории Земли и ненадежность прямого сопоставления формаций этого возраста с более молодыми, целесообразно отдельно рассмотреть особенности формационных рядов для раннего докембрия и позднего докембрия — фанерозоя. Анализ временных и латеральных рядов магматических и ультраметагенных формаций в раннем докембрии сопряжен с принципиальными трудностями, обусловленными прежде всего сложностью выделения и идентификации самих формаций, большинство из которых подверглось сильному и неоднократному метаморфизму, а также ненадежностью межрегиональной возрастной корреляции раннедокембрийских комплексов. Все это не позволяет дать единую сводную характеристику пространственно-временных соотношений формаций для всего раннего докембрия в целом, как это сделано ниже для позднего докембрия — фанерозоя, и требует рассмотрения указанных соотношений для каждого из крупных этапов раннедокембрийской истории Земли.

#### Ряды класса геосинклинальных режимов

Геосинклинальный режим. Большая контрастность тектонических движений на фоне преобладания опусканий и растягивающих усилий в коре и, вероятно, в верхней мантии определяет главные черты магматических проявлений эвгеосинклинальных структур; все эти особенности тектонического режима в меньшей степени проявлены в мнoгеосинклиналях. Режим срединных массивов внутри геосинклиналей обуславливает появление в геосинклинальную стадию магматических формаций, свойственных устойчивым структурам.

Выделяются несколько типов рядов геосинклинального режима.

Наиболее полным является ряд, свойственный эвгеосинклинальным зонам областей линейного типа (Урал, Корякская складчатая система, Сахалин, Камчатка). Он характеризуется такой последовательностью формаций: трахибазальтовая → натриевых базальтов → дунит-перидотитовая → натриевых базальтов — липаритов → диорит-плаггиогранит-габбровая → базальт-андезит-липаритовая → андезит-базальтовая → дунит-клинопироксенит-габбровая → калиевых базальтов — трахитов. Трахибазальтовая формация включена в этот ряд с некоторой условностью: принадлежащие ей комплексы иногда относят к наиболее поздним проявлениям предшествующих тектоно-магматических циклов, в других случаях она не отделяется от формации натриевых базальтов, отмечается лишь тенденция повышения в наиболее ранних проявлениях последней щелочности

и титанистости пород. Особым является положение в этом ряду дунит-клинопироксенит-габбровой формации, не являющейся постоянно повторяющимся членом временных и латеральных рядов геосинклинальных формаций. Ее появление в этих рядах скорее указывает на особенности геосинклинального режима региона (Урала, северо-запада Аляски и др.).

Вулканические породы этих формаций, начинающих отмеченный выше ряд, вместе с ассоциирующими с ними кремнистыми и глинистыми осадками, известняками и интрузиями дунит-перидотитовой формации составляют широко известную «офиолитовую ассоциацию». Несмотря на условия интенсивной складчатости и регионального метаморфизма, временные и пространственные соотношения комплексов мафитов и ультрамафитов «офиолитовой ассоциации» устанавливаются достаточно определенно, что нашло отражение в схемах возрастной и формационной корреляции магматических образований территории СССР [86]. Наряду с этим «офиолиты» с позиций тектоники плит рассматриваются как образования океанической коры, а разрезы их в складчатых областях континентов параллелизуются с разрезами коры современных океанов [425]. Согласно этой концепции повсеместно в основании разреза «офиолитовой ассоциации» находятся серпентинизированные ультрамафиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты) — так называемый «меланократовый фундамент». Средняя часть разреза образована полосчатым «расслоенным комплексом», в котором чередуются клинопироксениты, верлиты, дуниты, нориты и габбро. В верхней части комплекса отмечаются «серии параллельных даек» диабазов и долеритов. Поэтому в последнее время в связи с представлениями новой глобальной тектоники охарактеризованная выше последовательность магматических формаций во временном ряду, знаменующем начало геосинклинального процесса, подвергается пересмотру. Ультрамафиты, габброиды, базальты и кремнистые образования считаются составными частями древней океанической коры, а соотношение этих пород в последней рисуется как последовательно наслоенное «субслоистое» [425, 430].

Однако сопоставление рядов магматических формаций эвгеосинклинального режима, а также приведенные выше данные о составе и строении дунит-перидотитовой формации, о соотношении ультрамафитов с габбро и с комплексами натриевых базальтов позволяют определенно отвергнуть представление о «субслоистом», стратифицированном соотношении формаций в рассматриваемом парагенезисе.

Охарактеризованный обобщенный ряд магматических формаций в наиболее полном виде устанавливается в эвгеосинклинальных прогибах: Тагило-Магнитогорском ( $O-D_1, D_2-D_3$ ), в Алапаевско-Варненском ( $S-D_1$ ) и др. При этом в ходе развития этих структур отмечается последовательное смещение

зон максимального прогибания и вулканизма от их краев к осевой части, вследствие чего описанные временные ряды одновременно выступают и как латеральные, определяя зональность строения отдельных прогибов. Наборы последовательных формаций, характерные для таких подзон, отличаются от обобщенного формационного ряда гипертрофированным развитием какой-либо одной формации. Так, в приразломных краевых частях прогиба проявляются лишь формации натриевых базальтов и дунит-перидотитовая. На некотором удалении от краев прогибов выявляется ряд, который характеризуется наибольшей мощностью вулканических образований и максимальным развитием андезит-базальтовой формации. Для центральных (осевых) частей эвгеосинклиналиных прогибов характерно накопление преимущественно осадочных формаций, причем отмечается закономерная смена формаций от терригенно-кремнистых на первых стадиях развития прогиба к терригенно-карбонатным и рифогенно-карбонатным. В составе магматических образований широкое распространение получает базальт-андезит-липаритовая формация. В этих же подзонах наряду со «сквозным» существенно кислым вулканизмом отмечается проявление комплексов формации калиевых базальтов—трахитов, распространяющейся сюда из соседних, краевых, подзон прогиба, где эта формация фиксирует период консолидации и затухания вулканизма.

На Камчатке и Малом Кавказе эвгеосинклиналиные ряды формаций выступают в редуцированном виде, для них характерна также пространственная разобщенность близких по возрасту формаций разного вида, т. е. латеральные ряды проявлены здесь более четко, чем временные. В соответствии с этим на Камчатке в пределах единой геосинклиналиной системы выделяются три зоны развития магматических формаций, сформировавшихся преимущественно на коре океанического типа в сходных палеогеографических условиях и близких по возрасту (К—Р) [486]. Судя по увеличению масштабов проявлений относительно более молодых членов ряда по направлению от континента к океану, очевидно, что с течением времени происходило смещение активной магматической зоны в восточном направлении. Несмотря на обособленность зон в современном эрозионном срезе, можно проследить, что изменение состава пород от зоны к зоне происходит постепенно. От приокеанической части по направлению к континенту наблюдается ряд формаций: натриевых базальтов → андезит-базальтовая → калиевых базальтов—трахитов. В том же направлении наблюдается смена интрузивных формаций от дунит-перидотитовой к сиенит-габбровой, причем для первой предполагаются комплексные соотношения с эффузивными образованиями, для второй — комагматичные. Заметим, что подобные комплексы

тарные соотношения формаций натриевых базальтов и дунит-перидотитовой установлены и в других регионах [199].

Отмеченная латеральная зональность магматизма в еще более крупном масштабе проявляется в геосинклинальных системах мозаичного типа (Казахстан, Алтае-Саянская область), где отдельные автономно развивающиеся прогибы различаются не только количественными соотношениями пород отдельных формаций, но и полнотой их рядов. В целом геосинклиналям «мозаичного» типа по сравнению с линейными свойственно большое разнообразие рядов формаций, широкое развитие трахибазальтовой формации, более высокая доля салических пород и меньшая — ультрамафитов, которые образуют пояса относительно мелких тел небольшой протяженности, повышенная щелочность и более высокое отношение  $K/Na$  в породах вулканических формаций.

В областях «мозаичного» типа наиболее характерны два подтипа рядов. Первый подтип представлен только двумя членами: формацией натриевых базальтов (с чертами перехода к трахибазальтовой) и дунит-перидотитовой, в многогеосинклинальной зоне замещаемых формацией габбро-диабазов. Подтип проявляется в узких щелевидных троговых прогибах, возникающих между устойчивыми структурами (ряды  $\epsilon_1$  Куртушубинской, Борусской зон Алтае-Саянской области; ряды  $\epsilon_3-O_1$  Тектурмасской зоны Центрального Казахстана, ряды  $S_1$  Северо-Южно-Букантауской и Тамдытауской зон Южного Тянь-Шаня). В другом подтипе преобладают формации натриевых базальтов—липаритов и базальт-андезит-липаритовая, являющиеся наиболее ранними в ряду геосинклинальных формаций. Характерен более значительный, чем в тех же формациях Урала, объем салических членов. Интрузии дунит-перидотитовой формации не характерны; мелкие тела серпентинитов, встречающиеся здесь, вероятнее всего, возникли за счет пикритов базальтоидного генезиса. Завершает ряды этих зон габбро-диорит-плагиогранитовая формация. Этот подтип характерен для широких овалообразных прогибов, заложившихся преимущественно на структурах с достаточно мощной континентальной корой (ряды  $\epsilon_1$  Салаирской и Северо-Саянской зон Алтае-Саянской области и Чингиз-Тарбагатайской зоны Казахстана; ряды  $S$  Южно-Приморской зоны Сихотэ-Алиня). Своеобразный ряд магматических формаций с широким развитием натриевых липаритов свойствен прогибам, развивающимся на погруженных срединных массивах и геантиклинальных поднятиях (ряды  $D_2$  Рудно-Алтайской зоны Зайсанской складчатой области, ряды  $S_1$  Байсунской зоны Южного Тянь-Шаня).

В истории развития некоторых подвижных областей устанавливается несколько генераций эвгеосинклинальных прогибов со сходными рядами формаций. В целом эволюция состава и строения формаций и их рядов в рамках одной области

сводится к возрастанию калиевости и глиноземистости пород, возрастанию объемов более поздних формаций ряда за счет более ранних.

Самостоятельные типы рядов геосинклинального режима составляют магматические формации, проявившиеся в пределах многогеосинклинальных зон, геоантиклинальных поднятий и срединных массивов. Для многогеосинклинальных зон характерны формации, имеющие черты переходных от геосинклинальных к кратонным. В этих зонах фрагментарность магматизма приводит к тому, что магматические формации обычно не образуют территориально обособленных временных рядов подобно эвгеосинклинальным зонам. В обобщенном виде временная последовательность магматических формаций многогеосинклинальных зон может быть представлена следующим сочетанием: трахибазальтовая → габбро-диабазовая → пироксенит-перидотитовая (раннепалеозойский ряд комплексов Улутауской зоны Казахстана, ряды раннего палеозоя западного склона Урала, ряды К—Р Сахалина).

В срединных массивах развиты формации, свойственные устойчивым структурам и резко отличающиеся от синхронных им формаций эвгеосинклиналей. В них установлены два подтипа рядов. Для наиболее типичных срединных массивов, сохраняющих присущий им режим в течение всей геосинклинальной стадии, характерен ряд: трахибазальтовая → габбро-диабазовая → перидотит-пироксенит-норитовая формации (ряды С и Т Кокчетавской глыбы Северного Казахстана, ряды раннего палеозоя в Сангиленском массиве Алтае-Саянской области).

Интересно проследить латеральные ряды формаций, проявляющихся более или менее одновременно в структурах геосинклинального режима, т. е. ряды, характеризующие геосинклинальную область в целом. Для латеральных рядов, охватывающих несколько зон, главной закономерностью является резкое сокращение объемов магматических формаций по сравнению с осадочными, возрастание железистости, щелочности и титанистости пород при переходе от эвгеосинклинальных зон к многогеосинклинальным. При сопоставлении последовательности магматических комплексов смежных эв- и многогеосинклинальных зон и срединных массивов устанавливаются в разных регионах следующие латеральные ряды: формация натриевых базальтов или натриевых базальтов—липаритов → габбро-диабазовая, дунит-перидотитовая → перидотит-пироксенитовая → перидотит-пироксенит-норитовая формации.

Инверсионный режим. Инверсионная стадия характеризуется снижением контрастности тектонических движений, выравниванием интенсивности опусканий и поднятий, складкообразованием [37].

Ряд магматических формаций собственно геосинклинальной стадии завершается обычно андезит-базальтовыми вулканиче-

скими и габбро-диорит-плагиогранитовыми интрузивными комплексами, что в общей гомодромной эволюции магматизма знаменует переход к проявлению магм мафическо-салического состава смешанного мантийно-корового генезиса, преобладающих на протяжении всей инверсионной стадии.

Временной ряд магматических формаций инверсионной стадии для эвгеосинклинальных зон следующий: базальт-андезитовая → сиенит-габбровая → тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая. Таким образом, магматизм инверсионной стадии эвгеосинклинальных зон отличается от магматизма, присущего их геосинклинальной стадии, гораздо меньшим разнообразием формаций при большой изменчивости их конкретных проявлений. Широкие колебания масштабов проявления магматических образований при значительных внутрiformационных вариациях состава отдельных комплексов свидетельствуют о большом влиянии на них региональных факторов: характера фундамента, мощности коры, и в частности ее «гранитного» слоя, интенсивности складкообразовательных движений.

Может быть выделено четыре подтипа формационных рядов инверсионной стадии развития эвгеосинклиналей. Первые три из них «наращивают» ряды геосинклинальной стадии, проявляясь в единых с ними структурах, четвертый характерен для структур, вовлеченных в геосинклинальное развитие лишь на инверсионной стадии. Первый подтип характеризуется полным набором формаций (Кизир-Казырская зона Алтае-Саянской области, Степнякская Северного Казахстана, Тайгоноская Корякской области). В составе базальт-андезитовой формации широко представлены мафические ее члены, а доля перемежающихся с эффузивами осадочных пород сравнительно невелика. Интрузии слабо дифференцированы. В составе тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации повышена роль тоналитов, плагиогранитов, гранодиоритов. Этот подтип связан с эвгеосинклинальными зонами, где наиболее резко проявились дифференциальные движения.

Ко второму подтипу принадлежит ряд формаций: сиенит-габбровая → тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая; вулканы базальт-андезитовой формации отсутствуют (Джидинская зона Забайкалья, Кузнецкая зона Алтае-Саянской области) или проявлены крайне ограниченно (Золотокитатская зона Алтае-Саянской области).

К третьему подтипу относится лишь базальт-андезитовая формация, сининверсионная формация гранитов отсутствует, а сиенит-габбровая проявляется в ограниченных масштабах (Салаир). Этот подтип характеризует эвгеосинклинальные зоны с «вялой» инверсией, в которых образования последующей орогенной стадии обнаруживают известное сходство с геосинклинальными.

Четвертый подтип представлен полным набором магматических формаций, присущих инверсионной стадии эвгеосинклинальных зон; в этом отношении он сходен с первым, но отличается более высокой калиево-щелочностью вулканогенных и интрузивных пород, а иногда также более высокой общей щелочностью (Кураминская зона Среднего Тянь-Шаня) или лейкократовостью (Илийская зона Джунгаро-Балхашской области).

В структурах миогеосинклинального типа вулканическая деятельность на инверсионной стадии отсутствует. Характерным проявлением магматизма в этот период является гранитовая формация, которой сопутствует региональный метаморфизм, сопровождающийся широким развитием гранитизации, приводящей к появлению в зонах устойчивых поднятий аллохтонных и паравтохтонных интрузий однородного гранитового состава. Гранитовая формация по времени и месту образования является латеральным гомологом тоналит-плагиогранит-гранодиоритовой формации.

Состав рядов магматических формаций срединных массивов определяется прежде всего положением последних в геосинклинальной области. Полный ряд: сиенит-габбровая — гранитовая формации — развит в срединных массивах, граничащих с эвгеосинклинальными зонами (Тувинско-Монгольский массив, восточные склоны Кузнецкого Алатау для позднекембрийско-ордовикского времени). Массивы габброидов отличаются высокой степенью дифференцированности. В строении массивов гранитовой формации наряду с гранитами и гранодиоритами существенную роль играют граносиениты и сиениты. Иногда им предшествуют эффузивы базальт-андезитового состава, которые отличаются повышенной щелочностью. Однако масштабы проявления эффузивов крайне незначительны, формационная принадлежность их недостаточно ясна. В срединных массивах, граничащих с миогеосинклинальными зонами, магматические образования инверсионной стадии представлены лишь комплексами гранитовой формации (Большой Кавказ, Юго-Западный Памир).

Сопоставление близких по возрасту интрузивных комплексов эв-, миогеосинклинальных зон и срединных массивов позволяет наметить типовой латеральный формационный ряд инверсионной стадии развития: тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая (эвгеосинклиналь) → гранитовая (миогеосинклиналь и срединные массивы).

Несмотря на отмеченное разнообразие подтипов рядов геосинклинального режима, можно установить, что ведущей тенденцией эволюции продуктов магматизма, свойственных этому режиму, является увеличение степени их дифференцированности, возрастание лейкократовости, калиево-щелочности и глиноземистости пород. Наиболее четко эта тенденция проявляется в ходе становления рядов, соответствующих формированию элементарных

эвгеосинклинальных прогибов от стадии их начального погружения до инверсии (что сопровождается сменой режима растяжения режимом сжатия). Эта тенденция выражается сменой недифференцированных существенно ультрамафических и мафических формаций более дифференцированными со значительной ролью мафическо-салических и салических пород. При этом от формации к формации меняется состав однотипных пород в сторону возрастания их лейкократовости и калиевости: меланогаббро сменяются габбро-диоритами, низкоглиноземистые натриевые базальты — высокоглиноземистыми калиево-натриевыми и калиевыми лейкобазальтами, плагиограниты — гранитами.

В серии рядов, соответствующей развитию геосинклинальной области в целом, проявляется та же тенденция: в рамках отдельных областей от более ранних геосинклинальных прогибов к более поздним в составе одних и тех же формаций увеличивается объем салических и мафическо-салических членов, возрастает калиевость всех пород, включая базальты, часто повышается и общая щелочность [490, 636]. Наряду с этим меняются масштабы проявления отдельных формаций внутри рядов за счет смещения максимума распространенности в сторону более поздних членов этих рядов. Формации инверсионного режима, характеризующиеся в целом преобладанием мафическо-салических и салических пород и калиево-натриевым типом щелочности, продолжают ту же тенденцию, причем в случае неоднократного проявления одних и тех же формаций в одном регионе со временем в их составе возрастает относительный объем салических пород.

Можно полагать, что все отмеченные изменения состава продуктов магматизма в ходе геосинклинального развития отражают совокупное влияние ряда факторов: подъема геоизотерм и вовлечения в процессы магмообразования порода коры; возрастания мощности последней; миграции зон магматизма во все более стабильные участки и в связи с этим углубления в ряде случаев очагов базальтовых магм; роста относительной роли напряжения сжатия; изменения режима мантийных флюидов и их состава и т. д.

### Ряды класса орогенного режима

Орогенный режим характеризуется парагенезами магматических формаций, отражающими, с одной стороны, перемещение области магмогенерации преимущественно в пределы земной коры, с другой — изменение условий проявления магматизма, в которых режим сжатия оказывается преобладающим над режимом растяжения. Парагенезы орогенного режима образованы преимущественно формациями мафическо-салического и салического семейств. Первое из них представлено андезитовой

и трахиандезитовой вулканическими и диорит-гранодиоритовой и монзонит-сиенитовой интрузивными формациями, второе — дацит-липаритовой, липаритовой и трахилипаритовой вулканическими и лейкогранитовой, аляскитовой, гранит-граносиенитовой, щелочно-гранитовой интрузивными формациями, а также формацией щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов. Одни формации входят в наиболее часто встречающиеся парагенезы, как, например, формации мафическо-салического семейства и формации нормальной щелочности салического семейства. Другие совместно практически не встречаются.

Для орогенного режима характерны два типа формационных рядов: нормальной и повышенной щелочности (наиболее широко распространенный) и щелочного состава (встречающийся значительно реже). Особенности этих рядов отражают типы орогенного режима, известные как «эпигеосинклинальный» и «эпикратонный» орогенный режим, по В. В. Белоусову [7], или «собственно орогенная» стадия тектоно-магматического цикла, по В. Е. Хаину [580].

Ряды орогенных магматических формаций объединяют общие признаки: пространственную совмещенность временных рядов вулканических и комагматичных им интрузивных формаций; гипабиссальный характер (1,5—2 км) становления интрузивных массивов, имеющих форму пластино-, штоко-, трубообразных тел; преобладание петрографического состава, отражающаяся в однотипности пород последних фаз более ранних членов ряда и состава первых фаз последующих членов; сходные тенденции изменения состава пород в разновозрастных проявлениях рядов магматических формаций по петрохимическим, геохимическим признакам и особенностям металлогенической специализации. Устойчивость признаков формаций в рядах орогенного режима сочетается с большой их провинциальной изменчивостью в конкретных рядах комплексов. Широкие вариации провинциальных особенностей именно в орогенных рядах магматических формаций подчеркивались и ранее, причем отмечалось, что они обусловлены прежде всего палингенным происхождением коровых магм [379].

Наиболее широко распространенный тип временного формационного ряда в эпигеосинклинальных орогенах характеризуется последовательным гомодромным развитием андезитовой, дацит-липаритовой и липаритовой вулканических формаций (известных также как группа порфировых формаций по А. В. Пейве и В. М. Сеницыну) и их интрузивных комагматов соответственно диорит-гранодиоритовой, лейкогранитовой и аляскитовой формаций. Такая последовательность формаций, известная в разновозрастных складчатых областях [Алтае-Саянской, Казахстанской (герциниды), Верхояно-Чукотской и др.], может нарушаться либо выпадением каких-либо членов ряда, например почти полным отсутствием интрузивных формаций орогенного

режима в Малокавказской и Корякско-Камчатской областях, либо иной последовательностью вулканических формаций во временном ряду.

Вулканические формации орогенного режима находятся, как правило, в сложных пространственно-временных соотношениях, при которых гомодромная их последовательность может изменяться на противоположную. Так, например, в пределах Восточно-Азиатского окраинно-континентального вулканического пояса липаритовая формация начинает временной ряд. Андезитовая формация в одних структурах сменяет ее во времени, в других развивается длительное время синхронно с ней и составляет латеральный ряд (в таких случаях во временном ряду липаритовая формация сменяется дацит-липаритовой, например в Восточном Сихотэ-Алине) [131]. Временной формационный ряд эпигеосинклинальных орогенов в дальнейшей истории развития структур может сменяться формациями мафического семейства нормальной или слабо повышенной щелочности (лейкобазальтовой или липарит-лейкобазальтовой), которые могут рассматриваться как начало нового формационного ряда, относящегося уже к кратонному классу режимов ( $N_2-Q$  — Восточные Карпаты, Малый Кавказ, Восточный Сихотэ-Алинь,  $J_3-K_1$  — Восточное Забайкалье,  $P-T_1$  — Центральный Казахстан).

Второй тип временного формационного ряда орогенного режима развит исключительно в условиях эпикратонных орогенов, которые включают так называемые активизированные области завершённой складчатости, срединные массивы и собственно эпикратонные (эпиplateформенные) орогены. Этот ряд представлен преимущественно формациями щелочной группы салического семейства, и лишь иногда в нем присутствуют формации повышенной щелочности мафическо-салического семейства. Наиболее характерно для формационного ряда эпикратонных орогенов развитие гранит-граносиенитовой, щелочно-гранитовой формаций. Конечный член ряда — формация щелочных и миаскитовых нефелиновых сиенитов (ильменско-вишневогорский комплекс  $C_3-P_1$  Урала). Первая формация, по существу, является сложной полифациальной вулкано-интрузивной ассоциацией, вторая и третья не имеют эффузивных фаций.

Своеобразное место в магматизме орогенного режима занимает временной формационный ряд, представленный трахиандезитовой и трахилипаритовой вулканическими и комагматичными им монзонит-сиенитовой и гранит-граносиенитовой интрузивными формациями. Для него характерно резкое уменьшение масштабов развития формационных видов, особенно кислых конечных членов ряда, встречающихся лишь спорадически (мезозойды Восточного Забайкалья, герциниды Большого Кавказа и Казахстана, каледониды Северного Тянь-Шаня). Появление этого формационного ряда характеризует либо наиболее зрелые эпигеосинклинальные орогены (Восточное Забайкалье, Малый

Кавказ), либо орогены, развитые на срединных массивах (герциниды Казахстана и Среднего Тянь-Шаня). В некоторых случаях в эпикратонных (эпиплатформенных) орогенах развиваются аналогичные формации. Так, например, в юго-восточной части Алдано-Станового щита известны позднемеловые комплексы андезитовой и диорит-гранодиоритовой формаций, которые по латерали к северо-западу замещаются формацией повышенной щелочности (монцонит-сиенитовой, щелочно-гранитовой, а также щелочных мафитов и калиевых фойдитов). Характерно, что здесь в составе отдельных комплексов появляются и эффузивные члены. Таким образом, связь типов временных формационных рядов орогенного режима со структурами является весьма сложной и не всегда однозначной.

