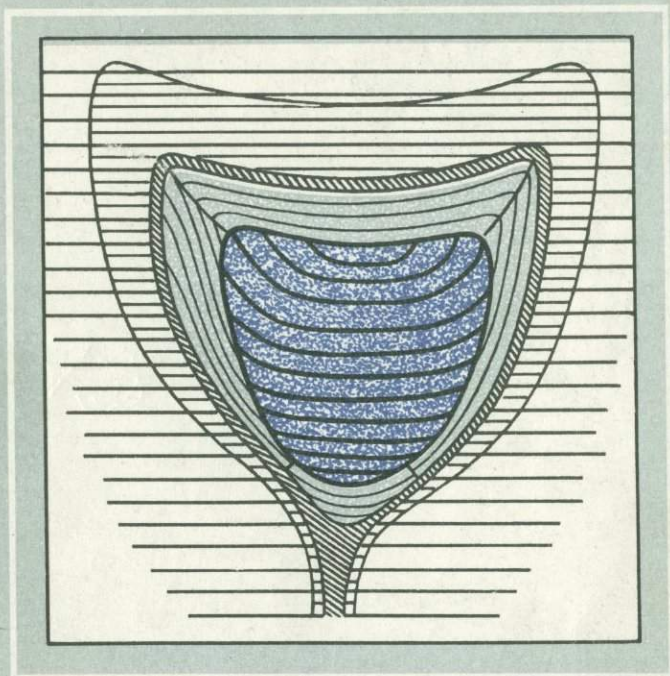


АКАДЕМИЯ НАУК СССР



Е. В. ШАРКОВ

ПЕТРОЛОГИЯ  
РАССЛОЕННЫХ  
ИНТРУЗИЙ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХРОНОЛОГИИ ДОКЕМБРИЯ

Е. В. ШАРКОВ

ПЕТРОЛОГИЯ  
РАССЛОЕННЫХ  
ИНТРУЗИЙ

3442



ЛЕНИНГРАД  
«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
1980



Петрология расслоенных интрузий. Шарков Е.В. Л., „Наука“, 1980. 184 с.

В монографии предложена новая петрологическая модель расслоенной интрузии, учитывающая результаты физико-химических экспериментов и теории затвердевания. В качестве примеров рассмотрены главные особенности строения наиболее изученных расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород, щелочно-габбровых, сиенит-габбровых и щелочных агапитовых пород. Приведены результаты детальных исследований первичной магматической расслоенности, в том числе и данные гранулометрического анализа. Предложена новая схема формирования ритмичной расслоенности и жильных комплексов. Характеризуются время и место возникновения рудной минерализации. Вскрываются физико-химические закономерности распределения вещества в расслоенных плутонах. Большое внимание уделяется проблеме парагенетического анализа расслоенных пород с помощью диаграмм обобщенных физико-химических систем. Рассмотрена проблема эффузивных аналогов интрузий. Лит. - 248 назв., ил. - 43, табл. - 3.

О т в е т с т в е н н ы й    р е д а к т о р

доктор геолого-минералогических наук    К.А. ШУРКИН

© Издательство „Наука“, 1980 г.

Ш- $\frac{20805-570}{055(02) - 80}$  421-79.1904030000.

Ни одно явление не объясняется само по себе и из себя самого — только многие явления, будучи рассмотрены совместно и расположенные методически, дают в конце концов нечто, что может иметь ценность теории

Гёте

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Общие положения. Расслоенные интрузивы представляют собой одно из интереснейших явлений природы. Происшедшие при затвердевании гомогенного расплава, они имеют ярко выраженную гетерогенную структуру и образованы чередующимися породами разного вещественного состава наподобие стратифицированной пачки осадочных отложений. Эта их особенность уже давно привлекает внимание петрологов. Еще в 1773 г. Л. Шарпантье обратил внимание на расслоенность в гранитах, а в первой половине прошлого века академики В.Ф. Зуев и Н.М. Феофилактов впервые описали полосатые текстуры в украинских основных породах. С тех пор к проблеме расслоенных интрузий обращались многие выдающиеся петрологи, в том числе Р. Дэли (Daly, 1928), П. Вагнер (1932), А. Холл (Hall, 1932), Н. Боуэн (1934), А. Баддингтон (Baddington, 1939), Р. Болк (1946), В.С. Соболев (1947), Н.А. Елисеев (1953, 1967), Г. Хесс (Hess, 1960), А. Полдерваарт (1963) и многие другие.

Особенно крупный вклад в понимание природы этих образований внесли А.А. Полканов (1928, 1953) — создатель гравитационно-кинетической гипотезы формирования расслоенности; Л. Уэйджер (Wager, Deer, 1939; Уэйджер, Браун, 1970), установивший на примере Скергаардской интрузии главные морфологические особенности строения расслоенного массива, и Э. Джексон (Jackson, 1961), показавший, что явление расслоенности связано не с сортировкой кристаллов магматическими токами, а со сменой мнеральных ассоциаций.

Вместе с тем многие вопросы формирования расслоенных интрузивов, а особенно проблема их физико-химического и металлогенического анализ, до сих пор остаются неразработанными. Это связано главным образом с отсутствием современной теоретической модели, учитывающей как реальные геологические особенности строения массивов, так и накопленный к настоящему времени огромный материал экспериментальных исследований и данные по металлургическим процессам.

Актуальность темы определяется тем, что с расслоенными массивами связаны крупнейшие месторождения целого ряда полезных ископаемых, таких как никель, медь, хром, платина, железо, титан и др., происхождение которых не может рассматриваться в отрыве от генезиса самих расслоенных пород.

Кроме того, расслоенные интрузивы являются совершенно уникальными петрологическими объектами вследствие обилия информации о реальных процессах дифференциации природных магм. По образному выражению Л. Уэйджера, их можно сравнить с тиглем петрографа-экспериментатора, но неизмеримо больших размеров, вследствие чего в них выявляются новые соотношения, которые не удастся установить в лабораторных условиях (Уэйджер, Браун, 1970, с. 21). На примере этих массивов могут быть решены такие фундаментальные проблемы магматической петрологии, как формирование внутреннего строения интрузивных тел, текстур и структур пород, дифференциация магматических расплавов в условиях интрузивных камер разной глубинности, выявление интрузивных и эффузивных аналогов главных магматических серий, закономерностей распределения и концентрации рудных компонентов в интрузивных телах и т.д.

В связи с этим основными задачами настоящей монографии являются: 1) разработка общей теоретической модели формирования расслоенных интрузивных тел; 2) установление степени ее соответствия строению реальных расслоенных массивов; 3) разработка принципов и методов парагенетического анализа для извлечения петрогенетической информации; 4) выявление времени и места процессов рудообразования при становлении расслоенных интрузивных тел, природы металлогенической специализации массивов.

Для решения этих задач были использованы результаты личных исследований автора по расслоенным интрузиям Балтийского щита и Северного Казахстана, а также опубликованные данные по плутонам из других регионов. На основании этих материалов и обобщения имеющихся сведений по затвердеванию промышленных отливок разработана и проверена на широком геологическом материале теоретическая модель процесса затвердевания крупных интрузивных тел. Для решения проблемы парагенетического анализа интрузивных пород были обобщены все доступные автору экспериментальные данные по кристаллизации расплавов и воссозданы обобщенные модели различных систем в интервале давлений до 10 кбар. С помощью этих систем впервые исследованы парагенезисы пород различных типов расслоенных интрузивов, свидетельствующие о большом разнообразии условий их кристаллизации.

Определение терминов. Для обозначения наиболее важных понятий в настоящей работе приняты следующие термины.

**Расслоенная интрузия** (layering intrusion) — интрузивное тело, образованное согласными слоями пород разного состава, происшедшими при затвердевании магматического расплава.

**Расслоенность (layering)** – применяется для обозначения слоистой текстуры массивов. Термины „напластование“, „слоистость“ – менее удачны, так как уже давно приняты для обозначения последовательности в осадочных горных породах, а термин „полосчатость“ по своей этимологии подразумевает двухмерное строение описываемого объекта.

В понятие расслоенности, вслед за большинством петрологов, включаются и трехитойдные текстуры, характеризующиеся плоско-параллельной ориентировкой индивидов. При наличии преимущественной ориентировки зерен удлинённого габитуса в плоскости расслоенности текстура является линейной.

**Макрорасслоенность** (Михайлов, Шарков, 1973) применяется для обозначения крупных пачек пород. Разрез интрузивов состоит из двух структурных частей: 1) мощных слоев однородных пород и 2) пачек сравнительно тонкого ритмичного переслаивания. На долю последних обычно приходится не более 15–30% всего разреза. Поэтому представляется целесообразным выделить и подчеркнуть „макрорасслоенность“ в качестве самостоятельной единицы, включающей в себя и пачки ритмичного переслаивания.

**Ритмичная расслоенность (rhythmic layering)** – закономерно повторяющееся чередование пород различного состава. В ритмических единицах наблюдается переход от слоев, образованных более высокотемпературными минеральными ассоциациями внизу к более низкотемпературным вверх. Характер ритмичной расслоенности зависит от ее положения в разрезе массива и может быть различен для разных массивов.

Менее заметной, но петрологически не менее важной является **скрытая расслоенность (cryptic layering, Wager, Deer, 1939)**, которая выражается в закономерном изменении состава главных породообразующих минералов по разрезу массивов.

**Структуры и текстуры пород.** Как известно, основным источником информации о процессах формирования пород являются их структурно-текстурные особенности. Под этим понимается характер морфологии зерен, слагающих породу, особенности их соотношений друг с другом, позволяющие судить об относительной последовательности формирования минеральных фаз, а также позиция последних в общей компоновке породы.

На первых этапах петрографических исследований при определении последовательности появления минеральных фаз ведущее значение придавалось степени идиоморфизма зерен. Крайним выражением этого направления явилось „правило Розенбуша“, где на основании морфологических наблюдений постулировалась последовательность кристаллизации различных минералов.

Однако довольно скоро было установлено, что чисто морфологические соотношения не всегда достаточно корректно отражают реальную последовательность кристаллизации минералов. Так, например, наличие коррозионных соотношений между одними минералами поро-

ды и отсутствие таковых между другими может создать ложное впечатление о последовательности формирования отдельных минеральных фаз. Например, обычный для норитов случай, когда порода сложена в основном кристаллами плагиоклаза и ортопироксена, а клинопироксен располагается в интерстициях между ними. В этом случае по степени идиоморфизма минералы разместятся так: плагиоклаз → ортопироксен → клинопироксен, хотя первые два минерала занимают одинаковое положение в текстуре породы и, соответственно, не могли формироваться в разное время. С другой стороны, различная кристаллизационная способность разных минералов, даже при их одновременном выделении, также будет приводить к впечатлению о более раннем формировании минералов с более высокой скоростью роста кристаллов, как например плагиоклаза в офитовой структуре базальтов.

Поэтому при определении последовательности выделения минералов в породах расслоенных интрузий решающее значение приобретает текстурный контроль структур. Очевидно, что минеральные фазы одной генерации будут занимать аналогичное положение в общей текстуре породы независимо от характера коррозионных соотношений и кристаллизационной способности минералов. Как показали исследования Л. Уэйджера и У. Дира (Wager, Deer, 1939), Г. Хесса (Hess, 1960), Э. Джексона (Jackson, 1961) и др., в расслоенных магматических породах четко выделяются две группы зерен.

Первая группа является преобладающей и имеет текстурообразующее значение. Она представлена близкими к идиоморфным кристаллами, которые в зависимости от характера их ориентировки в пространстве формируют трахитоидную, линейную или массивную текстуры — главные разновидности текстур пород расслоенных интрузивов. Эта группа зерен выделяется в качестве минералов к у м у л у с а, первичного преципитата, осажденных, или аккумулярованных, минералов. Согласно первоначальному определению Л. Уэйджера и других исследователей, минералы кумулуса кристаллизовались из расплава, залонявшего магматическую камеру (главного объема расплава), и по мере выделения под действием силы тяжести перемещались вниз, накапливаясь на дне в виде каши. В большинстве случаев для минералов кумулуса характерна план-параллельная ориентировка пластинчатых и призматических минералов, согласная с верхними и нижними ограничениями слоев.

Вторая группа минералов представлена ксеноморфными зернами, расположенными в промежутках между минералами кумулуса. При этом в случае, когда соседние интерстиции выполнены одним минералом, последний может образовывать монокристалл. В итоге возникают весьма характерные для пород расслоенных интрузий пойкилитовые структуры, где минералы кумулуса образуют хадакристаллы. В отличие от идиоморфных кристаллов кумулуса ойкокристаллы интерстициального материала обычно имеют округлую или сферическую форму и в породе ориентированы случайным образом,

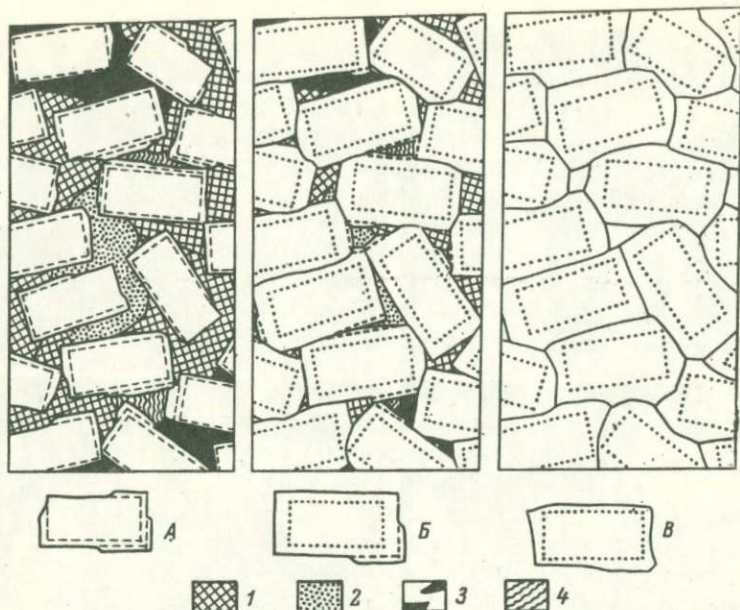


Рис. 1. Схема структур плагиоклазовых кумулатов при их адкумулатном разрастании (по Уэйджеру и Брауну, 1970).

А - ортокумулат, Б - мезокумулат, В - адкумулат. 1-3 - пойкилитовые кристаллы (1 - пироксен, 2 - оливин, 3 - железорудный минерал); 4 - кварц и ортоклаз (конечный продукт кристаллизации остаточной жидкости). Внутренний пунктирный прямоугольник отвечает границам кумулятивных кристаллов плагиоклаза. Дополнительные границы и более внешние зонки соответствуют веществу, кристаллизовавшемуся при более низкой температуре.

независимо от ее расслоенности. Более того, иногда крупные ойкокристаллы располагаются в пределах двух соседних слоев с разными минералами кумулуса (Jackson, 1961). Такие наблюдения свидетельствуют о том, что эта группа зерен кристаллизовалась в более позднюю стадию из расплава, окружавшего аккумулят кристаллов. Этот материал играет роль, аналогичную цементу в осадочных горных породах, фиксируя уже сформированную текстуру. Он называется и нтеркумулу сом, и нтер преци п и т а т о м, или и н т е р с т и ц и а л ь н ы м м а т е р и а л о м.

Так же как в осадочных горных породах, здесь устанавливается целый спектр взаимоотношений между рассмотренными группами зерен: от полного отсутствия реакционных соот-

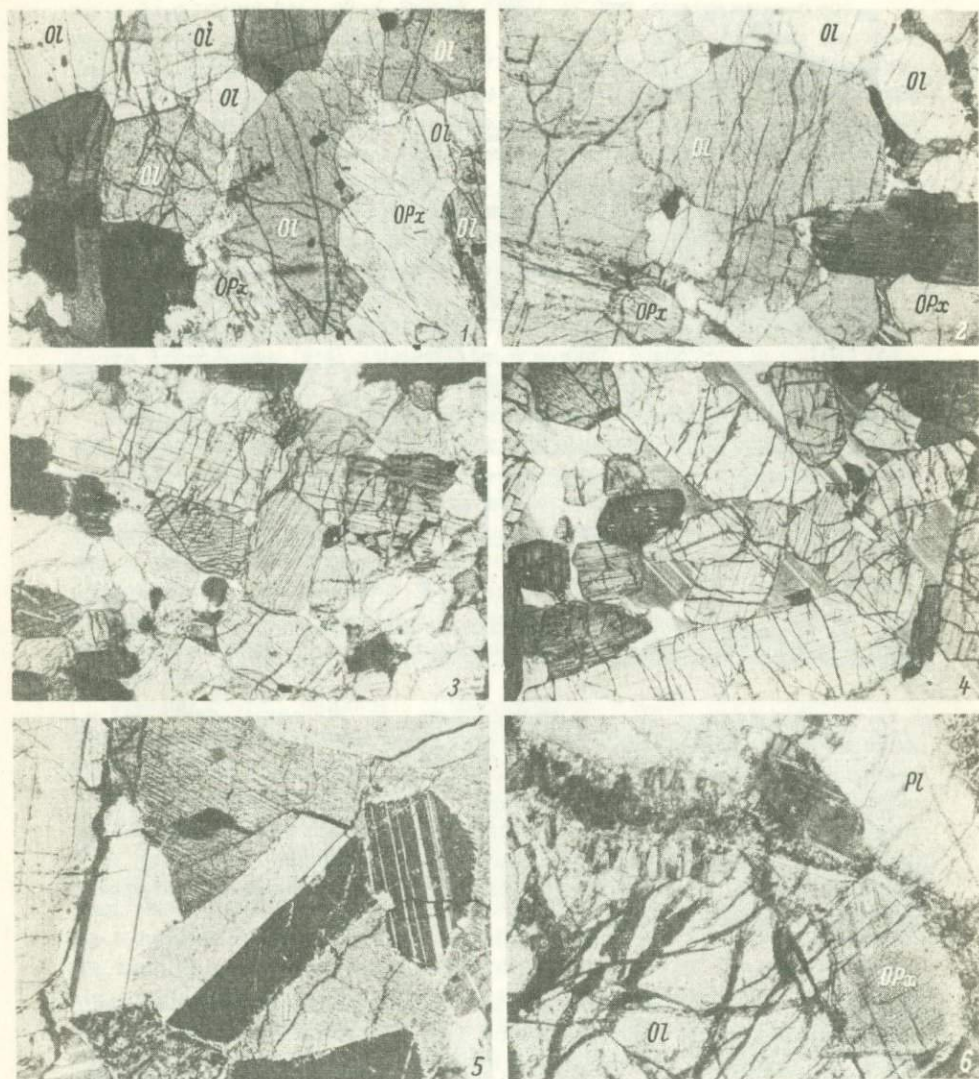


Рис. 2. Типичные структуры пород Мончегорского плутона (1-4) и массива Главного хребта (5-6). Микрофотографии шлифов.

1 - дунит (оливин-шпинелевый кумулат); на снимке отчетливо видна коррозия зерен оливина интерстициальным ортопироксеном. Шл. 885/162, ув. 27, николи х. 2 - гранулярный гарцбургит (оливин-ортопироксеновый кумулат). Шл. 791/107, ув. 27, николи х. 3 - бронзитит (ортопироксеновый кумулат). Шл. 885/240, ув. 20, николи х. 4 - плагиоклазовый бронзитит (пёйкилитовый

ношений между ними до коррозии одного материала другим. Наиболее распространены следующие случаи кумулюс-интеркумулусного взаимодействия.

1) Вторичное разрастание минералов кумулуса за счет интерстициального расплава („адкумулатный” рост, по Л. Уэйджеру и Г. Брауну, 1970); это явление наиболее распространено в породах, где кумулюс, представленный одним из минералов — плагиоклазом, оливином, пироксеном, приводит к появлению анхимономинеральных анортозитов, оливинитов, пироксенитов и т.д. Впервые это явление было изучено Л. Уэйджером на Скергаардском массиве (рис. 1).

2) Коррозия минералов кумулуса интерстициальным материалом; в интрузиях основных и ультраосновных пород наиболее распространены явления замещения оливина пироксенами и ортопироксена — клинопироксеном (рис. 2). При этом существенно, что в пределах одного и того же слоя характер взаимодействия минералов кумулуса с интерстициальным материалом может меняться на противоположный. Так, например, в центральных частях Мончегорского плутона (см. ниже) развиты анхимономинеральные бронзититы с явлениями адкумулатного разрастания ортопироксена, которые по направлению к периферическим частям интрузии (гора Нью) сменяются разновидностями с повышенным количеством интерстициального материала (главным образом плагиоклаза и клинопироксена), где в пределах ойкокристаллов диопсида бронзит сильно корродирован.

Неоднородность характера кумулюс-интеркумулусного взаимодействия приводит к тому, что даже в пределах одного и того же слоя модалный минеральный состав пород может варьировать в довольно широких пределах. Так, в рассмотренном случае с Мончегорским плутоном бронзититы с большим количеством интерстициального материала описывались как „пойкилитовые нориты и габбро-нориты” (Козлов и др., 1967; Козлов, 1973), поскольку содержание плагиоклаза в них местами достигало 30-35%. Так как в

---

норит”, по Козлову и др., 1967); на снимке видно, что единственным минералом кумулуса в породе является ортопироксен. Шл. 780/37, ув. 20, николи х. 5 — габбро-норит-лабрадорит (плагиоклазовый кумулат). Шл. 345, ув. 25, николи х. 6 — троктолит (оливин-плагиоклазовый кумулат); на снимке виден переход интерстициального ортопироксена в образования венцовой структуры, свидетельствующий о позднемагматическом происхождении последней. Шл. 195, ув. 70, николи х.

этом же массиве развиты породы, где и бронзит и плагиоклаз являются минералами, кумулуса, такой формальный подход приводил к уменьшению различий между этими существенно отличными породами.

Поэтому, чтобы избежать подобного смешения понятий, в дальнейшем изложении в качестве основной классификационной единицы при описании пород принят кумулат — ассоциация минералов кумулуса. Нам представляется, что только таким путем можно избежать существенной неопределенности при идентификации одних и тех же структурно-текстурных аналогов пород в разобренных разрезах и тем более — в различных интрузиях. В этом случае основной классификационной единицей при описании интрузий в целом является последовательная серия кумулатов.

Автор монографии признателен члену-корр. АН СССР К.О. Кратцу, К.А. Шуркину, О.А. Богатинову, В.А. Глебовишкому, В.В. Дольно-Добровольскому, А.А. Кадику, Л.Н. Когарко, Ф.П. Митрофанову, Л.А. Прияткиной, Н.Ф. Шинкареву и А.А. Ярошевскому за полезное обсуждение. Особую благодарность автор приносит своему первому учителю, доктору геолого-минералогических наук Н.П. Михайлову за постоянное внимание и поддержку.