Охарактеризованные выше типы формационных рядов, как правило, являются латеральными аналогами, образуя синхронные латеральные ряды в различных структурно-формационных зонах. Латеральные ряды формаций в конкретных проявлениях представлены чаще всего двучленными сочетаниями формаций. Так, например, наиболее часто встречающаяся разновидность латерального ряда орогенного режима — это андезитовая и трахиандезитовая вулканические и комагматичные им соответственно диорит-гранодиоритовая и монцонит-сиенитовая интрузивные формации. В латеральном ряду с лейкогранитовой и аляскитовой формациями развиваются гранит-граносиенитовая и щелочно-гранитовая формации (девонские комплексы Алтае-Саянской области, позднекарбоновые комплексы Казахстана).

Многообразие формационных рядов орогенного режима отражает сложные тенденции в развитии земной коры после завершения геосинклинального режима. Если главной тенденцией эволюции земной коры в условиях геосинклинального режима можно принять наращивание ее мощности за счет дифференциации вещества верхней мантии, то главной тенденцией эволюции коры в условиях орогенного режима, по-видимому, является ее дальнейшая дифференциация с перераспределением вещества, главным образом между ее «базальтовым» и «гранитным» слоями. Эту тенденцию отражает наиболее часто встречающийся первый тип временного формационного ряда с гомодромной последовательностью формаций нормальной щелочности мафическо-салического и салического семейства.

Формационный ряд второго (эпикратонного) типа, представленный формациями щелочных пород салического семейства, не имеет четко выраженной временной направленности, как правило, он проявлен лишь фрагментарно. Из-за относительно малых масштабов проявления формации этого ряда не играют существенной роли в балансе и перераспределении корообразующих элементов в литосфере. В то же время вследствие сложного мантийно-корового генезиса они выступают в качестве своеобразных концентраторов редких и рассеянных элементов.

Таким образом, временные формационные ряды являются как бы выразителями сложных разнонаправленных тенденций эндогенных процессов в условиях орогенного режима. Латеральные же формационные ряды отражают, с одной стороны, существование этих противоречивых тенденций во времени, с другой — сложность строения подвижных областей, включающих зоны и блоки с различной историей развития. Таким образом, судя по характеру формационных рядов орогенный режим является одним из наименее устойчивых и неравновесных режимов в истории развития континентальной земной коры, отражающих наряду с тенденцией разрастания коры тенденцию ее разрушения [636].

### Ряды класса кратонных режимов

Класс кратонных тектонических режимов проявляется в пределах консолидированных структур земной коры (платформ, а также областей завершенной складчатости), имевших перед этим орогенное развитие. Могут быть выделены два типа характерных кратонных режимов со свойственными им рядами формаций: рифтогенный и платформенный. Они проявляются в пределах создаваемых этими режимами структур — эпиорогенных рифтогенов и платформ. Эти режимы нередко чередуются в истории развития кратонов.

Магматические формации подобных структур представлены почти исключительно мафитовыми, щелочно-мафитовыми и щелочно-ультрамафитовыми вулканическими и интрузивными ассоциациями, производными мантийных магм.

Представление о магматизме рифтогенного режима сложилось на основании изучения главным образом кайнозойских (неоген-четвертичных) рифтовых зон, образующих протяженные структуры в пределах консолидированных участков континентов (орогенов и платформ). Однако магматизм, принципиально сходный с рифтогенным, фиксируется и вне протяженных рифтовых зон; его локальные проявления устанавливаются в эпиорогенных и эпикратонных областях, где они рассредоточены или четко видны расположены в пределах сводовых поднятий и грабеноподобных впадин. Магматические формации, характерные для рифтогенного режима, устанавливаются начиная с конца среднего протерозоя, что может указывать и на начало рифтообразования в истории развития земной коры [358, 378].

Временной ряд формаций рифтогенного режима в пределах эпиорогенных структур представлен лейкобазальтовой → липарит-лейкобазальтовой → габбро-верлитовой, трахибазальтовой → трахибазальтовой → трахиандезит-трахилипаритовой → щелочных базальтоидов и фонолитов, щелочных габброидов и нефелиновых сиенитов. В истории развития складчатых областей

(Уральской, Верхояно-Чукотской, Казахстанской и др.) эти формации относились то к заключительным этапам орогенного режима [47], то к режиму «молодых» платформ [207]. Однако исследования последних лет [358] дают основание рассматривать их в качестве индикаторов рифтогенного режима, продолжающего развитие сводовых орогенных областей. В этих условиях смена сжатия растяжением приводит к возникновению глубинных разломов и к проникновению по ним мантийных расплавов базальтового состава. Примером может служить Охотско-Чукотский вулканический пояс, где широкое развитие липаритовых (игнимбритовых) и лейкогранитовых орогенных формаций, казалось бы, позволяет предполагать повышение мощности коры и особенно гранито-гнейсового слоя. Однако геофизические данные указывают на относительно высокое положение в этом регионе кровли «базальтового» слоя и на «полосовое» утонение коры, которое совпадает с зонами развития четко-видно расположенных грабеноподобных впадин, выполненных базальтами (липарит-лейкобазальтовый комплекс палеогена).

Обобщенный формационный ряд рифтогенного режима в эпирогенных структурах на территории СССР в полном виде почти не устанавливается. Магматические формации, свойственные этому режиму, образуют двучленные ряды типа липарит-лейкобазальтовая → габбро-верлитовая формации (среднепротерозойские комплексы Карело-Кольского региона) или проявляются в виде липарит-лейкобазальтовой формации (туринская серия пермтриасового возраста в Зауралье, баканасский ранне-триасовый комплекс в герцинидах Казахстана и др.). Магматические образования эпирогенных рифтогенов представлены вулканическими или вулкано-интрузивными комплексами, значительно реже интрузивные массивы встречаются вне связи с вулканическими излияниями. Наиболее часто среди них устанавливаются щелочно-габброндные формации натриевого и калиевого ряда (елетьозерский, кия-шалтырский комплексы), а щелочно-ультрамафитового состава с карбонатитами более редки (кайчинский комплекс Южного Тянь-Шаня). Обычно в этих случаях они не образуют временных рядов, встречаясь в виде разобщенных локальных проявлений.

Рифтогенный режим на платформах (эпиплатформенный) наряду с мафитовым характеризуется также развитием щелочно-мафитового, щелочно-ультрамафитового и щелочно-салического магматизма. Проявления эпиплатформенного магматизма этого типа связываются с глубинными разломами, нарушающими как чехол, так и фундамент. Ряды магматических комплексов групп щелочных формаций известны в авлакогенах Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Эти комплексы принадлежат к трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовой, щелочно-ультрамафитовой и кимберлитовой формациям. Такая же, по существу, ассоциация представителей разнотипных формаций име-

ется в Маймеча-Котуйском районе севера Сибирской платформы, где сложное сочетание комплексов, включающих щелочные базальтоиды, пикриты, меймечиты, оливиниты, щелочные и нефелиновые сиениты и карбонатиты, сопоставляются с близкими по составу щелочно-ультрамафитовыми ассоциациями в зоне восточноафриканских рифтов [358]. В тех же случаях, когда они разобщены во времени, они образуют длительно развивающийся эволюционный ряд и в истории регионов отражают неоднократное проявление рифтогенных режимов, особенно в эпохи активизации тектонических движений на рубеже тектоно-магматических циклов.

Последовательность рядов магматических формаций рифтогенного режима «эпирогенных» и «платформенных» структур, пространственно совмещенных в ряде случаев с формациями платформенного режима, может быть рассмотрена с позиций постепенного разогрева вещества мантии. Появление липарит-лейкобазальтовой и трахибазальтовой формаций в ранние этапы рифтогенеза свидетельствует о нарастании интенсивности теплового потока, воздействующего на вещество верхней мантии. В периоды максимального плавления на обширных площадях происходят мощные базальтовые излияния базальт-долеритовой формации в условиях платформенного режима; к концу этого этапа в окраинных частях платформ, на щитах при ослаблении теплового потока проявляется щелочно-ультрамафитовая и нефелинсиенитовая формации [30]. Объяснение тех случаев, когда формации представлены комплексами, разобщенными значительными интервалами времени и связанными с кратковременными проявлениями рифтогенеза, можно искать в незавершенности циклов разогрева мантийного вещества в зоне рифтов.

Характерной особенностью большинства магматических формаций платформенного режима, как на это неоднократно указывалось, является сопряженность их проявлений в вулканической и интрузивной фациях; большинству вулканических ассоциаций соответствуют интрузивные гипабиссальные аналоги, хотя отдельные комплексы соответствующих формаций и выступают исключительно в форме интрузий или вулканических толщ. Иногда такое сочетание интрузивных и вулканических ассоциаций рассматривалось как вулкано-интрузивный ряд формаций. Однако при таком подходе на первое место выдвигаются не вещественные и структурные признаки единой по магматическому источнику ассоциации, а условия кристаллизации расплава — на поверхности или на некоторой глубине.

Важной особенностью магматизма платформ является его повторяемость в истории геологического развития этих устойчивых областей, причем эта повторяемость в целом носит циклически направленный характер, как это было показано на примере Сибирской платформы [100]. Проявления магматизма являются закономерным членом циклически развивающихся

процессов порообразования, проходящих в течение каждого цикла ряд стадий, причем магматизм обычно приурочен к конечной его стадии. Такая стадийность развития цикла (или этапа платформенного развития) обусловлена направленностью развития тектонических движений, определяющих, в свою очередь, и процессы седиментогенеза.

Возникновение магматических комплексов платформенного режима преимущественно на заключительных стадиях (эмерсивных) тектоно-седиментогенных циклов развития обуславливает приуроченность их к эпохам прекращения осадконакопления (как это имеет место на щитах, поднятиях и т. д.) или же к эпохам перехода от глубоководных к мелководным условиям седиментации или от морских к континентальным и т. д. (в пределах авлакогенов, прогибов, синеклиз и т. д.).

Таким образом, в зависимости от конкретной обстановки платформ в условиях кратонных режимов могут возникать различные по своему характеру парагенезы магматических (вулканических) и осадочных формаций. Как уже указывалось выше, при описании базальт-долеритовой формации, эти парагенезы эволюционируют во времени от середины протерозоя к мезозою (переход от морских к континентальным осадочным формациям, повышение основности среднего типа пород базитовых формаций).

Для Восточно-Европейской и Сибирской платформ, как известно, типичны следующие формационные виды: базальт-долеритовый и трахибазальтовый.

Поскольку проявления магматизма на платформах связаны с относительно короткими промежутками геологического времени (эмерсивные стадии тектоно-седиментогенных циклов), охватываемыми обычно 30—50 млн. лет, реже более, и отделены сравнительно длительными эпохами, когда магматизм прекращается, а также в связи с относительно слабой дифференцированностью тектонических движений на платформах эти формационные виды образуют преимущественно латеральные ряды, что вызвано, кроме того, сосуществованием рифтогенного и платформенного режимов на разных участках платформ.

По существу, в течение каждой эпохи магматизма возникает латеральный ряд формаций, в котором представлено большинство перечисленных выше видов. Как и в случае парагенезов с осадочными формациями, здесь можно подметить некоторую эволюционную направленность, выражающуюся в усложнении латеральных рядов со временем. Так, если для начала и середины позднего протерозоя характерны более ограниченные по наборам латеральные ряды (например, базальт-долеритовая, реже базальт-долеритовая и щелочно-ультрамафитовая), то для конца позднего протерозоя и фанерозоя характерны ряды более сложного состава, включающие, кроме того, трахибазальтовую формацию, формацию фонолитов, щелочных трахитов и агпаи-

товых нефелиновых сиенитов, формацию кимберлитов. Усложнение заключается еще и в том, что объемы магматических формаций, выраженные через объемы слагающих их комплексов соответствующего возраста, также растут со временем. Это можно видеть на примере как базальт-долеритовых комплексов, так и комплексов щелочно-ультрамафитовой и агпаит-нефелинсиенитовой формаций.

Наибольшее распространение в латеральном ряду имеют породы базальт-долеритовой формации (свыше 95% всех магматических пород), объемы пород других формаций составляют обычно первые проценты или вообще на несколько порядков меньше (например, кимберлиты). Поэтому, если подходить к оценке такого латерального ряда с точки зрения затрат глубинной энергии, можно видеть главенствующее значение базальтовых выплавов из мантии на платформах. Образование расплавов другого состава не идет ни в какое сравнение. Это указывает на значительную простоту петрогенетического процесса образования базальтов в отличие от значительно более сложных явлений генерации щелочно-базальтовых, щелочно-ультрамафитовых и других магм.

На фоне обширных базальтовых излияний и внедрений комплексы других магматических формаций в целом занимают краевое положение как во времени, так и в пространстве. Эти комплексы проявляются на окраинах областей базальтового магматизма или же на отдельных изолированных участках и возникают преимущественно в начале и в конце соответствующей магматической эпохи. Таким образом, внутренняя структура латерального ряда такова, что комплексы щелочно-ультрамафитовой и трахибазальтовой и некоторых других формаций приурочены преимущественно к началу и концу всего временного интервала проявлений магматизма, а комплексы базальт-долеритовой формации — преимущественно к его середине. Однако, когда удается проследить распространение таких ассоциаций по латерали, оказывается, что комплексы базальт-долеритовой формации замещают образования других формационных видов.

Как указывалось выше, объединение магматических комплексов соответствующих формационных видов в латеральный ряд для древних платформ является несколько условным, так как тектоническая дифференциация этих структур не такая четкая, как подвижных областей, и магматические комплексы, в том числе принадлежащие к одной формации, нередко занимают разобщенные участки в пределах авлакогенов, синеклиз, антеклиз, щитов.

Тем не менее сейчас уже достаточно ясно, что локализация магматических комплексов различных формационных видов, связанных с каким-либо определенным этапом развития платформ (например, среднепалеозойского Восточно-Европейской

платформы или позднепалеозойско-раннемезозойского Сибирской платформы и т. д.), обусловлена характером и расположением соответствующих структурных форм, которые возникали и развивались на этом этапе. Изменения в структурном плане от этапа (или цикла) к этапу приводят к соответствующему смещению зон проявления магматизма.

Проявления магматических формаций класса кратонных режимов четко связаны с различными зонами разломов. Эти разломы на платформах могут иметь краевой характер, располагаясь параллельно смежным подвижным областям или перпендикулярно к ограничениям платформ вблизи их окраин, могут быть связаны с входящими углами смежных геосинклиналей и орогенов, наконец, могут иметь внутриплатформенный характер. В последнем случае разрывы группируются в протяженные линейные зоны или же создают мозаичные системы.

Полные латеральные ряды возникают либо на окраинах авлакогенов, синеклиз, флексур, либо вдоль протяженных систем расколов, не сопровождающихся связными изгибами пород чехла или поверхности фундамента. Например, для Восточно-Европейской и Сибирской платформ характерны полные латеральные ряды формаций, приуроченные к среднепалеозойским авлакогенам. Редуцированные ряды или отдельные комплексы проявляются в районах, где расколы коры не сопровождались столь интенсивным растяжением и проседанием (чаще в пределах щитов, выступов, поднятий). Тем не менее в большинстве случаев ряды, включающие представителей формаций щелочных ультрамафитов с карбонатитами, кимберлитов, трахибазальтов, агпайтовых нефелиновых сиенитов, чаще располагаются вблизи окраин платформ или против входящих углов смежных подвижных зон.

Возникновение полных латеральных рядов формаций эпикратонного платформенного режима преимущественно по окраинам обширных провинций базальтовых излияний и внедрений, а также приуроченность проявлений иных, чем мафитовые, формационных видов преимущественно к начальным и конечным стадиям магматического процесса на том или ином этапе развития могут быть объяснены с позиций гипотезы постепенного расширения фронта магмообразования снизу вверх и в стороны в пределах верхней мантии. При этом в начальной стадии магмообразование происходит на больших глубинах и к поверхности выводятся расплавы щелочно-ультрамафитового и щелочно-базальтового состава, испытывающие затем дифференциацию. В дальнейшем разогрев субстрата и магмообразование охватывают более высокие горизонты волновода, происходят расширение субстрата и подъем его кровли; этот процесс идет также вширь, над этим участком в коре образуется зона растяжения, куда поступает базальтовый расплав. Небольшие очаги магмообразования в более глубоких горизонтах оказы-

ваются перекрытыми массами разогретого базальтового материала или оттесняются в стороны на периферию области базальтового магматизма. На регрессивном этапе, когда массы базальта в пределах волновода охлаждаются и становятся пронцаемыми, к поверхности снова может поступать магма из более глубоких очагов, обладающих еще определенным запасом тепла.

Таким образом, соотношение классов эндогенных режимов во времени отражает развитие определенного участка земной коры. Пространственное сосуществование классов эндогенных режимов является свидетельством неравномерного развития земной коры и обусловлено, вероятно, неоднородным строением верхней мантии. Более детальное рассмотрение временных и латеральных рядов эндогенных режимов позволяет подтвердить уже известные или установить новые закономерности магматизма.

### МАГМАТИЧЕСКИЕ И УЛЬТРАМЕТАГЕННЫЕ ФОРМАЦИИ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

Эндогенные формации раннего докембрия рассмотрены ниже в рамках крупных этапов докембрийской истории — раннеархейского, позднеархейского и ранне-среднепротерозойского.

Раннеархейский этап (древнее 3300—3500 млн. лет). Наименее ясны закономерности магматизма и ультраметаморфизма древнейшего, раннеархейского, этапа геологической истории, выделенного под названием пермобильного [Салоп, 1973 г.], пангеосинклинального, прогеосинклинального [632 и др.].

В составе раннеархейских образований выделяются следующие магматические и ультраметаморфические формации: метабазальтовая и метаультрамафит-мафитовая (часто объединяемые в протофиолитовую ассоциацию), характерные для стадий прогибания раннеархейских складчатых областей; анортзитовая, мигматит-плагиигранитовая (эндербитовая), мигматит-гранитовая (чарнокитовая), мангерит-гранитовая и аляскитовая, присущие инверсионным стадиям их развития. В отдельных районах Алдано-Станового, Балтийского и Украинского щитов в качестве наиболее поздних постскладчатых магматических образований рассматриваемого этапа выделяются дайковые комплексы метагаббро-диабазов. Однако раннеархейский возраст этих комплексов обоснован плохо, и, возможно, они являются позднеархейскими.

Перечисленные формации группируются в два заметно отличающихся друг от друга временных ряда, присущих различным регионам. Так, временной ряд формаций метабазальтовая—метаультрамафит-мафитовая—анортзитовая—мангерит-гранитовая характерен для ранних архейд Становой и Анабарской

складчатых областей и раннеархейского фундамента восточной части Русской платформы, являвшихся в это время наиболее мобильными областями. Временной ряд metabазальтовая—метаультрамафит-мафитовая—мигматит-плагногранитовая (эндербитовая)—мигматит-гранитовая (чарнокитовая)—алекситовая характерен для ранних архейд Алданской и Енисейской складчатых областей, Балтийского щита, Бугско-Днестровского блока Украины, Белорусского массива и некоторых других регионов СССР, являвшихся относительно стабилизированными областями. Принципиальным отличием одного временного ряда от другого и соответственно магматизма и ультраметаморфизма одной группы регионов от магматизма и ультраметаморфизма другой является то, что в одном случае после излияния основных эффузивов, внедрения ультрамафит-мафитовых интрузий и регионального метаморфизма раннеархейских комплексов (т. е., по-видимому, в раннеинверсионную стадию) возникла анортозитовая формация, в другом — в широких масштабах началось образование мигматит-плагногранитовой (эндербитовой) формации.

Указанные различия временных рядов для разных, иногда соседних, регионов (например, Становой и Алданской складчатых областей) свидетельствуют о возникновении уже на этом этапе развития Земли латеральных рядов формаций (например, анортозитовая — эндербитовая). В пользу этого говорит и ряд данных о заметных различиях в составе и строении однотипных раннеархейских формаций, развитых в разных регионах.

Позднеархейский этап (3500—2600 млн. лет). Этот этап геологической истории Земли можно назвать литоплинтно-протогеосинклинальным. Для него характерно четко поясное расположение подвижных областей и появление относительно жестких стабилизированных блоков литоплинтов, сложенных раннеархейскими образованиями. В пределах СССР с этим этапом связано образование двух типов структур, в составе которых магматические и ультраметаморфогенные породы играют важную роль. Типичными представителями одного из них являются становой (Дальний Восток) и тикичский (Украина) структурно-формационные комплексы, другого — лопийский комплекс (Балтийский щит) и зеленокаменные комплексы вместе с приуроченными к ним позднеархейскими гранитоидами (Украинский щит и Воронежский кристаллический массив)\*.

В составе структурно-формационных комплексов станového типа выделяются следующие магматические и ультраметаморфогенные формации: 1) metabазальтовая, представленная амфиболитами, роговообманковыми гнейсами и кристаллическими

\* Большинство исследователей сопоставляют структурно-формационные комплексы этого типа с позднеархейскими образованиями так называемых зеленокаменных поясов Канады, Австралии, Южной Америки и Индии.

сланцами, средний состав которых по петрохимическим параметрам широко варьирует — от щелочных оливиновых базальтов до высокоглиноземистых базальтов или андезито-базальтов островных дуг\*; 2) метаультрамафит-мафитовая формация, представленная многочисленными мелкими согласными и секущими телами габбро-амфиболитов, горнблендитов, метапериодитов и метапироксенитов; 3) мигматит-плагиогранитовая формация, в состав которой входит множество мелких согласных тел; 4) мигматит-гранитовая формация, образования которой слагают крупные, обычно конкордантные авто- или аллохтонные мигматит-плутоны. Первые две формации связаны с собственно протогеосинклинальными, а две последние — с инверсионными стадиями развития позднеархейских складчатых областей.

Набор магматических и ультраметаморфических формаций, входящих в состав временных рядов комплексов лопийского типа, более разнообразен. В подавляющем большинстве случаев с собственно протогеосинклинальной стадией развития подвижных поясов этого типа связано образование протоофиолитовых ассоциаций, включающих вулканогенные формации преимущественно основного состава и интрузивные формации мафит-ультрамафитового состава. Вулканогенные образования этих ассоциаций, представленные различными зелеными сланцами, амфиболитами, гнейсами с хорошо сохранившимися структурами и текстурами эффузивов и туфов, по составу варьируют от ультраосновных (коматитов и пикритов) до кислых (липаритов) и изредка даже щелочных (трахитов). Формационная принадлежность указанных вулканогенных образований дискусионна: ряд исследователей (Т. В. Билибина, К. А. Шуркин и другие) относят их к «кератофир-спилит-диабазовой формации» (натриевых базальтов — липаритов).

В некоторых структурно-формационных зонах лопийского типа (Гимольской в Карелии, частично Вороньих тундр, Поросозера на Кольском полуострове, шведской лептитовой провинции и др.) среди позднеархейских вулканогенных образований, связанных с протогеосинклинальными стадиями, значительную роль играют кислые и средние метаэффузивы и метатуфы, объединяемые К. А. Шуркиным в лептитовую формацию (по другой терминологии — лептит-порфиловую, кварцевых кератофиров или метаморфизованных натриевых липаритов). Намечается приуроченность лептитовой формации к погруженным относительно жестким внутригеосинклинальным массивам, а «кератофир-спилит-диабазовой» формации — преимущественно к внутренним протогеосинклинальным прогибам и к глубинным разломам на стыках прогибов с жесткими блоками [Ю. Б. Богданов и др., 1974 г.; Г. С. Дзоцендзе, 1975 г.; Э. Б. Наливкина,

\* Присутствие в составе верхнеархейских гнейсовых толщ метаморфизованных кислых эффузивов возможно, но строго не доказано.

1977 г.]. Интрузивные породы собственно протогеосинклинальной стадии, тесно ассоциирующие с вышеописанными вулканами, представлены метаморфизованными дунитами, перидотитами, пироксенитами, габбро, габбро-анортозитами и диоритами, обычно объединяемыми в габбро-гипербазитовую [К. А. Шуркин и др., 1974 г.; Т. В. Билибина и др., 1976 г.] формацию, по-видимому соответствующую метаморфизованной дунит-перидотитовой формации позднего докембрия. От раннеархейской метальтрамафит-мафитовой эта формация отличается относительно большим объемом ультраосновных пород. С инверсионными стадиями развития подвижных поясов лопийского типа в большинстве районов связаны мигматит-плагногранитовая и мигматит-гранитовая формации (часто неразделяемые).