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ  
КРИСТАЛЛИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ИНТРУЗИВОВ

## В в о д н ы е   з а м е ч а н и я

Прежде чем перейти к обсуждению проблемы формирования внутреннего строения реальных интрузий, представляется целесообразным рассмотреть вопрос о том, каково должно быть строение интрузивов с позиций теории затвердевания. Поскольку интрузии представляют собой гигантские отливки природных расплавов, очевидно, что ведущая роль в формировании их внутреннего строения должна принадлежать процессам затвердевания. Эти процессы должны иметь решающее значение в формировании микро- и макроструктуры интрузивных тел, в распределении компонентов в пределах этих тел, в особенностях строения пород и состава минералов. Понимание и учет процессов затвердевания являются необходимыми условиями методически правильного полевого изучения интрузивных образований и корректной интерпретации их строения и природы.

В настоящее время в области теоретического изучения процессов формирования кристаллического строения плутонов сделано еще мало. Как уже указывалось, первые шаги в этом направлении были предприняты А.А. Полкановым (1928, 1953) и Н.А. Елисеевым (1953, 1967), которые пытались увязать характер внутреннего строения массивов с кинетикой кристаллизующегося расплава. Следующий шаг был сделан Л. Уэйджером и его сотрудниками (Wager, Deer, 1939), разработавшими модернизированный вариант гравитационно-кинетической гипотезы на базе системы конвекционных токов. Большое значение сортирующему влиянию этих токов в кристаллизующемся расплаве придавали Г. Хесс (Hess, 1960), Р. Бартлетт (Bartlett, 1969) и Л.Н. Когарко (1977). В отличие от этих исследователей Э. Джексон (Jackson, 1961), подчеркивая важность существования конвекционных токов как причины направленного затвердевания плутонов, показал, что кристаллизация происходит у дна магматических камер в застойных условиях. Эти положения впоследствии были подтверждены теоретическими исследованиями А.А. Кадика и Н.И. Хитарова (1968).

Обстоятельное исследование процессов затвердевания мелких гипабиссальных гранитных тел было выполнено М.А. Осиповым (1974). В отличие от предыдущих исследователей он пришел к

выводу о подчиненной роли конвекции в процессе формирования интрузивов и об одинаковой скорости продвижения фронта затвердевания со всех сторон к геометрическим центрам массивов. Ряд важных вопросов физики процессов затвердевания пластинообразных интрузивных тел был рассмотрен В.Н. Шараповым и его сотрудниками (Шарапов, Голубев, 1976; Исаенко и др., 1976; Шарапов и др., 1976). В самое последнее время А.А. Ярошевский и его сотрудники впервые выполнили цикл работ по моделированию процессов затвердевания маломощных (до 200 м) силлообразных тел трапной формации (Френкель, Ярошевский, 1976а, 1976б), показавших большую роль осаждения кристаллов в процессах тепло- и массопереноса. На возможность существенной роли ликвации силикатных расплавов при формировании интрузий указывает А.А. Маракушев (1977).

Вместе с тем, несмотря на имеющиеся существенные достижения, степень изученности процессов затвердевания интрузивных тел все еще очень слаба и значительно отстает от уровня, достигнутого при изучении промышленных отливок. Поэтому при дальнейшем обсуждении будут широко привлекаться данные из общей теории кристаллизации отливок.

#### О с н о в н ы е с в е д е н и я и з о б щ е й т е о р и и з а т в е р д е в а н и я

В этом разделе приведены материалы из общей теории кристаллизации, разработанной на примере промышленных отливок (Раддл, 1960; Чалмерс, 1968; Хан и др., 1969; Баландин, 1973, и др.).

**К р и с т а л л и з а ц и я.** Известно, что для кристаллов характерно наличие так называемого дальнего порядка в расположении атомов, т.е. существует строго определенное, геометрически правильное расположение атомов вплоть до границ кристалла. При их плавлении дальний порядок нарушается и сохраняется так называемый ближний порядок, т.е. в расплаве остается некоторая упорядоченность в расположении атомов лишь вблизи произвольно выбранного атома; по мере удаления от него степень упорядоченности быстро падает. Характер упорядоченности атомов (в пределах ближнего порядка) в расплаве, не слишком перегретом выше температуры плавления, в большинстве веществ, в том числе силикатах, близок к упаковке атомов в кристаллической решетке. Поэтому переход вещества из жидкого состояния в твердое заключается в установлении дальнего порядка в расположении атомов вещества.

Для начала кристаллизации вещества необходимо появление зародышей кристаллов, без которых переохлажденный расплав останется в метастабильном состоянии. Возникновение зародышей может происходить в переохлажденном расплаве самопроизвольно вследствие наличия в расплаве фазовых (гетерофазовых) флуктуаций -

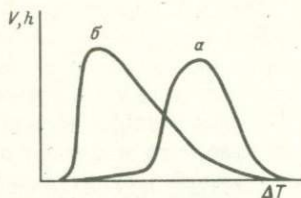


Рис. 3. Схема зависимости скорости зарождения  $\dot{h}$  (а) и линейной скорости роста  $V$  (б) кристаллов от переохлаждения  $\Delta T$  расплава (по Г.Ф. Баландину, 1973).

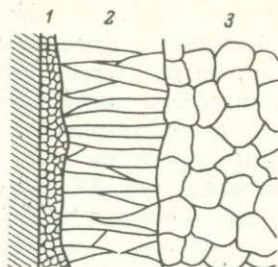


Рис. 4. Схема кристаллического строения оливина (по Г.Ф. Баландину, 1973).

1 - зона равновесных кристаллов, 2 - зона столбчатых кристаллов (транскристаллизации), 3 - центральная зона равновесных кристаллов.

небольших участков, имеющих такое же расположение атомов, как в кристаллах (Чалмерс, 1968; Хан и др., 1969; Баландин, 1973). Скорость образования зародышей в значительной мере зависит от величины переохлаждения расплава. Как видно из диаграммы (рис. 3), непосредственно вблизи температуры плавления центры кристаллизации не возникают, и расплав остается метастабильным в некотором интервале температур. Затем количество центров кристаллизации начинает быстро возрастать, достигает максимума и при дальнейшем увеличении переохлаждения начинает падать, снова сходя на нет. Согласно существующим представлениям, восходящий участок кривой определяется вероятностью зарождения, нисходящий - замедлением перехода атомов из расплава в кристалл при увеличении переохлаждения. Очевидно, в случае силикатных магматических расплавов нисходящая ветвь может быть иллюстрирована переходом от равномернозернистых структур внутренних частей интрузивных тел через порфировидные и порфировые в лавах до вулканических стекол.

Кривая скорости роста кристаллов (рис. 3) в общем аналогична предыдущей, и характер ее конфигурации объясняется теми же причинами. Рост кристаллов начинается только при определенном переохлаждении, впрочем, значительно меньшем, чем интервал метастабильности расплава. Максимум скорости роста кристаллов приходится на интервал метастабильности расплавов, а область зародышеобразования приходится на нисходящую ветвь. Как видно из сопоставления этих кривых, по мере уменьшения переохлаждения, вначале скорость роста кристаллов растет вместе с увеличением количества зародышей, но достигнув максимума, тенденция

меняется на обратную – при сравнительно небольших переохлаждениях уменьшается количество центров кристаллизации при увеличении скорости роста кристаллов. Из этого следует, что величина кристаллического зерна в отливках определяется скоростью зарождения центров кристаллизации и линейной скоростью их роста в переохлажденном расплаве и соответственно является характеристической величиной, отражающей особенности процесса затвердевания (Хан и др., 1969; Баландин, 1973). Очевидно, что в случае способности расплава и ликвации в зоне переохлаждения будут возникать капельки второй жидкой фазы, причем скорость их зарождения и роста, видимо, будут определяться теми же законами, что и для кристаллов.

**Строение отливок.** Как известно, в поперечном разрезе отливок обычно устанавливается три зоны: а) мелких равноосных кристаллов; б) столбчатых кристаллов, ориентированных перпендикулярно поверхности тепловода (зона транскристаллизации); в) центральная зона равноосных кристаллов (рис. 4). В зависимости от режима охлаждения та или иная зона может отсутствовать, однако общая схема, как правило, выдерживается (Хан и др., 1969; Баландин, 1973). Возникновение периферической зоны мелкозернистого строения все исследователи связывают с режимом переохлаждением расплава у стенок изложницы, приводящим к массовому выделению кристаллов. Как только в результате выделения скрытой теплоты кристаллизации величина переохлаждения уменьшается, количество новообразованных кристаллов также значительно уменьшается, и они, подчиняясь направлению теплового градиента, начинают расти в глубь расплава, образуя зону столбчатых кристаллов. Наиболее сложным моментом является прекращение транскристаллизации и образование центральной зоны равноосных кристаллов.

По мнению большинства исследователей, это связано с появлением значительного количества новообразованных свободных кристаллов на частичках нерастворимых примесей (Баландин, 1973). Однако Б. Чалмерс (1968) связывает данное явление со сменой одноосного характера затвердевания, обусловленного кондуктивной теплопроводностью у стенок отливок, более равномерным характером затвердевания, вызванным переходом к конвективному типу теплообмена во внутренних частях отливок.

**Перераспределение примеси при затвердевании.** Как известно, подавляющее большинство расплавов, за исключением чистых материалов и особых случаев конгруэнтного плавления, на диаграммах равновесных состояний характеризуются двумя линиями (поверхностями): ликвидусом, выше которого устойчива жидкая фаза, и солидусом, ниже которого устойчива твердая фаза, т.е. расплав кристаллизуется в интервале температур. Из этого следует, что твердая фаза по составу отличается от находящейся с ней в равновесии жидкой фазы. Поэтому по окончании затвердевания примесь распределяется в твердой фазе иначе, чем в жидкой, хотя ее количество остается постоянным. Для коли-

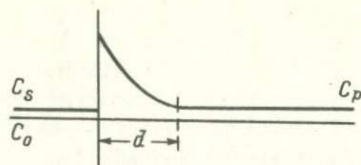


Рис. 5. Распределение примеси перед поверхностью раздела в процессе одноосного затвердевания (по Б. Чалмерсу, 1968).

Концентрация примеси:  $C_0$  - в исходном расплаве,  $C_s$  - в твердой фазе,  $C_p$  - в жидкой фазе;  $d$  - диффузионная зона.

чественного выражения этой закономерности принято использовать коэффициент распределения, характеризующий отношение концентрации примеси в твердой фазе к ее концентрации в жидкой, когда обе фазы находятся в равновесии. В зависимости от коэффициента распределения концентрация примеси в процессе затвердевания соответственно возрастает или убывает, но во всех случаях изменяется так, что температура ликвидуса уменьшается. Из этого следует, что по мере протекания процесса затвердевания высокотемпературные составляющие постоянно выводятся из расплава, а низкотемпературные в нем накапливаются. В общем случае любой из компонентов расплава может рассматриваться в виде растворителя или примеси; соответственно диаграммы состояния систем отражают основной характер взаимосвязи между компонентами в процессе кристаллизации расплава.

Из сказанного следует, что в процессе кристаллизации легкоплавкие компоненты непрерывно оттесняются в расплав. В результате перед поверхностью раздела твердая-жидкая фаза возникает градиент концентраций, определяемый скоростью диффузионного поглощения этих компонентов главным объемом расплава (рис. 5). Эта зона получила название диффузионной (см. ниже). Главный объем расплава, даже в масштабах промышленных отливок, является конвективно неустойчивым (Раддл, 1960; Хан и др., 1969) и эффективно перемешивается, сохраняя высокую однородность состава. Застойные условия сохраняются только у краев отливок. Появление застойной зоны определяется повышенной плотностью и вязкостью расплава перед фронтом кристаллизации, находящемся в переохлажденном предкристаллизационном состоянии, а также повышенным трением у стенок отливки. Мощность застойной зоны обычно такова, что включает в себя большую часть диффузионной зоны (Чалмерс, 1968).

Как показал Б. Чалмерс (1968), существенную роль в распределении легкоплавкой примеси между твердой и жидкой фазами играет также скорость перемещения границы раздела - чем эта скорость выше, тем меньше количество оттесняемой примеси. В случае резкого переохлаждения суммарный состав твердых фаз будет соответствовать составу жидкой, что обычно наблюдается в краевой мелкозернистой зоне (Чалмерс, 1968; Хан и др., 1969).

Особенности затвердевания расплавов, кристаллизующихся в интервале температур. В отличие от расплавов чистых веществ, затвердевание которых происходит по типу нарастания твердой корки, для большинства расплавов характерна схема "вязкого" затвердевания. Оно начинается продвижением от стенок формы в глубину отливки фронта начала затвердевания, соответствующего изотерме ликвидуса. Через некоторое время другой фронт — конца затвердевания, соответствующий изотерме солидуса, начинается от стенок формы и движется вслед за первым к центру отливки. Затвердевание в этом случае характеризуется наличием трех зон: а) полностью жидкой, б) полностью затвердевшей и в) зоны частичного затвердевания, состоящей из расплава и кристаллов (зоны кристаллизации). Характер массообмена с главным объемом расплава сохраняется в том же виде. Как следует из экспериментов по выливанию жидкого остатка в таких отливках, подобные сплавы образуют твердую корку только в самый начальный период охлаждения. Важной особенностью распределения изотерм при затвердевании подобных отливок является то, что они располагаются не параллельно периметру отливки, а параллельно дну, загибаясь вверх у ее стенок (Раддл, 1960).

Весьма существенно, что температура заливки расплава и материал литейной формы заметно сказываются лишь на начальной стадии затвердевания отливки. На линейную скорость затвердевания отливки при дальнейшем охлаждении расплава они не влияют (Раддл, 1960; Чалмерс, 1968). Это связано с тем, что скорость кристаллизации полностью определяется скоростью отвода тепла; после прогрева формы эта скорость становится стационарной, определяемой теплопроводностью материала.

Таким образом, приведенные данные из теории затвердевания позволяют сделать следующие выводы.

1. Затвердевание отливки происходит путем продвижения от их стенок фронта кристаллизации, соответствующего изотерме температуры плавления вещества. Для расплавов типа твердых растворов и эвтектических смесей фронт кристаллизации представляет собой маломощную зону, внешняя к расплаву граница которой соответствует температуре ликвидуса, а тыльная — солидуса. Зарождение кристаллов на фронте начала затвердевания может происходить спонтанно в результате переохлаждения расплава.

2. В результате того что коэффициент распределения компонентов между жидкой и твердой фазами обычно не равен единице, по мере затвердевания легкоплавкие компоненты накапливаются в жидкой фазе. Твердые фазы, выделяющиеся на ранних стадиях кристаллизации, оказываются обогащенными тугоплавкими компонентами, а на поздних — легкоплавкими. Состав твердых фаз соответствует составу жидких только при кристаллизации расплава в условиях резкого переохлаждения.

Рассмотрим с этих позиций процесс кристаллизации интрузий. Как следует из данных А.Н. Дударева, В.А. Кудрявцева и др. (Теплообмен . . . , 1972), в случае расплавов с низким содержанием летучих компонентов, что характерно для большинства природных магм, затвердевание плутонов идет аналогично затвердеванию отливка. Увеличение вертикальных размеров тел приводит лишь к усилению конвективных явлений (Кадик, Хитаров, 1968) и к возможности всплывания и осаждения выделяющихся кристаллов. Роль этого фактора будет рассмотрена ниже. Остальные явления от размеров тел практически не зависят.

Как уже указывалось, в промышленных отливках наблюдается четкое различие между краевыми зонами, где сильно сказывается влияние холодного контакта, и внутренними частями, где такое влияние минимально. Очевидно, что эти различия в огромных интрузивных массах должны быть проявлены еще рельефнее. Поэтому представляется целесообразным рассмотреть формирование кристаллического строения внутренних и внешних частей интрузивов раздельно.

З а т в е р д е в а н и е   в н у т р е н н и х   ( ц е н т р а л ь н ы х )   ч а с т е й   и н т р у з и й. Очевидно, что кристаллизация внутренних частей интрузий, отделенных от холодных вмещающих пород мощной корой краевой серии (см. ниже), должна происходить в условиях, максимально приближенных к равновесным, и здесь должны реализовываться самые тонкие равновесные взаимосвязи. В первую очередь это относится к характеру фронта затвердевания. Известно, что подавляющее большинство магматических расплавов относится к типу твердых растворов и эвтектических смесей, т.е. затвердевает в интервале температур. Как было показано выше, в таких случаях затвердевание осуществляется путем продвижения зоны кристаллизации, внешняя граница которой соответствует изотерме ликвидуса, а тыльная — солидуса. Поскольку с физической точки зрения фронт начала кристаллизации представляет собой овегцествленную изотермическую поверхность ликвидуса, он должен являться геометрическим местом точек выделения наиболее высокотемпературных кристаллических фаз. В связи с непрерывным охлаждением интрузии, этот фронт все время движется вперед, способствуя по мере своего перемещения выделению все новых кристаллов. Зона кристаллизации должна в основном состоять из кристаллических фаз ликвидуса с небольшим количеством остаточного расплава в промежутках между ними. Размер кристаллов будет определяться скоростью образования зародышей и скоростью роста кристаллов, что должно приводить к высокой степени однородности зерен минералов по величине.

В зависимости от соотношений плотности выделяющихся кристаллов и окружающего их расплава они будут тонуть, оставаться во взвешенном состоянии или всплывать. В первом случае пластинчатые и призматические кристаллы, оседая на дно камеры, образуют



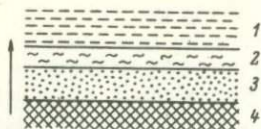


Рис. 6. Схема строения фронта затвердевания интрузий.

1 — главный объем расплава, 2 — расплав диффузионной зоны, 3 — зона кристаллизации, 4 — полностью затвердевшая часть интрузии. Стрелкой указано перемещение фронта затвердевания.

трахитоидную текстуру пород. Во втором случае кристаллы будут занимать в пространстве случайное положение, и текстура пород будет массивной. И та и другая текстура широко развита в расслоенных интрузиях. Более подробно она будет рассмотрена ниже. Третий случай (всплывание выделяющихся кристаллов) уже давно обсуждается в литературе (Полканов, 1928; Елисеев, 1967; Уэйджер, Браун, 1970; Орлов, 1975 и др.), однако ни в одном случае реальность этого явления строго доказана не была и до сих пор остается проблематичной.

Как уже указывалось выше, в процессе выделения из расплава твердой фазы (кристалла) происходит значительное перераспределение концентраций компонентов на данном участке, поскольку часть из них уходит в образующийся кристалл, а другие оказываются избыточными и оттесняются поверхностью раздела. Согласно экспериментальным данным, мощность зоны наибольшего градиента концентраций составляет около 1 мм (Чалмерс, 1968), а общие размеры области нарушения концентрации в условиях диффузионного характера массообмена сопоставимы с размерами самого кристалла. Как уже указывалось, кристаллы должны выделяться в условиях застойной зоны, поэтому здесь диффузионный механизм является единственным. В результате вокруг растущего кристалла возникает своеобразное облако остаточного расплава, диаметр которого по крайней мере в два раза превышает диаметр зерна. В условиях зоны кристаллизации, переполненной уже выделившимися кристаллами, остаточный материал полностью выполнит промежутки между зернами, а весь избыток, т.е. основная его часть, будет концентрироваться перед фронтом затвердевания, откуда диффузионным путем будет поглощаться главным объемом расплава. Как показали исследования Э. Джексона (Jackson, 1961), зона кристаллизации примерно на 75% состоит из кристаллов, выделившихся на фронте затвердевания. Мощность диффузионного слоя перед фронтом начала затвердевания должна составлять 3/4 мощности зоны кристаллизации (рис. 6). Более подробно строение фронта кристаллизации будет обсуждено в разделе, посвященном формированию ритмичной расслоенности. Таким образом, как и в случае затвердевания промышленных отливок, основная масса остаточного расплава должна отжиматься в главный объем расплава и, смешиваясь с ним, обогащать его низкотемпературными составляющими.

Из этого следует, что расплав, находящийся в промежутках между зернами в зоне кристаллизации, является остаточным и отвечает низкотемпературным котектикам соответствующих систем, поэтому он застывает существенно позже, при температурах, близких к солидусу расплава. Таким образом, мощность зоны кристаллизации в условиях фиксированной величины теплового оттока характеризует величину разрыва между ликвидусом и солидусом главного объема расплава.

Итак, выделяющиеся твердые фазы, независимо от того, тонут они в расплаве или остаются во взвешенном состоянии, постоянно фиксируются в виде пород полностью затвердевших частей массивов. Следовательно, процесс кристаллизации интрузий должен иметь четко выраженный фракционный характер. Очевидно, что постоянное выведение из главного объема расплава его наиболее тугоплавких компонентов, с одной стороны, и обогащение его остаточным расплавом — с другой, должны приводить к отчетливой анизотропии строения интрузива в направлении движения фронта затвердевания. Вместе с тем по латерали можно ожидать высокую степень однородности материала, поскольку физико-химические условия вдоль поверхности фронта кристаллизации в целом одинаковы. Однако и здесь можно ожидать появление некоторых неоднородностей в связи с несколько более быстрым охлаждением периферических участков массива.

Казалось бы, что поскольку массив охлаждается со всех сторон, зона кристаллизации должна располагаться вдоль всего периметра интрузии. Однако, как показали Э. Джексон (Jackson, 1961), А.А. Кадик и Н.И. Хитаров (1968) и другие исследователи, в случае магматических камер значительной вертикальной протяженности, вследствие разницы в величинах градиента точки плавления и адиабатического градиента кристаллизация расплава возможна только в нижней части камеры. Сущность этого явления, названного Э. Джексонем „разноглубинной конвекцией“, сводится к следующему. Величина адиабатического градиента, т.е. минимальной разницы в температуре, необходимой для начала самопроизвольного конвективного перемешивания жидкости, в силикатных расплавах составляет примерно 0,3 град./км. Это означает, что в теле мощностью 10 км разница по температуре между подошвой и кровлей будет составлять всего 3°, т.е. температура будет практически одинакова во всем объеме. В то же время величина градиента точки плавления, т.е. повышения температуры плавления с увеличением давления вышележащего столба жидкости, на порядок больше и составляет 3 град./км. В случае 10-километровой мощности это должно привести к разнице в температуре кристаллизации одного и того же расплава у подошвы и кровли интрузии на 30°. По этой причине расплав в центральной и верхней частях интрузии постоянно перегрет относительно ликвидуса расплава, и кристаллизация возможна только у подошвы массива (рис. 7, а). Согласно расчетам А.А. Кадика и др. (Кадик и Хитаров, 1968; Кадик и др., 1971) и Г. Шоу

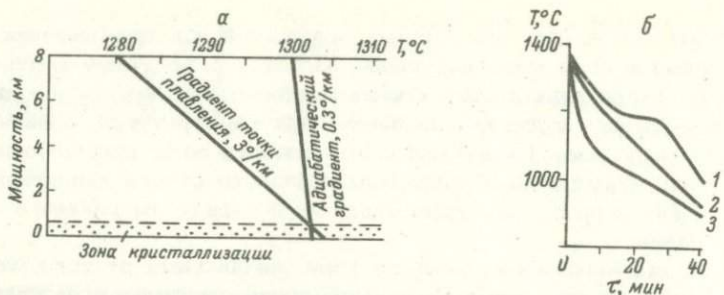


Рис. 7. Строение затвердевающей интрузии по Э. Джексону (Jackson, 1961) (а) и кривые изменения температуры отливки из базальтового расплава кубической формы (10x10x10 см) в зависимости от времени (по Б.Х. Хану и др., 1969) (б).

1 - центр отливки, 2 - 2 мм от поверхности отливки, 3 - поверхность отливки.

(Shaw, 1965), вязкость большинства природных расплавов такова, что при вертикальных мощностях интрузий свыше 1-2 км конвекция обязательно должна иметь место и соответственно все интрузии такой мощности, независимо от состава их исходных расплавов, должны затвердевать по этой схеме.

Мы полагаем, что из этого вытекает ряд важных следствий.

1. Ввиду того что положение фронта затвердевания в центральных частях интрузий определяется теплофизическими свойствами магматических расплавов в условиях гравитационного поля Земли, он должен быть ориентирован субгоризонтально, независимо от положения контактовых ограничений массивов, обуславливая их автономное внутреннее строение.

2. Направленное затвердевание интрузий должно приводить к тому, что из расплава постоянно будут выводиться наиболее высокотемпературные минеральные фазы. При этом, очевидно, не должно иметь значения, будут ли эти фазы тонуть или оставаться во взвешенном состоянии, поскольку непрерывное перемещение фронта начала затвердевания приводит к появлению все новых минеральных фаз, погребавших под собой выделившиеся ранее и исключающих возможность их реакции с главным объемом расплава. Такое удаление выделившихся кристаллов должно приводить к постоянному изменению состава остающегося расплава и тем самым - к появлению все более низкотемпературных минералов на фронте затвердевания. Соответственно разрез центральной серии массивов в целом должен представлять собой последовательность продуктов фракционной кристаллизации исходных расплавов - от высокотемпературных внизу к более низкотемпературным вверх (Шарков, 1971а). Это положение является основой парагенетического анализа интрузивных пород, которому посвящен специальный раздел работы.

3. Побочным следствием направленной кристаллизации, как известно (Чалмерс, 1968; Моризейн и др., 1968; Ярошевский, 1964), должно являться возникновение ритмичной расслоенности, выражающейся в закономерном чередовании высоко- и низкотемпературных фаз. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен ниже.

4. Наличие полужидкой зоны кристаллизации, состоящей из выделившихся на фронте начала затвердевания идиоморфных кристаллов и окружающего их расплава, должно сказаться в неравновесности итоговой породы, которая будет образована двумя парагенезисами: а) выделившимися из главного объема расплава и б) продуктами кристаллизации межзерновой жидкости. Очевидно, что текстура породы будет зависеть от соотношений плотности кристаллов и окружающего их расплава — если кристаллы тяжелее расплава, они будут тонуть, откладываясь на дне и формируя план-параллельную текстуру (трахитоидную); если кристаллы и расплав примерно равны по плотности, то первые будут оставаться во взвешенном состоянии, приводя к появлению массивной текстуры.

5. В отличие от главного объема расплава, где кристаллизация локализована вдоль поверхности фронта начала затвердевания, а конвекция постоянно выравнивает температуру и состав расплава во всем его объеме, кристаллизация межзерновой жидкости происходит в существенно иных условиях. Здесь температура ниже, чем на фронте начала затвердевания, а массообмен с главным объемом расплава и с соседними порами затруднен. В этих условиях возможны следующие взаимоотношения между ранее выделившимися кристаллами и интерстициальным расплавом: а) кристаллы разрастаются за счет этого расплава; б) кристаллы корродируются окружающим расплавом с образованием новых минеральных фаз; в) кристаллы и расплав не взаимодействуют друг с другом; г) в случае, когда кристаллы представлены двумя и более минеральными фазами, одна из них может вовлекаться в реакционные отношения, а другая (другие) — нет, или вовлекаться в разной степени. Примеры таких соотношений были рассмотрены выше, при обсуждении структур пород Мончетундровского массива (с. 9).

6. В случае, если остаточный расплав недостаточно эффективно выводится из зоны кристаллизации, он может формировать в массиве самостоятельные участки, отличные по структуре и вещественному составу от вмещающих их образований. Более подробно этот вопрос будет рассмотрен при обсуждении проблемы жильных образований интрузивов.

**З а т в е р д е в а н и е к р а е в ы х ч а с т е й и н т р у з и й.** Очевидно, что формирование краевых участков, происходящее на границе между холодными вмещающими породами и расплавом внутренних частей плутонов, должно подчиняться другим закономерностям. Здесь затвердевание происходит в условиях резкого температурного градиента, ориентированного поперек поверхности контакта. Поэтому в отличие от внутренних частей интрузий первичные текстуры должны располагаться параллельно контакту.

При этом, как следует из данных по изучению крупных промышленных отливок (Раддл, 1960; Чалмерс, 1968), в эндоконтакте мас-сивов часто, но не всегда, можно ожидать появления зоны пород со столбчатой структурой, характеризующейся тем, что длина кристаллов по направлению к стенкам во много раз больше их размеров по другим направлениям. По мере удаления от контактов эта структура должна вырождаться.

Вследствие того что теплопроводность кристаллических пород значительно выше теплопроводности расплава (Чалмерс, 1968; Хан и др., 1969, и др.), краевые части интрузии должны находиться в условиях резкого переохлаждения. Как следует из экспериментальных данных, температура поверхности фронта начала затвердевания в этом случае значительно ниже температуры ликвидуса расплава, приближаясь к температуре его солидуса, вплоть до полного исчезновения интервала кристаллизации (Раддл, 1960; Чалмерс, 1968). Это положение можно иллюстрировать данными Б.Х. Хана и др. (1969) по затвердеванию отливки базальтового расплава. Как видно на рис. 7, б, затвердевание у стенок отливки (кривая 3) начинается при самой низкой температуре и происходит так быстро, что интервал кристаллизации даже не выражается на кривой. По мере движения в глубь отливки скорость затвердевания уменьшается, о чем свидетельствуют выполаживание кривой 2 и появление почти горизонтального участка на кривой 1, а температура начала затвердевания повышается. В пределе, при максимальном замедлении скорости затвердевания, температура поверхности фронта начала затвердевания достигает температуры ликвидуса исходного расплава. Такая стабилизация условий затвердевания происходит благодаря выделению скрытой теплоты кристаллизации, постепенно замедляющей скорость охлаждения с соответствующим расширением интервала кристаллизации в область более высоких температур. При этом химизм наиболее низкотемпературных краевых частей отливки отвечает составу исходного расплава, что согласуется с представлениями о зоне закалки.

Следовательно, в пределах краевых частей интрузий должен наблюдаться переход от низкотемпературных пород зоны непосредственного эндоконтакта к более высокотемпературным парагенезисам внутренних частей массива. Однако и в этих условиях различия в затвердевании верхних и нижних частей интрузий должны внести свои коррективы в процессы формирования краевых серий.

Очевидно, что наименее подвержены влиянию конвективных процессов нижние, донные части массивов, где есть все основания ожидать именно такой характер разреза. При этом нижняя краевая группа должна быть как бы зеркальным отражением центральной серии — если в пределах последней высокотемпературные парагенезисы сменяются низкотемпературными снизу вверх, то здесь наоборот — сверху вниз.

Существенно иная ситуация должна возникнуть в верхней краевой зоне. Как уже указывалось, расплав здесь

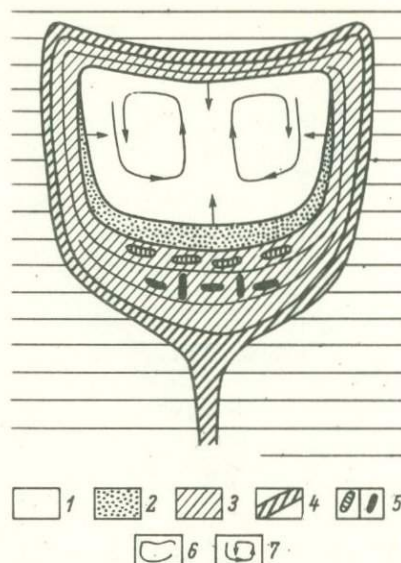


Рис. 8. Схема строения затвердевающей интрузии.

1 - главный объем расплава; 2 - зона кристаллизации; 3 - затвердевшие части интрузива; 4 - зона закалки; 5 - жильные образования: а - очаги остаточного расплава, б - затвердевшие жильные породы; 6 - вмещающие породы; 7 - конвекционные токи.

перегрет относительно ликвидуса, и кристаллизация идти не должна. Однако, поскольку самая прикровлевая часть расплава постоянно находится в условиях переохлаждения, это должно приводить к выделению здесь солидусных ассоциаций с тенденцией к появлению более высокотемпературных фаз. Однако любое расширение интервала кристаллизации будет вызывать появление полужидкой зоны, которая сразу же окажется вовлеченной в процесс конвекции. Ввиду этого затвердевание верхних частей интрузий может происходить только по типу нарастания твердой корки, а ее разрез должен быть образован исключительно солидусными ассоциациями - от солидуса исходного расплава сверху до солидуса остаточного расплава, возникшего в результате фракционной кристаллизации этого расплава в процессе затвердевания интрузии, - внизу. Направленность изменений, как и в случае нижней зоны, должна быть обратной наблюдаемой в центральной серии.

Ситуация вдоль боковых ограничений массивов должна быть промежуточной между этими двумя. Как следует из данных А.А. Кадика и Н.И. Хитарова (1968), плотность теплового потока здесь значительно ниже, чем в случае верхней зоны, и поэтому может существовать слабо выраженная зона кристаллизации. Мощность этой зоны лимитируется как процессом конвекции, так и оползани-

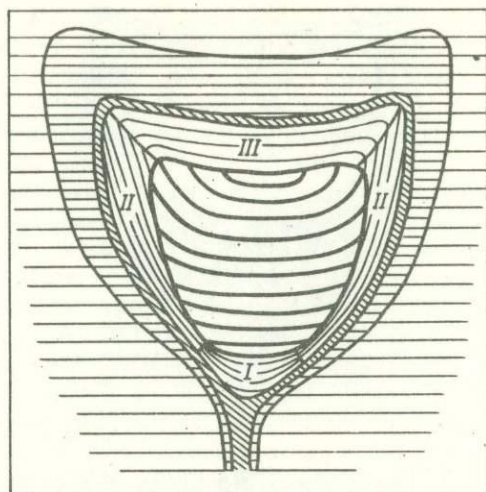


Рис. 9. Принципиальная схема строения расслоенного интрузива.

1 - зона закалки, 2 - краевая серия (I - нижняя группа, II - боковая группа, III - верхняя группа), 3 - центральная (расслоенная) серия, 4 - зона термального воздействия интрузии, 5 - вмещающие породы.

ем полужидкой массы вдоль стенок магматической камеры. Температура формирования парагенезисов, за исключением зоны непосредственного эндоконтакта, должна уменьшаться от стенок камеры внутрь.

Предлагаемая схема процесса затвердевания интрузий приведена на рис. 8. Ввиду того что скорость роста верхней и боковой краевых групп подавляется конвекцией, скорость формирования центральной серии должна быть максимальной и именно она должна слагать главный объем интрузий. Из других предсказуемых особенностей строения интрузивных тел можно отметить возрастание мощности боковой группы пород снизу вверх. Это вытекает из того, что рост боковой группы может происходить только до ее смыкания с образованиями центральной серии, что происходит внизу раньше, чем сверху. Принципиальная схема строения интрузий, вытекающая из этих данных, приведена на рис. 9.

Таким образом, чисто теоретически, исходя из существующих законов затвердевания, в любом достаточно крупном интрузиве должны наблюдаться две группы структур:

а) структуры краевой серии, конформные с контактами и характеризующиеся развитием от краев вовнутрь и б) структуры центральной

серии, автономные по отношению к контактам, ориентированные субгоризонтально и характеризующиеся развитием снизу вверх.

Очевидно, что в интрузивах линзо- и пластинообразной формы боковая группа пород может быть редуцирована вплоть до полного исчезновения, но деление на центральную и краевую группы должно сохраниться, так как остаются нижняя и верхняя краевые группы. Очевидно также, что в случае мелких тел — силлов, даек, пегматитовых жил и т.д. — центральная серия может отсутствовать, а сами они будут сложены исключительно образованиями краевой серии: нижней и верхней групп в первично горизонтальных телах и боковой — в первично вертикальных. В последнем случае внутреннее строение интрузивов должно быть симметрично относительно стенок камеры.

Как видно из рис. 9, предложенная модель в целом согласуется со схемой Л. Уэйджера. Однако в отличие от последней, где явление расслоенности связывалось с гравитационной сортировкой выделяющихся у кровли кристаллов, мы, как и Э. Джексон, полагаем, что кристаллизация должна была идти у дна магматической камеры, поднимающегося вверх по мере затвердевания массива, а явление расслоенности связано со сменой минеральных ассоциаций. Соответственно ассоциации минералов кумулуса в породах являются не случайным набором твердых фаз, отсортированных по удельному весу, а серией парагенезисов ликвидусных минералов, выделявшихся в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава. Согласно предлагаемой модели, верхняя краевая группа должна быть образована серией солидусных минералов — от солидуса исходного расплава до солидуса остаточного, а разрез нижней краевой группы должен обладать обратной последовательностью смены фаз по сравнению с внутренними частями интрузий.

Отличием предложенной модели от всех предыдущих является также то, что формирование расслоенности здесь не лимитируется условиями кристаллизации в жестких стабильных структурах, как предполагалось ранее. Действительно, при синкинематическом затвердевании в шовных зонах надвигов, до тех пор пока расплав в камере плутона остается в жидком состоянии, давление в нем подчиняется гидростатическому закону. Поэтому любые дополнительные движения расплава, связанные с мобильностью рамы, будут только способствовать „разноглубинной конвекции“. Однако сразу же после затвердевания ситуация резко меняется; давление становится негидростатическим, и еще неостывшие породы подвергаются мощному расслаиванию. При этом основные характеристики внутреннего строения таких интрузивов не должны отличаться от подобных характеристик массивов, затвердевавших в условиях жесткой рамы, за исключением отсутствия боковых краевых серий.

В последующих разделах с позиций предложенной модели рассмотрен имеющийся фактический материал по реальным массивам, кристаллизовавшимся из различных исходных расплавов и в условиях разной подвижности рамы (Шарков, 1976б).

СТРОЕНИЕ ИНТРУЗИЙ И ЯВЛЕНИЕ  
ПЕРВИЧНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИИнтрузии основных и  
ультраосновных пород

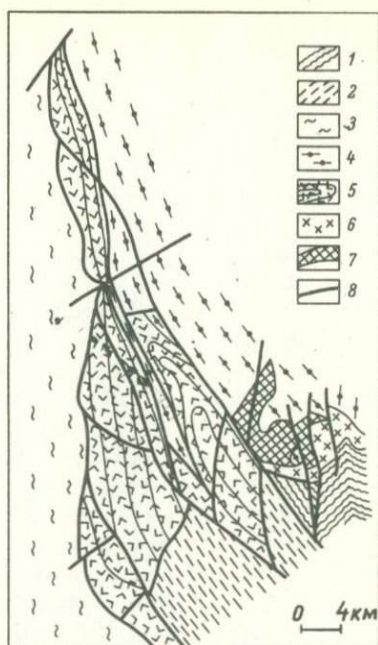
Ввиду того что интрузивы в большинстве случаев подверглись вторичной переработке, в той или иной мере искажившей их структуру и первоначальное залегание, представляется целесообразным начать изложение фактического материала с массива, где хорошо проявлены как первичные, так и наложенные структуры — с интрузии Мончетундры.

## Мончетундровский массив

Под этим названием автор (Шарков, 1971б) объединяет массив габбро-норит-лабрадоритов Монче-Чуна-Волчьих тундр (Главного хребта) и отделенный от него разломом Мончегорский никеленосный плутон ультраосновных и основных пород, ранее рассматривавшиеся в качестве самостоятельных разновозрастных интрузий. Эти массивы известны еще со времен исследований А.Е. Ферсмана (1920-1930 гг.). Дальнейшее изучение массивов связано с именами Б.М. Куплетского, О.А. Воробьевой, В.К. Котульского, Д.Ф. Мурашева, С.М. Рутштейна, А.И. Демчука, С.Д. Покровского и мн. др. Наиболее ценный вклад в понимание геологии Мончегорского никеленосного плутона был сделан Н.А. Елисеевым и его учениками и сотрудниками — Е.К. Козловым, Т.Н. Ивановой, В.А. Масленниковым, Э.Н. Елисеевым, З.А. Образцовой и др. (Ультраосновные . . . , 1953; Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967; Козлов, 1973). В результате этих работ, выполненных в конце 40-х-начале 50-х годов, были установлены главные закономерности строения массива и размещения в его пределах сульфидного оруденения, лишь уточнявшиеся и детализировавшиеся в процессе последующих исследований. После этих работ плутон приобрел широкую известность и по праву стал считаться одной из наиболее изученных отечественных интрузий. Расположенный к западу от него массив Главного хребта изучен значительно слабее. Долгое время он считался раннекарельской крупнопадающей интрузией трещинного типа (Геология СССР . . . , 1958), однако работами Б.А. Юдина (Козлов и др., 1967) и геофизическими

Рис. 10. Схема геологического строения Мончетундровского массива.

1 - вулканогенно-осадочные образования серии имандра-варзуга; 2 - гнейсы и сланцы тундровой серии; 3 - мигматизированные гнейсы беломорской серии; 4 - кристаллические сланцы кольской серии. Породы Мончетундровского массива: 5 - габбро-норит-лабрадориты, лабрадориты и габбро-нориты интрузии Главного хребта; 6 - нориты Мончегорского плутона; 7 - бронзититы и гарцбургиты Мончегорского плутона; 8 - разломы.



исследованиями С.С. Шкорбатова (Шкорбатов, Перфилова, 1964) было установлено, что он представляет собой пологозалегающий массив. Автор изучал эти массивы в 1964-1968 гг.

Мончетундровский интрузив расположен в центральной части Кольского полуострова, в пределах зоны Лапландского глубинного разлома (Прияткина, Шарков, 1978), разделяющего крупнейшие структуры восточной части Балтийского щита - Кольский и Беломорский мегаблоки (Земная кора . . ., 1978). В результате повторных движений по разлому массив был расчленен на блоки и подвергся значительным вторичным преобразованиям.

Ввиду дискуссионности объединения Мончегорского плутона, и массива Главного хребта в одну интрузию описание их геологического строения в нижеследующем изложении дается раздельно.

Геология Мончегорского плутона. Мончегорский расслоенный плутон ультраосновных и основных пород (рис. 10) имеет площадь около 50 км<sup>2</sup>. При общей дугообразной форме он состоит из двух ветвей - субмеридиональной (горы Нитгис, Кумужья, Травяная) и субширотной (горы Сопча, Нюд, Поаз). Плутон довольно хорошо обнажен, моренной перекрыты лишь нижние части возвышенностей. Массив прорывает гнейсы и кристаллические сланцы, относимые к кольской серии архея. Остальные контакты - с образованиями имандра-варзугской и тундровой серий, а также с массивом Главного хребта - тектонические. Серией разломов субмеридионального простирания плутон разбит на ряд блоков, смещенных относительно друг друга.

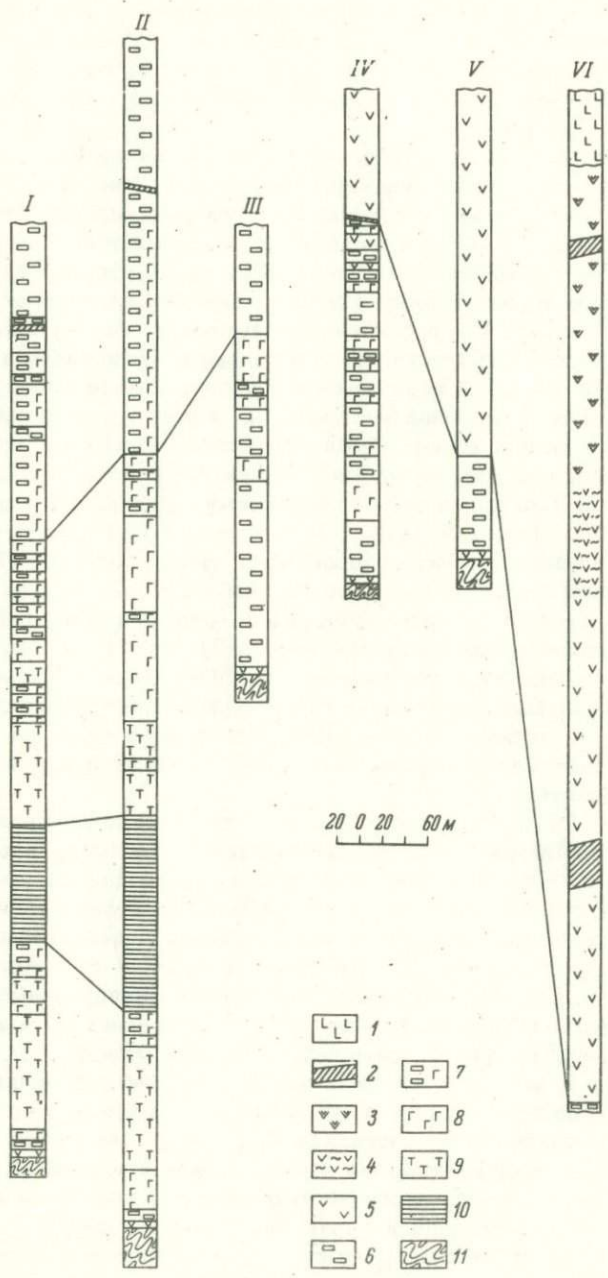


Внутреннее строение плутона. Каждая из ветвей плутона имеет синклиналиеподобную структуру, где расслоенность полого, под углами  $5-15^{\circ}$  падает к их осевым частям (рис. 11). Обе ветви в свою очередь полого ( $10-15^{\circ}$ ) наклонены в сторону контакта с массивом Главного хребта, где, судя по данным буровых работ, устанавливается наибольшая мощность массива — около 1.5 км.