Все вышеуказанные позднеархейские магматические и ультраметаморфогенные формации характерны для протогеосинклинальных складчатых областей станового или лопийского типа. В сопредельных с ними литоплинтах или относительно жестких мелких блоках типа срединных массивов, расположенных внутри подвижных поясов, с позднеархейским этапом связано внедрение секущих тел габбро, гипербазитов, габбро-анортозитов, диоритов неясной формационной принадлежности и габбро-диабазов и формирование нередко крупных авто- и аллохтонных тел палингенно-метасоматических гранитов (иногда чарнокитов), возникающих в основном, по-видимому, при ремобилизации гранитного материала раннеархейских комплексов. Магматических или ультраметаморфогенных формаций, которые можно было бы отнести к протоорогенным, в позднем архее не установлено, как достоверно не установлено и само проявление протоорогенного режима в это время.

Ранне-среднепротерозойский этап (2600—1650 млн. лет). Этот этап развития земной коры выделяется как протогеосинклинально-протоплатформенный, так как в это время наряду со сложно дифференцированными протогеосинклинальными поясами развивались и обширные области консолидации нередко уже с мощным протоплатформенным чехлом.

Для протозвгеосинклинальных зон ранне-среднепротерозойских подвижных поясов характерен следующий временной ряд формаций: кератофир-спилит-диабазовая (и связанные с ней субвулканические интрузии основного и кислого состава) и габбро-гипербазитовая, часто объединяемые в протофиолитовую ассоциацию собственно протогеосинклинальной стадии развития, и мигматит-плагногранитовая и (или) мигматит-гранитовая формации инверсионной стадии развития. С протоорогенным режимом развития, который уверенно можно выделить только в Муйской и некоторых других зонах Сибири, связано образование формации наземных кислых вулканитов, соответствующих липаритовой (падринская серия) и лейкогранитовой (витимский и другие комплексы) формации.

Временной ряд магматических и ультраметаморфических формаций, присущий широко распространенным протомиогеосинклинальным зонам рассматриваемого этапа, несколько отличается от эвгеосинклинального. Среди образований ранних стадий развития подвижных зон вулканы здесь нередко вообще отсутствуют или представлены сравнительно маломощными прослоями основных эффузивов и туфов метадиабаз-спилитовой формации и иногда кислых эффузивов неясной формационной принадлежности. Интрузивные породы этой стадии обычно относятся к габбро-диабазовой формации (2000—2150 млн. лет). С инверсионной стадией в пределах протомиогеосинклинальных зон связано образование преимущественно складчатых и позднескладчатых мигматит-плаггиогранитовой и мигматит-гранитовой формаций (1900±100 млн. лет), слагающих автохтонные и паравтохтонные тела, и иногда позднескладчатой гранитовой формации, аллохтонные интрузии которой контролируются разломами.

В протоплатформенных (протоплитных) областях и в зонах перехода к ним от протомиогеосинклинальных прогибов (северная часть Удоканской зоны и др.) ранне-среднепротерозойский магматизм начинался обычно с одновременных излияний андезитов, реже базальтов и липаритов неясной формационной принадлежности\* (от 2600 до 2200 млн. лет) с накоплением нижнепротерозойских осадочных отложений протоплатформенного чехла\*\*. В пределах протоплатформ и срединных массивов в это же время имело место и внедрение даек и силлов габбро-диабазов и некоторых других основных и ультраосновных пород. В интервале 2200—2000 млн. лет в пределах протоплатформ возникли ритмично расслоенные интрузии перидотит-пироксенит-норитовой формации типа Бушвелдской, Чинейской и т. п. Подобные же интрузии (например, Главного хребта, Мончи, Лукинды и т. д.) формировались в это время и в пределах протоцитов и срединных массивах, а также на стыках их с подвижными поясами.

Примерно в это же время, может быть несколько позже (от 2000 до 1850—1650 млн. лет), в пределах других жестких архейских срединных массивов, окруженных раннепротерозойскими (карельскими) подвижными поясами, происходило становление резко дифференцированных неоднородно зональных массивов габбро-анортзитовой формации. Более поздний, повидимому среднепротерозойский, магматизм протоплатформ и срединных массивов (в интервале от 2000 до 1650 млн. лет)

\* Л. И. Салоп (1973 г.) подобные породы из протоплатформенных областей Балтийского щита относит к диабаз-порфиритовой или траптовой формациям.

\*\* В отдельных регионах (например, Удоканском) им предшествовало образование протоавлакоенов, в состав которых входят основные вулканы и интрузии неясной формационной принадлежности.

представлен очень специфическими существенно кислыми вулкано-интрузивными ассоциациями, в составе которых выделяются несколько гранитоидных (гранитов рапакиви, лейкогранитовая и сиенит-щелочно-гранитовая) и трахиандезитовая, андезитовая, трахилипаритовая и липаритовая вулканические формации [М. М. Мануйлова, 1974 г.]. Указанные вулкано-интрузивные ассоциации широко распространены в пределах СССР и зарубежных стран. Эти ассоциации или отдельные их члены, как правило, структурно сопряжены с интрузиями перидотит-пироксенит-норитовой или габбро-анортозитовой формаций. Характерно, что вместе с габбро-анортозитовой формацией всегда встречаются формация гранитов рапакиви и часто вулканыты трахиандезит-липаритового состава.

Особое место в истории развития ранне-среднепротерозойской земной коры занимают ультрамафит-мафитовые вулкано-интрузивные ассоциации, слагающие в пределах Балтийского щита несколько протяженных поясов: Кольский (Печенга, Имандра—Варзуга), Лапландский (Ветреный Пояс, Финская Лапландия) и др. Они заложались в конце раннего — начале среднего протерозоя на жестком архейском основании и, возможно, представляют собой древнейшие рифтогенные структуры [636].

Анализ пространственно-временных соотношений магматических и ультраметаморфогенных формаций, проведенный для раннего докембрия, позволяет сделать следующие основные выводы.

1. Для всех этапов раннедокембрийской истории Земли устанавливается одинаково направленное изменение состава магматических и ультраметаморфогенных формаций от преимущественно мафического и ультрамафического, присущего ранним стадиям развития подвижных областей, к типично салическому, характерному для их позднеинверсионных стадий. Общим для всех этих этапов является также преимущественно ультраметаморфогенный генезис пород формаций, связанных с инверсионными стадиями.

Для инверсионной стадии раннеархейского этапа характерно развитие специфических анортозитовой, эндербитовой и чарнокитовой формаций, образующихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма, тогда как для инверсионных стадий позднеархейского и ранне-среднепротерозойского этапов эти разновидности формации совершенно не характерны; в это время широкое развитие приобретают палингенно-анатектические и метасоматические биотитовые и биотит-роговообманковые гранитоиды мигматит-плагиогранитовой и мигматит-гранитовой формаций, образующиеся в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций метаморфизма.

2. Магматизм протоплатформенного режима, захватившего начиная с раннего протерозоя обширные области, характери-

зуются излияниями базальтов, андезитов и реже кислых эффузивов неясной формационной принадлежности и образованием даек и силлов габбро и диабазов базальт-диоритовой формации (?). Специфической особенностью магматизма и ультраметаморфизма протоплатформенного режима является ремобилизация гранитного материала фундамента протоплатформ с образованием палингенно-анатектических гранитов и гранито-гнейсовых куполов, метаморфизующих нижние части протоплатформенного чехла.

3. Магматизм протоорогенного режима, впервые четко проявившегося в ранне-среднепротерозойский этап, характеризуется широким развитием перидотит-пироксенит-норитовой и габбро-анортозитовой формаций и салической вулкано-интрузивной ассоциации формаций гранитов рапакиви, лейкогранитовой, трахиандезитовой, андезитовой, трахилипаритовой, липаритовой и самой поздней — сиенит-щелочно-гранитовой. Устанавливается четкая пространственно-временная связь пород вышеуказанной вулкано-интрузивной ассоциации либо с ритмично расслоенными интрузиями перидотит-пироксенит-норитовой формации (в протоплатформенных областях), либо со сложно дифференцированными массивами габбро-анортозитовой формации (в пределах срединных массивов и испытавших инверсию протомиогеосинклинальных прогибов).

4. В целом со временем от раннего архея к среднему протерозою возрастает сложность временных и латеральных рядов магматических и ультраметаморфогенных формаций. Впервые неоднородность латеральных рядов наметилась в раннем архее, что свидетельствует о наличии уже в это время крупных латеральных неоднородностей в раннеархейской коре [Мошкин, 1967, 1972 гг.]. Ранне-среднепротерозойский этап по сложности и разнообразию временных и латеральных рядов формаций близок к более поздним этапам развития и является первым в истории Земли этапом с завершенным циклом тектоно-магматического развития.

## НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА

Изучение временных формационных рядов и их серий позволяет уточнить и некоторые важные закономерности эволюции магматизма в ходе развития Земли [196, 343, 375, 377, 379, 636 и др.].

Выделяются два противоположных направления эволюции магматизма: одно из них приводит к разрастанию континентальной салической земной коры, другое — к ее своего рода деструкции. Первое направление проявляется в постепенном возрастании в общем объеме продуктов магматизма доли

мафическо-салических и салических пород за счет ультрамафических и мафических, а также в увеличении содержаний алюминия и калия в однотипных породах. Это направление реализуется при эвгеосинклинальном и орогенном режимах (рис. 37) и отражает суммарное влияние: 1) закономерной смены формаций разного состава в ходе становления формационных рядов; 2) смены рядов формаций (геосинклинальных орогенными); 3) эволюции состава и масштабов проявления формаций одного вида (в случае их неоднократной повторяемости в ходе развития подвижной области); 4) последовательного возрастания в повторяющихся рядах формаций относительной роли поздних членов. Эта тенденция осложняется элементами симметрии в строении рядов формаций, а также своеобразием магматизма миеосинклинальных зон и срединных массивов.

Тенденцию к деструкции континентальной коры знаменуют ряды класса кратонных режимов. Магматические формации этих рядов являются более мафическими по отношению к среднему составу коры (в пределах тех структур, где они проявляются), причем со временем это различие, так же как объем формаций, все более увеличивается. Так, для базальт-долеритовой формации установлено увеличение масштабов распространения и меланократовости (обогащение пород кальцием и магнием, обеднение кремнием и калием) в ходе развития платформ. Эта же тенденция выявляется при сопоставлении базальт-долеритовой формации «молодых» и «древних» платформ [343].

Относительная роль отмеченных тенденций развития магматизма в разные периоды Земли была неодинаковой. В раннепротерозойском цикле ведущим трендом в развитии магматизма было увеличение силичности его продуктов. Это позволяет говорить о сходстве общей эволюционной направленности раннепротерозойских складчатых областей и фанерозойских. Первые проявления рифтогенного и платформенного режимов, нарушающие тенденцию разрастания континентальной коры, отмечаются с позднего протерозоя; наиболее четкое выражение они получают в мезозое.

Если изучение временных рядов формаций дает возможность подойти к выявлению эволюции эндогенных режимов и связанного с ними магматизма, то изучение латеральных рядов важно для анализа характера сопряжения структур с разным глубинным строением (или с разными эндогенными режимами), а также для общепланетарных закономерностей развития магматизма. Так, например, ряд формаций натриевых липаритов — липаритов (Рудный Алтай, Юго-Западный Гиссар), члены которого близки по составу и возрасту и проявляются в смежных зонах, позволяет говорить об отсутствии резких границ при смене по латерали геосинклинального режима орогенным. В частности, можно выделить серии латеральных рядов, объединяющие как платформенные (эпиплатформенные), так и орогенные (эпиорогенные)

ряды формаций, охватывающие крупные тектонические этапы развития. Их анализ дает возможность более обоснованно строить петрогенетические и тектоно-физические модели процессов в земной коре и мантии, объединенных общностью времени проявления и глобальными причинами тектогенеза, но реализующихся различным образом в зонах разного строения. К примеру, трассирование синхронного магматизма сквозь структурных глубинных разломов позволяет показать различия в характере эпигорогенных и платформенных магматических формаций рифтогенного режима.

Анализ парагенезов формаций имеет металлогеническое значение. Как известно, потенциальная рудоносность формаций определенного вида обычно реализуется в условиях их особо благоприятных парагенезов с другими формациями (примеры таких парагенезов приведены при описании формаций натриевых базальтов, базальт-андезитовой, андезитовой). В зависимости от характера парагенезов меняются не только масштабы оруденения, но и типы месторождений и минеральный состав руд. По-видимому, наиболее продуктивны длительно развивающиеся вулканотектонические структуры, сформированные при участии нескольких вулканических и интрузивных формаций, каждая из которых вносит свой вклад в создание рудогенерирующих систем или рудовмещающих структур.

Важное значение для металлогении имеет изучение согласованных трендов в эволюции состава магматических пород, с одной стороны, и эндогенных рудных месторождений — с другой. Учитывая металлогеническую специализацию различных видов формаций (см. гл. 2—5), можно построить ряды рудообразующих элементов, соответствующие временным рядам магматических формаций тех или иных эндогенных режимов. (С одним и тем же рядом магматических формаций сосуществует несколько рядов рудообразующих элементов, отвечающих различным фаціальным условиям рудообразования: ранне-, поздне-, постмагматическим и т. д. В приводимых ниже «рудных» рядах учитываются лишь ведущие для каждой формации типы месторождений.)

Для эвгеосинклиналичного режима характерен следующий ряд рудообразующих элементов:  $\text{Cr} \rightarrow \text{Pt}$ ,  $\text{Ti}$ ,  $\text{Fe} \rightarrow \text{Fe}$ ,  $\text{Cu} \rightarrow \text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb} \rightarrow \text{Fe}$ ,  $\text{Au}$  (трехкратное появление  $\text{Fe}$  в этом ряду сопровождается сменой типа руд: окисных сульфидными и далее снова окисными). Ряд инверсионного режима:  $\text{Cu}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Au}$ ,  $\text{Ag} \rightarrow \text{Fe}$ ,  $\text{Au}$  — частично перекрывает предыдущий, отличаясь тем, что главное значение в образовании промышленных месторождений здесь приобретают более поздние члены ряда. В рядах орогенного режима в связи с развитием крупных вулканотектонических структур снова повторяется ассоциация:  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Au}$ , к которой здесь присоединяются  $\text{Hg}$ ,  $\text{As}$ ,  $\text{Ag}$ . Наряду с этим появляется новая линия эволюции:  $\text{Cu}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn} \rightarrow \text{Sn}$ ,  $\text{W}$ ,  $\text{Mo} \rightarrow \text{Nb}$ ,

Ta, Be, отвечающая последовательному проявлению гранитных формаций (от диорит-гранодиоритовой до аляскитовой).

Ряды рудообразующих элементов срединных массивов отличаются от синхронных рядов эвгеосинклиналильных зон, с одной стороны, более ранним появлением ассоциации W, Mo, Sn уже на инверсионной стадии, а с другой — проявлением тенденции к образованию ассоциаций (Cu, Ni, Ta, Nb, Zr), свойственных платформенному и рифтогенному режимам. Для двух последних режимов в связи с отсутствием устойчивых временных рядов магматических формаций трудно наметить строгую последовательность в смене состава элементов, более уверенно можно говорить о латеральных их рядах, в которых сочетаются три типа ассоциаций: 1) Cu, Fe, Co, Ni, 2) Fe, Ti, 3) Ti, Zr, Ta, Nb.

Построенные таким образом типы рядов рудообразующих элементов хорошо соответствуют известным закономерностям развития эндогенного рудообразования [47, 496, 505]; в частности, они укладываются в теоретическую схему рядов рудной зональности (Д. В. Рундквист и др.), которая в свою очередь согласуется с положением элементов в периодической системе. Главным в развитии эндогенного рудообразования подвижных областей является сидеро-халькофильное направление, при орогенном режиме одновременно проявляется и халькофильно-литофильное направление; наконец, ассоциации, свойственные платформенному и рифтогенному режимам, располагаются в сидеро-литофильном ряду упомянутой схемы.

В соответствии с рангом рядов магматических формаций можно выделять ряды рудообразующих элементов разного ранга, в том числе более высокого, чем описанные выше. При этом устанавливается повторяемость в рядах разного ранга одного и того же тренда эволюции, что неоднократно подчеркивалось Д. В. Рундквистом [496]. Таким образом, независимо от масштаба явлений наблюдается постоянное направление эволюции сопряженных процессов магматизма и рудогенеза: с увеличением «сиаличности» пород (содержаний Si, Al, K) возрастает роль халькофильных и литофильных элементов за счет сидерофильных. Противоположное направление эволюции магматизма, свойственное главным образом базальт-долеритовой формации платформ, сопровождается сменой парагенезов Ti, Fe на Cu, Ni, Co. Подобие рядов (разного ранга) магматических формаций и рудообразующих элементов и параллелизм в эволюции магматизма и рудообразования позволяют при изучении конкретных регионов переносить закономерности с хорошо изученных рядов на менее изученные, предсказывать существование недостающих звеньев рядов (в том числе и рудных месторождений). При дальнейшей детальной разработке намеченных положений они могут быть использованы в качестве одного из критериев для прогнозной оценки этих регионов на тот или иной комплекс полезных ископаемых.

## Заключение

В настоящей работе изложены результаты систематизации обширного материала по магматизму гетерогенной в геологическом отношении территории СССР на основе формационных исследований. Эта систематизация позволила уточнить представления о повторяемости типичных ассоциаций изверженных пород, их свойствах, а также о закономерностях их связей с типичными геологическими обстановками. Итогом работы явилась характеристика около 50 главнейших видов магматических формаций территории СССР, полученная при обобщении данных более чем по 1500 магматическим комплексам.

Рассмотрение достаточно большого числа отдельных ассоциаций и установление вариаций их свойств в рамках формационного вида наряду с принятием определенных границ между видами обеспечивает, с одной стороны, достоверность предлагаемой систематизации, охватывающей большинство возможных повторяющихся сочетаний пород, а с другой — выявление возможных причин вариаций этих свойств. Поскольку общие характеристики формационных видов суммируют наиболее важную информацию, они являются основой для будущих исследований, направленных на дальнейшее совершенствование представлений о составе, строении и других свойствах ассоциаций. Эти характеристики формаций, кроме того, дают возможность более обоснованно предсказывать новые геологические ситуации и прогнозировать те или иные (в том числе металлогенические) свойства отдельных комплексов. Имеются многочисленные примеры подтверждения сделанных на основе этих характеристик прогнозов как в отношении состава и структуры малоизученных комплексов изверженных пород, так и в отношении присутствия ранее неизвестных комплексов в регионах с определенным типом геологического развития. Наконец, анализ этих характеристик формаций и их совокупностей на основе экспериментальных и теоретических физико-химических исследований позволяет строить более обоснованные, исключающие случайные отклонения петрогенетические модели образования ассоциаций изверженных пород.

Определилась и принципиальная основа формационных исследований магматических образований как одного из методов регионального петрологического изучения и прогнозной оценки территории на эндогенные полезные ископаемые. Магматические формации выделены и систематизированы исходя из их внутренних свойств: состава и строения, с учетом соотношений

с окружающей средой. Они рассматриваются не только как отдельные виды, но и как элементы сочетаний более высокого ранга, к которым относятся семейства и группы формаций. Помимо значения для систематизации это дает основу для анализа металлогении, глубинной тектоники и пр.

Для установления пространственно-временных закономерностей проявления отдельных формационных видов и их совокупностей используются также представления о парагенезах, и в частности о повторяющихся временных и латеральных рядах магматических формаций. Изучение рядов формаций способствует раскрытию особенностей тектонического строения и геологического развития отдельных регионов, а также выяснению закономерностей реализации металлогенического потенциала отдельных формационных видов, входящих в состав этих рядов. Результаты анализа типичных парагенезов могут быть в дальнейшем использованы при составлении как геологических, так и специальных карт различного, преимущественно среднего и мелкого, масштаба. Типизация рядов магматических формаций и определение места рудоносных формаций и их разновидностей в этих рядах обеспечивают значительно большую достоверность оценок металлогенической продуктивности формаций по сравнению с оценками, основанными на изучении отдельных их видов.

Обобщение материалов показало, что многие вопросы формационного анализа остаются пока еще не решенными. Имеется много неясных и дискуссионных моментов, касающихся отдельных комплексов, формационных видов и их типовых парагенезов. Эти неясности обусловлены в большей мере отсутствием согласованности у исследователей в оценке тех или иных явлений, чем степень изученности отдельных комплексов. В частности, по-разному может оцениваться связь близких по возрасту и положению в пространстве вулканических и плутонических ассоциаций: они могут относиться к разным формациям, составляя парагенез, или входить в один комплекс, принадлежащий к сложной вулкано-интрузивной формации.

Не вполне определенным является ранжирование признаков состава и строения формаций, обуславливающее отнесение отдельных комплексов к разным их видам; точно так же не всегда однозначно для выделения видов оценивается признак соотношения ассоциации изверженных пород со средой становления. Недостаточно ясным остается вопрос о генетических соотношениях сближенных в пространстве и во времени и принадлежащих к одному семейству комплексов, которые в настоящее время относятся к разным формациям. Требуют дальнейшего уточнения как сами критерии, используемые для выделения и диагностики формаций, так и способы количественной оценки этих критериев и их тектонической, петрогенетической и металлогенической интерпретации.

Основное внимание в настоящей работе было уделено магматическим формациям фанерозоя. Многие сложные проблемы докембрийского магматизма и формационного анализа его продуктов не рассматривались, поэтому приведенные здесь эволюционные аспекты развития магматизма не могут в полной мере распространяться на докембрийские эпохи.

Поскольку почти вся территория СССР вместе с краевыми морями принадлежит к Евразийскому континентальному блоку, в настоящей работе не затрагивались магматизм дна океанов и соответственно магматические формации современной океанической коры. К сожалению, сейчас еще нельзя дать однозначного ответа на вопрос о соответствии магматических формаций складчатых областей ассоциациям магматических пород океанического дна и островных дуг, несмотря на некоторые черты их сходства. Следует также иметь в виду, что магматические формации, отдельные представители которых весьма ограниченно развиты на территории СССР, не получили достаточно полной характеристики в соответствующих главах данной работы.

Все эти и многие другие недостаточно изученные вопросы в известной мере могут определять дальнейшие задачи формационных исследований как в методическом отношении, так и при изучении отдельных магматических комплексов, видов формаций и отдельных регионов. Необходимость углубления и расширения формационных исследований диктуется требованиями разработки и совершенствования петрологических критериев рудоносности магматических формаций и их отдельных представителей. Имеющиеся по этим вопросам материалы еще недостаточны для получения достоверных петрологических оценок перспективности отдельных магматических комплексов, формаций и районов их развития на разные типы эндогенных полезных ископаемых. Главным итогом дальнейшего применения методов формационных исследований должен быть решение практических задач, обеспечивающих укрепление и расширение минерально-сырьевой базы страны.

## Список литературы

1. *Абдурахманов К. А., Старов В. И.* Щелочные породы Таласского и Заилийского Алатау и перспективы их использования в народном хозяйстве.— В кн.: Щелочные породы Киргизии и Казахстана. Фрунзе, Илим, 1968, с. 148—158.
2. *Абовян С. Б.* Интрузивные формации ультраосновных и основных пород офиолитовых поясов Армянской ССР.— Докл. АН СССР, 1972, т. 54, № 2, с. 109—115.
3. *Абрамович И. И., Груза В. В.* Фациально-формационный анализ магматических комплексов. Л., Недра, 1972.
4. *Агафонов Л. В.* Минералогия альпинотипных гипербазитов Корьякско-Камчатской складчатой области. Автореф. дис. Новосибирск, 1975.
5. *Азизбеков Ш. А., Исмаил-Заде А. Д., Ниждерадзе Н. Ш.* Лейцитовые эффузивы Талыша.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 4, с. 88—94.
6. *Алексеев А. А.* Магматические комплексы зоны хребта Уралтау. М., Наука, 1976.
7. *Алмазные месторождения Якутии/А. П. Бобриевич, Н. М. Бондаренко, М. А. Гневушев и др. М., Госгеолтехиздат, 1959.*
8. *Алтухов Е. Н., Глазунов О. М.* Структурное положение гипербазитов юга Сибири и особенности их металлогении.— Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 3—16.
9. *Алыпова О. М.* Особенности ферромагнитных минералов молодых вулканических пород Камчатки по данным термомагнитных исследований и их связь с глубинными условиями кристаллизации магмы.— В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М., Наука, 1971, с. 122—125.
10. *Ананьева Е. М., Дорофеев Б. В., Калабурдина А. И.* Геофизическая изученность глубинных зон Урала и основные результаты геофизических исследований.— В кн.: Глубинное строение Урала. М., Наука, 1968, с. 55—68.
11. *Андреева Е. Д.* Щелочной магматизм Кузнецкого Алатау. М., Наука, 1968.
12. *Апрелков С. Е.* Тектоника и история вулканизма Южной Камчатки.— Геотектоника, 1971, № 2, с. 47—61.
13. *Арапов В. А.* История развития Бельтау-Кураминского вулканоплутонического пояса (Тянь-Шань).— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 144—152.
14. *Асеньев А. А.* О закономерности размещения кимберлитов в восточной части Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 5, с. 1170—1173.
15. *Артемов В. Р.* Серпентиниты и типы серпентинизации. Автореф. дис. Л., 1970.
16. *Архангельская В. В.* Редкометалльные щелочные комплексы южного края Сибирской платформы. М., Недра, 1974.
17. *Асланян А. Т.* Региональная геология Армении. Ереван, Айпетрат, 1958.
18. *Атлас пород и руд норильских медно-никелевых месторождений/А. Д. Додин, Б. Н. Батуев, Г. А. Митенков и др. Л., Недра, 1971.*
19. *Атласов И. П.* Некоторые соображения о размещении кимберлитовых тел на северо-востоке Сибирской платформы.— Информ. бюл. НИИГА, 1957, вып. 2, с. 8—12.
20. *Афанасьев Г. Д.* Некоторые вопросы геологической петрологии.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 5, с. 5—15.
21. *Бадалов А. Б., Панкратов П. В.* Элементы-примеси в железорудных скарнах Ирису.— Узб. геол. журн., 1960, № 6, с. 26—40.

22. *Базальтоидные* формации раннегеосинклинального этапа колчеданосных подвижных поясов (на примере Магнитогорского мегасинклинория)/М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 38—52.
23. *Байрамалибейли Э. Т., Алиев Г. И.* Дайковый комплекс северной части Белокамо-Закатальского рудного района (азербайджанская часть южного склона Большого Кавказа).— В кн.: Актуальные вопросы современной петрологии. М., Наука, 1974, с. 297—303.
24. *Бакуменко И. Т., Добрецов Н. Л.* Магматическое происхождение офиолитовых габбро.— Докл. АН СССР, 1976, т. 230, № 6, с. 1425—1428.
25. *Баранов В. В., Кромская К. М., Висьневский Я. С.* Мальгузарский габбро-диабазовый комплекс и его геохимические особенности.— В кн.: Тектоника, магматизм и рудоносность Узбекистана. Ташкент, 1975, с. 118—124.
26. *Баратов Р. Б.* Интрузивные комплексы южного склона Гиссарского хребта и связанное с ними оруденение. Душанбе, Дониш, 1966.
27. *Баратов Р. Б., Горецкая Е. Н., Щукин С. И.* Дацит-липаритовая формация Южного Гиссара. Душанбе, Дониш, 1973.
28. *Батиева И. Д.* Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., Наука, 1976.
29. *Бевз В. Е.* Вопросы корреляции магматических образований Курильских островов.— В кн.: Магматические комплексы Дальнего Востока. Владивосток, 1971, с. 247—254.
30. *Бейли Д.* Поток летучих, концентрация тепла и генерация магмы.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., Мир., 1972, с. 152—160.
31. *Белов И. В.* Трахибазальтовая формация Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963.
32. *Белоусов А. Ф.* Об основах формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с. 6—14.
33. *Белоусов А. Ф.* Проблема генезиса базитовых магм.— В кн.: Геодинамика магмообразования и вулканизма. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 223—235.
34. *Белоусов А. Ф.* Проблемы анализа эффузивных формаций. Новосибирск, Наука, 1976.
35. *Белоусов А. Ф., Кочкин Ю. Н., Полякова З. Г.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Горного Алтая, Горной Шории и Саларского края. М., Наука, 1969.
36. *Белоусов А. Ф., Налетов Б. Ф., Полякова З. Г.* Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Кузнецкого Алатау. Новосибирск, Наука, 1974.
37. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., Недра, 1975.
38. *Белый В. Ф.* Вулканические формации и стратиграфия северной части Охотско-Чукотского пояса. М., Наука, 1969.
39. *Беляев Г. М.* Петрология докембрийских гранитоидных пород Алдано-Тимптонского междуречья (Южная Якутия). Автореф. дис. Л., 1977.
40. *Беляев К. Д., Увадьев Л. И.* Палеозойские дайковые комплексы Кольского полуострова и Северной Карелии.— Сов. геология, 1977, № 2, с. 67—76.
41. *Беляевский Н. А.* Земная кора в пределах территории СССР. М., Недра, 1974.
42. *Белянина Г. Н., Червяковская В. В.* О составе редких земель в ранних основных вулканитах Урала и их петрологическом значении.— В кн.: Ежегод. Ин-та геол. и геохим. Уральск. науч. центра АН СССР за 1974 г. Свердловск, 1975, с. 72—74.
43. *Бескин С. М., Марин Ю. Б.* Некоторые вопросы изучения гранитоидных формаций малых и средних глубин.— Зап. ВМО, 1972, ч. 101, вып. 2, с. 204—222.
44. *Бескин С. М., Марин Ю. Б.* Типы редкометалльных месторождений гранитовых формаций.— Зап. ВМО, 1972, ч. 102, вып. 3, с. 294—306.
45. *Беспалов В. Ф.* Джунаро-Балхашская герцинская геологическая провинция.— В кн.: Вопросы геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 129—154.

46. *Билибин Ю. А.* Петрология Ыллымахского массива. М.—Л., Гостеоллиздат, 1947.
47. *Билибин Ю. А.* Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Гостеолтехиздат, 1955.
48. *Билибин Ю. А.* Избранные труды, т. 2. М., Изд-во АН СССР, 1959.
49. *Благулькина В. А.* Петрохимические типы кимберлитов Сибири.— Сов. геология, 1969, № 7, с. 60—70.
50. *Блюман Б. А.* О внутреннем строении и механизме становления Белокурихинского гранитного массива (Горный Алтай).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 12, с. 119—122.
51. *Богатиков О. А.* Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., Наука, 1966.
52. *Богатиков О. А., Биркис А. П.* Магматизм докембрия Западной Латвии. М., Наука, 1973.
53. *Богачев А. И., Зак С. И., Сафронова Г. П.* Геология и петрология Ельцовского массива габброидных пород Карелии. Л., Изд-во АН СССР, 1963.
54. *Богданова С. В.* Анортозиты Волго-Уральской области.— В кн.: Анортозиты СССР. М., Наука, 1974, с. 57—69.
55. *Багдасаров Э. А., Орлова М. П., Козырев В. И.* Редкие и рассеянные элементы щелочных габброидов и базальтоидов Северного Тянь-Шаня.— Зап. ВМО, 1974, ч. 103, вып. 6, с. 682—694.
56. *Богидева М. В., Матвеевко В. Т.* Основные и ультраосновные интрузии Корякско-Анадырского района (Северо-Восток СССР). Магадан, 1960.
57. *Богнибов В. И.* Большереченский габбро-норитовый комплекс в Тельбеском районе Горной Шории.— В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., Наука, 1971, с. 61—102.
58. *Болотников А. Ф., Кравченко Н. С.* К петрологии и рудоносности липарит-гранитовых ассоциаций.— В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 38—49.
59. *Бородаевская М. Б., Ширай Е. П., Кривоцов А. И.* О характере и формах связи колчеданного оруднения с магматизмом эвгеосинклиналей.— В кн.: Магматизм и полезные ископаемые. М., Наука, 1975, с. 58—71.
60. *Бородин Л. С., Гладких В. С.* К петрологии щелочных базальтоидов Кузнецкого Алатау.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 12, с. 5—20.
61. *Бородин Л. С., Гладких В. С.* Ниобий в щелочных базальтах и базальтоидах.— Геохимия, 1968, № 5, с. 539—548.
62. *Булькин Л. Д., Золотов К. К.* О формационном делении ультраосновных пород Урала.— Докл. АН СССР. 1968, т. 180, № 4, с. 930—932.
63. *Бурикова И. А., Костина Р. И.* О гетерогенном происхождении кислых пород раннегеосинклинальных формаций контрастного типа.— В кн.: Методы палеовулканических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 128—130.
64. *Буссен И. В., Сахаров А. С.* Геология Ловозерских тундр. Л., Наука, 1967.
65. *Буссен И. В., Сахаров А. С.* Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., Наука, 1972.
66. *Бутакова Е. Л.* Тектонические условия размещения и образования комплексов щелочных пород складчатых областей.— Геология и геофизика, 1969, № 8, с. 10—18.
67. *Бутакова Е. Л.* Химизм комплексов и формаций щелочных пород восточной части Алтае-Саянской складчатой области.— Геология и геофизика, 1971, № 4, с. 24—36.
68. *Бутакова Е. Л., Егоров Л. С.* Маймечка-котуйский комплекс формаций щелочных и ультраосновных пород.— В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 417—589.
69. *Бухарев В. П., Колосовская В. А.* О строении анортозитовых массивов в северо-западной части Украинского щита.— Геол. журн., 1973, № 2, с. 104—108.

70. Бучковский Э. С. Основные черты сульфидной рудоносности ультраосновных массивов восточного склона Южного Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала, вып. 2. М., Госгеол-издат, 1960, с. 94—105.
71. Быковская Е. В. Восточно-Сихотэ-Алинский вулканоген.— В кн.: Геология Северо-Восточной Азии. Т. III. Магматизм. Л., Недра, 1973, с. 248—258.
72. Быковская Е. В. Особенности прошлых и новейших вулканогенных формаций Дальнего Востока СССР.— В кн.: Труды II Всесоюзного вулканологического совещания. Т. 2. М., 1966, с. 22—32.
73. Варганова Н. С., Завьялова И. В., Щербакова З. В. Мезозойские щелочные гранитоиды Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1976.
74. Василевский М. М., Тащинима М. Б. Опыт выделения палеозойских вулканогенно-рудных формаций в Центральном Казахстане. Л., 1966.
75. Васильев Ю. Р., Золотухин В. В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск, Наука, 1975.
76. Ващилов Ю. Я. Морфология и тектоническое положение некоторых магматических тел крайнего Северо-Востока СССР по геофизическим данным.— Бюл. МОИП, отд. геол., т. LXXIII, 1968, № 5, с. 14—22.
77. Великославинский Д. А. К вопросу о формациях собственно гранитов рапакиви и рапакивиобразных гранитов на Балтийском щите.— Изв. АН СССР, 1973, № 8, с. 46—54.
78. Великославинский Д. А. Новые данные о гранитах рапакиви Выборгского массива.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 166—174.
79. Велинский В. В. Кембрийский вулканизм Западного Саяна. Новосибирск, Наука, 1968.
80. Велинский В. В., Агафонов Л. В. О находке кальцитсодержащих оливинов в гипербазитах хребта Пекульней на Чукотке.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 1972, с. 188—192.
81. Велинский В. В., Пинус Г. В. Об эволюции химического состава вещества верхней мантии.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М., Наука, 1969.
82. Вишневецкий А. Н., Рабкин М. И., Лопатин Б. Г. Габбро-анортозитовая формация Анабарского щита.— В кн.: Раннедокембрийские образования центральной части Арктики и связанные с ними полезные ископаемые. Л., 1974, с. 55—68.
83. Власов Г. М., Петраченко Е. Д., Попкова М. И. Рудная формация зеленых туфов Тихоокеанского пояса и ее возможные аналоги на Урале и в других складчатых областях Евразии.— В кн.: Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей, общие вопросы и региональная металлогения. Свердловск, 1976, с. 43—45.
84. Власов К. А., Кузьменко М. В., Еськова Е. М. Ловозерский щелочной массив. М., Изд-во АН СССР, 1959.
85. Возможные пути генерации андезитовых магм островных дуг/Ю. С. Генштафт, Е. М. Рудич, А. Я. Салтыковский и др.— Бюл. МОИП. Отд. геол., т. L(3), 1975, с. 36—46.
86. Возрастная и формационная корреляция магматических образований территории СССР. Сб. I—IV. Ред. В. Н. Москалева, В. Л. Масайтис, В. Н. Верещагин, И. П. Никольская. Л., Недра, 1977.
87. Волохов И. М. О габбро-пироксенит-дунитовом формационном типе магматических образований в Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., 1965, с. 7—23.
88. Волохов И. М., Иванов В. М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Западного Саяна. Новосибирск, Изд-во Сиб. отд-ния АН СССР, 1963.
89. Воробьева О. А. Главные типы нефелиновых щелочных пород, их возраст и особенности минерализации. М., Госгеолтехиздат, 1960, с. 431—436.

90. Воробьева О. А. Проблема щелочного магматизма.— В кн.: Проблемы магмы и генезиса изверженных горных пород. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 82—83.
91. Воробьева О. А., Самойлова Н. В., Свешникова Е. В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1962.
92. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Вопросы теории формационного анализа. М., 1968.
93. Воронин Ю. А., Еганов Э. А. Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, Наука, 1972.
94. Вулканические ассоциации докембрия Урало-Монгольской провинции/А. Ф. Белоусов, Н. Л. Добрецов, Г. А. Додонова и др. Новосибирск, Наука, 1976.
95. Габброидные формации Алтае-Саянской складчатой области/И. М. Волохов, В. Н. Довгаль, А. П. Кривенко и др.— В кн.: Магматические формации. М., Наука, 1964, с. 134—145.
96. Гаврилов В. В. Апатитовые руды Джугджурского плутона.— Геология рудных месторождений, 1975, т. 17, № 2, с. 74—77.
97. Галахов А. В. Петрология Хибинского щелочного массива. Л., Наука, 1975.
98. Гельман М. Л., Белый В. Ф. Петрохимические особенности меловых и раннепалеогеновых эффузивов Северо-Западной Чукотки.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 150—166.
99. Геологические предпосылки расширения сырьевой базы алюминиевой промышленности в Сибири и на Дальнем Востоке/Б. М. Михайлов, В. А. Броневой, А. Д. Быков и др.— Сов. геология, 1976, № 7, с. 3—14.
100. Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформе и их рудоносность. Ред. Н. С. Малич, В. Л. Масайтис, Ю. Г. Старицкий и др. М., Недра, 1974.
101. Геологические формации Зайсанской складчатой системы/М. Г. Хисамудинов, К. Г. Богданова, Р. К. Григайтис и др.— В кн.: Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана. Т. 2. Алма-Ата, Наука, 1971.
102. Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива/А. С. Пак, С. И. Зак, В. Н. Горстка и др. Л., Наука, 1969.
103. Геологическое строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. Ред. Л. И. Красный. М., Недра, 1966.
104. Геологическое строение СССР. Т. III. Магматизм. М., Недра, 1968.
105. Геология СССР. Т. 25, кн. 2. Киргизская ССР. М., Недра, 1972.
106. Геология СССР. Т. 12. Урал. Полезные ископаемые. М., Недра, 1973.
107. Геолого-фациальная и петрохимическая характеристика силуро-девонских вулканогенных формаций Магнитогорского мегасинклиория/М. Б. Бородаевская, Е. П. Ширай, А. И. Кривцов и др.— В кн.: Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. М., 1973, с. 15—38. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 105).
108. Геотектоника Казахстана и редкометальное оруденение/Г. Н. Шерба, В. В. Степанов, А. В. Кудряшов и др. Алма-Ата, Наука, 1972, т. 1; 1973, т. 2.
109. Геохимия Ловозерского щелочного массива/В. И. Герасимовский, В. П. Волков, Л. Н. Когарко и др. М., Наука, 1966.
110. Герасимовский В. И., Поляков А. И. Вулканические породы рифтовых зон Восточной Африки.— Геохимия, 1970, № 4, с. 475—485.
111. Гибридные формации Алтае-Саянской складчатой области/И. М. Волохов, В. Н. Довгаль и др.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., 1964, с. 134—145.
112. Гинзбург А. И., Эпштейн Е. М. Карбонатитовые месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных месторождений. М., Наука, 1968, с. 158—220.
113. Гипербазитовые пояса Центральной Азии и некоторые общие вопросы петрологии гипербазитов/Г. В. Пинус, В. В. Велинский, Ф. П. Леснов и др.— В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, стр. 96—104.

114. *Гипербазитовый* массив Южный Крак (Южный Урал)/Г. Л. Кашинцев, И. Е. Кузнецов, М. Т. Паткан, Г. Б. Рудник.—Вестн. МГУ. Сер. геол., 1976, № 6, с. 59—67.
115. *Гипербазиты* протерозоя некоторых районов Карело-Кольского региона (опыт формационного анализа)/А. И. Богачев, В. И. Кочнев-Первухов, М. М. Лавров и др.—В кн.: Петрология и структурный анализ кристаллических образований. Л., Наука, 1970, с. 95—108.
116. *Гипербазиты* складчатых областей как индикаторы вещества верхней мантии/Г. В. Пинус, В. В. Велинский, Ю. Н. Колесник и др.—В кн.: Магматизм глубинных разломов в главных типах структур земной коры. Новосибирск, 1976, с. 3—27.
117. *Главнейшие* провинции и формации щелочных пород/Л. С. Бородин, А. В. Лапин, И. К. Пятенко и др. М., Наука, 1974.
118. *Главнейшие* формационные типы щелочно-гранитоидных пород/Л. С. Бородин, Г. Н. Мухитдинов, И. А. Нечаева, А. А. Ганзеев.—В кн.: Редкие элементы в формациях изверженных пород. М., Недра, 1975, с. 160—170.
119. *Глазунов О. М.* Геохимия и петрология габбро-пироксенитовой формации Восточного Саяна. Новосибирск, Наука, 1975.
120. *Глубина* очагов вулканов Курило-Камчатской островной дуги по данным термомагнитных исследований вулканических пород/В. И. Багин, С. Ю. Бродская, Г. Н. Петрова и др.—Изв. АН СССР. Сер. физ., 1971, № 5, с. 57—68.
121. *Годлевский М. Н.* Связь образования никеленосных интрузий с процессами в земной коре и верхней мантии.—В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 25—30.
122. *Голдин Б. А., Давыдов В. П.* Лорцемпейская трахиандезито-базальтовая формация Центральной зоны Приполярного Урала.—В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973, с. 212—227.
123. *Гоньшакова В. И.* К вопросу о соотношении щелочно-базальтоидной ультраосновной, щелочной и щелочно-оливин-базальтовой формаций устойчивых областей земной коры.—В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 18—24.
124. *Горбунов Г. И.* Геология и генезис медно-никелевых месторождений Печенги. М., Недра, 1968.
125. *Гордиенко И. В.* Девонская плутоническая формация в юго-восточной части Восточного Саяна. Улан-Удэ, Бурятское кн. изд-во, 1969.
126. *Горецкая Е. Н.* Палеозойские вулканогенные формации Тянь-Шаня и их связь с различными типами тектонических структур.—В кн.: Вопросы вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 340—343.
127. *Горецкая Е. Н., Додонова Т. А., Лесков С. А.* Интрузивные формации орогенных этапов.—В кн.: Геология СССР. Т. 25, кн. 2. М., Недра, 1972, с. 99—133.
128. *Горецкая Е. Н., Лесков С. А.* Вулканогенные формации орогенных этапов. Там же, с. 26—44.
129. *Горецкая Е. Н., Лесков С. А.* Северо-Тянь-Шаньская складчатая система.—В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. М., Недра, 1968, с. 352—362.
130. *Горецкая Е. Н., Тащинима М. В.* Порфировые формации Тянь-Шаня и Казахстана.—В кн.: Материалы второго среднеазиатского регионального петрографического совещания. Душанбе, Дониш, 1971, с. 143—145.
131. *Горецкая Е. Н., Тащинима М. В., Быковская Е. В.* Особенности и условия образования постинверсионных вулканогенных формаций кислого состава.—В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с. 179—197.
132. *Горшков Г. С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М., Наука, 1967.
133. *Гранитоидные* и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии/С. П. Гаврилов, Н. С. Зайцев, В. А. Павлов и др. М., Наука, 1975.

134. *Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение базальтовых магм.— В кн.: Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 132—227.
135. *Грин Т. Х., Рингвуд А. Э.* Происхождение магматических пород известково-щелочного ряда.— Там же, с. 118—131.
136. *Гулин С. А.* О формации щелочных и карбонатных метасоматитов Центрального Таймыра.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 170—184.
137. *Дагелайская И. Н.* Анортозиты Дальнего Востока. Автореф. дис. Л., 1975.
138. *Дагелайская И. Н., Мошкин В. Н.* Анортозиты Алдано-Станового и Украинского щитов и их формационная принадлежность.— Сов. геология, 1971, № 5, с. 140—142.
139. *Далимов Т. Н., Айзеништат В. И.* Фациальность гранитоидных формаций Узбекистана. Ташкент, Фан, 1972.
140. *Данилин Е. Л.* О петрологических особенностях и металлогении сейбинских гранитоидов.— Труды СНИИГГИМС, 1968, вып. 70, с. 52—54.
141. *Данилович Л. Г.* Геолого-петрографическая характеристика вулканического комплекса хребта Оаш (Закарпатье). Київ, Вид-во АН УРСР, 1963.
142. *Данилович Л. Г.* Кислый вулканизм Карпат. Київ, Наукова думка, 1976.
143. *Даценко В. М.* Среднепалеозойский внегеосинклинальный магматизм области сочленения Сибирской платформы с Восточным Саяном и Енисейским краем. Автореф. дис. Томск, 1973.
144. *Дегтярев В. С.* Петрохимические особенности Амгуэмо-Ануйской габбро-диабазовой формации Чукотской складчатой области.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1975, с. 160—175.
145. *Дергачев В. Б.* Нефелинсодержащие породы Сангилены как алюминиевое сырье.— В кн.: Материалы по геологии ТуваССР, вып. 3. Кызыл, Тув. кн. изд-во, 1974, с. 145—153.
146. *Дзоценидзе Г. С.* Домноценовый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, Изд-во АН ГССР, 1948.
147. *Дзоценидзе Г. С., Твалчрелидзе Г. А.* О некоторых общих особенностях вулканизма и металлогении Болгарии и Грузии.— В кн.: Докл. на 7 конгрессе Карпатско-Балканской геологической ассоциации, ч. III. София, 1965, с. 163—167.
148. *Дианова Т. В.* Вулканогенные горные породы восточной части Павдинского района.— В кн.: Материалы по петрографии и геологии главной (западной) вулканогенной зоны восточного склона Среднего Урала. Свердловск, 1958, с. 1—137.
149. *Дистанова А. Н.* К вопросу о возрастном и формационном расчленении палеозойских гранитоидов Юго-Западного Забайкалья.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов (материалы к симпозиуму). Свердловск, 1971, с. 137—147.
150. *Дистанова А. Н.* О раннепалеозойском гранитоидном магматизме северной и центральной частей Кузнецкого Алатау.— В кн.: Новые данные по магматизму и рудоносности Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск, 1968, с. 70—74.
151. *Дифференцированные* габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Отв. ред. акад. Ю. А. Кузнецов. Новосибирск, Наука, 1974.
152. *Дмитриев Л. В.* Геохимия и петрология коренных пород срединных океанических хребтов. Автореф. дис. М., 1973.
153. *Дмитриев Л. В., Уханов А. В., Шараськина А. Я.* Петрохимические типы перидотитов мантии.— Геохимия, 1976, № 8, с. 1160—1168.
154. *Дмитриев Э. А.* Основные закономерности размещения щелочных пород в центральной части Сарыкольского хребта на Памире.— В кн.: Материалы по геологии Памира. Душанбе, 1964, с. 286—291.
155. *Добрецов Г. Л.* Интрузивные комплексы Джунгарского Алатау и их возможные аналоги в Северном Прибалхашье.— В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Тезисы 2-го Казахстанского петрографического совещания. Алма-Ата, Наука, 1974, с. 71—73.
156. *Добрецов Г. Л., Добрецов Н. Л.* Возможная геологическая модель магматического процесса.— Геология и геофизика, 1974, № 5, с. 130—138.