Типичные разрезы массива, составленные автором по данным изучения керна буровых скважин, приведены на рис. 12. Как видно из этих материалов, в вертикальном разрезе массив отчетливо разделяется на три зоны: перидотитов, пироксенитов, норитов. Эти зоны залегают конформно, нигде не пересекая друг друга, однако по отношению к контактовым поверхностям они располагаются дискордантно (рис. 11) — расслоенность падает в том же направлении, что и поверхность контакта, но более полого. Следствием такой дискордантности является неравномерное распределение слоев внутри интрузива. Так, макрослой перидотитов локализуется исключительно в осевых частях корытообразных прогибов дна, выклиниваясь к их периферии, где разрез плутона начинается с бронзититов. В этом отношении весьма характерен субширотный разрез Сопча-Нюд-Поаз (рис. 11). В осевой части Сопчи плутон имеет мощность около 1100 м. Мощность перидотитовой зоны здесь достигает 500 м. По мере перемещения на восток наблюдается воздымание дна интрузии и соответственно — уменьшение мощности зоны перидотитов. На Нюде, где видимая мощность массива 430 м (скв. 767), толщина слоя перидотитов уменьшается до 50–120 м, причем здесь развиты ассоциации, характерные для верхней части перидотитового слоя, т.е. отсутствуют дуниты. Еще дальше на восток, на горе Поаз, оливинсодержащие породы полностью исчезают и разрез начинается с бронзититов.

З о н а п е р и д о т и т о в наиболее полно проявлена на участках гор Ниттис и Сопчи. В основании зоны здесь прослеживается мощный 100–120-метровый прослой дунитов (или пойкилитовых гарцбургитов), выше которого наблюдается тонкое (десятки сантиметров–метры) ритмичное переслаивание пойкилитовых гарцбургитов, „гранулярных” гарцбургитов (в отличие от пойкилитовых в них как оливин, так и бронзит образуют индивидуальные зерна) и бронзититов. Мощность ритмов обычно составляет десятки сантиметров–первые метры. В пределах горы Нюд нижний слой дунитов отсутствует и наблюдаются лишь верхи зоны переслаивания. Характерной особенностью пород Нюда является повышенное содержание в них интерстициального плагиоклаза, достигающее иногда 15–20%, в связи с чем предшествующие исследователи относили их к оливиновым норитам. Второй особенностью является несколько повышенная железистость оливина и пироксена, составляющая  $F\alpha_{20-22}$  и  $Fs_{19-22}$  в отличие от  $F\alpha_{8-12}$  и  $Fs_{14-20}$  в центральных частях массива.

З о н а б р о н з и т и т о в наиболее широко и полно представлена в пределах гор Ниттис-Кумужья-Травяная и Сопчи, замет-



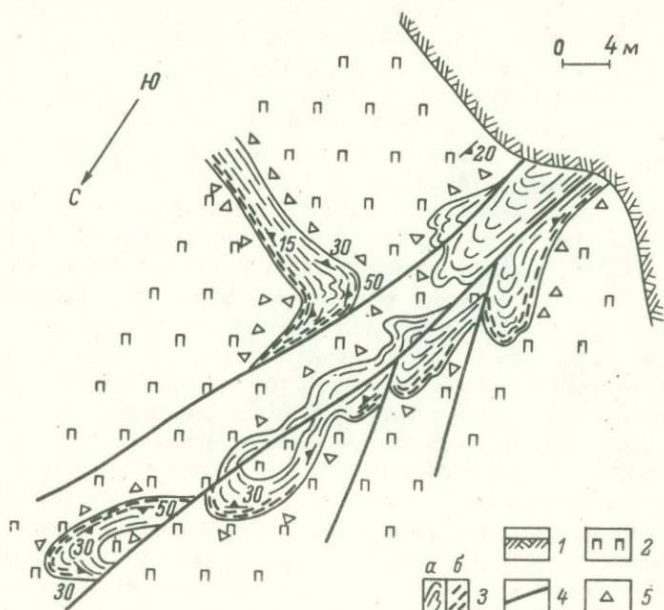


Рис. 13. Строение одного из участков «рудного пласта Сопчи» (в 100 м к востоку от карьера). Составил автор.

1 - осыпь, 2 - бронзититы, 3 - образования «рудного пласта» (а - гарцбургиты, б - дуниты), 4 - разрывные нарушения, 5 - ксенолиты пород «рудного пласта» во вмещающих бронзититах.

Рис. 12. Типичные разрезы Мончегорского плутона.

Местоположение разрезов: 1 - гора Ниттис, скв. 885; 2 - гора Сопча, скв. 791; 3-4 - гора Нюд, скв. 780 и 767 соответственно; гора Поаз, скв. 1216; 5 - предгорья горы Выручайвенч. Условные обозначения: 1 - метабазальты серии имандра-варзуга, 2 - дайки диабазов и одинитов, 3 - метаморфизованные нориты, 4 - слабоизмененные нориты, 5 - неизмененные нориты, 6 - бронзититы, 7 - оливиновые бронзититы, 8 - гранулярные гарцбургиты, 9 - пойкилитовые гарцбургиты, 10 - тонкое ритмичное переслаивание бронзититов, гранулярных и пойкилитовых гарцбургитов, 11 - гнейсы кольской серии.

но уменьшаясь в мощности по направлению к Нюду и Поазу. В этом направлении в породах возрастает количество интерстициального плагиоклаза и несколько увеличивается железистость ортопироксена от  $Fs_{14-20}$  в центральных частях до  $Fs_{20-24}$  на Нюде и Поазе.

Как видно из названия, преобладающей породой зоны являются бронзититы — массивные среднезернистые породы, в которых иногда хорошо выражена трахитоидность. Бронзититы — наиболее типичная порода в обнажениях Мончегорского плутона.

Интересной особенностью зоны бронзититов является присутствие в верхней части ее разреза на горе Сопче двухметрового „перидотитового“, или „рудного пласта Сопчи“. Это выдержанный горизонт тонкорасслоенных (миллиметры-первые сантиметры) гарцбургитов и дунитов, содержащих обильную сульфидную вкрапленность (Ультраосновные . . . , 1953). Как в кровле, так и в подошве пласта наблюдаются эруптивные автобрекчии, где угловатые обломки перидотитов цементируются бронзититами. В самом пласте часто наблюдаются сложные изгибы, мелкие складки, напоминающие складки волочения, линейные текстуры и другие морфологические особенности, свидетельствующие о мобильности материала при формировании этого участка интрузии (рис. 13). Свообразным аналогом этих образований в западной части плутона (район Сопчинских озер) является линза дунитов мощностью до 180 м, залегающая согласно с общей расслоенностью плутона. Аналогичные породы в виде крупных ксенолитов отмечаются и на северо-восточном склоне горы Сопчи. По-видимому, некогда все эти породы представляли собой единый горизонт, расчлененный в процессе движений, следы которых устанавливаются в пределах „рудного пласта“.

В нижних 150–130 м разреза в бронзититах в небольшом количестве (~5%) отмечается оливин. Нижняя граница зоны проводится по появлению под бронзититами гранулярных гарцбургитов, в которых количество оливина составляет не менее 15–20%, а обычно половину объема породы.

**З о н а н о р и т о в** состоит из среднезернистых мезократовых норитов, которые слагают верхнюю часть разреза массива в пределах гор Нюд и Поаз. Нориты залегают выше пород зоны бронзититов, иногда переслаиваясь с ними, как это видно в керне скв. 767. В этом случае нориты слагают верхние части ритмов, состоящих из бронзититов и норитов. Кроме того, среди норитов на западном склоне горы Нюд отмечались отдельные маломощные прослои гарцбургитов, отсутствующие на Поазе. Породы Поаза отличаются повышенным содержанием интерстициального клинопироксена, в связи с чем они нередко описываются как габбро-нориты.

Все выше лежащие породы уничтожены эрозией, и поэтому полная мощность зоны неизвестна. Мощность сохранившейся части 250–320 м (судя по скв. 1216 на горе Поаз).

Перидотитовая, а там, где она отсутствует, бронзититовая зоны нигде непосредственно не контактируют с вмещающими породами; от последних ее повсюду отделяет **д о н н а я з о н а**. В от-



Рис. 14, Типичная структура эндоконтактовых норитов. Микрофото, шл. 935/92, ув. 50, николи х.

личие от предыдущих зон, характеризующихся автономной по отношению к контактам структурой, здесь расслоенность в целом конформна с контактами. Мощность зоны максимальна (100–120 м) в центральных частях мульд и уменьшается до 10–15 м по направлению к краям (Козлов и др., 1967, рис. 37, 38). Для разреза зоны характерна обратная по сравнению с наблюдаемой в плутоне последовательность пород – сверху вниз происходит смена дунитов гарцбургитами, затем идут бронзититы и в самом низу располагаются нориты (рис. 12). Ультрабазиты здесь характеризуются высоким содержанием интерстициального материала, особенно плаггиоклаза, в связи с чем эта часть массива иногда выделяется в качестве „зоны существенно полевошпатовых пород“ (Козлов и др., 1967). Сверху вниз здесь происходит уменьшение зернистости пород и постепенная смена кумулятивных структур на габбро–офитовые с четко выраженным зональным строением минералов (рис. 14). Специальное изучение структуры минералов из зоны эндоконтакта выявило крайнее несовершенство их строения, связанное, очевидно, с кристаллизацией в условиях резкого переохлаждения (Шевяков и др., 1972).

В эндоконтактовых норитах на границе с биотитовыми гнейсами в небольшом количестве появляются кварц, микропегматит, иногда биотит, что свидетельствует о незначительном поступлении постороннего материала из пород рамы. В контакте с кордиеритовыми гнейсами и амфиболитами подобной контаминации не наблюдается. Вмещающие породы кольской серии в зоне непосредственного экзо-

контакта подвергаются ороговиканию — они частично перекристаллизовываются, в них появляются многочисленные участки гранофира, а кордиеритовые гнейсы преобразуются в кордиеритовые роговики. Мощность зоны экзоконтактовых изменений составляет первые метры.

Такие наблюдения свидетельствуют об интрузивных соотношениях Мончегорского плутона с породами кольской серии. С другой стороны, строение самой донной зоны и ее структурно-текстурные особенности свидетельствуют об охлаждающем влиянии рамы. Соответственно, вся донная зона рассматривается нами в качестве краевой, а породы непосредственного эндоконтакта — в качестве закаленных. Химизм этих пород отвечает толеитовому базальту (см. гл. 4).

Наличие переходных разновидностей между разнообразными основными и ультраосновными породами, широкое развитие явлений переслаивания отдельных разновидностей пород, общий структурный план массива — все это позволяет заключить, что рассматриваемые образования сформировались в результате одноактного внедрения магмы основного состава и последующих процессов дифференциации в камере плутона.

Помимо рассмотренных пород в пределах плутона отмечались небольшие пластинообразные круто- и пологопадающие тела, сложенные главным образом полосчатыми и массивными микроноритами и микрогаббро-норитами, иногда содержащими включения своеобразных шпинель-кордиеритовых пород („сэдберитов“). Они встречаются преимущественно на западном склоне горы Нюд, формируя так называемый критический горизонт. Т.Н. Иванова и Е.К. Козлов (Ультраосновные . . . , 1953; Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967; Козлов, 1973) эти тела рассматривали в качестве ксенолитов кровли плутона, образованной, по их мнению, породами серии имандра-варзуга. Однако детальное изучение этих образований показало, что они имеют интрузивные контакты с породами собственно Мончегорского плутона и, очевидно, представляют собой дополнительную интрузивную фазу массива (Васьковский, 1968).

Пегматитовый комплекс плутона представлен сегрегациями и жилами разнообразных пегматитов, состав которых варьирует от ультрабазитов до габброидов и диоритов. Нередко в осевой части зональных сегрегаций габбро-норит-пегматитов отмечается кварц-полевошпатовое или сульфидное ядро (Карпов, 1959; Челищев, 1962). Широко распространены в массиве дайки диабазов, лампрофиров (спесартитов, камптонитов) и порфиритов, часто залечивающих зоны разломов. Вопрос об их когенетичности породам плутона не изучался.

Мончегорский плутон широко известен своими сульфидными медно-никелевыми месторождениями (Ультраосновные . . . , 1956; Елисеев и др., 1956; Козлов, 1973; Холмов, Шолохнев, 1974, и др.). Выделяются три типа оруденения: вкрапленный, гнездово-прожилковый („инъекционный“) и жильный.

Убогая сульфидная вкрапленность развита главным образом в перидотитовом макрослое, но промышленных содержаний она достигает только в „рудном пласте Сопчи“. Гнездово-прожилковый тип проурочен к контакту макрослоя перидотитов с породами донной зоны, располагаясь главным образом в пределах последней и образуя донную залежь. Наиболее замечательная черта оруднения плутона — наличие системы грубопараллельных субвертикальных сульфидных жил, расположенных вдоль длинных осей массива — гор Ниттис-Кумужья-Травяная с одной стороны и Сопчи — с другой. Эти жилы локализованы главным образом в пределах того же перидотитового макрослоя, выклиниваясь вверх, в пределах бронзититового макрослоя, и вниз, не доходя до подошвы интрузии 200–300 м. Наиболее мощными и протяженными являются жилы участка Ниттис-Кумужья-Травяная, приуроченные к трещинам отрыва или растяжения (Холмов, Шелохнев, 1974). На участке Сопча они приурочены к зонам смятия в ультрабазитах и соответственно имеют более сложную морфологию и в целом значительно меньшую мощность. Околорудные изменения в ненарушенных вмещающих породах отсутствуют. Так, где жилы приурочены к зонам смятия и расщелачивания, наблюдаются тонкие сульфидные просечки и мелкая вкрапленность.

Сульфидные жилы секут большинство пород дайкового и пегматитового комплексов и, очевидно, являются наиболее поздними образованиями плутона.

Петрографические особенности пород Мончегорского плутона. Как уже указывалось, в основу типизации расслоенных интрузий в настоящей работе положен принцип кумулятивных серий. Поскольку этот принцип будет ведущим и при дальнейшем описании интрузий, представляется целесообразным рассмотреть главные особенности структур и текстур пород расслоенных интрузий на этом примере.

В Мончегорском плутоне устанавливается четыре типа кумулятов: 1) оливин+хромит (дуниты, пойкилитовые гарцбургиты), 2) оливин+ортопироксен+хромшпинелид („гранулярные“ гарцбургиты), 3) ортопироксен (бронзититы), 4) плагиоклаз+ортопироксен (нориты).

Оливин-хромитовые кумуляты характерны для нижних и средних частей разреза зоны перидотитов на участках Ниттис-Кумужья-Травяная и Сопча, для „рудного пласта Сопчи“ и дунитов района Сопчинских озер, а также установлены в керне сжв. 742 и 753, пробуренные на горе Лойпешюн (хр. Мончетундра). Под микроскопом устанавливается, что оливин ( $Fa_{6-13}$ ) и хромит (часто с краев или полностью преобразованный в магнетит) развиты в виде близких к идиоморфным индивидуальным кристаллов, иногда содержащих мелкие включения друг друга. Ввиду того что форма кристаллов близка к изометричной, директивные текстуры выражены слабо. Промежутки между зернами выполнены бронзитом ( $Fs_{12-13}$ ), бледно-зеленым хром-

диопсидом, плагиоклазом (№ 55-76), биотитом и сульфидами (пирротин, пентландит, меньше халькопирит). Термин дунит применяется для пород, содержащих больше 90% оливина; остальные разновидности выделяются как пойкилитовые гарцбургиты.

Характерной особенностью рассматриваемых пород является широкое развитие процессов коррозии кумулятивного оливина интерстициальным ортопироксеном. Об этом свидетельствуют следующие наблюдения: 1) там, где оливин включен в интерстициальный бронзит, его кристаллы теряют идиоморфную форму, они округлы и разъедены; 2) количество зерен оливина как внутри ойкокристаллов бронзита, так и в промежутках между ними остается постоянным, но их объем сильно уменьшается; 3) кристаллы оливина, находящиеся на краю пироксеновых ойкокристаллов, имеют внутри последних изъеденные контуры и сохраняют вне их свои идиоморфные очертания (см. рис. 2). Благодаря таким явлениям коррозии количество интерстициального бронзита может достигать 40% и более от объема породы. Размеры ойкокристаллов достигают 3-5 см в диаметре, форма чаще всего округлая, ориентировка в пространстве имеет случайный характер.

Остальные интерстициальные минералы по количеству значительно уступают бронзиту, обычно образуют мелкие ксеноморфные выделения и только на участках повышенной концентрации - мелкие ойкокристаллы, располагающиеся между ойкокристаллами бронзита. Сульфиды выполняют интерстиции между зернами силикатов, иногда образуя с ними закономерные сростания (Елисеев и др., 1956). Нередко вокруг сульфидов наблюдается замещение первичных силикатов вторичными низкотемпературными минералами (хлоритом, актинолитом, соссюритом и т.д.).

Оливино-ортопироксен-хромитовые кумулаты распространены в средних-верхних частях перидотитовой зоны. В отличие от предыдущих в них ортопироксен образует индивидуальные таблитчатые кристаллы, участвующие в формировании трахитоидной текстуры пород (см. рис. 2). В остальном характер интерстициального материала сохраняется. В породах верхней части разреза зоны хромит исчезает, количество оливина уменьшается до 10-15% и порода из гранулярного гарцбургита превращается в оливиновый бронзитит.

Ортопироксеновый кумулат представлен в плутоне бронзититами. Эти среднезернистые породы с трахитоидной структурой слагают верхнюю часть массива на горах Ниттис и Сопча, среднюю часть разреза на горе Нюд, а также в скважинах на хр. Монча-Тундра. Ромбический пироксен ( $Fe_{57-18}$ ) образует идиоморфные призматические кристаллы, варьирующие по форме от почти изометричных до длиннопризматических. Интерстициальный материал представлен диопсидом, плагиоклазом, коричневым опациitized биотитом, магнетитом, сульфидами (главным образом пирротин), кварцем. Количество интерстициального материала минимально на участках гор Ниттис и Сопча, значитель-

ио возрастает на горах Нюд и Поаз, где эти породы обычно описываются в качестве „пойкилитовых“ или „меланократовых норитов“ (см. рис. 2). Ойкокрсталлы плагиоклаза здесь имеют сферическую форму и диаметр от 0,5 до 4 см. Ойкокрсталлы клинопироксена встречаются реже, их размер не превышает 1-2 см, а форма чаще призматическая. Однако их ориентировка в пространстве самая случайная и обычно не совпадает с трахитоидностью. Соотношения ойкокрсталлов диопсида с хадакрсталлами бронзита аналогичны соотношениям ойкокрсталлов бронзита с оливином в пойкилитовых гарцбургитах, т.е. устанавливаются отчетливые следы коррозии ортопироксена клинопироксеном.

Характерной особенностью интерстициального плагиоклаза является неустойчивость его состава, который, по данным Е.К. Козлова (Елисеев и др., 1956), варьирует от 42 до 73%  $An$  при преобладании  $An_{60-65}$ .

Ортопироксен - плагиоклазовые кумулаты (нориты) распространены в пределах гор Нюд и Поаз. Там, где количество интерстициального клинопироксена в них достигает 6-10%, эти породы часто описываются как габбро-нориты. В состав интерстициального материала помимо клинопироксена входят кварц, биотит, апатит, титаномагнетит, сульфиды (пирротин и халькопирит). В некоторых случаях в породах отмечается кумулятивный оливин. Вдоль его контакта с плагиоклазом обычно отмечаются венцовые (коронарные) структуры. Более подробно они будут охарактеризованы при описании пород массива Главного хребта.

Скрытая расслоенность в плутоне проявлена слабо. Состав главных породообразующих минералов закономерно меняется по разрезу, обогащаясь снизу вверх низкотемпературными минералами. Так, состав кумулятивного ортопироксена меняется от  $Fs_{14-20}$  в гарцбургитах до  $Fs_{23-27}$  в норитах, причем аналогичные изменения претерпевает этот минерал и в пределах нижней краевой группы, только сверху вниз. По более сложному закону меняется состав плагиоклаза. Он является кумулятивной фазой только в норитах, где имеет состав  $An_{70-84}$ . В остальных породах плагиоклаз входит в состав интеркумулуса и характеризуется более низкой основностью -  $An_{42-64}$  в гарцбургитах и бронзитах, причем основность его возрастает пропорционально количеству, достигая в плагиоклазовых бронзитах Нюда  $An_{75}$ . Таким образом, если не учитывать структурное положение минералов, то получается, что скрытая расслоенность по разным минералам ориентирована в разном направлении. Причины этого явления будут рассмотрены в гл. 4.

Вторичные изменения пород плутона, за исключением его южной части и участка вдоль границы с массивом Главного хребта, проявлены довольно слабо и выражаются главным образом в появлении волокнистого амфибола, талька, хлорита, соссюрита и магнетита по хромиту. В редких случаях

отмечается частичная серпентинизация оливина в гарцбургитах. Судя по повсеместному развитию таких изменений и специфическому псевдоморфному характеру структур, они являются автометаморфическими.

В южной части плутона, вдоль контакта с породами тундровой и имандра-варзугской серий наблюдаются мощные зоны совместного рассланцевания как тех, так и других образований. Вдоль контакта с метазэффузивами серии имандра-варзуга в районе предгорий Вуручайвенч зона рассланцованных и метаморфизованных габброидов имеет ширину выхода 0,6–1,0 км, полностью повторяя форму контакта (рис. 10). Эти габброиды Е.К. Козловым и др. (1967) выделялись в качестве более ранних по сравнению с Мончегорским плутоном образований (так называемые габбро-нориты предгорий Вуручайвенч). Однако в керне скважин наблюдаются их помепенные переходы в свежие разновидности, полностью аналогичные породам гор Нюд и Поаз. Поэтому мы рассматриваем их в качестве подвергшихся рассланцеванию пород Мончегорского плутона.

В метаморфизованных породах, обнажающихся к югу от горы Сопчи, появляются сине-зеленая роговая обманка и клиноцоизит, а ультрабазиты здесь превращены в тремолитовые сланцы. Аналогичная картина устанавливается и в зоне контакта с массивом Главного хребта, где основные породы превращены в плагиоклазовые амфиболиты с ассоциацией зеленая роговая обманка + цоизит (клиноцоизит) + плагиоклаз № 35–40 ± гранат.

Структурный план Мончегорского плутона. Для первичных структур характерны следующие особенности.

1. Наличие двух самостоятельных структурных планов: а) центральной серии с автономной по отношению к контактам внутренней структурой и б) краевой серии, развитой в зоне нижнего эндоконтакта и конформной с ним.

2. Центральная серия имеет закономерный характер разреза, характеризующийся сменой оливин-шпинелевых, кумулатов внизу оливин-шпинель-пироксеновыми, ортопироксеновыми и ортопироксен-плагиоклазовыми вверх. Наиболее полный разрез устанавливается в пределах мульдообразных прогибов дна, а по мере его подъема происходит выкликивание нижних горизонтов. Нижняя краевая группа образована теми же разновидностями пород, но сменяющих друг друга в обратном направлении – от высокотемпературных сверху к низкотемпературным внизу. Эта же закономерность сохраняется и для рудных компонентов. Характер разреза и здесь зависит от рельефа дна – он наиболее полон в осевых частях мульдообразных прогибов дна и редуцирован на его склонах и выступах.