157. Добрецов Г. Л., Добрецова Т. Г. Тектоническая зональность гранитоидного магматизма в Джунгарском Алатау.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 228—234.
158. Добрецов Н. Л. Общий модельный подход при выделении и классификации геологических формаций.— Геология и геофизика, 1972, № 12, с. 74—84.
159. Добрецов Н. Л., Добрецов Г. Л. Классификация магматических формаций по петрохимическим и морфологическим фациальным признакам.— В кн.: Геологические формации Дальнего Востока и их металлогения. Хабаровск, 1972, с. 7—24.
160. Довгаль В. Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1968.
161. Довгаль Ю. М. Структурное положение офиолитовых серий в некоторых срединных массивах подвижных поясов Евразии.— В кн.: Тектоника и стратиграфия. Новосибирск, Наука, 1975, с. 25—31.
162. Додонова Т. А. Вулканогенные формации геосинклинальных этапов развития.— В кн.: Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР, кн. 2. М., Недра, 1972, с. 9—25.
163. Долгих А. Г., Черницын В. Б. Магматизм Горного Дагестана и его рудоносность.— Сов. геология, 1971, № 2, с. 85—105.
164. Домышев В. Г. Рифейские базиты Байкало-Саяно-Енисейского краевого обрамления Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1976.
165. Драгунов В. И. Геологические формации. Л., Недра, 1973.
166. Духовский А. А. Использование геофизических методов при геологической съемке интрузивных образований. В кн.: Методические указания по геологической съемке масштаба 1 : 50 000, вып. 7. Л., Недра, 1970.
167. Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
168. Дядькина И. Я., Орлова М. П. Месторождения флогопита. Л., Недра, 1976.
169. Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. Л., Недра, 1969. (Тр. НИИГА, т. 159).
170. Егоров Л. С. Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., ротاپринт НИИГА, 1970, с. 134—156.
171. Егоров Л. С., Рудячонок В. М., Сурина Н. И. О геолого-структурном положении ультраосновных — щелочных пород в Маймеча-Котуйской провинции.— Докл. АН СССР, 1968, т. 182, № 1, с. 153—156.
172. Еловских В. В. Магматические эпохи и формации Верхояно-Колымской складчатой области и сопредельных районов Сибирской платформы.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Магадан, 1974, с. 66—72.
173. Ерохов В. Н., Шилов В. Н. Вулканические образования Сахалина и Курильских островов. Л., 1971, с. 62—93. (Труды ВСЕГЕИ, т. 174).
174. Еськова Е. М. Формационные черты нефелин-сиенитовых комплексов Урала и геохимия в них редких элементов. Миасс, 1974, с. 45—53. (Тр. Ильменск. заповедника, вып. 11).
175. Ефимов А. А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала.— Геотектоника, 1977, № 1, с. 24—42.
176. Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. М., Недра, 1967.
177. Ефремова С. В. Об интрузивах щелочных (рибекитовых) гранитов Бетпак-Далы (Центральный Казахстан).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 10, с. 33—45.
178. Жабин А. Г., Сурина Н. П. Петрология даек, силлов и трубок взрыва. М., Наука, 1970.
179. Жангуров А. А. Особенности поведения петрогенных элементов в процессе преобразования гипербазитов Печенги.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова. Апатиты, 1970, с. 198—203.
180. Жангуров А. А., Предовский А. А. Химизм пород и природа первичной магмы никеленосных интрузий Печенги.— В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974, с. 72—84.

181. *Жданов В. В.* Некоторые вопросы формирования гипербазитовых поясов.— Сов. геология, 1963, № 8, с. 111—116.
182. *Жданов Р. Г., Кумеев С. С.* О щелочных гранитах и их оруденении (Восточный Саян).— В кн.: Некоторые проблемы петрологии гранитовых пород. Элиста, 1974, с. 75—93.
183. *Жидков А. Я.* Новая Северо-Байкальская щелочная провинция и некоторые черты нефелииноносности ее пород.— Докл. АН СССР, 1961, т. 140, с. 181—184.
184. *Жидков А. Я.* Сложная Сыннырская интрузия сиенитов Северо-Байкальской щелочной провинции.— Геология и геофизика, 1962, № 9, с. 29—40.
185. *Жидков А. Я.* Щелочные интрузии Сынныр и Бурпала Северного Прибайкалья. Автореф. дис. Л., 1965.
186. *Заборин О. В.* Основные магматические породы Центрального Пай-Хоя (Югорский полуостров). Автореф. дис. Л., 1976.
187. *Заварицкий А. Н.* Введение в петрохимию изверженных горных пород. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1950.
188. *Заварицкий А. Н.* Изверженные горные породы. М., Изд-во АН СССР, 1955.
189. *Заварицкий А. Н., Заварицкий В. А.* Петрография Ишимского щелочного массива. М., Наука, 1973.
190. *Загородный В. Г., Мирская Д. Д., Сулова С. Н.* Геологическое строение печенгской осадочно-вулканогенной серии. М.—Л., Наука, 1964.
191. *Загрузина И. А.* Главные типы гранитоидных формаций Северо-Востока СССР и время их формирования.— Геология и геофизика, 1973, № 5, с. 3—12.
192. *Загрузина И. А.* Магматические образования Штурмовского района.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., Наука, 1973, с. 133—147.
193. *Загрузина И. А.* О гранитоидах в тихоокеанских мезозойдах.— Геология и геофизика, 1974, № 10, с. 58—65.
194. *Загрузина И. А.* Позднемезозойские гранитоиды восточного побережья Чаунской губы (Западная Чукотка).— В кн.: Позднемезозойские гранитоиды Чукотки. Магадан, 1965, с. 4—140.
195. *Зак С. И., Кочнев-Первухов В. И., Проскуряков В. В.* Ультрасновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск, Карелия, 1972.
196. *Закономерности развития вулканизма Казахстана/Г. Ф. Ляпичев, Т. Ч. Чалканкулов, В. С. Звонцев и др. М., Наука, 1976, с. 149—165.*
197. *Зведер Л. Н., Шукин В. Н.* К вопросу о природе разрывов на Далдынском кимберлитовом поле.— Геология и геофизика, 1960, № 6, с. 132—134.
198. *Зейлик Б. С.* Критерии прогноза меднорудных месторождений в Центральном Казахстане.— В кн.: Основы научного прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Л., 1971, с. 302—304.
199. *Зимин С. С.* Парагенезы офиолитов и верхняя мантия. М., Наука, 1973.
200. *Злобин Б. И.* Парагенезы темноцветных минералов щелочных пород в связи с новым выражением коэффициента аптаитности.— Геохимия, 1959, № 5, с. 410—422.
201. *Злобин Б. И.* Петрографический очерк и петрохимия щелочной интрузии гор Сандык (Северная Киргизия).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 91—104.
202. *Золотарев Б. П., Ильинская М. Н., Кориневский В. Г.* Состав и геохимические особенности калиевой щелочной разновидности трахиапдезито-базальтов.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 1, с. 136—149.
203. *Золоев К. К.* Месторождения хризотил-асбеста в гипербазитах складчатых областей. М., Недра, 1975.
204. *Зоненшайн Л. П.* Учение о геосинклиналях и его приложение к Центральноазиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972.
205. *Зырянов В. Н.* Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны. М., Наука, 1969.
206. *Иванкин П. Ф.* О системном подходе в геологических исследованиях.— Сов. геология, 1973, № 8, с. 3—14.

207. *Иванов К. П.* Триасовая трапповая формация Урала. М., Наука, 1974.
208. *Иванов О. Н., Милов А. П.* Диабазовая формация Чукотской складчатой системы и ее связь с базитовым магматизмом северного сектора Тихоокеанского пояса.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. Тезисы докладов. Магадан, 1968, с. 83—84.
209. *Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. П.* Реликты рифтовой океанической долины на Урале.— Докл. АН СССР, 1973, т. 211, № 4, с. 939—942.
210. *Иванов С. Н., Перфильев А. С., Нечухин В. М.* Новые принципы составления региональных тектонических карт на примере Урала.— Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 1, с. 161—163.
211. *Иванова А. А.* О месте и характере проявления фторовой минерализации в мезозойской минерации Восточного Забайкалья. Л., 1968, с. 71—82.
212. *Иванова Т. Н.* Закономерности развития раннепалеозойского магматизма в различных структурах Тувы. М., Госгеолтехиздат, 1963.
213. *Ивенсен Ю. П.* Магматизм Тимана и полуострова Канин. М.—Л., Наука, 1964.
214. *Изох Э. П.* Гипербазит-габбро-гранитный формационный ряд и формация высокоглиноземистых гранитов. Новосибирск, 1965.
215. *Изох Э. П.* О классификации габбро-гранитных серий в металлогенических целях.— В кн.: Материалы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, Изд-во АН АзССР, 1969, с. 323—325.
216. *Изох Э. П.* О систематике гранитоидных формаций при металлогенических и геохимических исследованиях.— В кн.: Геохимические критерии потенциальной рудоносности гранитоидов. Симпозиум. Ч. II. Дискуссия. Иркутск, 1971, с. 3—27.
217. *Изох Э. П.* Схема классификации гранитоидных формаций с различной рудоносностью и пример ее применения в Западном Узбекистане.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Материалы к симпозиуму. Свердловск, 1971, с. 34—43.
218. *Интрузивные комплексы Забайкалья/Н. И. Тихомиров, Л. А. Козубова, И. Н. Тихомиров и др. М., Недра, 1964.*
219. *Интрузивные* серии Северного Сихотэ-Алиня и нижнего Приамурья, их рудоносность и происхождение/Э. П. Изох, В. В. Русс, И. В. Кунаев, Г. И. Наговская. М., Наука, 1967.
220. *Ицксон М. И.* Главнейшие черты металлогении Тихоокеанского рудного пояса в пределах СССР.— В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., 1963, с. 62—68.
221. *Ицксон М. И., Красный Л. И., Матвеев В. Т.* Вулканические пояса Тихоокеанского кольца и их металлогения.— В кн.: Материалы межведомственного совещания по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., Недра, 1965, с. 181—195.
222. *Ичетовкин Н. В.* Гранитоиды Детрино-Сеймканского поперечного интрузивного ряда (южная часть Яно-Колымской складчатой системы).— Автореф. дис. Новосибирск, 1970.
223. *Ичетовкин Н. В.* О соотношении колымских и охотских гранитоидов.— В кн.: Магматизм северо-востока Азии. Труды Первого северо-восточного петрографического совещания. Ч. I. Магадан, 1974, с. 80—85.
224. *Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М., Наука, 1971.
225. *Казарин В. И., Серегин В. М.* О связи бериллиевой минерализации со щелочными гранитами.— В кн.: Геология Центрального Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1969, с. 88—95.
226. *Каинов А. Д., Каинов А. К.* Ордовикский вулканизм и медноколчеданное оруденение Акбатасу-Кусмурунского рудного поля. Алма-Ата, Наука, 1971.
227. *Калабашкин С. Н.* Трапповая (эссексит-диабазовая) формация.— В кн.: Геологические формации Зайсанской складчатой области. М., Недра, 1972, с. 227—231.

228. *Калаченко А. А.* Геология, петрохимия и генезис щелочных гранитоидов Верхнеэспинского и Ийсорского массивов (хр. Тарбагатай). Автореф. дис. Алма-Ата, 1972.
229. *Каледонский* комплекс ультраосновных щелочных пород и карбонатитов Кольского п-ова и Северной Карелии/А. А. Кухаренко, М. П. Орлова, А. Г. Булах и др. М., Недра, 1965.
230. *Караева З. Г.* Петрохимические особенности рудоносных гранитоидов.— Докл. АН СССР, 1968, т. 179, № 6, с. 1436—1439.
231. *Карпетян С. Г.* Особенности строения и состава новейших липаритовых вулканов Армянской ССР. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1972.
232. *Каретин Ю. С.* Опыт картирования силурийских вулканогенных образований зеленокаменной полосы Среднего Урала.— В кн.: Методика картирования вулканических формаций. М., Наука, 1969, с. 139—144.
233. *Карга* магматических формаций СССР масштаба 1:2500000. (Краткая объяснительная записка). Гл. ред. Д. С. Харкевич, отв. ред. В. Н. Москалева. Л., 1971.
234. *Кашин С. А.* Медно-титано-магнетитовое оруденение в основных интрузивных породах Урала. Труды ИГН АН СССР, 1948, вып. 91, с. 5—129.
235. *Кашкай М. А.* Генетическая связь вулканизма и других явлений с поперечными структурами (на примере Кавказа—Крыма).— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геологов на МГК (24 сессия), проблема 2. М., Наука, 1968, с. 54—57.
236. *Кембрийская* тектоника и вулканизм Тувы. Отв. ред. И. В. Лучицкий. М., Наука, 1970.
237. *Кен А. Н.* Геологические формации центральной части Алтае-Саянской складчатой области и их рудоносность. Л., 1964, с. 25—57.
238. *К истории* геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов.— В кн.: Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. Л., 1975, с. 129—142.
239. *Классификация* и номенклатура плутонических (интрузивных) горных пород. М., Недра, 1975.
240. *Клушин И. Г., Абрамович И. И.* Об эволюции состава альпинотипных гипербазитов.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1975, т. 221, с. 451—453.
241. *Книппер А. Л.* Габброиды офиолитовой «формации» в разрезе океанической коры.— Геотектоника, 1970, № 2, с. 112—120.
242. *Книппер А. Л.* Офиолитовая «формация» и ее тектоническое положение в эвгеосинклиналиях.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1971, т. 76 (XLVI), вып. 5, с. 1—141.
243. *Книппер А. Л., Марков М. С.* О возрастном взаимоотношении пород внутри офиолитового комплекса.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 75—85.
244. *Ковалева Г. А.* Вулканические образования трапповой формации на Центральном Таймыре. Л., Недра, 1965, с. 109—118.
245. *Козарко Л. И.* Проблемы генезиса агапитовых магм. М., Наука, 1977.
246. *Козлов Е. К.* Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., Наука, 1973.
247. *Козубова Л. А.* Гранитоиды Малханского хребта и принцип их расчленения.— В кн.: Материалы совещания по расчленению гранитоидов Забайкалья. Улан-Удэ, 1960, с. 41—48.
248. *Козубова Л. А.* Интрузивный магматизм юго-западной части Хилокско-Олекминской зоны раннепалеозойской складчатости. Автореф. дис. Л., 1967.
249. *Кокаев С. Н., Плошко В. В.* Новые данные о диабаз-пикритовой формации Большого Кавказа.— Сов. геология, 1975, № 2, с. 144—148.
250. *Колбанцев Р. В.* Закономерности размещения неметаллических полезных ископаемых в ультраосновных породах Алтае-Саянской складчатой области.— В кн.: Неметаллические полезные ископаемые гипербазитов. М., Наука, 1973, с. 30—35.
251. *Колбанцев Р. В.* Региональная зональность гипербазитовых поясов и ее минерогенетическое значение.— Докл. АН СССР. Сер. геол., 1974, т. 218, с. 1167—1171.

252. *Коллеганов Ю. М., Саранцев Ф. Г.* О форме некоторых основных и ультраосновных интрузивных массивов северо-восточной части Западного Саяна.— В кн.: Геология и минеральные ресурсы Красноярского края. Красноярск, 1971, с. 90—94.
253. *Колчеданные* месторождения Баймакского рудного района/П. Ф. Сопко, М. И. Исмагилов, И. Б. Серавкин и др. М., Наука, 1973.
254. *Комаров Ю. В.* Мезозойский внегеосинклинальный магматизм Западного Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1972.
255. *Конев А. А.* Петрография щелочных, ультраосновных и основных горных пород Сайжинского и Гулхенского плутонов (Витимское нагорье). Иркутск, кн. изд-во, 1962.
256. *Конев А. А., Самойлов В. С.* Контактный метаморфизм в ореоле Тажеранской щелочной интрузии. Новосибирск, Наука, 1974.
257. *Кононов А. Н.* Яломанский гранодиорит-адамеллитовый комплекс центральной части Горного Алтая. Красноярск, Красноярское кн. изд-во, 1969.
258. *Кононова В. А.* Якупирангит-уртитовая серия щелочных пород. М., Наука, 1976.
259. *Коптева В. В., Щерба И. Г.* О некоторых особенностях зон магматической проницаемости Северо-Балхашского синклинория.— Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 80, с. 275—311.
260. *Коптев-Дворников В. С.* К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитоидов (на примере Центрального Казахстана).— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 4, с. 54—63.
261. *Коржинский Д. С.* Гранитизация как магматическое замещение.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56—69.
262. *Коржинский Д. С.* Зависимость метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях. М., 1961, с. 5—11.
263. *Кормилицын В. С.* Рудные формации и процессы рудообразования (на примере Забайкалья). Л., Недра, 1973.
264. *Корсаков В. С., Мушкин И. В.* Оливин-базальтовая ассоциация вулканогенных пород Зирабулак-Знаэтдинских гор (Южный Тянь-Шань).— Докл. АН СССР, 1971, т. 197, № 5, с. 1137—1139.
265. *Кортусов М. П.* Палеозойские интрузивные комплексы марининской тайги (Кузнецкий Алатау). Т. 1. Нижнепалеозойские интрузивные комплексы. Томск, Изд-во Томского ун-та, 1967.
266. *Костина Р. И.* О возможных кислых дифференциатах базальтовых очагов раннегеосинклинальных контрастных формаций Магнитогорского мегасинклинория.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых Южного Урала. Уфа, 1973, с. 36—38.
267. *Костюк В. П., Базарова Т. Ю.* Петрология щелочных пород восточной части Восточного Саяна. М., Наука, 1966.
268. *Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В.* Об основных системах и типах тектонических структур мезо-кайнозойского континента Азии.— В кн.: Тектоника Сибири. Т. 1. Новосибирск, 1962, с. 9—17.
269. *Косько М. К., Радченко Н. С.* О трахандезитовой сиенито-диоритовой формации Олюторского прогиба (Корякское нагорье).— Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 5, с. 1227—1230.
270. *Котова Л. Н.* Развитие и вулканизм девонского эвгеосинклинального трога в Алтайском хребте.— В кн.: Методы палеовулканических реконструкций. Вулканизм докембрия. Материалы II Всесоюзного палеовулканологического симпозиума. Петрозаводск, 1975, с. 41—42.
271. *Кравченко С. М., Власова Е. В.* Щелочные породы Центрального Алдана. М., Изд-во АН СССР, 1962.
272. *Кривенко А. П.* Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. Новосибирск, Наука, 1973.
273. *Кривенко А. П., Орлов Д. М.* Пироксены габбро-сиенитовой формации Алтае-Саянской области.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., 1972, с. 269—292.

274. Кузнецов В. А. Рудные формации.— Геология и геофизика, 1972, № 6, с. 5—15.
275. Кузнецов Е. А. Геология зеленокаменной полосы восточного склона Среднего Урала. М., Изд-во АН СССР, 1939.
276. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., 1964.
277. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Принципы построения систематики магматических формаций на основе их вещественного состава.— В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 18—36.
278. Кузнецов Ю. А., Белоусов А. Ф., Поляков Г. В. Систематика магматических формаций по составу.— Геология и геофизика, 1976, № 5, с. 3—19.
279. Кузнецов Ю. А., Изох Э. П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования.— В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М., 1969, с. 7—20.
280. Кузнецов Ю. А., Шарапов В. Н., Меламед В. Г. О магматических фациях глубинности.— Геология и геофизика, 1973, № 7, с. 3—17.
281. Куликов В. С. Базальтовый комплекс Ветреного Пояса и некоторые причины разнообразия среднепротерозойского вулканизма юго-восточной части Балтийского щита.— В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 196—202.
282. Куликов В. С., Слюсарев В. Д., Попов М. Г. Пикритовые и пикрит-базальтовые формации протерозоя Балтийского щита.— В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 78—80.
283. Куликов П. К. Опыт геокартирования доюрского комплекса Западно-Сибирской низменности.— В кн.: Новые данные по тектонике Западно-Сибирской низменности. Тюмень, 1972, с. 173—175.
284. Куно Х. Латеральная вариация базальтовой магмы вкост окранных континентов и островных дуг. Труды симпозиума 6—8 сент. 1965 г. в Канаде. М., Мир, 1970, с. 249—261.
285. Куно Х. Серии изверженных пород.— В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., Наука, 1964, с. 107—121.
286. Куплетский Б. М. К изучению диабазовых пород Новой Земли. Л., 1932, с. 5—15.
287. Кутолин В. А. Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей.— Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 74—81.
288. Кутолин В. А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, Наука, 1972.
289. Кутолин В. А. Происхождение и глубинная эволюция базальтов разных формаций.— В кн.: Геохимия, минералогия, петрология. М., Наука, 1976, с. 435—441.
290. Кууспалу Т. Граниты рапакиви кристаллического основания фундамента Эстонии.— Учен. зап. Тартуск. гос. ун-та, 1975, т. 7, вып. 359, с. 76—141.
291. Кухаренко А. А. Основные проблемы геологии платформенных комплексов щелочно-ультрасосновных пород.— Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол. наук, 1962, вып. 13, № 312, с. 83—93.
292. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Багдасаров Э. А. Щелочные габброиды Карелии. Л., Изд-во ЛГУ, 1969.
293. Лазаренко Э. А., Гнилко М. К., Зайцева В. Н. Металлогения Закарпатья. Львов, Изд-во Львовского ун-та, 1968.
294. Ланда Э. А., Егоров Л. С. Апатитовые месторождения карбонатитовых комплексов. М., Недра, 1974.
295. Лебедев-Зиновьев А. А. Ишимский массив щелочных пород. М., Недра, 1969.
296. Лебединский В. И., Кириченко Л. Н. Строение и генезис девонской оливин-базальтовой формации Донбасса.— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 98—100.
297. Левин В. Я. Щелочная провинция Ильменских — Вишневых гор. М., Наука, 1974.

298. *Левковский Р. З.* Рапакиви. Л., Недра, 1975.
299. *Леонова Л. Л., Удальцова Н. И.* Геохимия урана и тория в вулканическом процессе на примере Курило-Камчатской зоны. Новосибирск, Наука, 1974.
300. *Леонтьев А. Н.* Формация позднегерцинских редкометалльных гранитов и редкометалльные пояса. М., Недра, 1969.
301. *Лесков С. А.* Кинетика затвердевания интрузивных тел на примере «монционов» гор Карякоо (Северный Тянь-Шань).— В кн.: Материалы второго среднеазиатского петрографического совещания. Душанбе, Дониш, 1971, с. 140—142.
302. *Лесков С. А.* Магматические формации позднепалеозойской активизации каледонид Северного Тянь-Шаня. Автореф. дис. Л., 1969.
303. *Леснов Ф. П.* К петрографии и минералогии регенерированных оливиновых пород.— В кн.: Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 1973, с. 173—188.
304. *Леснов Ф. П., Пинус Г. В., Велинский В. В.* Взаимоотношения ультраосновных пород и ассоциирующихся с ними габброидов в складчатых областях.— В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 44—56.
305. *Литвиненко И. В.* Особенности глубинного разреза земной коры северо-западной части Кольского п-ова и южной части Баренцева моря.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1968, с. 90—96.
306. *Лобанов М. П.* О магматизме северной части Байкальского хребта.— В кн.: Новые данные по геологии, нефтегазоносности и полезным ископаемым Иркутской области. М., 1964, с. 138—195.
307. *Лордкипанидзе М. Б., Закариадзе Г. С.* Корни палеогенового вулканизма Аджарии.— В кн.: Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси, Мецниереба, 1973, с. 70—93.
308. *Лугов С. Ф.* Основные черты геологического строения и металлоносности Чукотки. М., Госгеолтехиздат, 1962.
309. *Луцц А. Я.* О строении и особенностях процесса формирования Курземского комплекса анортозитов и гранитов рапакиви Западной Латвии.— В кн.: Вопросы региональной геологии Прибалтики и Белоруссии. Рига, 1969, с. 17—26.
310. *Лутц Б. Г., Баженова Г. Н.* Анортозит-мангеритовые серии пород докембрия Анабарского и Алданского щитов.— В кн.: Проблемы докембрийского магматизма. Л., Наука, 1974, с. 235—241.
311. *Луцицкий И. В.* Некоторые общие черты мезозойского вулканизма на юго-востоке Сибири.— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М., 1954, с. 706—712.
312. *Луцицкий И. В.* Нефелиновые руды и щелочные нефелинсодержащие породы юга Красноярского края. В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 194—222.
313. *Луцицкий И. В.* О значении щелочного модуля для систематики изверженных пород.— Труды Вост.-Сиб. ин-та. Сер. геол., 1962, № 5, с. 62—69.
314. *Луцицкий И. В.* Основы палеовулканологии. М., Наука, 1971, т. I; 1972, т. II.
315. *Луцицкий И. В.* О кислых магматических породах океана.— Геотектоника, 1973, № 5, с. 13—25.
316. *Львов Б. К.* Позднепалеозойский этап гранитообразования на Урале и принципы формационного расчленения гранитоидов. Свердловск, 1974, с. 92—94.
317. *Ляичев Г. Ф., Авдеев А. В., Заравняева В. К.* Магматизм Казахстана.— В кн.: Магматизм формации кристаллических пород и глубины Земли. Труды IV Всесоюзного петрографического совещания. М., 1972, с. 143—148.
318. *Ляницкая И. В.* Вертикальная зональность в медно-никелевых сульфидных месторождениях Печенги (Кольский п-ов).— В кн.: Вопросы зональности эндогенных месторождений. Л., 1973, с. 123—134.