3. С характером рельефа дна согласуются как нарушения расслоенности, так и распределение некоторых наиболее важных жильных образований, в частности сульфидных жил Ниттис-Кумужей-Травной и Сопчи, ориентированных вдоль осевых поверхностей мульдообразных прогибов дна.

Исключительная простота внутреннего строения массива, характеризующаяся строгой вертикальной зональностью, при достаточной сложности рельефа его дна указывает на существование единого направленного режима кристаллизации в камере плутона. Осуществление такого режима трудно ожидать в случае формирования массива в результате внедрения гетерогенной массы, состоящей из кристаллов и расплава, как предполагали Н.А. Елисеев и его последователи (Ультраосновные . . ., 1953; Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967). Такая ситуация при наличии кумулятивных структур скорее свидетельствует о том, что затвердевание массива происходило путем направленного продвижения малоомощной зоны кристаллизации, а главная часть расплава представляла собой гомогенную жидкость, состав и физические свойства которой могли быстро выравниваться в процессе конвективного перемешивания, как это следует из предложенной модели.

Геология массива Главного хребта. Как уже указывалось, первые исследователи этого массива рассматривали его как крутопадающую трещинную интрузию (Геология СССР, 1958). Однако детальные геологические работы позволили установить, что первичные текстуры в нем обычно имеют пологое залегание, что подтверждается и геофизическими данными (Шкорбатов, Перфилова, 1964). Мощность массива, по подсчетам геофизиков, в центральной части Мончетундры составляет 3,5–4 км, а для Чунаундры – 4,5–6 км. Гравитационные данные указывают на погружение массива в юго-восточном направлении под породы тундровой серии.

Внутреннее строение массива. Для характеристики внутреннего строения массива нами было составлено девять геологических разрезов вкрест простирания массива с попутным прослеживанием выделенных горизонтов по простиранию (рис. 15). Проведенное исследование позволило установить, что по вертикали он четко разделяется на три зоны (Шарков, 1971).

Зона габбро–норитов образует нижнюю часть разреза массива. Для нее характерно ритмичное переслаивание среднезернистых габбро–норитов, оливиновых габбро–норитов, плагиоклазовых лерцолитов и вебстеритов. Преобладающей породой являются среднезернистые габбро–нориты. Кумулятивными фазами в пределах зоны являются плагиоклаз (лабрадор–битовницт) + ортопироксен (бронзит) + + клинопироксен (авгит) ± оливин. В интерстициях между ними встречаются в незначительном количестве коричневая роговая обманка, биотит, кварц и рудные минералы (титаномагнетит, сульфиды). Характерной особенностью оливинсодержащих разновидностей пород являются венцовые (коронарные) двупироксен–шпинелевые структуры, возникающие вдоль контакта оливина с плагиоклазом.

Строение зоны в латеральном направлении неоднородно. Оливинсодержащие разновидности пород встречаются только в центральных частях массива (западный склон хр. Мончетундра, восточные склоны хребтов Чуна и Волчьих тундр). На северном окончании хр. Мончетундра и его восточном склоне зона сложена однообразными

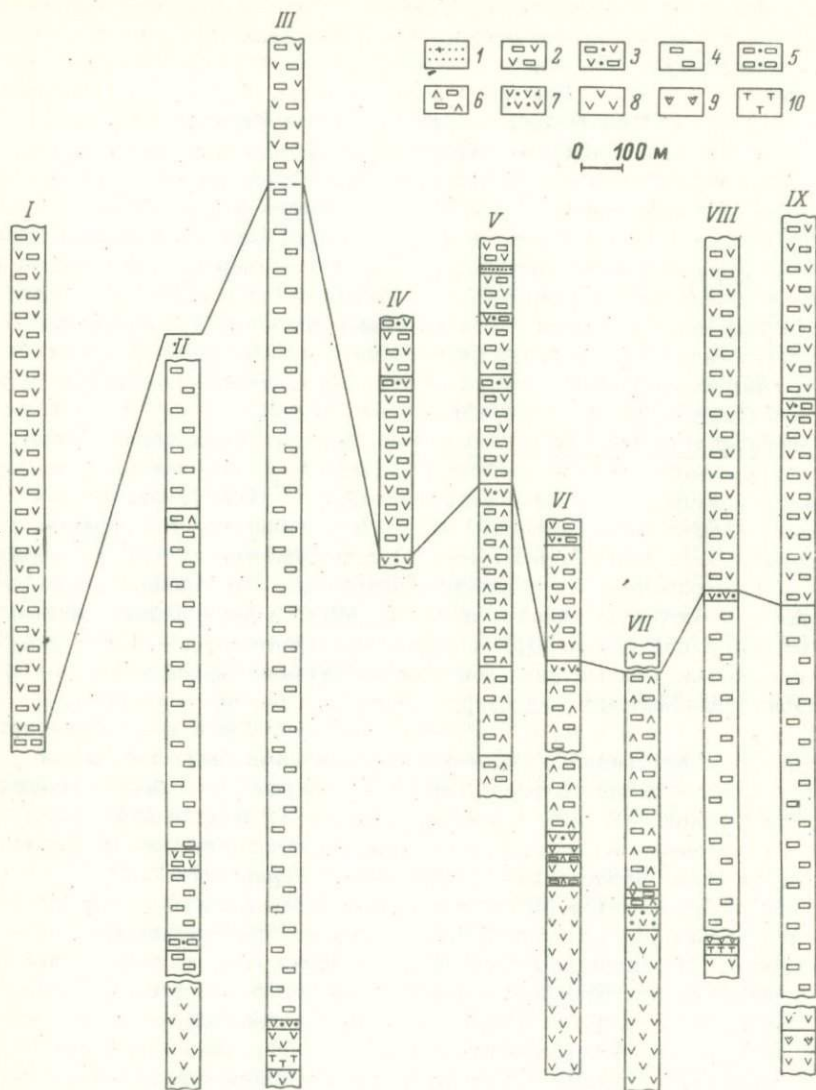


Рис. 15. Типичные разрезы массива Главного хребта.

Местоположение разрезов: I - южная часть хр. Чунатундра, южный склон горы Райненчорр; II - средняя часть хр. Чунатундра, гора Эбручорр; III - северная часть хр. Чунатундра, гора Коттичорр; IV - хр. Мончетундра, гора Хирик, V - восточный склон горы Хирик; VI - северное окончание хр. Мончетундра, восточный склон горы Ольнеончорр; VII - северный склон горы Ольнеончорр; VIII - южная часть хр. Волчья тундра, южный склон горы Волчья тундра; IX - хр. Волчья тундра, Никелевый ручей. Условные обозначения: 1 -

среднезернистыми габбро-норитами. Мощность зоны не менее 500-600 м, полная мощность неизвестна, так как ее нижний контакт не наблюдался.

Зона трахитоидных габбро-норит-лабрадоритов и лабрадоритов образует среднюю часть разреза массива. Она сложена трахитоидными габбро-норит-лабрадоритами и лабрадоритами. Характерная особенность пород зоны - резкий идиоморфизм плагиоклаза (лабрадора) по отношению к пироксенам, представленным инвертированным пижонитом и авгитом с грубыми пластинами распада твердых растворов. Из второстепенных интерстициальных минералов присутствуют кварц, бурая роговая обманка, биотит, апатит, титаномагнетит. С востока на запад наблюдается постепенный переход габбро-норит-лабрадоритов в анхимономинеральные лабрадориты, слагающие весь восточный склон Волчьих и Чунатундр.

В основании зоны прослеживается невыдержанный горизонт лейкократовых троктолитов. Кумулятивными фазами здесь являются оливин и плагиоклаз. Интерстициальный материал представлен орто- и клинопироксенами, кварцем, титаномагнетитом. Характерной особенностью пород является широкое развитие концентрически-зональных венцовых структур вдоль границ плагиоклаза (№ 70-78) и оливина ( $Fe_{23-25}$ ) (см. рис. 2). Внутренняя кайма их образована шестоватыми кристаллами ортопироксена, внешняя - агрегатом клинопироксена и зеленой шпинели, обычно в значительной мере замещена вторичным амфиболом. Как известно, в настоящее время этим структурам придается большое значение как возможным свидетельствам величины давления во время затвердевания интрузий.<sup>1</sup> Как видно из рис. 2, наблюдается непосредственный переход интерстициального ортопироксена в образования венцовой структуры, что согласуется с представлениями о ее позднемагматическом происхождении.

Мощность зоны в пределах хр. Чунатундра и в центральной части хр. Мончетундра составляет 2-2.5 км; к северу мощность зоны убывает, составляя в хр. Волчья тундра всего 0.3-0.5 км.

---

<sup>1</sup> Согласно экспериментальным данным, реакция основного плагиоклаза с магниальным оливином с образованием ортопироксена, клинопироксена и шпинели имеет место при  $P = 8 \pm 2$  кбар и  $T = 900-1100^\circ C$  (Кусиро, Иодер, 1968; Green, Hibberson, 1970).

---

габбро-лабрадориты с сидеронитовой структурой, 2 - крупнозернистые габбро-лабрадориты, 3 - оливинсодержащие габбро-лабрадориты, 4 - лабрадориты, 5 - оливиновые лабрадориты, 6 - габбро-норит-лабрадориты, 7 - троктолиты, 8 - габбро-нориты, 9 - оливиновые габбро-нориты, 10 - плагиоклазовые перцолиты.

Зона крупнозернистых габбро-лабрадоритов слагает верхние части разреза массива в Монче-, Чуна- и Волчьих тундрах. В отличие от подстилающих трахитоидных лабрадоритов, эти породы имеют массивную текстуру и неравномернозернистое сложение с неясно выраженной расслоенностью. Минеральный состав пород тот же, только снижаются основность плаггиоклаза и магнизиальность пироксенов. Породы однородны как по размеру, так и в латеральном направлении. В основании зоны также прослеживается невыдержанный горизонт троктолитов. Мощность зоны, судя по наблюдениям в хр. Чунатундра, составляет не менее 2,5-3 км. Полная мощность неизвестна, так как породы более высоких уровней уничтожены эрозией.

Пространственная ориентировка расслоенности в массиве характеризуется в общем выдержанным субмеридиональным простиранием и закономерно меняющимся падением: в пределах хр. Мончетундра структуру можно определить как синклиналиеподобную, полого погружающуюся на юг-юго-восток. С запада и востока массив оборван разломами, срезающими первично-магматические структуры.

В пределах хр. Волчья тундра и Чунатундра массив представляет собой тело, ориентированное в меридиональном направлении и под разными углами (от пологих 30-40° на горе Кивайвынч до крутых 60-70° в южной части) падающее на запад.

Вторичные изменения пород массива. Наиболее ранними из структур, возникавших на стадии окончательной консолидации пород, являются венцовые структуры, иногда связанные постепенными переходами с интерстициальным пироксеном. Следующими по времени формировались структуры распада твердых растворов, которые контролируются внешними контурами зерен - они выклиниваются, не доходя 0,1-0,2 мм до их края.

Автометаморфические изменения представлены замещением пироксенов волнистым амфиболом и сосюритизацией плаггиоклаза.

Широкое развитие в породах массива имеют наложенные по отношению к перечисленным явлениям метаморфические процессы, приуроченные к зонам расщелачивания и выраженные в грануляции и деаортитизации плаггиоклаза, появлении цоизита, граната и зеленой роговой обманки вдоль контакта с образованиями беломорской серии. Вдоль южного контакта с породами тундровой серии и в зоне Мончетундровского разлома развит парагенезис сине-зеленой роговой обманки, эпидот-клиноцоизита и плаггиоклаза № 30-35. Наиболее полно процессы метаморфизма проявлены вдоль зон расщелачивания, ограничивающих массив. В его центральных частях они проявлены значительно слабее, а иногда и совсем не улавливаются обычными петрографическими методами.

По мнению В.А. Масленикова (1969), массив претерпел также метаморфизм в условиях гранулитовой фации, однако соответствующие этим условиям парагенезисы метаморфических минералов в породах отсутствуют.

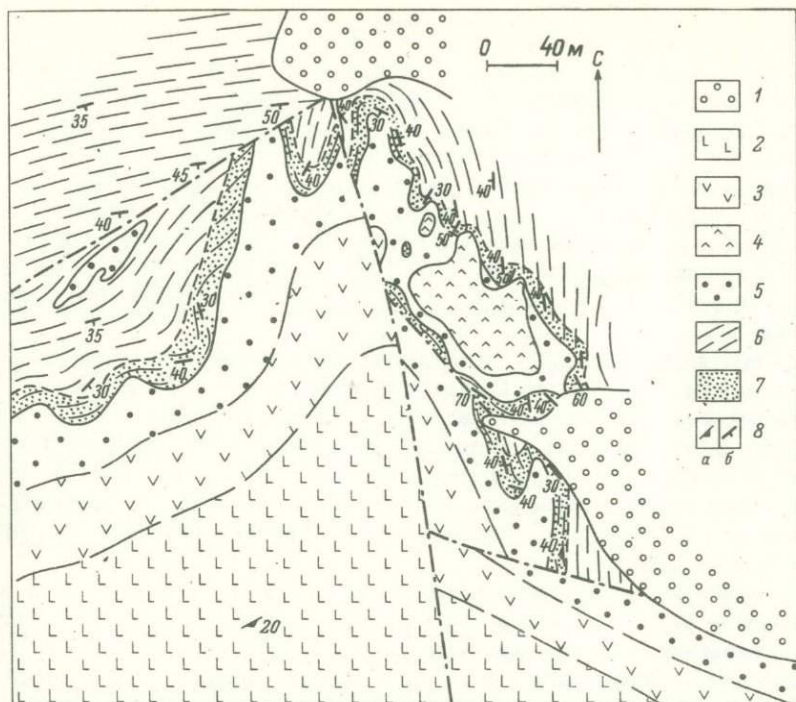


Рис. 16. Схема геологического строения северного окончания хр. Мончетундра. Составил автор.

1 - четвертичные отложения; 2 - среднезернистые габбро-нориты; 3 - мелко-среднезернистые габбро-нориты; 4 - образования жильного комплекса; 5 - эндоконтактовые мелкозернистые, участками неравномернозернистые габбро-нориты; 6 - диорито-гнейсы кольской серии; 7 - зона термального воздействия интрузии; 8 - элементы залегания (а - трахитоидности в габбро-норитах, б - сланцеватости в гнейсах).

**Жильные образования.** Помимо пегматитовых образований, о которых говорилось выше, породы массива пересекаются разнообразными дайками и мелкими интрузивными телами. Из них к жильному комплексу собственно массива Главного хребта относятся мелкозернистые габбро-нориты и троктолиты (гарризиты). Остальные - диабазы, диабазовые порфириты, пироксениты, перидотиты - обычно приурочены к зонам расщепления. Их появление связано с развитием Лапландского глубинного разлома (Прияткина, Шарков, 1978).

Взаимоотношения массива с окружающими его образованиями достаточно сложны.

Взаимоотношения с породами кольской серии. Почти все контакты массива тектонические, обычно в зоне непосредственного контакта наблюдается согласное залегание амфиболитовых blastsмилолитов по основным породам и диафторической гнейсовидности во вмещающих породах. Тем не менее в двух пунктах были установлены интрузивные соотношения габброидов Главного хребта с образованиями кольской серии. Такие наблюдения были выполнены в 1968 г. автором в северной части хр. Мончетундра (рис. 16), а позже — М.И. Дубровским и др. (1974) на восточном склоне горы Кавайынч (хр. Волчья тундра).

В последние годы В.А. Маслеников (1969) развивал представления о том, что массив Главного хребта является фундаментом кольской серии, налегающей на него с конгломератами в основании. Однако более поздними работами (Богданов, 1971; Другова, 1971; Козлов, Юдин, 1974; Прияткина, Шарков, 1978) эта точка зрения не подтвердилась. Оказалось, что часть из образований, принимавшихся за конгломераты, представляет собой тектонические, а другая эруптивные брекчии.

Взаимоотношения с образованиями беломорской и тундровой серий. Как уже указывалось выше, вдоль контактов с этими образованиями наблюдаются мощные зоны совместного расщепления пород массива и супракрасталльных комплексов. Судя по минеральным ассоциациям, этот процесс происходил в условиях амфиболитовой фации, аналогичных устанавливаемым в зонах диафтореза кольских гнейсов.

Соотношения массива Главного хребта и Мончегорского плутона. Согласно В.С. Докучаевой и В.С. Ланеву (1967), контакт между массивами приурочен к крупной („Мончетундровской“) тектонической зоне, имеющей характер взброса. Его амплитуда в зоне контакта с Мончегорским плутоном составляет, по данным гравиразведки, ~1500 м.

В скважинах, пересекающих зону, устанавливается тонкое согласное чередование пород различного состава — оливинитов, гарцбургитов, бронзититов и норитов с габбро-лабрадоритами и габбро-норитами массива Главного хребта. При этом оливиниты, гарцбургиты, бронзититы и нориты являются полными аналогами пород Мончегорского плутона. Как те, так и другие залегают согласно друг с другом, между ними отсутствуют интрузивные соотношения, а переслаивание иногда имеет закономерный характер. Все породы пересекаются многочисленными зонами blastsмилолитов, вдоль которых идет преобразование ультраосновных пород в тремолитовые сланцы, а основных — в амфиболиты и амфибол-плагиоклазовые и гранат-амфибол-плагиоклазовые сланцы. К зонам blastsмилолитов приурочены дайки диабазов и кислых пород.

Аналогичное чередование ультраосновных пород и габбро-лабрадоритов устанавливается и под габбро-норит-лабрадоритами Монче-

тундры в районе горы Лойпешшон (Козлов и др., 1974; Соколова, 1976).

В выходах на дневной поверхности такое же переслаивание наблюдается к югу от горы Сопчи (рис. 10), где в зоне тектонического контакта с тундровой серией породы подвергаются расщеплению и метаморфизму.

Таким образом, как в керне глубоких скважин, так и в выходах на дневной поверхности, вдоль контакта массива Главного хребта и Мончегорского плутона устанавливается зона совместного чередования (переслаивания) пород обоих массивов. Характер взаимоотношений между ними затушеван более поздними мощными тектоническими процессами. Однако отсутствие интрузивных соотношений между этими породами, их согласное залегание и аналогичная позиция по отношению к процессам расщепления и метаморфизма, связанным с Мончетундровским разломом, позволяет думать, что в данном случае наблюдается скорее зона совместного переслаивания разновозрастных пород, чем интрузивный контакт разновозрастных массивов, как предполагалось ранее (Ультраосновные..., 1953; Елисеев и др., 1956; Козлов и др., 1967; Докучаева, Ланев, 1967).

В этом случае Мончегорский плутон и массив Главного хребта должны представлять собой части единого крупного интрузива основных и ультраосновных пород, расчлененного на блоки в процессе более поздних тектонических движений, связанных с развитием Лапландского глубинного разлома. Об этом же свидетельствуют и результаты сравнительного изучения структурно-текстурных особенностей пород воссозданной интрузии и строения Бушвельдской и Стилуотерской интрузий (см. ниже), характер разреза которых, состав и парагенезисы кумулятивных фаз, а также химизм пород зон заклок почти полностью идентичны рассмотренным выше.

На основании указанных данных автором и независимо от него Н.Г. Добрыниной еще в 1967 г. было высказано предположение, что Мончегорский плутон ультраосновных и основных пород и массив габбро-норит-лабрадоритов Монче-Чуна-Волчьих тундр представляют собой тектонические блоки некогда единой Мончетундровской интрузии (Шарков, 1971). Это предположение впоследствии было подтверждено результатами бурения. Такой подход помимо теоретического имеет и важное практическое значение, расширяя перспективы Мончегорского района на сульфидные медно-никелевые руды, которые могут быть обнаружены под массивом Главного хребта.

Интрузии, аналогичные Мончетундровской, широко распространены в восточной части Балтийского щита. К этому типу относятся массивы Панских и Федоровых тундр (Геология СССР, 1958; Козлов, 1973) на Кольском полуострове, Олангская группа в Северной Карелии (Лавров, 1971; Геология и магматизм..., 1974; Интрузивные..., 1976), группа интрузивов Кеми-Сухалко в Северной Финляндии (Pirainen e.a., 1974).

## Бушвельдская интрузия

Бушвельдский массив располагается в центре Южно-Африканского щита, занимая площадь около 29000 км<sup>2</sup>. Он внедрился в верхнюю часть свиты Претория (нижний протерозой). Прорывающие его „красные бушвельдские граниты“ по изохронному Rb-Sr методу датируются 1950±150 млн. лет.

Бушвельдский массив систематически изучается уже свыше 70 лет. По нему накоплен огромный фактический материал, обобщенный Р. Дэли (Daly, 1928), А. Холлом (Hall, 1932), П. Варнером (1932), Г. Хессом (Hess, 1960), Е. Камероном (Cameron, 1963), Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970), Дж. Уиллемзом (1973a) и др. Целый ряд весьма важных новых данных приведен в опубликованных материалах Симпозиума, проведенного в Претории в 1969 г. (Symposium..., 1970) по Бушвельдскому изверженному комплексу и другим интрузиям.

Работами последних лет установлено, что массив имеет близкую к воронкообразной форме с чашеобразной внутренней структурой. В массиве, кроме пород краевой группы, относящихся к закаленной оторочке массива, выделяются четыре зоны (серии): Базальная, Критическая, Главная и Верхняя (Hall, 1932).

К р а е в а я г р у п п а образована главным образом тонкозернистыми норитами. Снизу вверх они постепенно сменяются бронзититами, а потом - гарнбургитами. Мощности пород этой группы составляет около 120 м. Сходные разновидности пород характерны и для силлов подошвы интрузии, представляющих собой боковые ответвления массива.

Б а з а л ь н а я с е р и я имеет мощность от 600 м в западной части массива и до 1500 м в восточной. Она образована ритмично чередующимися дунитами, гарнбургитами и бронзититами с преимущественным развитием бронзититов, особенно в верхних частях разреза серии (зоны). Наряду с этими породами повсеместно отмечаются маломощные прослойки хромититов. Минералами кумулуса<sup>2</sup> в дунитах являются оливин и хромшпинелид; интеркумулус представлен бронзитом и хромдиопсидом, основным плагиоклазом, сульфидами. В гарнбургитах кумулус составляет оливин + бронзит ± хромшпинелид, а в бронзититах - один бронзит. В хромититах кумулус также представлен только одним минералом - хромшпинелидом. Разрез зоны в целом по составу аналогичен разрезу Мончегорского плутона на участках Ниттис и Сопча: исключением являются хромититы, отсутствующие в Мончегорске.

К р и т и ч е с к а я с е р и я (зона) характеризуется наиболее четкой тонкой расслоенностью по сравнению с другими зонами массива. Она имеет мощность около 1000 м, основным ее служит „Главный хромитовый слой“ (нижний пласт

---

<sup>2</sup> Кумулятивная характеристика пород - по Л. Уэйджеру и Г. Брауну (1970).