319. *Ляхницкая И. В., Шурупова Р. И.* Основы научного прогноза месторождений в зонах развития основных и ультраосновных интрузий Кольского п-ова.— В кн.: *Формационный анализ и его роль в выявлении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.* Л., 1972, с. 92—101.
320. *Магакьян И. Г., Котляр В. Н., Хачатурян Э. А.* Месторождения субвулканического происхождения Армянской ССР и их поисковые признаки.— В кн.: *Рудоносность вулканогенных формаций.* М., Недра, 1965, с. 148—154.
321. *Магматизм Казахстанской складчатой области. Магматизм Зайсанской складчатой системы/Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева, Е. Р. Семенова-Тяньшанская и др.*— В кн.: *Геологическое строение СССР. Т. III. Магматизм.* М., Недра, 1968, с. 278—349.
322. *Магматизм Юго-Восточной Камчатки и его связь с процессами тектонической активизации/М. А. Фаворская, И. К. Волчанская, Д. И. Фрих-Хар и др.* М., Наука, 1965.
323. *Магматические формации Зайсанской складчатой области/М. Г. Хисамутдинов, К. Г. Богданова, Т. Л. Демидова, С. Н. Колабашкин.*— В кн.: *Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана.* Алма-Ата, Наука, 1971, с. 42—51.
324. *Магматические формации как индикаторы тектоно-магматического развития подвижных областей (на примере Кавказской подвижной области)/Т. Д. Афанасьев, А. М. Борсук, А. Г. Гурбанов и др.*— В кн.: *Проблемы петрологии.* М., 1976, с. 5—17.
325. *Мазина Е. А., Райхлин А. И.* Нижнемезозойский вулканогенный комплекс Тургайского прогиба.— В кн.: *Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана.* Алма-Ата, 1971, с. 82—92.
326. *Макаров В. Н., Смолькин В. Ф., Михайлок Б. З.* Закономерности изменения состава оливинов в никеленосных основных—ультраосновных интрузиях Печенги.— В кн.: *Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты,* 1974, с. 159—164.
327. *Максимов Е. П.* Естественные ассоциации мезозойских изверженных пород Алданского щита. Автореф. дис. Новосибирск, 1973.
328. *Максимов Е. П., Угрюмов А. Н.* Мезозойские магматические формации Алданского щита.— *Сов. геология*, 1971, № 7, с. 107—119.
329. *Малахов И. А.* Петрохимия ультрабазитов Урала. Свердловск, 1966. (Тр. ИГУ ФАН СССР, вып. 79).
330. *Малахов И. А.* Средний состав ультраосновных пород Урала.— В кн.: *Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала.* Свердловск, Изд-во УФ АН СССР, 1969, с. 30—34.
331. *Малахов И. А., Малахова Л. В.* Нижнетагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы. Свердловск, 1970.
332. *Малахова Л. В.* Породообразующие минералы гранитоидов габбро-гранитных серий.— *Труды института геологии и геофизики УНЦ АН СССР*, 1975, вып. 22, с. 83—99.
333. *Малеев Е. Ф.* Неогеновый вулканизм Закарпатья. М., Наука, 1964.
334. *Мальшев И. И.* Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М., Госгеолтехиздат, 1957.
335. *Мальков Б. А., Густомесов В. А.* Юрская фауна в кимберлитах Оленекского поднятия и возраст кимберлитового вулканизма на северо-востоке Сибирской платформы.— *Докл. АН СССР*, 1976, т. 229, № 2, с. 435—438.
336. *Мануйлова М. М., Срывцев Н. А.* Приморский комплекс гранитов рапакиви (Западное Прибайкалье).— В кн.: *Проблемы докембрийского магматизма.* Л., Наука, 1974, с. 174—180.
337. *Маракушев А. А.* Эволюция магматизма и метаморфизма островных дуг.— В кн.: *Геохимия, минералогия, петрология.* М., Наука, 1976, с. 353—362.
338. *Марелл С.* Глобальная тектоника, механические свойства горных пород и механизм вулканических извержений.— В кн.: *Механизм интрузий магмы.* М., Мир, 1972, с. 198—212.

339. *Марков М. С., Некрасов Г. Е., Хотин М. Ю.* Фундамент меловой геосинклинали на полуострове Камчатского мыса (Восточная Камчатка).— *Геотектоника*, 1972, № 4, с. 99—108.
340. *Марковский Б. А., Ланда Э. А.* Ультраосновой вулканизм и некоторые проблемы генезиса гипербазитов.— *Сов. геология*, 1976, № 1, с. 855—863.
341. *Марковский Б. А., Ротман В. К.* Ультрамафические лавы Камчатки.— *Докл. АН СССР*, 1976, т. 288, № 1, с. 178—180.
342. *Масайтис В. Л.* Девонский вулканизм на Сибирской платформе. М., 1966, с. 15—16. (ОНТИ—ВИЭМС. Информ. сообщ. Сер. Геология м-ний полезн. ископ., регион. геология, вып. I).
343. *Масайтис В. Л.* Базитовые магматические формации Сибирской платформы.— В кн.: *Проблемы магматической геологии*. Новосибирск, 1973, с. 159—170.
344. *Масайтис В. Л., Михайлов М. В., Селивановская Т. В.* Вулканизм и тектоника Патомско-Вилуйского среднепалеозойского авлакогена. М., Недра, 1975.
345. *Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове/А. А. Полканов, Н. А. Елисеев, Э. Н. Елисеев, Г. Н. Кавардин. Л., Наука, 1967.*
346. *Матвеево В. Т.* Тектоника, магматизм и оруденение Омсукчанского района Магаданской области.— *Тр. ВНИИ-1*, 1960, т. 16, Геология, вып. 62, с. 198—210.
347. *Матвеево В. Т., Шаталов Е. Т.* Основные закономерности размещения оловянного оруденения на Северо-Востоке.— *Геология рудных месторождений*, 1963, т. 5, № 2, с. 46—61.
348. *Матвеево В. Т., Шаталов Е. Т.* Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР.— В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. Т. I. М., Изд-во АН СССР, 1958, с. 169—240.
349. *Мацукума Т., Хирокоси Е.* Обзор месторождений Куроко в Японии.— В кн.: *Вулканизм и рудообразование*. Пер. с англ. под ред. В. И. Смирнова. М., Мир, 1973, с. 129—151.
350. *Мезозойские* вулканогенные формации Забайкалья, закономерности их размещения и связь с ними месторождений полезных ископаемых/Ю. В. Казизин, В. С. Кормилицын, М. М. Розинов и др.— В кн.: *Рудоносность вулканогенных формаций*. М., Недра, 1965, с. 162—171.
351. *Мезозойские* металлоносные интрузии Шилко-Олекминского района (Северо-Восточное Забайкалье)/Ю. В. Казизин, Г. В. Александров, Е. Н. Павлов и др. М., Недра, 1967.
352. *Меликсетян Б. М.* Минералогия, геохимия и петрологические особенности тежсарского щелочного комплекса.— В кн.: *Петрология интрузивных комплексов важнейших рудных районов Армянской ССР*. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1971, с. 117—305.
353. *Мельников А. С., Ерошевская Р. И.* Среднепалеозойский вулканизм и тектогенез Тагильской зоны погружения Урала.— В кн.: *Вопросы тектоники Урала*, сб. 1, вып. 92. Свердловск, 1971, с. 46—66.
354. *Металлогенические* особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита/А. А. Кухаренко, А. Г. Булах, Г. А. Ильинский и др. Л., Недра, 1971.
355. *Металлогения* Азербайджана/Р. Н. Абдуллаев, Ш. А. Азизбеков, М. А. Кашкай и др. Баку, Изд-во АН АзССР, 1962.
356. *Металлогения* активизированных структур Забайкалья/Г. В. Александров, Н. К. Булин, В. С. Кормилицын и др.— В кн.: *Закономерности размещения полезных ископаемых*. Т. XI. Проблемы металлогении областей тектоно-магматической активизации. М., Наука, 1975, с. 316—323.
357. *Методика* составления крупномасштабных прогнозно-металлогенических карт (на примере некоторых колчеданных районов Южного Урала)/Г. Ф. Яковлев, В. В. Авдонин, Г. Я. Гончарова и др.— В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области*. Челябинск, 1972, с. 3—46.
358. *Милановский Е. Е.* Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976.

359. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Опыт сопоставления новейшего вулканизма Карпат и Кавказа в связи с тектонической структурой и развитием этих областей.— В кн.: Материалы 6-го съезда Карпатско-Балканской геологической ассоциации. Киев, Изд-во АН УССР, 1965, с. 363—379.
360. Милашев В. А. Кимберлитовые провинции. Л., Недра, 1974.
361. Милашев В. А., Шульгина Н. И. Новые данные о возрасте кимберлитов Сибирской платформы.— Докл. АН СССР, 1959, т. 126, № 6, с. 1320—1322.
362. Милов А. П., Иванов В. С. Позднемезозойские гранитоиды Центральной Чукотки.— Тр. СВКНИИ, 1965, вып. 12, с. 141—188.
363. Минеев Д. А. Геохимия метасоматически измененных гранитоидов и редкометалльных метасоматитов Северо-Западного Тарбагатая. Автореф. дис. М., 1965.
364. Минералого-геохимические критерии металлоносности гранитоидов/ Ю. В. Казыцын, А. В. Рабинович, Е. Н. Панов и др. Л., Недра, 1974. 232 с.
365. Михайлов Б. М. Геология и полезные ископаемые Либерийского щита. М., Недра, 1969.
366. Михайлов Н. П. Комплекс платформенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий Кокчетавской глыбы.— В кн.: Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1965, с. 79—82.
367. Михайлов Н. П. Магматические формации ультраосновных и основных пород Восточного Казахстана и их минерогения. Автореф. дис. Л., 1966.
368. Михайлов Н. П., Шарков Е. В., Орлов Д. М. Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий.— В кн.: Магматизм и динамика рудообразования. М., Недра, 1976, с. 53—69.
369. Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л. Каратурская пикрито-диабазовый комплекс и некоторые вопросы петрологии пикритов.— Сов. геология, 1965, № 3, с. 43—59.
370. Михайлов Н. П., Семенов Ю. Л. Эффузивные и гипабиссальные ультрамафиты складчатых областей.— Зап. ВМО, 1976, ч. CV, вып. 4, с. 428—437.
371. Молдаванцев Ю. Е. Ассоциации плутонитов и метаморфитов зоны Главного уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры.— Тр. Института геологии и геофизики УНЦ АН СССР, вып. 100. Свердловск, 1973, с. 3—19.
372. Молчанова Т. В. Структурное положение, петрология и происхождение калиевых основных пород.— Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 159, 1966.
373. Москалева В. Н. Жадентиты Северного Прибалхашья.— Бюл. науч.-техн. информ. МГИОН СССР, 1958, № 2(14), с. 6—9.
374. Москалева В. Н. К минералогии прибалхашских жадентов.— Зап. ВМО, 1962, ч. XCI, вып. 1, с. 38—49.
375. Москалева В. Н. Эволюция главных типов магматических формаций в истории развития земной коры.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 48—60.
376. Москалева В. Н., Иванова В. П. Минералы группы гидроталькита в серпентинитах.— Зап. ВМО, ч. XCVII, вып. 2, 1968, с. 172—184.
377. Москалева В. Н., Шаталов Е. Т. Типы петрографических провинций СССР. М., Недра, 1974.
378. Москалева С. В. Химизм метасоматических превращений в дунито-пироксенито-габбровой формации Урала.— Сов. геология, 1965, № 5, с. 38—56.
379. Моссаковский А. А. Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М., Наука, 1975.
380. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Докембрийские анортозиты СССР.— В кн.: Петрология. М., Наука, 1972, с. 57—62.
381. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н. Габбро-анортозитовый комплекс Украинского кристаллического массива.— В кн.: Анортозиты СССР. М., Наука, 1974, с. 48—56.
382. Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Дворкина Б. Д. Металлогеническая специализация главнейших докембрийских анортозитосодержащих формаций.— В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 43—44.

383. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н.* Процессы метасоматической аноксигенизации и их роль в глубинном петрогенезисе докембрия.— В кн.: Стратиграфия и седиментология. Геология докембрия. М., Наука, 1976, с. 286—295.
384. *Мошкин В. Н., Дагелайская И. Н., Миронюк Е. П.* Становая складчатая область.— В кн.: Геологическое строение СССР. Т. III. Магматизм. М., Недра, 1968, с. 98—110.
385. *Мусатов Д. И.* Интрузивный магматизм восточного склона Кузнецкого Алатау.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Красноярского края, вып. 1. Красноярск, 1961, с. 117—138.
386. *Надарейшвили Г. Ш.* Фации и генетические типы палеогеновых вулканогенно-осадочных образований северного склона Месхетского хребта.— В кн.: Вопросы геохимии и петрологии. Тбилиси, Мецниереба, 1973, с. 94—102.
387. *Наливкина Э. Б.* Магматические формации докембрия.— В кн.: Материалы годичной и юбилейной сессии Ученого совета ВСЕГЕИ. Л., Недра, 1967, с. 56—69.
388. *Недашковский П. Г., Ленников А. М.* Особенности петрографии и генезис вулканических гранитоидов.— Тр. Ин-та геол. и геох. Уральск. науч. центра АН СССР, 1975, вып. 110, с. 64—70.
389. *Некоторые особенности формирования калий-базальтоидных формаций (на примере Тальша)/Ш. Л. Азизбеков, А. Э. Багиров, М. М. Валиев, А. Д. Исмаил-Заде.*— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., Наука, 1973, с. 156—163.
390. *Некоторые черты сходства и эволюции протерозойских габброндов и девонских базальтоидов юго-восточной части Воронежского кристаллического массива/В. Н. Гоньшакова, Н. Н. Чернышев, И. Н. Быков, В. Л. Бочаров.*— В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 208—215.
391. *Некрасов И. Я.* Магматизм и рудоносность северо-западной части Верхояно-Чукотской складчатой области. М., 1962.
392. *Нестеренко Г. В., Альмухамедов А. И.* Геохимия дифференцированных траппов (Сибирская платформа). М., Наука, 1973.
393. *Нечаева И. А.* Щелочные гранитоиды Горного Алтая и их редкометаллическая минерализация.— В кн.: Новые данные по геологии, минералогии и геохимии щелочных пород. М., Наука, 1973, с. 5—25.
394. *Никишев К. Н.* Минералогия и петрография интрузивных кимберлитов Якутии. Автореф. дис. Якутск, 1966.
395. *Николаев В. А.* Щелочные породы р. Кайнды в Таласском Алатау.— Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 11.
396. *Никольская Ж. Д.* Основы научного прогноза редкометаллических месторождений в зонах развития гранитоидных интрузий (Казахстан и Алтай).— В кн.: Формационный анализ и его роль в выявлении закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Л., 1972, с. 128—141.
397. *Никольская Ж. Д., Гордиенко Л. И., Ларин А. М.* Петрология и металлогения гранитоидных формаций Карелии.— В кн.: Металлогения докембрия. Л., 1975, с. 78—79.
398. *Никольская И. П.* Эволюция позднемезозойского вулканизма Восточного Забайкалья.— В кн.: Закономерности формирования и металлогения активизированных зон Алтае-Саянской складчатой области. Л., 1975, с. 93—103.
399. *Никонов О. И.* Габбро-диорит-диабазовая и габбро-пироксенитовая интрузивные ассоциации западного склона Кузнецкого Алатау. Автореф. дис. Новосибирск, 1972.
400. *Новые данные по геологии и магматизму синклинирной зоны Ветренный Пояс/А. Н. Богачев, В. С. Куликов, А. В. Пекуров, В. Д. Слюсарев.*— В кн.: Вулканические и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, Карельское кн. изд-во, 1968, с. 5—26.
401. *Нурлыбаев А. Н.* Щелочные породы Казахстана и их полезные ископаемые. Алма-Ата, Наука, 1973.

402. *Об особенностях* связи полиметаллических месторождений с вулканизмом в Тетюхинском рудном районе/Р. В. Король, В. Н. Журавлев, Ф. И. Ростовский и др.—В кн.: Проблемы палеовулканологии Дальнего Востока. Владивосток, 1970, с. 100—102.
403. *Общие принципы* регионального металлогенического анализа и методика составления металлогенических карт для складчатых областей. Под ред. П. М. Татарнинова, Л. Г. Грушевого, Г. С. Лабазина. М., Госгеолтехиздат, 1957.
404. *Объяснительная* записка к структурно-формационной карте северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса масштаба 1 : 500 000. Гл. ред. Л. И. Красный, ред.-сост. Д. А. Кириков, В. В. Русс и др. Л., 1973.
405. *Овчинников Л. Н., Бородин Л. С., Ляхович В. В.* Геохимия магматических пород.—Геохимия, 1970, № 4, с. 446—460.
406. *О выделении* самостоятельного керегетас-эспинского интрузивного комплекса щелочных гранитов в Чингиз-Тарбагатае/С. М. Бескин, В. И. Казарин, В. Н. Ларин, А. Н. Леонтьев.—Докл. АН СССР, 1971, ч. 198, № 4, с. 901—904.
407. *Оловоносность* Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (геологическое районирование и закономерности размещения оруденения)/С. Ф. Лугов, А. М. Подолянский, М. М. Сперанская и др. М., Недра, 1974.
408. *О петрологических* различиях колчеданосных и неколчеданосных вулканогенных формаций геосинклиналей/Т. И. Фролова, И. А. Буракова, А. В. Гушин и др.—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 400—410.
409. *О пикритовых* порфиритах Южной Ферганы и Северного Нуратау/И. Е. Гамалеев, И. Х. Хамрабаев, Ш. А. Муминов, В. В. Баранов.—Узб. геол. журн., 1967, № 1, с. 3—9.
410. *Опыт* составления уральского макета карты магматических формаций СССР (масштаб 1 : 2 500 000)/Н. А. Румянцева, Е. А. Мазина, Ю. С. Молдаванцев и др.—В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 165—172.
411. *Орлов Д. М.* Петрология расщепленных титаносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. Л., Недра, 1975.
412. *Орлова М. П.* Интрузии щелочных габброидов северо-западных отрогов Таласского Алатау.—Учен. зап. ЛГУ, сер. геол., 1960, № 291, вып. 11, с. 91—121.
413. *Орлова М. П., Абрамович И. И., Клушин И. Г.* Состав и рудоносность щелочно-ультраосновных карбонатитовых комплексов как функция глубинного строения литосферы.—В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Т. 2, Алма-Ата, Наука, 1976, с. 178—180.
414. *Орлова М. П., Жидков А. Я.* Закономерности размещения и условия формирования месторождений высококальциевых—высокоглиноземистых пород.—В кн.: Проблемы нефелинового сырья. М., Наука, 1978, с. 20—26.
415. *Орлова М. П., Краснов В. И.* Карта размещения и минерогенической специализации щелочных магматических формаций территории СССР. Л., 1978.
416. *Орлова М. П., Соседко Т. А., Константиныди Ж. Ф.* Состав, структура и некоторые вопросы генезиса псевдолейцитов Сыннырского массива.—Зап. ВМО, 1970, ч. 99, вып. 6, с. 657—678.
417. *Осборн Е. Ф.* Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов.—В кн.: Химия земной коры. Т. II. М., 1964, с. 75—87.
418. *Осборн Е. Ф.* Роль давления кислорода при кристаллизации и дифференциации базальтовых магм.—В кн.: Новости зарубежной геологии, вып. 37, Л., 1966.
419. *Осипов М. А.* Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., Наука, 1974.
420. *Основные* этапы геотектонического развития и магматической деятельности на территории Армянской ССР/А. А. Габриелян, Т. П. Багдасарян,

Р. Т. Джрбашян и др.—Изв. АН АрмССР. Наука о Земле, 1968, № 1—2, с. 6—38.

421. *Особенности* вулканогенных формаций и связанного с ними колчеданного оруденения в геосинклинальных системах различных типов/М. Б. Бородавская, Е. П. Ширай, Н. К. Курбанов и др.—В кн.: Проблемы магматических формаций. М., Наука, 1974, с. 95—107.
422. *Особенности* глубинного строения эвгеосинклинальных прогибов типа Тагило-Магнитогорского. Ред. Е. М. Ананьева, Б. В. Дорофеев, Н. П. Ермаков и др. Тезисы докладов. Свердловск, 1975.
423. *Особенности* химизма гипербазитов различных магматических формаций и их петрогенетическое значение/В. В. Велинский, Г. В. Пинус, Ф. П. Леснов, Ю. Р. Васильев.—Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 1, с. 203—206.
424. *Остроумова А. С., Станкевич Е. К., Центрер И. Я.* Андезит-дацитовая формация в средней части Загезурского хребта (Малый Кавказ) и связанные с ней субвулканические тела.—В кн.: Вулканизм и формирование минеральных месторождений в Альпийской геосинклинальной зоне (Карпаты, Крым, Кавказ). Новосибирск, Наука, 1973, с. 71—82.
425. *Офиолиты* — современное состояние и задачи исследования/А. В. Пейве, Н. А. Богданов, А. Л. Книппер и др.—Геотектоника, 1977, № 6, с. 4—14.
426. *Павленко А. С., Филиппов Л. В., Орлова Л. П.* Гранитоидные формации Центральноазиатского пояса, их петрология, геохимия, металллоносность. М., Наука, 1974.
427. *Павлов Н. В., Кравченко Г. Г., Чупрынина И. И.* Хромиты Кемпирсайского плутона. М., Наука, 1968.
428. *Павлов Н. В., Григорьева-Чупрынина И. И.* Закономерности формирования хромитовых месторождений. М., Наука, 1973.
429. *Палеозойиды* Европы и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса/А. В. Пейве, Н. А. Штрейс, Г. И. Макарычев и др.—Сов. геология, 1972, № 12, с. 3—12.
430. *Палеозойская* история Урала/С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечухин и др.—В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 13—38.
431. *Палеозойские* интрузивные комплексы Бетпак-Далы/В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, Н. Г. Маркова и др. М., Изд-во АН СССР, 1962.
432. *Палич Я., Карамата С.* О работе И. И. Белостоцкого и Р. Б. Колбанцева «К проблеме офиолитов в Динаридах».—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 4, с. 139—143.
433. *Парначев В. П.* Нижнедевонская трахилипарит-трахит-базальтовая ассоциация вулканических пород северо-западной части Восточного Саяна. Автореф. дис. Томск, 1973.
434. *Паффенгольц К. Н.* Геологический очерк Кавказа. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1959.
435. *Паффенгольц К. Н.* Эльбрус (геологический очерк).—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 2, с. 3—23.
436. *Перчук Л. Л.* Равновесие породообразующих минералов. М., Наука, 1972.
437. *Петрография* и минералогия кимберлитовых пород Якутии/А. П. Бобриневич, И. П. Илупин, И. Т. Козлов и др. М., Недра, 1964.
438. *Петрография* неогеновых вулканических и гипабиссальных пород Советских Карпат/В. С. Соболев, В. П. Костюк, А. П. Бобриневич и др. Киев, Изд-во АН УССР, 1955.
439. *Петрография* Узбекистана. Кн. 2. Гл. ред. И. Х. Хамрабаев. Ташкент, Наука, 1965.
440. *Петрография* Центрального Казахстана/Н. П. Михайлов, Г. Ф. Ляпичев, М. В. Иняхин и др. М., Недра, 1967.
441. *Петрология* щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита/Т. В. Билибина, А. Д. Дашкова, В. И. Донаков и др. Л., Недра, 1967.
442. *Петрохимия* и вопросы генезиса расслоенных габброидных интрузий Алтае-Саянской области/И. И. Абрамович, В. М. Немцович, Д. М. Орлов, Л. Н. Парадеева.—Геология и геофизика, 1973, № 5, с. 21—30.