Стеллпорт). Поразительной особенностью зоны является ее выдержанность по всей площади Бушвельдского массива, особенно верхних частей, включая платиноносный „риф Меренского“ (см. ниже).

Среди кумулятивных минералов, присутствующих в породах серии, выделяются хромит и бронзит. Примерно в 30–60 м выше основания в породах появляется кумулятивный плагиоклаз, а около 300 м – авгит. В целом, Критическая зона характеризуется ритмичным чередованием гарцбургитов, бронзититов, норитов, габбро–норитов, анортозитов и хромититов. Именно с этой частью разреза Бушвельдского массива сходна зона переслаивания, наблюдающаяся вдоль контакта Мончегорского плутона и массива Главного хребта.

Верхняя граница Критической зоны проводится по горизонту Меренского, который благодаря промышленному значению получил мировую известность. Горизонт сложен серией магматических кумулатов, среди которых выделяется главный платиноносный горизонт (риф) мощностью 1–5 м. Платиноиды и ассоциирующие с ними сульфиды приурочены к одному и тому же грубозернистому „повошпатовому пироксениту“ (минералы кумулуса: оливин, хромит, бронзит, т.е. гарцбургитовый парагенезис). Аналогичные кумулаты в соседних горизонтах содержат мало платиноидов или они отсутствуют вовсе. В целом горизонт Меренского представляет собой как бы Критическую серию в миниатюре, будучи образован тонко и ритмично чередующимися породами – теми же и в той же последовательности, что и зона в целом. Свообразным аналогом горизонта Меренского в рассмотренном выше Мончетундровском массиве является „рудный пласт Сопчи“, правда, без платиноидов.

Г л а в н а я з о н а – наиболее крупная единица массива. Она имеет мощность от 3000 м в западной части до 5000 м в восточной. В отличие от предыдущих зон тонкая ритмичная расчлененность здесь проявлена слабо. Породы в общем представлены габбро–норитами и анортозитами, в которых минералами кумулуса являются главным образом плагиоклаз, а также авгит и ортопироксен или инвертированный пижонит. Кумулятивный пижонит сменяет ортопироксен приблизительно в средней части разреза зоны. В целом образования этой зоны весьма близки к разрезу массива Главного хребта.

Главная зона не везде залегает согласно с расположенными выше и ниже по разрезу Верхней и Критической зонами. Согласно залегание зон устанавливается только в Восточном Трансваале; в других районах (например, г. Портгитерсрюс) наблюдаются признаки трансгрессии магмы с выпадением отдельных частей разреза и появлением ксенолитов пород Критической зоны среди габброидов Главной зоны. Эта трансгрессия выражается в том, что простираение более поздних пород почти перпендикулярно простираению слоев Критической зоны, с которыми они местами контактируют (рис. 17).

В е р х н я я з о н а имеет мощность около 1500 м. В основании залегает горизонт, в котором впервые появляется значительное количество кумулятивного титаномagnetита, образующего слой мономинеральных пород мощностью 0.3–1.8 м. Преобладающей

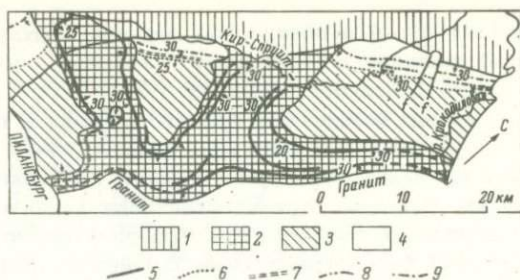


Рис. 17. Местные трансгрессивные взаимоотношения пород в северо-западном Бушвельде (по Уэйджеру и Брауну, 1970).

1 - поверхностные наносы; 2 - феррогаббро (Верхняя зона); 3 - габбро (Главная зона); 4 - пироксениты, анортозиты и нориты (Критическая и Базальная зоны); 5 - слои, обогащенные магнетитом; 6 - риф Меренского; 7 - верхний пласт хромититов; 8 - средний пласт хромититов; 9 - главный пласт хромититов.

разновидностью пород зоны являются феррогаббро (ферродиориты). Основные кумулятивные минералы: плагиоклаз ряда андезина, орто- и клинопироксены, а также титаномагнетит, оливин и апатит. Интеркумулусный материал образован кварцем, щелочным полевым шпатом, роговой обманкой и биотитом.

Железистый оливин появляется в 300 м выше основания верхней зоны, а в 750 м в качестве важной кумулятивной фазы (до 5%) развивается апатит. В верхних 120-150 м разреза зоны присутствуют кварц (7-10%) и микропегматит (3-5%), а ортопироксен (инвертированный пиконит) исчезает.

По мнению большинства исследователей, ферродиориты представляют собой продукт кристаллизации остаточной магмы Бушвельдского массива. Природа мощной толщи фельзитов, перекрывающих ферродиориты районов Ботасберг и Гутес-Хоогт, дискуссионна - одни исследователи считают их продуктами плавления кровли (Уэйджер, Браун, 1970; Hess, 1960; Symposium..., 1970), другие полагают, что они, как и красные бушвельдские граниты, являются более поздними образованиями, срезающими самые верхние горизонты Бушвельдского массива.

Общая мощность интрузива оценивается в 8-9 км.

#### Стиллуотерская интрузия

Массив представляет собой докембрийскую интрузию, расположенную в пределах выступа фундамента Северо-Американской платформы в юго-западной части Скалистых гор. С юга массив интрузирует архейские гнейсы, частично превращенные в роговики. С севера он перекрывается платформенными осадками нижнего кемб-

рия, залегающими на его эродированной поверхности. Изотопный возраст массива, по К-Аг методу, оценивается в 3200-2800 млн. лет (Джексон, 1973а).

Массив представляет собой линзообразное тело длиной 48 км, круто, под углом 70-80°, падающее на северо-запад. В результате изучения обнаженной части интрузива было установлено, что он кристаллизовался в форме горизонтально залегающего тела и одновременно крутое залегание расчлененности возникло в результате наложенных тектонических движений.

Основные сведения по геологии и петрологии интрузии содержатся в работах Г. Хесса (Hess, 1960), Э. Джексона (Jackson, 1961), а также Л. Уэйджера и Г. Брауна (1970). По данным этих исследователей, в вертикальном разрезе массива выделяется целый ряд зон, сложенных преимущественно какой-либо одной главной разновидностью пород.

Вдоль контакта с породами подошвы массива развита **Базальная зона**, представленная в эндоконтакте мелкозернистыми габбро-норитами и норитами. Снизу вверх они сменяются более крупнозернистыми бронзитами и выше переходят в гарцбургиты.

Мощность зоны около 165 м.

Выше располагается **Ультрамафическая зона** мощностью около 1050 м. Нижние 2/3 ее разреза образованы ритмичным чередованием дунитов, хромититов, гарцбургитов и бронзититов, а верхняя часть представляет собой единый мощный горизонт бронзититов. В породах обычно отмечается убогая вкрапленность медно-никелевых сульфидов. Петрографически породы зоны являются полными аналогами пород Базальной зоны Бушвельда и перидотитовой и бронзититовой зон Мончегорского плутона.

Верхняя граница зоны определяется появлением кумулятивного плагиоклаза, который совместно с ортопироксеном образует следующую - **Норитовую**, или **Полосчатую**, зону мощностью около 810 м. Здесь также хорошо развита ритмичная расчлененность, образованная чередованием слоев бронзититов, норитов и анортозитов. Оливин и хромит отсутствуют, а клинопироксен и кварц наблюдаются только в качестве интеркумулусного материала. Повсеместно отмечается редкая сульфидная вкрапленность (пирротин, халькопирит). В целом эта зона аналогична норитовой зоне Мончегорского плутона.

Появление клинопироксена в качестве минерала кумулуса характеризует зону **Нижнего габбро** мощностью 660 м. Интеркумулусный материал здесь представлен кварцем, титаномагнетитом, сульфидами. Породы зоны также ритмически расчленены, однако ввиду плохой обнаженности характер ритмичности не изучался.

**Анортозитовая зона** имеет мощность около 1900 м. Здесь наблюдаются три мощных слоя (по 400-450 м), в которых единственным минералом кумулуса является плагиоклаз. Между ними располагается два прослоя габбро, где в качестве осаденных фаз появляются орго- и клинопироксены. Интеркумулу-

ный материал представлен кварцем, апатитом, титаномагнетитом. В основании зоны залегают троктолиты. Эта и предшествующие зоны аналогичны разрезу массива Главного хребта (Мончетундровский массив).

Верхняя габбровая зона мощностью 640 м образована чередованием мощных слоев лейкократовых габбро-норитов с маломощными прослоями анортозитов.

Дальнейший разрез интрузии перекрыт палеозойскими породами и в настоящее время неизвестен. Так же как и в других массивах, здесь хорошо выражена скрытая расслоенность (Уэйджер, Браун, 1970; Hess, 1960). Общая мощность обнаженной части массива достигает 6000 м. Предполагается, что его первоначальная мощность была не менее 8000 м (Hess, 1960).

Недавними исследованиями в породах Стиллуотерского массива выявлены сравнительно высокие концентрации металлов платиновой группы - до 8-11 г/т и золота - до 1 г/т (Page e.a., 1976). Они приурочены главным образом к хромитовым и оливинovým кумулатам ультрамафической зоны, а также к бронзитовым кумулатам Базальной зоны. Кроме того, в пределах Полосчатой зоны выявлен горизонт ортопироксеновых кумулатов с содержанием металлов платиновой группы до 0.5 г/т. В остальных породах количество благородных металлов незначительно.

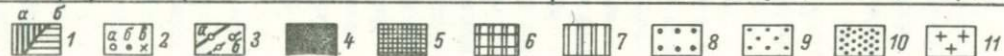
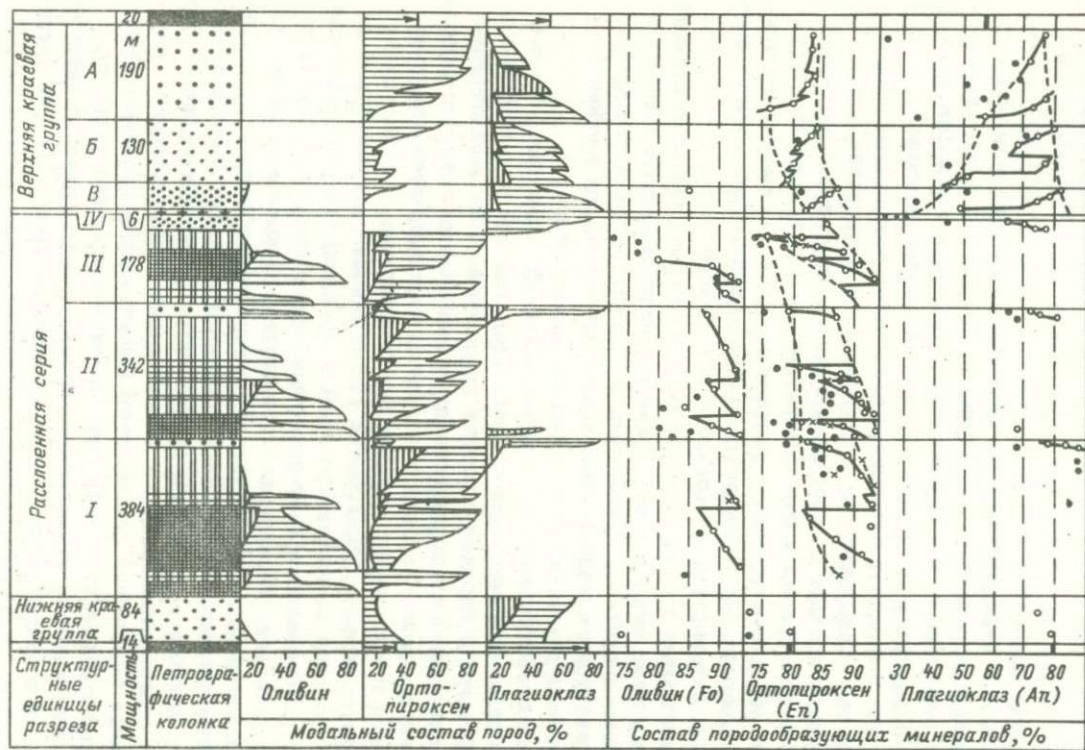
#### Шельтингская интрузия

Шельтингская интрузия на Восточном Сахалине (Слодкевич, 1975) является примером аналогичных массивов в пределах жестких структур альпийских подвижных областей. Она расположена в Хоккайдо-Сахалинской складчатой системе, только завершающей свое развитие, среди дислоцированных позднемеловых толщ эвгео-

---

Рис. 18. График изменения состава горных пород (кумулятов) и породообразующих минералов по разрезу Шельтингского массива (по В.В. Слодкевичу, 1975).

I-III - макроритмы расслоенной серии, 1У - промежуточный горизонт; зоны: А - норитовая, Б - габбро-норитовая, В - габбро-диоритовая; 1 - количество кумулятивного (а) и интеркумулятивного (б) минерала; 2 - состав породообразующих минералов кумулятивных (а), интеркумулятивных (б) по оптическим константам и общий состав тех и других по данным химических анализов (в); 3 - линия тренда состава минералов внутри макроритма или зоны (а), по расслоенной серии и краевой группе в целом (б); 4 - зона закалки; 5 - переслаивающиеся дуниты и перидотиты; 6 - перидотиты; 7 - пироксениты; 8 - нориты; 9 - габбро-нориты; 10 - габбро, габбро-диориты, кварцевые диориты; 11 - промежуточный горизонт: тоналиты, габбро-плагноклазиты.



синклинального типа. Массив представляет собой неправильное в плане тело площадью около 9 км<sup>2</sup>, расчлененное на блоки более поздними тектоническими движениями. Здесь выделяются образования краевой группы, слагающие периферические части массива, структура которых конформна с поверхностью контактов. Внутренняя часть массива, имеющая автономную по отношению к контактам структуру, выделена в качестве расслоенной серии. Характерной особенностью последней, согласно В.В. Слодкевичу (1975), является ритмичное переслаивание следующих кумулатов: оливин + хромит, оливин + ортопироксен + хромит, ортопироксен ± хромит. Иногда среди оливиновых кумулатов отмечаются прослой хромититов. В верхних частях ритмов появляется кумулятивный плагиоклаз и соответственно возникают парагенезисы ортопироксен + плагиоклаз, ортопироксен + клинопироксен + плагиоклаз и плагиоклаз (рис. 18).

В пределах краевой группы кумулятивные структуры проявлены слабо, хотя плагиоклаз часто имеет близкие к идиоморфным очертания и в ряде случаев может рассматриваться в качестве кумулятивного минерала. По модальному составу породы здесь могут быть определены как нориты, габбро-нориты и габбро.

Шестиметровая пачка, отделяющая расслоенную серию от верхней краевой группы, выделена как Промежуточный горизонт. Она сложена габбро-диоритами, тоналитами и плагиоклазитами без кумулятивных текстур; их минеральные ассоциации являются наиболее низкотемпературными из всей серии пород плутона.

Важной особенностью строения расслоенной серии является ее расчленение на три макроритма (рис. 18), каждый из которых в известной мере повторяет строение предыдущего, но характеризуется прогрессивным уменьшением доли наиболее высокотемпературных членов разреза. Близкая трехчленная макроритмичность устанавливается и в пределах верхней краевой группы.

Как видно из рис. 18, скрытая расслоенность устанавливается по всему разрезу массива. При этом в пределах расслоенной серии наблюдается последовательно-ритмичное обогащение оливина, ортопироксена и плагиоклаза низкотемпературными минералами снизу вверх. В пределах верхней краевой группы отмечается обратная тенденция — к снижению температуры формирования пород сверху вниз, т.е. ритмы здесь как бы перевернуты относительно расслоенной серии. При этом интересной особенностью данной ритмичности является последовательное повышение температуры формирования начальных членов каждого ритма от А и В, что, по-видимому, свидетельствует о снижении скорости охлаждения в процессе затвердевания интрузии.

Аналогами Шельтингского массива являются расслоенные интрузивы Хороман, Вензару-Панкенуси и другие, приуроченные к зоне срединного поднятия Хидака Южного Хоккайдо (Nagasaki, 1966).

Как видно из приведенного описания, строение Шельтингского массива полностью отвечает предложенной модели. Исключение составляет явление макроритмичности, возможный механизм возникновения которой обсуждается в гл. 4.

Представителями другого типа расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород являются Скергаардский и Златогорский массивы, характеризующиеся широким развитием оливин-плагиоклазовых кумулатов.

### Скергаардская интрузия

Скергаардский массив получил мировую известность после исследований Л. Уэйджера и его сотрудников (Wager, Deer, 1939; Уэйджер, Браун, 1970). На базе изучения этого массива были получены данные, кардинально изменившие представления петрологов о внутреннем строении расслоенных интрузий и механизме формирования первичной расслоенности.

Массив расположен среди глубокометаморфизованных докембрийских образований Восточной Гренландии. Он входит в состав огромной по площади Британо-Арктической области третичного вулканизма, охватывающей западную часть Шотландии, Исландию, Гренландию и Шпицберген. Скергаардская интрузия представляет собой овальное в плане тело площадью около 60 км<sup>2</sup>. Она имеет воронкообразную форму и образована двумя главными структурными элементами - центральной и краевой сериями пород. Центральная, или расслоенная, серия слагает главный объем массива. Она имеет автономную по отношению к зонам краевых ограничений внутреннюю структуру, характеризующуюся центроклинальным падением расслоенности в краевых частях и пологим, близким к горизонтальному - в центральных, в результате чего строение массива напоминает стопу блюд, вложенных друг в друга (рис. 19). Краевая серия пород слагает периферические части интрузии и подразделяется на верхнюю и боковую группы. Расслоенность в них проявлена значительно слабее и в отличие от центральной серии конформна с контактами. Расслоенная серия в вертикальном разрезе расчленяется на три примерно равные по мощности зоны.

1. Нижняя зона мощностью около 800 м характеризуется тонким ритмичным переслаиванием оливиновых и оливин-плагиоклазовых кумулатов с оливин-плагиоклаз-клинопироксеновыми (клинопироксены: авгит ± инвертированный пижонит), плагиоклаз-клинопироксеновыми и плагиоклазовыми. Интеркумулусный материал представлен главным образом магнетитом и ильманитом, а также редко кварцем и микропегматитом.

2. Средняя зона (~800 м) характеризуется практическим отсутствием аккумулятивного оливина - здесь развиты преимущественно плагиоклаз-клинопироксеновые и плагиоклазовые кумулаты. В остальном характер пород сохраняется.

3. Верхняя зона (~500 м) с расслоенностью, наиболее интенсивной в нижней части разреза, более слабой выше и практически отсутствующей вверху. Примерно в 200 м выше подошвы зоны появляется кумулусный апатит, затем исчезает пижонит и единственным пироксеном пород становится ферроавгит; снова появляется

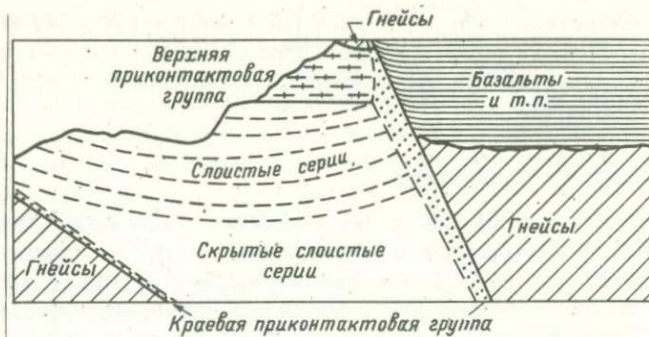


Рис. 19. Меридиональный разрез Скергаардского интрузива (по: Wager, Deer, 1939).

кумулясный оливин, имеющий уже состав, близкий к фаялиту. Плагноклаз в породах этой зоны отвечает андезину, и поэтому преобладающий тип пород назван авторами ферродиоритом (плагноклаз-андезин + авгит ± оливин + магнетит + апатит). Изредка отмечаются прослои ультраосновного состава, представленные верлитами (кумуляс - оливин + авгит + магнетит).

В пределах расслоенной сери и наблюдается очень устойчивое систематическое изменение состава минералов снизу вверх по разрезу: плагноклаза - от  $An_{66}$  до  $An_{33}$ , оливина - от  $Fo_{67}$  до  $Fo_2$ , клинопироксена - от  $W_{42}En_{40}Fs_{18}$  до  $W_{30}En_2Fs_{68}$ .

На основании изучения химизма пород Л. Уэйджером был сделан вывод, что вскрытая эрозией часть расслоенной сери составляет только 30% всего разреза. Однако полученные за последнее время геофизические данные вроде бы свидетельствуют об отсутствии такой мощной скрытой зоны и о наличии гнейсового фундамента под массивом (McBirney, 1975), так что расчеты Л. Уэйджера, возможно, недостаточно надежны и мощность массива меньше, чем предполагалось.

Самая верхняя часть интрузива мощностью около 1000 м выделяется в качестве верхней краевой группы. Здесь развиты грубозернистые габбро, содержащие до 5-10% кварца и микропегматита. Преобладающей разновидностью пород являются габбро-анортозиты. Так же как и в породах расслоенной сери, здесь наблюдается закономерное изменение состава главных породообразующих минералов, но имеющее обратное направление - основность плагноклаза повышается снизу вверх, от подошвы к кровле, от  $An_{44}$  внизу до  $An_{69}$  вверху. Расслоенность в целом выражена слабо. В верхней части этой группы пород наблюдаются многочисленные ксенолиты гнейсов.

Между расслоенной серией и верхней краевой группой расположен своеобразный промежуточный слой, названный „сэндвичевым го-

ризонтом" мощностью около 200 м. Он образован слоями фаялитового габбро, андезинита и своеобразного фаялито-геденбергитового гранофира — конечного продукта кристаллизации скергаардской магмы. Предполагается, что этот горизонт образовался в результате слияния растущей снизу расслоенной серии и растущей сверху краевой группы.

Боковая краевая группа окаймляет массив со всех сторон, образуя полосу шириной до 460 м. Самая внешняя ее часть, вдоль контактов с вмещающими гнейсами, образована гонкозернистыми габбро зоны закалки и имеет мощность около 4 м. Далее идет полоса практически нерасслоенных пород шириной около 60 м, получившая название „зоны покоя". Характерной особенностью габброидов этой зоны является перпендикулярная к контактам ориентировка кристаллов, свидетельствующая об отсутствии движений расплава в процессе формирования этих пород. Очевидно, эта „зона" представляет собой зону гранскристаллизации промышленных отливок. Далее по направлению к центру интрузива располагается „полосчатая область" боковой краевой группы. Расслоенность здесь ориентирована почти параллельно стенкам интрузии, имея своеобразный волнистый облик. В пределах этой зоны по направлению к внутренним частям массива плагиоклазы становятся более кислыми, а пироксены — более железистыми. Мощность зоны возрастает снизу вверх по разрезу, причем в этом же направлении происходит дальнейшее понижение основности плагиоклаза и магнезиальности пироксенов пород ее внутренних участков. Таким образом, в пределах боковой краевой группы происходит как бы совмещение двух тенденций к падению температуры формирования пород — от периферии к центру, характерной для верхней краевой группы, и снизу вверх, характерной для расслоенной серии.

Залегающие внутри боковой краевой группы породы центральной серии по направлению к периферии приобретают более крутые углы падения. Нередко в обнажениях устанавливается явное притыкание текстур расслоенной серии к породам боковой группы, причем зона закалки между ними отсутствует. Более того, в породах расслоенной серии вдоль этой границы устанавливается своеобразная зона „косой слоистости", в пределах которой текстуры габброидов морфологически напоминают соотношения, сходные с наблюдаемыми в ложно- или косослоистых пачках песчаников (Уэйджер, Браун, 1970, рис. 68–70). Здесь широко проявлена также необычная корытообразная расслоенность (там же, рис. 52, 54). Оси корытообразных структур ориентированы перпендикулярно контактам, и их возникновение, как и всей зоны „косой слоистости", связывается с сортирующим воздействием нисходящих конвекционных токов, распространявшихся вдоль боковых ограничений интрузии. Наличие таких текстур наряду с многочисленными следами оползаний кристаллического осадка свидетельствует о том, что существование боковой группы оказывало заметное влияние на формирование периферических частей расслоенной серии. Вместе с тем структурные наблюдения и данные по химизму минералов позволяют считать, что

затвердевание краевой и центральной серий происходило независимо друг от друга, подчиняясь разным закономерностям.

Скергаардский массив представляет собой один из крайне немногочисленных примеров расслоенных интрузий с хорошо сохранившейся верхней частью разреза. В большинстве других интрузий Британо-Арктической провинции (Белхелви, о-ва Рам, Скай, Малл и т.д.) сохранились только нижние части разрезов. Они образованы ритмичным переслаиванием дунитов (кумулус - оливин + шпинель) и троктолитов (оливин + плагиоклаз ± шпинель) с габброидами типа наблюдаемых в нижней зоне Скергаардского массива. Исходный расплав этих интрузий, в том числе и Скергаардской, отвечал оливиновому толенту, так что есть все основания думать, что в погребенной части последней развиты такие же парагенезисы.

Из приведенного описания видно, что строение Скергаардского массива полностью отвечает предложенной модели. Здесь прекрасно документируется как краевая серия с хорошо выраженной зоной транскристаллизации, так и центральная с наиболее низкотемпературными образованиями „сэндвичева горизонта“ между центральной серией и верхней краевой группой. Хорошо устанавливаются несогласие первичных текстур расслоенной серии и боковой краевой группы с возрастанием мощности последней снизу вверх по разрезу и наличие в ее пределах многочисленных следов движения кристаллизующегося материала.

Однако в отличие от нас Л. Уэйджер связывал возникновение ритмичной расслоенности в массиве почти исключительно с сортирующим воздействием конвекционных токов. К сожалению, в работах этого исследователя отсутствуют описания расслоенности внутренних частей интрузии - наблюдения над выдержанностью слоев, характером трахитоидных и линейных текстур, указаний на наличие следов размыва и угловых несогласий, неизбежных при формировании расслоенности при гравитационном осаднении из периодически растекающегося суспензионного потока, и т.д. Отсутствуют наблюдения над гидравлическими характеристиками сосуществующих минералов кумулуса, которые могли бы подтвердить представления о гравитационной стратиформности. Поэтому в настоящее время без дополнительных геологических исследований затруднительно решать вопрос о том, формировался ли данный интрузив тем способом, который постулировал Л. Уэйджер или же согласно нашей модели. Дополнительный материал на эту тему может быть получен при изучении парагенезисов минералов расслоенных пород, к чему мы обратимся позже.

На территории СССР аналогичные по составу массивы развиты главным образом в Северном Прибайкалье (Грудинин, 1963; Гурулёв, 1965; Леснов, 1972) и в пределах Станового хребта (Шека, 1969).

Представителем другой разновидности подобных массивов является Златогорская интрузия в Северном Казахстане.

## Златогорская интрузия

Златогорский массив был обнаружен в 1937 г. и первоначально описывался в качестве пологозалегающего расслоенного тела (Шльгин, Ташинина, 1937). Однако Н.А. Елисеев и Э.Е. Федоров (Елисеев, 1953), наоборот, отнесли его к типу субвертикальных штокообразных интрузий. В начале 60-х годов на массиве был выполнен большой объем геолого-геофизических исследований с участием автора, в результате которых был выявлен ряд новых особенностей его строения.

В современном денудационном срезе массив занимает площадь 65 км<sup>2</sup> и имеет округлую, почти изометрическую форму, усложненную апофизами габбро во вмещающие породы (рис. 20). С востока и северо-востока плутон срезается позднекаледонской интрузией гранитов. Судя по конфигурации сохранившейся части Златогорского массива, гранитами уничтожено не менее его трети, так что, вероятно, первоначальные размеры плутона были порядка 100 км<sup>2</sup>. Он залегает в толще кварцитов, гнейсов и амфиболитов, относимых к раннему докембрию. Возраст массива оценивается в 530 млн. лет (Михайлов и др., 1971).

Контакты интрузива имеют крутое центральнональное падение. В то же время в скважинах, пробуренных в центральной части массива, повсеместно устанавливаются пологие, почти горизонтальные границы между слоями. Это противоречит представлениям и о пологой пластинообразной (Шльгин, Ташинина, 1937), и о крутой штокообразной (Елисеев, 1967) форме интрузии и характеризует ее как воронкообразный массив с чашеобразной внутренней структурой.

В пределах массива широко развиты разрывные нарушения. Наиболее существенными из них являются разломы северо-восточного простирания, амплитуды которых достигают 500–600 м, внося значительные изменения в конфигурацию выходов горных пород на эрозионном срезе.

В строении Златогорского массива принимают участие разнообразные основные и ультраосновные породы от анортозитов и лейкократовых норитов до перидотитов и дунитов, связанные между собой переходными разновидностями. По вертикали он четко разделяется на три дифференцированные зоны (верхнюю, среднюю и нижнюю), имеющие в свою очередь сложное строение.

На современном эрозионном срезе основную часть объема Златогорской интрузии составляет **нижняя зона**. Она состоит из двух дифференцированных подзон: а) верхней, норитовой и б) нижней, расслоенной. Норитовая подзона сложена однообразными среднезернистыми норитами и габбро-норитами. При этом следует отметить, что нориты развиты преимущественно в центральной части массива; по направлению к его периферии в них возрастает количество интерстициального клинопироксена. Однообразный норитовый и габбро-норитовый состав пород серии нарушается прослоями пироксенитов (бронзититов), более характерных для центральных



частей интрузии, чем периферических. Расслоенная подзона представлена чередованием серпентинизированных амфиболитов, меланократовых троктолитов (гарризитов), перидотитов, норитов и габбро-норитов и иногда анортозитов. В породах этой серии наблюдается минерализация медно-никелевых сульфидов и встречаются жилы и сегрегации пегматитов различного состава.

Общая мощность нижней зоны составляет 1000–1200 м, из них на долю расслоенной подзоны падает 300–400 м.

Как и нижняя, средняя зона асимметрична по разрезу. В ее верхней части устанавливаются крупнозернистые лейкократовые нориты и оливиновые нориты. Ниже расположена зона тонкого ритмичного переслаивания норитов, оливиновых норитов, троктолитов (по модальному составу часто отвечающих плагиоклазовым перидотитам) и пойкилитовых гаррибургитов. Наглядное представление о строении этого горизонта дает геологический разрез скв. 50 (рис. 21), которая его полностью пересекла (около 300 м). Нижележащая дунитовая линза представляет один из характерных элементов строения средней зоны Златогорского массива. Это огромное линзообразное тело мощностью в центральной части порядка 700 м, залегает между верхним и нижним горизонтами переслаивания. Оно сложено серпентинизированными дунитами, местами с сингенетической вкрапленностью медно-никелевых сульфидов. В нижней части тела дунитов появляются в небольшом количестве пироксениты и плагиоклазы, и порода переходит в троктолиты (гарризиты) или плагиоклазовые перидотиты, которые переслаиваются с подстилающими норитами и оливиновыми норитами. В дунитах наблюдаются согласные жилы хромититов, а также кварц-полевошпатовые пегматиты.

---

Рис. 20. Схема геологического строения Златогорской интрузии. Составили Е.В. Шарков и Н.П. Михайлов (Михайлов и др., 1971).

1 - граниты и гранодиориты; 2 - полосчатые габбро-диориты, микрогаббро, микрогаббро-нориты дополнительной интрузии. Верхняя зона: 3 - габбро-нориты, 4 - меланократовые оливиновые габбро-нориты. Средняя зона: 5 - лейкократовые битовнитовые нориты, 6 - оливиновые нориты, 7 - верхний горизонт переслаивания (плагиоклазовые перидотиты, троктолиты, оливиновые нориты, нориты); 8 - дуниты; 9 - нижний горизонт переслаивания (перидотиты, пироксениты, троктолиты, анортозиты, оливиновые нориты); 10 - оливиновые нориты и нориты. Нижняя зона: 11 - среднезернистые нориты и габбро-нориты с пироксенитами в нижней части; 12 - расслоенная подзона: амфиболитовые перидотиты, пироксениты, нориты. Краевая группа: 13 - амфиболитовые габбро-нориты, габбро, кварцевые габбро, 14 - вмещающие метаморфические породы докембрия; 15 - разрывные нарушения; 16 - линии разрезов; 17 - структурные скважины.

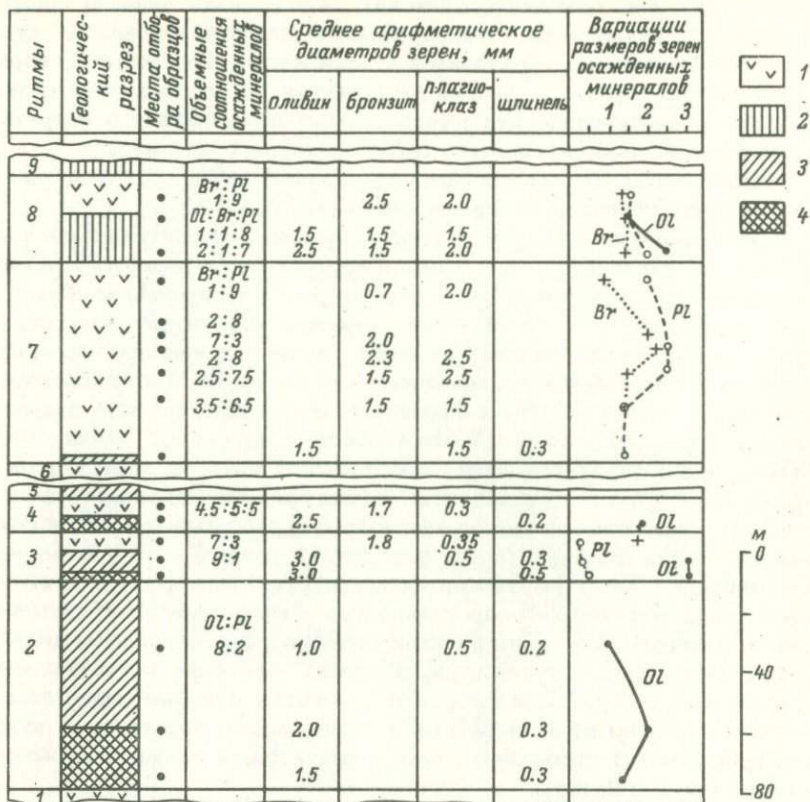


Рис. 21. Ритмичная распоенность в средней зоне Златогорского массива.

1 - норит, 2 - оливиновый норит, 3 - троктолит, 4 - пойкилитовый гарцбургит.

В целом по своему строению средняя зона во многом сходна с расслоенной серией нижней зоны, отличаясь большей мощностью. Породы средней зоны характеризуются высокой основностью плагио-клаза ( $An_{80-90}$ ) и высоким содержанием магнезиальных ми-налов в оливине ( $Fe_{6-12}$ ) и ортопироксене ( $Fe_{12-18}$ ). Общая мощность зоны определяется примерно в 1300-1500 м.

Верхняя зона состоит из среднезернистых габбро-норитов и подстилающего их горизонта меланократовых оливиновых габбро-норитов. Эти породы, слагающие самые высокие участки современной поверхности массива, в то же время характеризуют лишь нижнюю часть его верхней дифференцированной зоны, так как все вышележащие породы уничтожены эрозией. Мощность сохранив-шейся части - 150-200 м.

Вдоль контакта с вмещающими породами повсеместно развиты мелкозернистые габбро- и габбро-нориты краевой группы. От контакта массива вовнутрь эти породы постепенно переходят в образования расслоенной подзоны нижней зоны, причем последовательность смены пород здесь обратная по сравнению с наблюдаемой в разрезе зоны: от габброидов через троктолиты к оливинитам. В контакте с породами рамы в мелкозернистых габброидах наблюдаются мало-мощные линзовидные инъекции состава кварц-калиевый полевой шпат. Общая мощность эндоконтактных габброидов колеблется от 100 до 600 м. Вмещающие породы в зоне шириной до 100 м подвергаются ороговиковашию.

В пределах плутона отмечаются также неправильные линзообразные и пластообразные тела длиной свыше 500 м, сложенные микр-габбро-норитами, микрогаббро и полосчатыми габбро-диоритами. Эти тела обычно залегают согласно с расслоенностью, реже секут ее под разными углами. Наблюдаемые непосредственные контакты этих тел с расслоенными породами имеют в большинстве случаев типичный интрузивный характер. Однако в единичных случаях между ними отмечались постепенные переходы с образованием промежуточных разновидностей. Кроме того, в пределах массива отмечаются дайки диабазов, горнблендитов, одинитов, керсантитов, спессартитов и др., а также сегрегации и жилы разнообразных пегматитов: от горнблендит-, пироксенит- и габбро-пегматитов до кислых кварц-ортоклазовых пегматитов, формировавшихся в последнюю очередь и прорывающих все перечисленные породы (Шарков, 1968).

Химизм минералов меняется по разрезу интрузии по довольно сложному закону. Наиболее высокотемпературные разновидности минералов наблюдаются в пределах расслоенной серии нижней зоны и слагают среднюю зону интрузии. Верхняя половина нижней зоны и верхняя зона массива образованы минералами, обогащенными более низкотемпературными миналами. Таким образом, скрытая расслоенность Златогорского плутона, как и Шельтингского, имеет ритмичный характер.

В разрезе зон и отдельных ритмов наблюдается следующая последовательность смены пород: дуниты (кумулус - оливин + шпинель) → троктолиты (оливин + плагиоклаз ± шпинель) → оливиновые нориты или плагиоклазовые гарцбургиты (оливин + бронзит + плагиоклаз) → нориты (бронзит + плагиоклаз) → габбро-нориты (плагиоклаз + бронзит + авгит ± оливин). Дальнейшее продолжение ряда в Златогорском массиве неизвестно, поскольку его верхняя часть уничтожена эрозией. Наряду с этими главными парагенезисами иногда отмечаются пироксениты (бронзититы, реже вебстериты) и в одном случае был встречен гарцбургит (оливин + бронзит). Однако эти породы наблюдаются спорадически и не входят в состав типичных разновидностей.

Характерной особенностью оливин-плагиоклазовых кумулатов является наличие венцовых структур вдоль границ оливина и плагиоклаза (Михайлов и др., 1971, рис. 60), свидетельствующих о повышенном давлении во время кристаллизации массива.

Этот массив является представителем дунит-пироксенит-габброноритовых интрузий, широко развитых в Алтае-Саянской области. В отличие от рассмотренных выше массивов в них оливин-плаггиоклазовые кумулаты проявлены слабо и широко развит клинопироксен. Интрузии этого типа были выделены и описаны И.М. Волоховым и В.М. Ивановым (Волохов и др., 1968; Поляков и др., 1973). Они представлены лысогорским и нижнедербинским комплексами в Западном и Восточном Саянах, усинским – в Кузнецком Алатау, мажалькским – в Туве, бехтемирским – на Салаире и в Горном Алтае. Форма тел обычно воронкообразная с чашеобразной внутренней структурой. Размеры, как правило, не превышают  $65 \text{ км}^2$  (обычно  $35\text{--}50 \text{ км}^2$ ).

Лысогорский массив (рис. 22) имеет концентрически-зональное строение. Вдоль его периферических зон развиты преимущественно ультрабазиты (дуниты и перидотиты), затем идут пироксениты, которые сменяются габбро и габбро-норитами. Внутренняя более высокая по разрезу часть интрузии образована роговообманковыми габбро с линзовидными прослоями горнблендитов и анортозитов. Самая верхняя часть массива сложена кварцевыми габбро, диоритами и кварцевыми диоритами. Вдоль контактов с вмещающими породами, по данным В.М. Иванова (1971), наблюдаются мелкозернистые габброиды краевой группы.

Ритмичная расслоенность особенно широко проявлена в нижней части разреза массива. Здесь наблюдается закономерное чередование дунитов, перидотитов и пироксенитов. Выше по разрезу в значительном количестве появляется плагиоклаз, а оливин исчезает. Отмечаются четырехслойные ритмы, включающие слои оливиновых пироксенитов, пироксенитов, габбро-пироксенитов, меланократовых габброидов и габбро. В верхних частях расслоенность проявлена слабо и в основном характеризуется чередованием различных габброидов и диоритов.

Единственным минералом кумулуса<sup>1</sup> дунитов является оливин, так что породу правильней было бы называть оливинитом. Интеркумуляционный материал – клинопироксен, плагиоклаз, магнетит, сульфиды. В перидотитах кумулус представлен оливином, клинопироксеном и иногда ортопироксеном. Пироксениты образованы или одним клинопироксеном (диопсидом), или двумя пироксенами (диопсид + ортопироксен). Третьим кумулюсным минералом может являться оливин, и тогда порода представляет собой разновидность перцолита с невысоким содержанием оливина.

Преобладающей разновидностью основных пород являются габбро-нориты (кумулус – плагиоклаз + ортопироксен + клинопироксен, ин-

<sup>1</sup> Интерпретация состава пород в кумулятивных терминах выполнена автором по опубликованным данным.

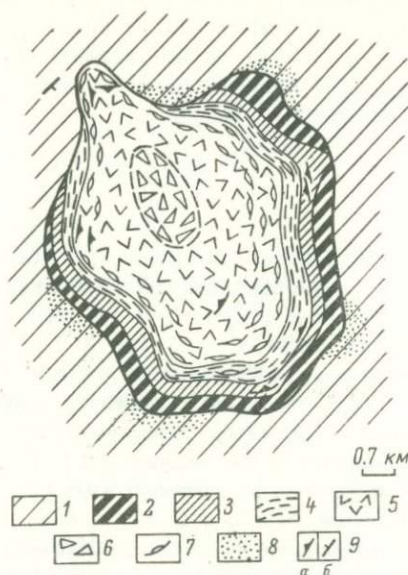


Рис. 22. Схема геологического строения Лысогорского интрузива. По И.М. Волоху и В.М. Иванову (Волохов и др., 1963).

1 - отложения нижнего кембрия; 2 - дуниты и перидотиты; 3 - пироксениты (оливиновые диаплагиты и вебстериты); 4 - нориты и габбро-нориты, отчасти алливалиты; 5 - роговообманковые габбро; 6 - биотит и кварцсодержащие габбро, диориты и кварцевые диориты; 7 - горнблендиты в виде прослоев и линз в габбро; 8 - породы эндоконтактового ореола; 9 - элементы залегания директивных текстур в породах массивов (а) и слоистости во вмещающих породах (б).

теркумулус - зелено-бурая роговая обманка). Более редкие разновидности пород представлены оливиновыми габбро-норитами (оливин + плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен), троктолитами (оливин + плагиоклаз). В габброидах верхних частей разреза в качестве минералов кумулуса, по-видимому, появляются также зелено-бурая роговая обманка и кварц. Диориты отличаются от таких габброидов только основностью плагиоклаза (№ 35-50).

По мере перехода от ультрабазитов к базитам и далее - диоритам, отчетливо наблюдается изменение состава породообразующих минералов. Так, оливин изменяется от  $Fo_{100}$  в некоторых дунитах до  $Fo_{14}$  в габбро-норитах; ортопироксен - от  $En_{100}$  в перцолитах до  $En_{12}$  в габбро-норитах. Состав клинопироксена колеблется от чистого диопсида в верлитах до диопсид-салита в габбро-норитах, роговой обманки - от существенно магнизиальной в пери-

дотитах до разновидностей с 40% магнезиального компонента в габбро-норитах. Основность плагиоклаза меняется от  $An_{100}$  в нижних частях разреза до  $An_{33}$  в диоритах апикальной части плутона. Эти изменения прослеживаются не только в разрезе всего массива, но даже в пределах ритмов.

### Интрузия Маскокк

Массив расположен в северо-западной части Канадского щита, где прорывает глубокометаморфизованные образования нижнего протерозоя. Он был обнаружен в 1956 г., и главные результаты его исследования изложены в работах К. Смита и Г. Каппа (Smith, Carr, 1963), а также Д. Чемберлена (Chamberlain, 1967).

Интрузия Маскокк характеризуется дайкообразной в плане формой с воронкообразным поперечным сечением (рис. 23). Ее длина достигает 65 км, а максимальная ширина — 11 км. По К. Смигу, массив подразделяется на четыре главные единицы.

Близкая к вертикальной подводящая дайка мощностью 150–600 м, состоящая из полос габбро-норита и пикрита, ориентированных параллельно стенкам.

Краевая зона мощностью 60–850 м расположена вдоль контактов интрузий. Образована преимущественно габброидами с массивной текстурой. В придонных частях массива снизу вверх тонкозернистые эндоконтактовые габбро-нориты через перидотиты переходят в дуниты.

Центральная расслоенная серия мощностью 2000 м. Она образована ритмичным чередованием дунитов, перидотитов, пироксенитов, вебстеритов и диаллагитов, иногда — бронзититов, габбро, оливиновых габбро, габбро-норитов и анортозитов. Все эти породы представляют собой кумулаты, состоящие из оливина и клинопироксена в нижних частях разреза, оливина, хромита и ортопироксена — в средних, оливина, авгита и основного плагиоклаза — в верхних. Расслоенность затухает в краевых частях интрузии.

Верхняя краевая зона мощностью 80 м сложена габбро с интерстициальным микропегматитом, переходящим в гранофир. Здесь в значительных количествах отмечаются магнетит и ильменит.

Представляют значительный интерес закономерности распределения в массиве сульфидов, изученные Дж. Чемберленом (Chamberlain, 1967). Согласно его данным, сульфиды во всех случаях являются составной частью интерстициального материала. При этом наблюдается вполне определенная зависимость состава сульфидной фазы от положения в разрезе массива. Подробнее этот вопрос будет рассмотрен в гл. 5.