443. Пинус Г. В. Нижнекембрийский вулканизм Тувы. Новосибирск, 1961.
444. Пинус Г. В. Таннуольский интрузивный комплекс (Тува). Новосибирск, Изд-во Сиб. отд. АН СССР, 1961.
445. Пироксениты Качканара/В. Г. Фоминых, П. И. Самойлов, Г. С. Максимов и др. Свердловск, Изд-во УФАИ СССР, 1967, с. 5—84.
446. Пискунов Б. Н. Вулканизм Большой Курильской гряды и петрология пород высокоглиноземистой серии (на примере островов Уруп и Симушир). Новосибирск, Наука, 1975.
447. Плавление пород известково-щелочной серии при высоких давлениях и температуре при  $p_{H_2O} < p_{H_2O}^{нагр}$  (пикрит, оливиновый базальт, толеит и андезит-базальт)/Ю. С. Генштафт, А. Я. Салтыковский, Ю. М. Шейнманн и др.—Докл. АН СССР, 1969, т. 186, № 3, с. 690—693.
448. Плошко В. В., Грицкевич В. П. Диабаз-пикритовая формация Большого Кавказа.—Сов. геология (5749—73 деп.).
449. Позднеальпийские щелочно-базальтоидные формации Средиземноморского пояса/Ш. А. Азизбеков, А. Э. Багиров, А. Д. Исмаил-Заде, М. Н. Мамедов.—В кн.: Очерки геологической петрологии. М., Наука, 1976, с. 99—113.
450. Полканов А. А. Геолого-петрографический очерк северо-западной части Кольского полуострова. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1935.
451. Половинкина Ю. Ир. Ультраметаморфизм и его роль в истории развития земной коры.—Зап. ВМО, 1970, сер. 2, ч. 99, вып. 5, с. 626—629.
452. Полунина Л. А. Новые данные об ультраосновных породах Чадобецкого поднятия.—Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 40, с. 77—94.
453. Поляков Г. В. Девонский магматический комплекс района Ирбинского месторождения.—Изв. Томского политехнич. ин-та, 1958, т. 90, с. 43—55.
454. Поляков Г. В. Палеозойский магматизм и железуруднение юга Средней Сибири. М., Наука, 1971.
455. Попов А. С. К вопросу о палеозойском вулканизме Кольского п-ова.—Докл. АН СССР, 1967, т. 174, № 1, с. 173—176.
456. Попов В. С. К механике внедрения маломощных даек и силлов.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 10, с. 48—57.
457. Попов И. Б. Ультрабазиты западного склона Среднего и Северного Урала. Свердловск, 1972.
458. Попов М. Г. Формации изверженных горных пород района Хюрсюля—Кивач.—В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии, вып. 1. Петрозаводск, Карельск. кн. изд-во, 1967, с. 60—74.
459. Попов М. Г. Протерозойские магматические комплексы Хюрсюля—Хаутоваара (Южная Карелия).—В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 211—218.
460. Порошин Е. Е. Петрология нижнекаменноугольных вулканогенных толщ Магнитогорского прогиба.—В кн.: Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. Т. III. Свердловск, 1974, с. 61—63.
461. Порошин Е. Е. Два генетических типа кремнекислых эффузивов в нижнекаменноугольных вулканических формациях Урала.—В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Алма-Ата, Наука, 1976, с. 365—367.
462. Порфириновые формации восточного склона Урала/Т. В. Дианова, Б. П. Козин, В. А. Коротеев, Т. А. Смирнова.—В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., Наука, 1973, с. 169—172.
463. Предовский А. А. Основные геохимические факторы формирования сульфидных Cu—Ni-месторождений Печенги.—В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского п-ова, вып. 1. Апатиты, 1970, с. 67—77.
464. Предовский А. А., Жангуров А. А., Федотов Ж. А. Эволюция состава базит-гипербазитовых пород и ее роль в формировании медно-никелевого оруденения Печенги.—В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., Наука, 1971, с. 136—175.
465. Принципы классификации осадочных вулканогенных пород и вулканогенно-осадочных формаций/Л. Э. Алексеева, В. А. Боброва, Н. С. Малич, Э. Н. Янов.—В кн.: Формационный анализ и его роль в выявлении за-

- кономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Л., 1972, с. 27—36.
466. *Проблемы геологии Аджаро-Триалетии*. Ред. П. Д. Гамкрелидзе, М. М. Рубинштейн. Тбилиси, Мецниереба, 1974.
467. *Проблемы магматических формаций*/Д. С. Штейнберг, О. А. Богатиков, М. Б. Бородаевская и др.—В кн.: Проблемы магматизма. М., Наука, 1976, с. 75—94.
468. *Проблемы нефелинового сырья*. Тезисы к совещанию. М., Наука, 1975.
469. *Происхождение пород щелочноземельных серий в свете экспериментальных данных по плавлению при давлениях 50 кбар*/В. А. Жариков, И. П. Иванов, Р. А. Ишбулатов и др.—В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974.
470. *Протерозойские, палеозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы*/В. Л. Масайтис, Л. С. Егоров, В. П. Леднева и др.—В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Тезисы докладов II регионального петрографического совещания. Иркутск, 1974, с. 13—18.
471. *Проخورова С. В., Евзикова Н. З., Михайлова А. Ф.* Флогопитоносность Маймеч-Котуйской провинции ультраосновных, щелочных пород. М., Недра, 1966.
472. *Пучков Е. П., Бороздин Ю. Г.* Морфология некоторых гранитоидных массивов Казахстана и Алтае-Саянской складчатой области.—В кн.: Земная кора складчатых областей юга Сибири. Новосибирск, Наука, 1969, с. 116—156.
473. *Раас Р.* Содержание Al и Ti в роговой обманке как индикаторы давления и температуры регионального метаморфизма. Эксперимент и методы в минералогии и геохимии. М., 1974, с. 1—3.
474. *Разницын В. А.* Особенности развития Днепровско-Донецкого авлакогена в девоне.—Бюл. МОИП, 1976, т. 81. Отд. геол., т. 51, вып. 4, с. 40—56.
475. *Раннедокембрийские гранитоидные формации*/Ф. П. Митрофанов, Е. И. Кравцова, М. М. Мануйлова и др. Л., Наука, 1975.
476. *Раннепалеозойская гранитоидная формация Кузнецкого Алатау*/Ю. А. Кузнецов (ред.), В. И. Богнибов, А. Н. Дистанова, Е. С. Сергеева. М., Наука, 1971.
477. *Редкие элементы в формациях изверженных пород*. М., Недра, 1975.
478. *Резанов И. А.* Кругооборот вещества между корой и мантией как механизм образования гранитного слоя.—Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. L(6), с. 16—28.
479. *Розинов М. И., Рундквист Д. В.* Опыт выделения формаций вулканических пород по структурно-вещественным признакам.—Зап. ВМО, 1976, ч. CV, вып. 3, с. 295—315.
480. *Роненсон Б. М.* Происхождение миаскитов и связь с ними редкометаллового оруднения. М., Недра, 1966.
481. *Ротман В. К.* О формации «зеленых туфов» и некоторых связанных с ней проблемах.—Геология и геофизика, 1965, № 12, с. 54—62.
482. *Ротман В. К.* Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана.—В кн.: Вулканизм и тектогенез. М., Наука, 1968, с. 187—192.
483. *Ротман В. К.* Неогеновые вулканические образования Центральной и Юго-Восточной Камчатки.—В кн.: Петрология неоген-четвертичных базальтоидов северо-западного сектора Тихоокеанского подвижного пояса.—Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 1971, т. 174, с. 94—106.
484. *Ротман В. К., Быковская Е. В.* Вулкано-плутонические ассоциации Тихоокеанского пояса.—В кн.: Вулкано-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата, Наука, 1969, с. 167—178.
485. *Ротман В. К., Марковский Б. А.* K и Rb в вулканических породах Камчатки как индикаторы позднекайнозойской вулкано-тектонической эволюции.—Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 917—920.

486. *Ротман В. К., Марковский Б. А.* О притихоокеанских геосинклинальных базальтах.— В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М., Наука, 1974, с. 184—195.
487. *Руб М. Г.* Особенности вещественного состава и генезиса рудоносных вулкано-плутонических комплексов (на примере Балыгычано-Сугуйского и Мяочанского районов). М., Наука, 1970.
488. *Рудич К. Н.* Позднечетвертичный вулкан Балаган-Тас (северо-восток Азии).— В кн.: Современный вулканизм Северо-Восточной Сибири. М., Наука, 1964, с. 3—43.
489. *Рудник В. А.* Гранитообразование и формирование земной коры в докембри. Л., Недра, 1975.
490. *Румянцева Н. А.* Типы базальтовых ассоциаций Урала и вопросы их петрогенезиса.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 195—209.
491. *Румянцева Н. А.* Формация щелочных базальтоидов западного склона Урала.— В кн.: Щелочные вулканические формации складчатых областей. Л., Недра, 1967, с. 132—276.
492. *Румянцева Н. А.* О классификации эффузивных пород.— Зап. ВМО, 1977, № 1, с. 53—61.
493. *Румянцева Н. А., Порошин Е. Е.* Статистическое сравнение составов моноклиновых пироксенов из базальтов различных вулканических формаций Урала.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 48—64.
494. *Румянцева Н. А., Розина Е. Л., Порошин Е. Е.* Сравнительная характеристика зеленокаменных изменений в различных по геотектоническому положению спилит-диабазовых толщах Урала.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 139—150.
495. *Румянцева Н. А., Смирнов Ю. Д.* Формационный анализ магматических образований западного склона Урала.— В кн.: Проблемы магматизма западного склона Урала. Свердловск, 1972, с. 9—20.
496. *Рундквист Д. В.* О пространственно-временных закономерностях размещения месторождений полезных ископаемых.— В кн.: Проблемы развития советской геологии. Л., 1971, с. 266—300. (Труды ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 177).
497. *Рундквист Д. В., Павлова И. Г.* Опыт выделения формаций гидротермально-метасоматических пород.— Зап. ВМО, 1974, вып. 3, с. 289—304.
498. *Савельева Г. Н.* Геология и петрология гипербазитов Войкаро-Сыньинского массива (Полярный Урал). Автореф. дис. Свердловск, 1973.
499. *Сарсадских Н. Н.* Структурный фактор размещения кимберлитов на Сибирской платформе и прогнозирование коренной алмазности.— В кн.: Материалы конференции: прогнозирование и методы поисков месторождений никеля, олова и алмазов в Советской Арктике. Л., 1968, с. 70—76.
500. *Сарсадских Н. Н., Ровина В. С.* Об условиях генезиса минералов — спутников алмаза в кимберлитах Якутии.— Зап. ВМО, 1960, ч. 80, вып. 4, с. 393—399.
501. *Сахно В. Г.* Вулканические зоны Среднего Приамурья. Новосибирск, Наука, 1976.
502. *Свешникова Е. В.* Магматические комплексы центрального типа. М., Недра, 1973.
503. *Свириденко В. Т.* Формация гранитов рапакиви западной части Алданского щита.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 9, с. 25—39.
504. *Свириденко Л. П.* Петрология Салминского массива гранитов рапакиви. Петрозаводск, 1968.
505. *Семенов А. И., Старицкий Ю. Г., Шаталов Е. Т.* Главные типы металлогенических провинций и структурно-металлогенических (металлогенических) зон на территории СССР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 8. М., Наука, 1967, с. 55—78.
506. *Сергиевский В. М.* Магматизм, тектоническое развитие и основные особенности металлогении Урала. Автореф. дис. Л., 1971.

507. *Симаков Г. В.* Интрузивные породы района верхнего течения Печоры (Северный Урал). Сыктывкар, 1973, с. 303—308. (Тр. VII геол. конф. Коми АССР, т. II).
508. *Слюсарев В. Д.* Основные и ультраосновные комплексы кряжа Ветренный Пояс (геология, петрохимия, геохимия, петрология и возможности их интерпретации при помощи математических методов). Автореф. дис. Свердловск, 1969.
509. *Смирнов В. И.* Варианты доорогенной металлогении.— Геология рудных м-ний, 1977, № 1, с. 3—12.
510. *Смирнов Г. А., Смирнова Т. А.* Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Свердловск, 1967.
511. *Смирнов Я. Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклинали.— В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М., Наука, 1972, с. 52—75.
512. *Смолькин В. Ф.* Состав расслоенных интрузивов Печенги, реконструированных по реликтовым минералам.— В кн.: Петрология, минералогия и геохимия. Апатиты, 1974, с. 48—55.
513. *Смышляев В. Н.* Спилито-кратофировая формация северного склона Западного Саяна.— В кн.: Магматические формации Алтае-Саянской складчатой области. М., Наука, 1965, с. 179—196.
514. *Соболев В. С.* Особенности вулканических проявлений на Сибирской платформе и некоторые общие вопросы геологии.— Геология и геофизика, 1962, № 7, с. 8—15.
515. *Соболев В. С.* О генезисе лейцитовых пород.— Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 4, с. 922—925.
516. *Соболев В. С.* Образование магм и магматических горных пород.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 112—147.
517. *Соболев Н. В.* Глубинные включения в кимберлитах и верхняя мантия.— В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 103—111.
518. *Соллогуб В. Б., Калужная Л. Т., Чекунов А. В.* Глубинное строение земной коры в районе Коростенского плутона по данным сейсмических исследований.— В кн.: Геофизический сборник АН УССР. Киев, 1968, с. 31—46.
519. *Сомин М. Л.* Доюрское основание Главного хребта и южного склона Большого Кавказа. М., Наука, 1971.
520. *Сорохтин О. Г.* Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974.
521. *Сотников В. И., Никитина Е. И.* Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск, Наука, 1971.
522. *Сперанская И. М.* Петрохимические типы меловых лав в различных тектонических районах Охотского побережья.— В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 104—115.
523. *Сперанская И. М.* Формация игнимбритов и ее роль в молодом вулканизме Тихоокеанского пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 9, с. 54—70.
524. *Сперанская И. М.* Новые проблемы игнимбритового вулканизма.— В кн.: Магматизм Северо-Востока Азии. Ч. 1. Магадан, 1974, с. 73—79.
525. *Среднепалеозойские интрузии гранитов и сиенитов Кузнецкого Алатау и северо-западной части Восточного Саяна/В. И. Богнибов, В. Н. Довгаль, Г. В. Поляков и др., отв. ред. акад. Ю. А. Кузнецов.* Новосибирск, Наука, 1974.
526. *Станкевич Е. К.* Геология восточной части Тигертышского плутона (Кузнецкий Алатау). Л., 1963.
527. *Станкевич Е. К.* Новейший магматизм Большого Кавказа. Л., Недра, 1976.
528. *Старицкий Ю. Г., Малич Н. С.* Краткий очерк Сибирской платформы.— В кн.: Геология и полезные ископаемые западной части Сибирской платформы. Красноярск, 1970, с. 45—52.
529. *Старков Н. П.* Древняя формация пикритовых порфиритов западного склона Урала.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 189—192.

530. Старков Н. П. Корреляция габбро-диабазов востока Русской платформы и западного склона Северного и Среднего Урала.— Изв. вузов. Геология и разведка, 1960, № 9, с. 56—59.
531. Старков Н. П., Фоминых В. Г., Зильберман А. П. Диабазовые и габбро-диабазовые формации западного склона Урала. М., Наука, 1973.
532. Структурный и магматический контроль колчеданного оруденения Башкирии/П. Ф. Сопко, А. С. Бобохов, И. С. Серавкин и др. М., Наука, 1975.
533. Структуры траппов Сибирской платформы/М. Л. Лурье, В. П. Леднева, А. А. Рябченко и др. Л., Недра, 1976.
534. Судовиков Н. Г. Проблема рапакиви и позднеорогенных интрузий. М.—Л., 1967.
535. Сурина Н. П. Структурно-тектоническое положение кимберлитов и их взаимоотношения с породами щелочно-ультраосновной формации в Маймеча-Котуйском районе (север Сибирской платформы).— Сов. геология, 1966, № 3, с. 140—144.
536. Сулова С. Н. Эволюция раннедокембрийского вулканизма основного состава на примере Кольского п-ова.— В кн.: Методы палеовулканических реконструкций, вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 83—84.
537. Суханов М. К. Казбекский диабазовый пояс Центрального Кавказа (междуречье Ардон—Ала). Автореф. дис. М., 1975.
538. Тайер Т. П. Некоторые аспекты структурного положения серии параллельных даек в офиолитовых комплексах.— Геотектоника, 1977, № 6, с. 32—45.
539. Тащинуна М. В., Кошкин В. Я., Розенкранц А. А. Вулканогенные формации Джунгаро-Балхашской складчатой системы (Центральный Казахстан).— В кн.: Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана. Алма-Ата, Наука, 1971, с. 3—12.
540. Твалчрелидзе А. А., Дзоценидзе Г. С., Схиртладзе Н. И. Петрография верхнеэоценовой щелочной вулканогенной толщи и связанные с ней проявления бентонитовых глин.— Тр. Тбилисского ун-та. Сер. геогр.-геол. наук, 1950, т. 72, с. 146—154.
541. Тейлор Х. П., Нобл Дж. Происхождение ультраосновных комплексов Юго-Восточной Аляски. М., изд-во Иностр. лит., 1963, с. 41—62.
542. Тектоническая карта фундамента территории СССР, масштаб 1 : 5 000 000. Гл. ред. Д. В. Наливкин, отв. ред. В. А. Дедеев. АН СССР, МГ СССР, 1974.
543. Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961.
544. Терновой В. И., Афанасьев Б. В., Сулимов Б. И. Геология и разведка Ковдорского вермикулито-флюоритового месторождения. Л., Недра, 1969.
545. Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана. Ред. М. Б. Бородаевская. М., 1973.
546. Тиррель Г. В. Основы петрологии. М.—Л.—Новосибирск, Гостоптехиздат, 1933.
547. Тихоненкова Р. П., Нечаева И. А., Осокин Е. Д. Петрология калиевых щелочных пород. М., Наука, 1971.
548. Тищенко В. Т. Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба.— В кн.: Тезисы докладов к первому симпозиуму по вулканизму Южного Урала. Миасс, 1971, с. 43—44.
549. Томановская Ю. И. Закономерности развития траппового вулканизма на северо-западе Сибирской платформы.— В кн.: Петрология траппов Сибирской платформы. Л., Недра, 1967, с. 35—42.
550. Торит-фенакитовая минерализация в одном из массивов щелочных гранитов Казахстана/В. В. Андрушин, М. В. Дмитриев, О. Ф. Кроль, О. В. Федорова.— В кн.: Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана. Алма-Ата, 1966, с. 56—59.
551. Трофимов В. С. Основные закономерности размещения и образования алмазных месторождений на древних платформах и в геосинклинальных областях. М., Недра, 1967.

552. *Туганова Е. В.* Петрохимические и минералогические критерии прогноза медно-никелевых месторождений.— Тезисы докладов краевой научно-практической конференции «Минерально-сырьевая база Красноярского края и Тувинской АССР и перспективы ее расширения в X пятилетке». Красноярск, 1976, с. 107—111.
553. *Тугаринов А. И., Павленко А. С., Коваленко В. И.* Происхождение апогранитов по геохимическим данным.— Геохимия, 1968, № 12, с. 1419—1436.
554. *Ультраосновные и основные интрузии Печенги/Н. А. Елисеев, Г. И. Горбунов, Э. Н. Елисеев и др. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1961.*
555. *Условия формирования важнейших типов щелочных пород/Т. Ю. Базарова, В. П. Костюк, Л. И. Панина и др.—В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., Наука, 1966, с. 120—138.*
556. *Условия формирования щелочных пород (на материалах СССР)/О. А. Воробьева, Р. М. Яшина, С. В. Свешникова и др.—В кн.: Доклады сов. геологов на МГК (24 сессия). Минералогия. М., Наука, 1972, с. 5—23.*
557. *Устиев Е. К.* Охотский тектоно-магматический пояс и некоторые связанные с ним проблемы.— Сов. геология, 1959, № 3, с. 3—26.
558. *Устиев Е. К.* Анхойский вулкан и проблемы четвертичного вулканизма Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1961.
559. *Устиев Е. К.* О составе родоначальных магм на примере меловых и палеогеновых формаций Охотского вулканического пояса.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 3, с. 3—19.
560. *Устиев Е. К.* Некоторые основные понятия и термины в учении о магматических формациях.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 4, с. 47—68.
561. *Ушакова З. Г.* Нижнепалеозойская трапповая формация западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, 1962, т. 80, с. 3—108.
562. *Уэйджер Л. Р., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, с. 3—108.
563. *Фаворская М. А., Томсон И. Н.* Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., Наука, 1969.
564. *Федосеев Г. С.* Петрология Шиндинского гранитоидного плутона (Восточный Саян). М., Наука, 1969.
565. *Федотова М. Т., Федотов Ж. А.* Основные породы района развития свинцово-цинковых жил северо-западной части Мурманского побережья.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, с. 98—105.
566. *Ферштатер Г. Б., Бородина Н. С.* Петрология магматических гранитоидов. М., 1975.
567. *Фогельман Н. А.* Рудоносные эксплозивные брекчии криповулканических аппаратов.— Докл. АН СССР, 1969, т. 188, № 6, с. 1357—1359.
568. *Фоминых В. Г.* Распределение титана в Качканарском титано-магнетитовом месторождении.— Геохимия, 1963, № 10, с. 963—966.
569. *Формационные типы и корреляция магматических комплексов Зайсанской складчатой области/Д. Г. Ажгирей, Ю. Ю. Воробьев, Б. А. Дьячков и др.—В кн.: Герцинские магматические комплексы Восточного Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 30—41.*
570. *Формационный анализ вулканогенных толщ геосинклиналильных систем как основа прогнозирования колчеданных месторождений/М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов и др.—В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 71—81.*
571. *Формационный анализ гранитоидов Западного Узбекистана/Э. Б. Изох, З. А. Юдалевич, А. Б. Пономарева и др. М., Наука, 1975.*
572. *Формация гранитоидных батолитов Алтая, Кузнецкого Алатау, Западного Забайкалья/А. Н. Дистанова, В. Н. Довгал, Р. М. Слободской и др.—В кн.: Магматические формации, вопросы их происхождения и рудоносности. Новосибирск, 1976, с. 48—60.*
573. *Фремд Г. М.* Даубабинский щелочной стратовулкан в Таласском Алатау.— В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 60—69.

574. *Фролов А. А.* Структура и оруденение карбонатитовых массивов. М., Недра, 1975.
575. *Фролова Т. И.* Вулканогенные формации геосинклиналей контрастного типа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 28—46.
576. *Фролова Т. И.* О типе андезито-базальтовых формаций геосинклиналей.— В кн.: Петрология и металлогения базальтов. М., Наука, 1973, с. 108—115.
577. *Фролова Т. И.* Латеральная и вертикальная изменчивость силурийских и девонских базальтоидных серий Магнитогорского прогиба.— В кн.: Вулканизм Южного Урала. Свердловск, 1974, с. 11—24.
578. *Фролова Т. И., Островская Е. В., Рогов В. И.* Базальтоидные магмы геосинклинальных порфировых формаций Южного Урала и особенности их кристаллизации.— В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973, с. 178—197.
579. *Хазов Р. А.* Геологические особенности оловянного оруденения Северного Приладожья. Л., Наука, 1973.
580. *Хашн В. Е.* О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа.— В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, Наука, 1973, с. 5—18.
581. *Халфин С. Л.* Древние габброидные интрузии района сочленения Батеневского кряжа и Кузнецкого Алатау.— Геология и геофизика, № 11, 1961, с. 63—73.
582. *Хамрабаев И. Х., Далилов Т. Н., Айзеништат В. И.* Опыт типизации гранитоидных формаций Узбекистана.— В кн.: Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. Свердловск, 1971, с. 94—98.
583. *Харкевич Д. С., Москалева В. Н.* Серии магматических формаций как основа классификации складчатых областей.— В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М., Наука, 1964, с. 46—56.
584. *Харрис П., Кеннеди У., Скарф К.* Соотношения вулканизма и плутонизма в свете вариаций химического состава.— В кн.: Механизм интрузий магмы. М., Мир, 1972, с. 160—172.
585. *Харченко Ю. И.* Металлогеническая характеристика магматических образований Центральной Камчатки.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Корякского нагорья и Камчатки. Л., 1971, с. 99—103.
586. *Хворова И. В., Вознесенская Т. А., Руженцев С. В.* Раннесинклинальные формации Сакмарской зоны Южного Урала.— Литология и полезные ископаемые, 1975, № 4, с. 28—39.
587. *Херасков Н. Н.* Кембрий северного склона Западного Саяна.— Бюл. МОИП, отд. геол., 1974, т. 49, вып. 4, с. 43—56.
588. *Херасков Н. П.* Геологические формации (опыт определения).— Бюл. МОИП, отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.
589. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., Наука, 1967.
590. *Хисамутдинов М. Г.* Принципы и методы прогнозирования полиметаллических месторождений на Рудном Алтае.— Разведка и охрана недр, 1975, № 9, с. 3—8.
591. *Хитаров Н. В., Нагапетян Л. Б., Лебедев Е. Б.* Особенности кристаллизации кислых расплавов (экспериментальные исследования).— Геохимия, 1969, № 3, с. 273—287.
592. *Хитаров Н. И., Пугин В. А., Слуцкий А. Б.* Плавление и кристаллизация кварцевого толента при высоких давлениях и эволюция толентовых магм в глубинных условиях.— Геохимия, 1972, № 4, с. 428—437.
593. *Хорева Б. Я.* Типы регионального метаморфизма и тектонические условия их проявления в подвижных поясах.— Геотектоника, 1966, № 6, с. 64—83.
594. *Хотин М. Ю.* Эффузивно-туфово-кремнистая формация Камчатского мыса. М., Наука, 1976.
595. *Цирюльников М. Я., Сокол Р. С.* Особенности тектонического строения восточной части Балтийского щита по геофизическим данным.— В кн.: Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Л., Наука, 1968, с. 78—90.

596. *Червяковский Г. Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., Наука, 1972.
597. *Черненко Ю. Я., Фесенко Г. С., Князев Г. И.* Роль структурно-магматических факторов в локализации медно-колчеданного месторождения Кизил-Дере (Горный Дагестан).—Сов. геология, 1975, № 12, с. 133—137.
598. *Черницын В. Б., Андрущук В. Л., Рубцов Н. Ф.* Металлогенические зоны Центрального и Северо-Западного Кавказа. М., Недра, 1971.
599. *Чернов В. И.* Вулканические формации и порфировые интрузии Рудного Алтая. М., Наука, 1974.
600. *Чернышев Н. М.* Сульфидные медно-никелевые месторождения юго-востока Воронежского кристаллического массива. Воронеж, Изд-во Воронежск. ун-та, 1971.
601. *Чурилин Н. С.* Подушечные лавы базальт-трахитовой формации Тагильского погружения.—В кн.: Вулканические образования Урала. Свердловск, 1968, с. 75—83.
602. *Чурилин Н. С., Малахова Л. В.* История формирования эффузивных и интрузивных членов базальт-трахитовой ассоциации в Тагильском прогибе на Среднем Урале.—В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, 1973, с. 171—177.
603. *Шаракишинов А. О.* Петрология нефелиновых сиенитов Витимского плоскогорья. Новосибирск, Наука, 1975.
604. *Шарков Е. В.* Некоторые гранулометрические характеристики пород расчлененных интрузий.—Зап. ВМО, 1972, № 6, с. 380—388.
605. *Шарпёнок Л. Н.* Магматогенные кольцевые структуры северо-западной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). Автореф. дис. Л., 1971.
606. *Шарфман В. С.* Силурийский диабазо-спилитовый комплекс западного крыла Магнитогорского синклиория Южного Урала.—Вестн. МГУ, сер. IV, геол., 1962, № 6, с. 36—43.
607. *Шарфман В. С., Костина Р. И.* Структуры кислых вулканитов. М., Изд-во МГУ, 1974.
608. *Шаталов Е. Т.* Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении. М., Изд-во АН СССР, 1968.
609. *Шатков Г. А., Гуцин Е. Н.* О высоких содержаниях цезия в кислых вулканических стеклах.—Геохимия, 1969, № 12, с. 1510—1512.
610. *Шатский Н. С.* Парагенезы осадочных и вулканогенных пород. Избр. тр., т. III. М., Наука, 1965, с. 153—174.
611. *Шейнманн Ю. М.* Гипербазиты и верхняя мантия.—В кн.: Проблемы петрологии гипербазитов складчатых областей. Новосибирск, 1973, с. 148—162.
612. *Шейнманн Ю. М.* О положении и возрасте щелочных, ультраосновных пород Сибирской платформы.—Разведка и охрана недр, 1957, № 1, с. 12—16.
613. *Шейнманн Ю. М., Апельцин Ф. Р., Нечаева Е. А.* Щелочные интрузии, их размещение и связанная с ними минерализация.—В кн.: Геология месторождений редких элементов. М., Госгеолтехиздат, 1961, вып. 12—13, с. 1—177.
614. *Шейнманн Ю. М., Луц Б. Г.* Естественные группы ультрабазитов, их значение для тектонического анализа.—Геотектоника, 1974, № 4, с. 3—18.
615. *Шелковников А. Д.* К петрогенезису нижнедевонской гранит-граносиенитовой формации Восточного Саяна.—В кн.: Материалы по минералогии, петрографии и полезным ископаемым Западной Сибири и Красноярского края. Томск, 1967, с. 53—60.
616. *Шелковников А. Д.* Петрология комагматичных вулканических и плутонических формаций западной части Восточного Саяна. Автореф. дис. Томск, 1969.
617. *Шинкарев Н. Ф.* Верхнепалеозойский магматизм Туркестано-Алая. Л., Изд-во ЛГУ, 1966.

618. Шинкарев Н. Ф., Анищенкова О. И. Новые данные о составе и строении Салминского комплекса рапакиви.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 2, с. 140—144.
619. Шинкарев Н. Ф., Григорьева Л. В. Магматические формации этапов активизации на Балтийском щите.— В кн.: Материалы к V Всесоюзному петрографическому совещанию. Алма-Ата, 1976, с. 89—92.
620. Ширай Е. П. Петрохимические особенности вулканогенных формаций колчеданосных провинций различных типов.— Сов. геология, 1976, № 8, с. 62—82.
621. Ширинян К. Г. Структурный контроль петрографических и минералогеохимических особенностей новейших вулканических комплексов Армении. Темы докладов к III Всесоюзному вулканологическому совещанию. Львов, Изд-во Львов. ун-та, 1969, с. 63—64.
622. Ширинян К. Г. Плио-плейстоценовые вулканические породы. Главные черты плио-плейстоценового вулканизма Армении.— В кн.: Геология АрмССР. Т. IV. Петрография. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1970, с. 477—494.
623. Шихорина К. М. Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции.— В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л., 1970, с. 5—14.
624. Шнай Г. К., Орлова М. П. Новые данные по геологии и золотоносности Ыльмаховского массива (Центральный Алдан).— Геология и геофизика, 1977, № 12, с. 24—36.
625. Шоу Д. М. Геохимия микроэлементов кристаллических пород. М., Недра, 1969.
626. Штейнберг Д. С. Интрузивные формации Урала.— В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала, вып. 8. Свердловск, 1961, с. 22—44.
627. Штейнберг Д. С. О химической классификации эффузивных горных пород. Свердловск, 1964.
628. Штейнберг Д. С. Базальтоидный магматизм геосинклинальных областей и его металлогения. М., 1970, с. 57—73. (Тр. ЦНИГРИ, вып. 87).
629. Штейнберг Д. С. Геологическая история Урала и петрология.— В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск, 1974, с. 39—58.
630. Штейнберг Д. С., Соболев И. Д. Формационное деление магматических образований. М., Наука, 1964, с. 213—225.
631. Штилле Г. Малайский архипелаг и Альпы. Избр. тр. М., Мир, 1964, с. 334—343.
632. Шуркин К. А., Митрофанов Ф. П. Эволюция магматизма в раннем докембрии.— В кн.: Геология докембрия, Л., Наука, 1968, с. 154—162.
633. Щеглов А. Д. Главные типы областей тектоно-магматической активизации.— Сов. геология, 1970, № 3, с. 26—36.
634. Щерба Г. Н. Некоторые особенности изучения месторождений атасуйского типа.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1964, № 5, с. 15—33.
635. Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата, Наука, 1970.
636. Эволюция магматизма в истории формирования континентальной земной коры/В. В. Жданов, В. Н. Москалева, А. С. Остроумова и др.— В кн.: Проблемы петрологии. М., Наука, 1976, с. 61—74.
637. Эйдельман Л. Е. Петрология магматических образований центральной части Хазарта-Алентуйского вулканария (Западное Забайкалье).— В кн.: Геология магматических формаций Забайкалья. Чита, 1973, с. 42—69.
638. Эйдельман Л. Е. Строение и эволюция Цаган-Хуртейского вулканогена (Западно-Забайкальский вулканический пояс). Автореф. дис. Чита, 1976.
639. Юдин Б. А. Комплекс габбро-диабазов района озера Юпэчкесты-Погерьявр в северо-восточной части Кольского полуострова.— В кн.: Материалы по геологии и металлогении Кольского полуострова. Апатиты, 1972, с. 87—92.

640. Юшкин Н. П., Давыдов В. П., Остащенко Б. А. Магматические образования Центрального Пай-Хоя и их металлогенические особенности.—Тр. Ин-та геологии Коми филиала АН СССР, 1972, вып. 17, с. 3—34.
641. Яковлев Г. Ф. Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала.—В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 6—44.
642. Ярмолюк В. В. Вулканические структуры обрушения Охотско-Чукотского вулканического пояса. Новосибирск, Наука, 1973.
643. Яшина Р. М. Щелочные породы Юго-Восточной Тувы.—Изв. АН СССР. Сер. геол., 1957, № 5, с. 17—36.
644. Яшина Р. М., Павлов В. А. Формация щелочных гранитов и сиенитов.—В кн.: Гранитоидные и щелочные формации в структурах Западной и Северной Монголии. М., Наука, 1975, с. 258—271.
645. Яценко Н. Я. Пикриты, меймечиты гор Ичкеульмес и вопросы их генезиса.—Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 51—56.
646. *The alkaline rocks*. Art. Ed. by H. Sorensen. J. Wiley sons. London—New York—Sydney—Toronto, 1974.
647. Anderson A. T. Jr. Massif-type anorthosite: a widespread Precambrian igneous rock.—Mem. N. Y. State Mus. Sci Serv., 1969, № 18, p. 47—55.
648. Arai Sh. Contact metamorphosed duniteharzburgite complex in the Chugoku district, Western Japan.—Contr. Mineral. Petrol., 1975, № 1, p. 1—16.
649. Aumento F. Diorites from the Mid-Atlantic Ridge at 45°N. Science, vol. 165, № 3898, 1969, p. 1112—1113.
650. Backlund H. G. The probleme of the rapakivi granite.—Journ. Geol., 1938, vol. XLVI, № 3, p. 339—396.
651. Bowen N. L., Schairer J. F. The system MgO—FeO—SiO<sub>2</sub>.—Amer. J. of Science, ser. 5, vol. 29, № 197, 1935, p. 151—217.
652. Bowen N. L., Tuttle O. F. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O. New York, Mem. Geol. Soc. Amer., 74, 1958.
653. Burri C. R. Chemismus und provinziale verhältnisse der jung-eruptiven Gesteine des Pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweiz. Min. Pet. Mitt., Bd. 6, Heft 1, 1926, p. 115—199.
654. Carmichael J. S. E. Petrology of Thingmaly, a tertiary volcano in eastern Iceland. J. Petrol., vol. 5, 1964, № 3, p. 435—460.
655. Challis G. A. Discussion on the paper "The origin of ultramafic and ultrabasic rocks" by P. J. Wyllie.—Tectonophysics, 1969, vol. 7, № 5—6, p. 495—504.
656. Challis G. A. High-temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion—Wairau Valley—New Zealand.—J. Petrol., vol. 6, № 3, 1965, p. 395—419.
657. Davis B. T. C., Boyd F. R. The join Mg<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>6</sub>—CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> at 30 kilobars pressure and its application to pyroxenes from kimberlites.—J. Geophys. Res., vol. 71, № 14, 1966, p. 3567—3576.
658. Dewey H., Flett J. S. On some British pillow-lavas and the rocks associated with them.—Geol. Mag., 1911, № 8, p. 241—247.
659. Evans B. W., Trammendorff V. Regional metamorphism of ultramafic rocks in the central Alps paragenesis in the system CaO—MgO—SiO<sub>2</sub>—H<sub>2</sub>O.—Schweiz. mineral. und Petrogr. Mitteil., 1970, Bd. 50, H. 3, p. 481—492.
660. Fiala F. Diabasové picrity v Barrandienu. (Mořinka, Rovina, Sedlec).—Věstn. Král. české spol. nauk., 1946, č. XIX. Praha.
661. Gass J. G. The ultrabasic volcanic assemblage of the Troodos massif, Cyprus. Wyllie P. J. ed., Ultramafic and related rocks. New York, John Wiley and Sons, 1967, p. 121—134.
662. Green D. H. Experimental testing of "equilibrium" partial melting of peridotite under watersaturated, high-pressure conditions.—Canad. Miner., 1976, 14, № 3, p. 255—268.
663. Harris P. G. Basalt type and African rift valley tectonism.—Tectonophysics, 1969, vol. 8, № 4—6, p. 427—436.

664. *Harris P. G.* Segregation processes in the upper mantle. Mantles of the Earth and Terrestrial Planets. Interscience, London, 1967, p. 305—317.
665. *Harris P. G.* Zone refining and the origin of potassic basalts.—*Geochim. cosmochim. acta*, vol. 12, № 3, 1957, p. 195—208.
666. *Jackson E. D.* Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex. Montana. Washington, U. S. Gov., Print. Off., 1961, p. 1—106.
667. *Jackson E. D.* Chemical variation in coexisting chromite and olivine in chromitite zones of the Stillwater complex.—*Magmatic ore deposits.—Economic Geology. Monograph*, 1969, № 4, p. 41—71.
668. *Jakeš P., White A. J. R.* Hornblendes from calc-alkaline volcanic rocks of island arcs and continental margins.—*Amer. Miner.*, 1972, vol. 57, № 5—6, p. 887—902.
669. *Joplin G. A.* The shoshonite association. A review.—*J. Geol. Soc. Australia*, 1968, vol. 15, pt. 2, p. 275—294.
670. *Kennedy W. A.* Trends of differentiation in basaltic magmas.—*Amer. J. Sci.*, 25, 1933, p. 239—256.
671. *Keusen H. R.* Mineralogie und Petrographie des metamorphen Ultramafit-komplexes vom Geisspfad.—*Schweiz. Mineral. Petrol. Mitt.*, 1974, p. 160—195.
672. *Kushiro J., Joder H. S., Nichikawa M.* Effect of water on the molting of enstatite.—*Geol. Soc. Amer., Bull.*, 1968, vol. 79, № 12, p. 1685—1692.
673. *Lauren L.* An interpretation of the negative gravity anomalies associated with the rapakivi granites and the Jotnion sandstone in southern Finland.—*Geol. Fören. Stocholm Förh.*, 1970, vol. 92, pt. 1, № 540, p. 21—34.
674. *Macdonald R., Gibson I. L.* Pantelleritic obsidians from the volcano Chabbi (Ethiopia).—*Contr. Mineral. Petrol.*, 1969, vol. 24, № 3, p. 239—244.
675. *Martignole J., Schrijver K.* Tectonic setting and evolution of the Morin Anorthosite, Grenville province, Quebec.—*Bull. Geol. Soc. Finland*, 1970, № 42, p. 165—209.
676. *Melson W. G., Thompson G.* Layered basic complex in oceanic crust, Romanche Fracture, Equatorial Atlantic Ocean. *Science*, 1970, vol. 168, № 3933, p. 817—820.
677. *Munoz M., Sagredo J.* Clinopyroxenes as geobarometric indicators in mafic and ultramafic rocks from Canary Islands.—*Contr. Mineral and Petrol.*, vol. 44, № 2, 1974, p. 139—147.
678. *Noble I. A., Taylor H. P. Jr.* Correlation of the ultramafic complexes of south-eastern Alaska with those of other parts of North America and the World. Rep. 21st Geol. Congress. P. 13, Copenhagen, 1960, p. 188—197.
679. *Pearce J. A., Cann J. K.* Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses.—*Earth and Planetary, Science Letters*, 1973, vol. 19, № 2, p. 290—300.
680. *Poldervaart A., Hess N. N.* Pyroxenes in crystallization of basaltic magma.—*J. Geol.*, 1951, vol. 59, № 5, p. 472—489.
681. *Rose E. R.* Geology of titanium and titaniferous deposits of Canada.—*Geol. Surv. Canada. Econ. Geol. Report*, 1969, № 25.
682. *Savolahti A.* The rapakivi problem and the rules of idiomorphism in mineral.—*Bull. Comm. Géol. Finlande*, 1962, № 204, p. 33—111.
683. *Silver L. T.* A geochronologic investigation of the Adirondack complex, Adirondack Mountains, New York.—*Mem. N. Y. State Mus. Sci., Serv.*, 1969, № 18, p. 233—252.
684. *Skaly platformy Precambryjskiej w Polsce. Cz. I. Podłoże krystaliczne/* T. Depciuch, A. Dziedzic, O. Juskowiak.—*Pr. Inst. Geol.*, 1973, t. 68.
685. *Spillites and spilitic rocks.*—*Intern. un. of Geol. Science. Ser. A.*, 1974, № 4.
686. *Springer R. K.* Contact metamorphosed ultramafic rocks in the Western Sierra Nevada, Foothills, California. *J. Petrol.* 1974, vol. 15, № 1, p. 160—195.

687. *Steele K. F., Ragland P. C.* Model for the closed-system fractionation of a dike formed by two pulses of dolerite magma.—*Contr. Mineral. a. Petrol.*, 1976, vol. 57, № 3, p. 305—316.
688. *Streckeisen A.* Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition.—A provisional attempt. *Neues. Jahrb. Mineral. Monatsh.*, 1976, № 1, p. 1—15.
689. *Tilley C. E.* Some aspects of magmatic evolution.—*Quart. J. Geol. Soc. Lond.*, 1950, № 106, p. 37—61.
690. *Verhoogen J.* Distribution of titanium between silicates and oxides in igneous rocks.—*Amer. J. Sci.*, 1962, vol. 260, № 3, p. 211—220.
691. *Volborth A.* Rapakivi-type granites in the Precambrian complex of Gold Butte, Clark County, Nevada. *Bull. Geol. soc. Amer.*, vol. 73, № 7, 1962, p. 813—832.
692. *Waard D.* The anorthosite problem: the problem of the anorthosite-charnockite suite of rocks.—*Mem. N. J. State Mus. Sci. Serv.*, 1969, № 18, p. 71—91.
693. *Walton M. S., jr., Waard D.* Orogenic evolution of the Pre-Cambrian in the Adirondack highlands. A new synthesis.—*Proc. Kon. Nederl. Akad. Wetensch. Amsterdam*, 1963, vol. 13, № 66, p. 98—106.
694. *Hamilton W., Mountjoy W.* Alkali content of alpine ultramafic rocks.—*Geochim. cosmochim. acta*, 1965, vol. 29, № 6, p. 661—671.
695. *Wyllie P. J.* The origin of ultramafic and ultrabasic rocks. Upper Mantle symposium. *Intern. Geol. Congr.—Tectonophysics*, 1969, vol. 7 (5—6), p. 437—455.

СЕРВИСЪ СЪСТАВИТЕЛЪ  
 5  
 СЪСТАВИТЕЛЪ

198  
197  
196  
195  
194  
193  
192  
191  
190  
189  
188  
187  
186  
185  
184  
183  
182  
181  
180  
179  
178  
177  
176  
175  
174  
173  
172  
171  
170  
169  
168  
167  
166  
165  
164  
163  
162  
161  
160  
159  
158  
157  
156  
155  
154  
153  
152  
151  
150  
149  
148  
147  
146  
145  
144  
143  
142  
141  
140  
139  
138  
137  
136  
135  
134  
133  
132  
131  
130  
129  
128  
127  
126  
125  
124  
123  
122  
121  
120  
119  
118  
117  
116  
115  
114  
113  
112  
111  
110  
109  
108  
107  
106  
105  
104  
103  
102  
101  
100

## Оглавление

<b>4</b>	<b>СЕМЕЙСТВО МАФИЧЕСКО-САЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ</b> . . . . .	<b>3</b>
	<b>Группа андезитовых и гранодиоритовых формаций</b> . . . . .	<b>6</b>
	Базальт-андезитовая формация (В. К. Ротман, А. С. Остроумова, И. Я. Центр) . . . . .	—
	Андезитовая формация (А. С. Остроумова, И. Я. Центр, В. В. Пав- лова, Л. Н. Шарпёнок, С. В. Александрова) . . . . .	20
	Трахиандезитовая формация (А. С. Остроумова, В. В. Павлова, И. Я. Центр, И. П. Никольская) . . . . .	36
	Тоналит-плагиогранит-гранодиоритовая формация (В. А. Трофимов)	41
	Диорит-гранодиоритовая формация (Б. А. Блюман) . . . . .	58
	Монзонит-сиенитовая формация (С. А. Лесков) . . . . .	66
	<b>Сопоставление мафического-салических формаций и некоторые вопросы их происхождения</b> (А. С. Остроумова, В. А. Трофимов, В. К. Ротман)	<b>70</b>
<b>5</b>	<b>СЕМЕЙСТВО САЛИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ</b> . . . . .	<b>81</b>
	<b>Группа липаритовых и гранитовых формаций</b> . . . . .	<b>83</b>
	Формация натриевых липаритов (Т. Я. Демидова) . . . . .	—
	Дацит-липаритовая формация (Е. В. Быковская, Е. Н. Горецкая, М. А. Кангур) . . . . .	92
	Липаритовая формация (Е. В. Быковская, Е. Н. Горецкая, М. А. Кангур)	106
	Трахилипаритовая формация (Е. Н. Горецкая) . . . . .	113
	Мигматит-плагиогранитовая и мигматит-гранитовая формации (Г. М. Бе- ляев, В. Н. Верхало-Узский, Т. Н. Павлова, Е. В. Толмачева) . . . . .	116
	Гранитовая формация (Е. К. Станкевич) . . . . .	124
	Формация гранитов рапакиви (В. Н. Мошкин) . . . . .	139
	Лейкогранитовая формация (Б. А. Блюман) . . . . .	148
	Аляскитовая формация (Б. А. Блюман) . . . . .	156
	Гранит-граносиенитовая формация (С. А. Решетова) . . . . .	164
	Щелочно-гранитовая формация (Г. К. Шнай) . . . . .	168
	<b>Группа фonoлитовых и нефелинсиенитовых формаций</b> . . . . .	<b>173</b>
	Формация фonoлитов, щелочных трахитов, нефелиновых (агпаито- вых) сиенитов (М. П. Орлова) . . . . .	—
	Формация лейцитифиров, нефелиновых, псевдолейцитовых и щелоч- ных сиенитов (М. П. Орлова) . . . . .	182
	Формация нефелиновых (миаскитовых) и щелочных сиенитов (М. П. Ор- лова) . . . . .	191
	<b>Сопоставление салических формаций и некоторые вопросы их про- исхождения</b> (Е. К. Станкевич, М. П. Орлова, Е. Н. Горецкая) . . . . .	<b>199</b>

# 6 РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ . . . . . 211

<b>Магматические формации и эндогенные режимы фанерозоя</b> (В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, А. С. Остроумова, Н. А. Румянцева) . . . . .	—
Ряды класса геосинклинальных режимов (В. Н. Москалева, Н. А. Румянцева, А. С. Остроумова, В. А. Трофимов) . . . . .	216
Ряды класса орогенного режима (А. С. Остроумова, Б. А. Блюман)	223
Ряды класса кратонных режимов (В. Л. Масайтис, В. Н. Москалева, М. П. Орлова) . . . . .	227
<b>Магматические и ультраметагенные формации раннего докембрия</b> (В. Н. Мошкин) . . . . .	233
<b>Некоторые вопросы геохимической эволюции магматизма</b> (Н. А. Румянцева, А. С. Остроумова) . . . . .	239
<b>Заключение</b> . . . . .	243
<b>Список литературы</b> . . . . .	246

ИБ № 2258

## МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ СССР

Том 2

Редактор издательства З. Г. Сегаль. Переплет художника А. И. Бородинна. Технический редактор А. Б. Ящуржинская. Корректор М. И. Витис. Сдано в набор 22.09.78. Подписано в печать 05.03.79. М-25563. Формат 60×90<sup>1/16</sup>. Бум. тип. № 1. Гарнитура литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 17,5. Уч.-изд. л. 20,19. Тираж 2000 экз. Заказ № 365/519. Цена 3 р. 10 к. Издательство «Недра». Ленинградское отделение. 193171, Ленинград, С-171, ул. Фарфоровская, 12. Ленинградская типография № 8 Ленинградского производственного объединения «Техническая книга» Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 190000, Ленинград, Прачечный пер., 6.

2898

30-516

REDA