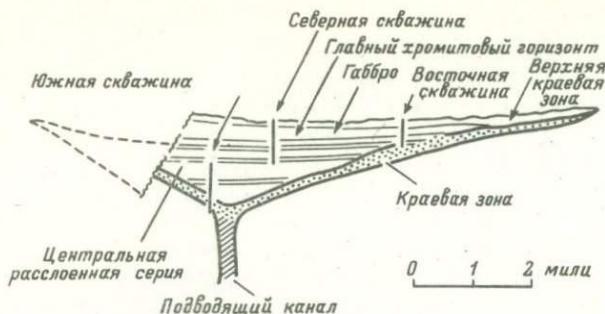


Рис. 23. Вертикальный разрез через интрузию Маскоккс. По К. Сми-ту и Г. Карпу. (Smith, Carr, 1963).

### Щелочно-габбровые интрузии

Наиболее изученными примерами расслоенных интрузий основных и щелочных пород являются докембрийские массивы Гремяха-Вырмес и Елетьезерский, расположенные в восточной части Балтийского щита.

#### Интрузия Гремяха-Вырмес

Среднепротерозойский массив Гремяха-Вырмес находится в северо-западной части Кольского полуострова, среди глубокометаморфизованных образований кольской серии архея.

Согласно А.А. Полканову и др. (Массив Гремяха-Вырмес..., 1967), массив образован тремя «комплекс-плутонами»: 1) перидотитов-пироксенитов-габбро-анортозитов и акерит-пуласкитов, 2) нефелиновых сиенитов-ювитов-ийолитов и 3) щелочных сиенитов - щелочных гранитов. Однако включение последнего комплекса пород в состав массива дискуссионно. По мнению А.А. Кухаренко (1967), подтвержденному наблюдениями автора, эти породы принадлежат к формации щелочных гранитов субплатформенного этапа (Батиева, 1976), широко проявленной на территории Кольского полуострова. Поэтому под массивом Гремяха-Вырмес в дальнейшем изложении будут пониматься только два первых «комплекса» А.А. Полканова суммарной площадью около 60 км<sup>2</sup>. Автор имел возможность ознакомиться с массивом в 1969 г.

Породы первого «комплекса» (90% площади массива) образуют линзообразное тело, вытянутое в меридиональном направлении, с падением расслоенности на запад-юго-запад под углами 40-60°.

Вдоль лежачего бока интрузии в контакте с архейскими гнейсами повсюду отмечается полоса эндоконтактных габброидов мощно-

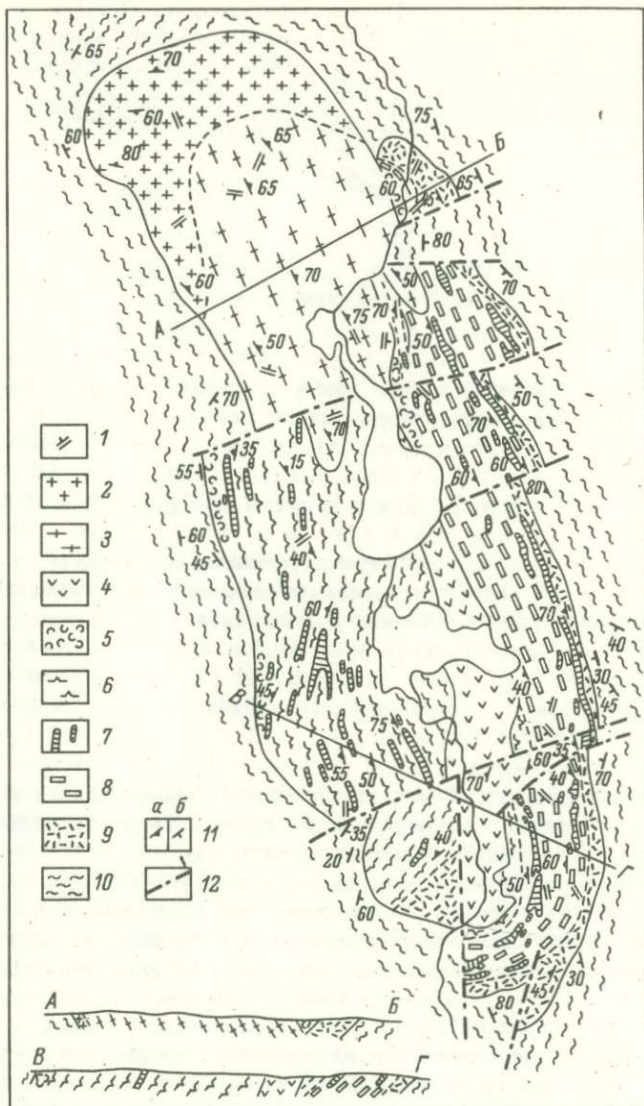


Рис. 24. Схема геологического строения интрузии Гремяха-Вырмес. По А.А. Полканову и др. (1967) с использованием материалов А.Г. Булаха и добавлениями автора.

1 - жильные и дайковые породы; 2 - щелочные граниты; 3 - щелочные граносиениты; 4 - нефелиновые сиениты; 5 - ильменит-апатитовые габбро; 6 - щелочные габбро, пуласкиты, акериты; 7 - перидотиты, пироксениты, оливиниты; 8 - габбро, габбро-анортонизиты; 9 - эндоконтактные габбро и габбро-нориты; 10 - вмещающие образования кольской серии; 11 - элементы залегания (а - расслоенность, б - сланцеватость); 12 - тектонические нарушения.

стью от нескольких десятков метров до 600 м (рис. 24). Внешняя часть этой полосы образована мелкозернистыми габбро и габбро-норитами, которые снизу вверх постепенно сменяются крупно- и гигантозернистыми разновидностями. Между мелко- и крупнозернистыми породами часто наблюдаются прослои оруденелых габбро и оливиновых габбро с обильной вкрапленностью титаномагнетита, а также отдельные прослои пироксенитов и троктолитов.

Выше эндоконтактной зоны развита расслоенная серия, образованная ритмичным чередованием оливинитов, перидотитов (верлитов), пироксенитов (диаллагитов), оливиновых габбро, габбро, анортозитов и акеритов, переслаивающихся в указанном порядке. Мощность отдельных прослоев колеблется от нескольких сантиметров до метров и десятков метров. Преобладающей разновидностью пород восточной части массива являются габбро и анортозиты, на долю которых приходится 2/3 разреза этой части интрузии. В нижней части разреза преобладают ультраосновные породы (оливиниты, перидотиты), а в верхней появляются олигоклазовые габбро и акериты с прослоями гортонолитовых перидотитов. Среди габброидов района восточнее оз. Вырмес отмечаются прослои щелочных пород (щелочные пироксениты, мельтейгиты, ийолит-уртиты).

Породы массива имеют типичные кумулятивные структуры. В оливинитах единственным минералом кумулуса является оливин, а интерстициальный материал представлен пироксеном, плагиоклазом, керсутитом и титаномагнетитом (+ пирротин). В перидотитах помимо оливина к минералам кумулуса относится титан-авгит, а интеркумулус образован плагиоклазом, керсутитом, апатитом и рудным минералом. Плагиоклаз (№ 40-56) в качестве минерала кумулуса впервые появляется только в оливиновых габбро. В этих породах содержится максимальное количество кумулузных фаз (4), а в дальнейшем их количество уменьшается до трех (плагиоклаз, титан-авгит и апатит) в габбро и до одного-двух в габбро-анортозитах (плагиоклаз № 40-50 ± апатит). Интерстициальный материал в последнем случае представлен клинопироксеном, керсутитом и титаномагнетитом. В акеритах минералами кумулуса являются титан-авгит, антипертитовый олигоклаз (№ 12-22), титаномагнетит, апатит и иногда оливин ряда гортонолита. Интерстициальный материал представлен ортоклазом и керсутитом. Промежуточную разновидность между акеритами и габброидами представляют собой олигоклазовые габбро (плагиоклаз № 20-22, редко до № 38).

Существенной особенностью оливинсодержащих пород ультраосновного и основного состава является появление пироксен-шпинелевых венцовых структур вдоль контакта оливина и плагиоклаза, что, как указывалось выше, свидетельствует о формировании массива при давлении выше 6 кбар.

В западной части массива сохраняется ритмичный характер переслаивания тех же разновидностей пород, к которым добавляются пуласкиты (кумулус - ортоклаз, плагиоклаз № 8-12, эгирин-диопсид, титаномагнетит; интеркумулус - апатит, биотит, щелочной

амфибол, иногда нефелин). Преобладающей разновидностью пород здесь являются олигоклазовые габброиды и акериты, ультрабазиты (гортонолиты, перидотиты, пироксениты) составляют около 4% общего объема и приурочены к всяческому боку интрузии. Для пород характерны низкая основность плагиоклаза (обычно олигоклаза) и высокая железистость темноцветных минералов. В всячем боку интрузии, по данным Г.И. Кавардина (Массив Гремяха-Вырмес..., 1967), устанавливается маломощная зона мелкозернистых эндоконтактовых габброидов.

Общая мощность массива, согласно А.А. Полканову и др., составляет около 5000 м.

Так же как и для расслоенных интрузий, для массива Гремяха-Вырмес характерно закономерное изменение химизма минералов снизу вверх по разрезу массива. Особенно четко эта закономерность прослеживается на примере оливина. Так, по данным Г.И. Кавардина, состав оливина снизу вверх по разрезу меняется от  $Fe_{18-30}$  до  $Fe_{55-90}$ , причем это изменение происходит с темпом 4-5%  $FeSiO_3$  на каждые 50 м разреза. Параллельно снижается основность плагиоклаза, который в верхних частях разреза представлен почти исключительно олигоклазом. Характер изменения состава минералов по разрезу в западной части массива специально не изучался, но, судя по единичным наблюдениям автора, железистость оливина здесь возрастает с запада на восток.

Щелочные породы локализованы главным образом в центральной части массива, образуя, по мнению предшествующих исследователей, самостоятельный более поздний "комплекс-плутон" (Массив Гремяха-Вырмес..., 1967; Кухаренко и др., 1971). В современном эрозионном срезе щелочные породы наблюдаются на площади около 5 км<sup>2</sup>. В связи с очень плохой обнаженностью структура этого участка изучена слабо.

Комплекс нефелиновых пород, так же как и предыдущий, характеризуется широким развитием расслоенных текстур. Близ контакта с габброидами устанавливается переслаивание меланократовых акеритов и мельтейгитов - якупирангитов (кумулус - эгирин-диопсид + титаномagnetит + нефелин) и ювитов (нефелин + щелочной полевой шпат). В центральной части серии щелочных пород ритмичная расслоенность характеризуется переслаиванием ийолит-уртитов (кумулус - нефелин ± апатит, интеркумулус - эгирин, щелочной полевой шпат, биотит, щелочной амфибол, кальцит, ильменит) → ювитов и фойяитов (кумулус - нефелин + щелочной полевой шпат) → малиньитов (нефелин + полевой шпат + эгирин, интеркумулус - щелочной амфибол, биотит, сфен, альбит, кальцит, апатит). Редкими разновидностями пород здесь являются эгириниты, щелочные сиениты и их гастингситовые и меланитовые разновидности.

Следует сказать, что прямые геологические доказательства самостоятельной фазы внедрения щелочных пород отсутствуют. Приводимые данные - отличные от главного тела элементы залегания и наличие двух щелочных пород среди акеритов - в условиях пло-

хой обнаженности не могут служить для этого достаточным основанием, тем более при наличии переходных разновидностей пород и зон совместного переслаивания. Искажения первичной ориентировки расслоенности, как было показано выше, могут быть связаны с оползанием осадка кристаллов, с „магматической трансгрессией“, с более поздними блоковыми, подвижками и т.д., так что вопрос о выделении щелочных пород в самостоятельную фазу внедрения не может считаться решенным. Более того, имеющиеся данные скорее указывают на то, что щелочные породы являются конечным членом серии перидотитов – акеритов и образовались в результате фракционной кристаллизации одного и того же расплава. Подробнее этот вопрос будет обсужден ниже.

С позиций предложенной модели наличие тенденции к снижению температуры формирования пород к „щелочному ядру“ линзовидного массива Гремяха–Вырмес может свидетельствовать о том, что западная часть массива представляет собой его верхнюю краевую группу, а щелочные породы являются наиболее низкотемпературными фракционатами типа „сэндвичева горизонта“ в Скергаардском массиве.

#### Елетьозерская интрузия

Среднепротерозойская Елетьозерская интрузия расположена в Северной Карелии. Она неоднократно изучалась большими коллективами геологов под руководством А.И. Богачева (Геология и петрология..., 1963) и А.А. Кухаренко (Кухаренко и др., 1969, 1971). Нижеследующее описание составлено на основании данных этих исследователей.

Елетьозерский массив (рис. 25) представляет собой эллипсообразное концентрически-зональное тело площадью около 100 км<sup>2</sup>, залегающее среди гранито-гнейсов архея. Развитая вдоль его периферии краевая приконтактная зона имеет ширину 0.4–0.6 км на севере и востоке, достигая 3–4 км на юго-востоке. Внешняя часть зоны образована мелко- и среднезернистыми габбро, габбро-норитами и габбро-диоритами, которые по направлению внутрь массива сменяются крупнозернистыми и пегматоидными габбро, часто содержащими оливин. Они образуют вторую периферическую зону массива. В целом строение этих зон аналогично установленному в массиве Гремяха–Вырмес. Так же как и в последнем, между мелкозернистыми и крупнозернистыми габбро наблюдается горизонт оруденелых пироксенитов. Наибольшего развития он достигает в северной части массива, образуя серповидное тело; в других частях интрузии этот горизонт устанавливается в виде сравнительно мало-мощной будинированной полосы (Геология и петрология..., 1963). В современном эрозионном срезе на долу пород краевой группы падает около 74% всей площади, причем собственно краевой комплекс составляет 36% площади массива.

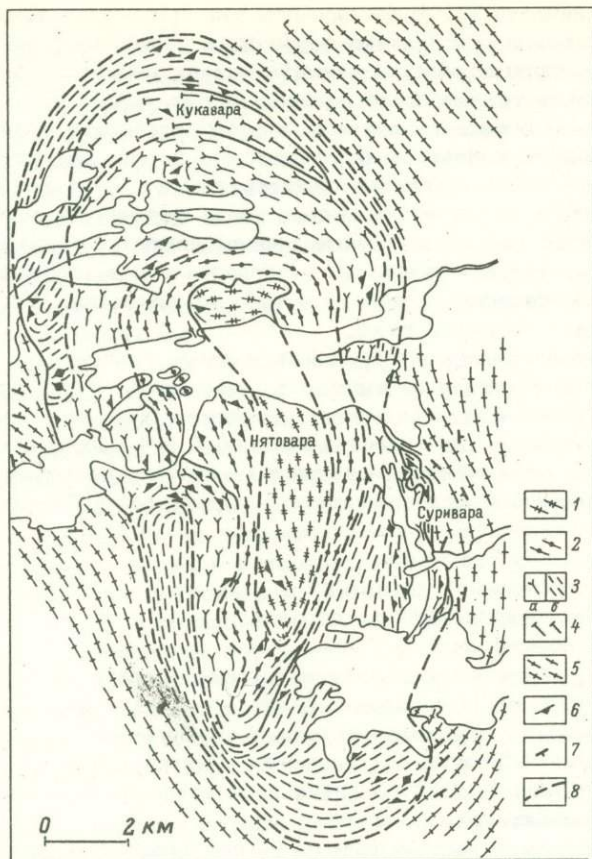


Рис. 25. Схема геологического строения Елетьозерского массива. По А.А. Кухаренко и др., 1969, с упрощениями.

1 - нефелиновые сиениты; 2 - образования расчлененной серии: ортоклазовые габброиды, рудные габброиды, плагиоклазиты, пироксениты, перидотиты; 3 - образования краевой серии: а - оливковые габбро, б - мелкозернистые габбро-нориты, габбро и габбро-диориты; 4 - пироксениты краевой серии; 5 - вмещающие породы; 6 - залегание трахитоидности и расчлененности; 7 - зоны расчленения и милонитизации; 8 - предполагаемые геологические границы.

Внутренние части Елетьозерского массива сложены расслоенными образованиями серии рудного габбро-перидотита — ортоклазового габбро, образующими в плане неправильное кольцо, резко суживающееся к югу. Эта часть массива может рассматриваться в качестве его центральной серии. Здесь развиты перидотиты, рудные габбро, плагиоклазиты (анортозиты) и ортоклазодержащие лейкократовые габбро (аналоги акеритов и пуласкинов Гремяха-Вырмес). Характерной особенностью этих пород является их тонкое ритмичное переслаивание, причем мощность отдельных прослоев варьирует от нескольких сантиметров до нескольких метров. По данным А.А. Кухаренко и др. (1969), характер ритмичности зависит от ее положения в разрезе зоны: для нижних частей разреза отношение мощностей меланократовых (перидотиты, пироксениты) слоев к лейкократовым (габброиды) составляет 1:1 внизу, 1:3 — в средней части и 1:10 или даже 1:20 — вверху. Параллельно доля ультрабазитов в ритмах неуклонно снижается вплоть до их полного исчезновения примерно в средней части разреза. В верхней части зоны габброиды содержат ортоклаз и самые ее верхи образованы чередованием лейкократовых и меланократовых ортоклазовых габброидов.

Интересной особенностью ритмичной расслоенности серии рудного габбро-перидотита является „гравитационно-перевернутый“ характер ритмов. Как видно из рис. 26, а, лейкократовые слои (плагиоклазовые кумулаты) слагают нижние части ритмов, а меланократовые оливин-пироксен-титаномagnetитовые — верхние. При этом в случае формирования автобрекчий лейкократовые прослои ломаются и цементируются меланократовым материалом, который в данном случае, очевидно, является более низкотемпературным. Общая мощность этих образований составляет не менее 1-1,5 км. В современном эрозионном срезе они образуют около 16% всей площади массива.

Согласно А.А. Кухаренко и др. (1969), директивные текстуры в породах этой расслоенной серии нередко дисгармонично сопрягаются с крупнозернистыми габброидами краевой группы. В северной и южной частях наблюдаются довольно крутые центрoклинальные залегания расслоенности, а в северо-западной части, в месте расширения кольцевого тела, — пологие, непостоянные по направлению залегания слоев, нередко осложненные сводо- и флексуобразными изгибами. В целом имеющиеся немногочисленные структурные наблюдения позволяют заключить, что характер соотношений расслоенной серии с краевой группой в Елетьозерском массиве близок к соотношениям в Скергаардской интрузии, только в описываемом случае породы краевой группы количественно преобладают над расслоенной серией.

В восточной части массива (участок Суривары) наблюдается небольшая полоса пород, напоминающих образования расслоенной серии, которые согласно залегают между мелко- и крупнозернистыми габброидами краевой группы. Она образована рядом кулисообразно расположенных крутопадающих тел с прекрасно выражен-

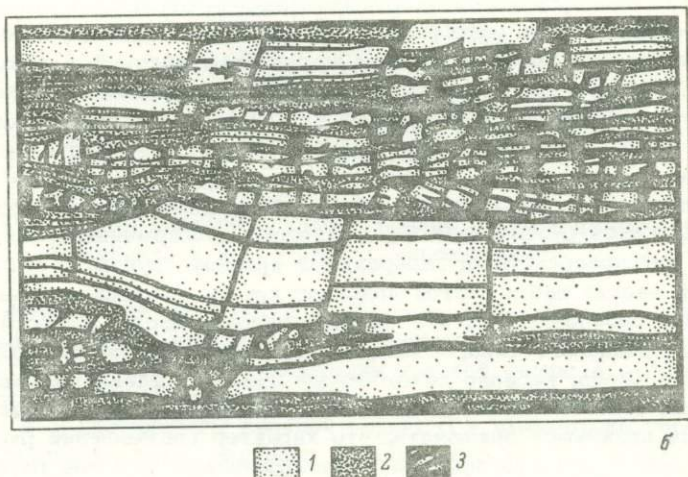


Рис. 26. Ритмичная расслоенность (а) и автобрекчия рудного габбро (б), участок Суриvara (по А.А. Кухаренко и др., 1969).

1 - лейкократовые габбро и плагиоклазиты; 2 - рудные перидотиты; 3 - рудные (ильменит-титаномагнетитовые) слойки и просечки.

ными расслоенными текстурами, однако характер их соотношений с окружающими габброидами пока изучен недостаточно. Не исключено, что эти породы представляют собой фрагмент структуры, аналогичной „полосчатой зоне“ боковой группы пород Скергаарда.

Центральная часть Елетьозерской интрузии площадью около 10 км<sup>2</sup> образована расслоенными щелочными породами — главным образом щелочными и нефелиновыми сиенитами (аналогами ювитов). Этот участок, как и в Гремяхе-Вырмес, обнажен чрезвычайно слабо, и соотношения щелочных пород с основными неизвестны. К самостоятельной фазе щелочные породы отнесены только на основании косвенных данных, в частности находок даек нефелиновых сиенитов среди габброидов, а также несколько иного залегания расслоенности.

Вообще для Елетьозерского массива характерно огромное количество местных осложнений расслоенности, эруптивных брекчий (рис. 26, б), сопровождаемых выклиниванием отдельных горизонтов, перемещением отдельных блоков в пластическом и полупластическом состоянии. Многочисленные примеры таких взаимоотношений приведены в монографиях А.И. Богачева (Геология и петрология..., 1963) и А.А. Кухаренко и др. (1969). Их наличие послужило основанием для выделения многочисленных этапов, фаз и подфаз внедрения интрузии. Однако имеющиеся данные скорее свидетельствуют о том, что строение массива отвечает обычной схеме строения расслоенной интрузии воронкообразной формы, а многочисленные нарушения расслоенности связаны с активной тектонической деятельностью в раме во время его затвердевания, на что впервые было указано А.И. Богачевым.

Породы Елетьозерского массива являются близкими аналогами пород Гремяхи-Вырмес и по этой причине здесь особо не рассматриваются. Как и в случае массива Гремяха-Вырмес, основные и щелочные породы связаны промежуточными разнообразиями, а в петрохимическом и геохимическом отношении представляют собой единую серию. По мнению А.А. Кухаренко и его соавторов (1969), это свидетельствует о генетической общности рассматриваемых образований и об их происхождении в результате кристаллизации расплава, соответствующего щелочному базальту.

### Сиенит-габбровые интрузии

Наиболее широко сиенит-габбровые интрузии распространены в Алтае-Саянской горной области. По данным многочисленных исследователей, они приурочены здесь к внутригеосинклинальным поднятиям и жестким глыбам среди раннекаледонской геосинклинальной области. Массивы представлены дискордантными воронкообразными телами с чашеобразной внутренней структурой, реже — линзообразными телами. Формирование массивов происходило часто в несколько фаз, причем ранние фазы образованы различными габброидами,

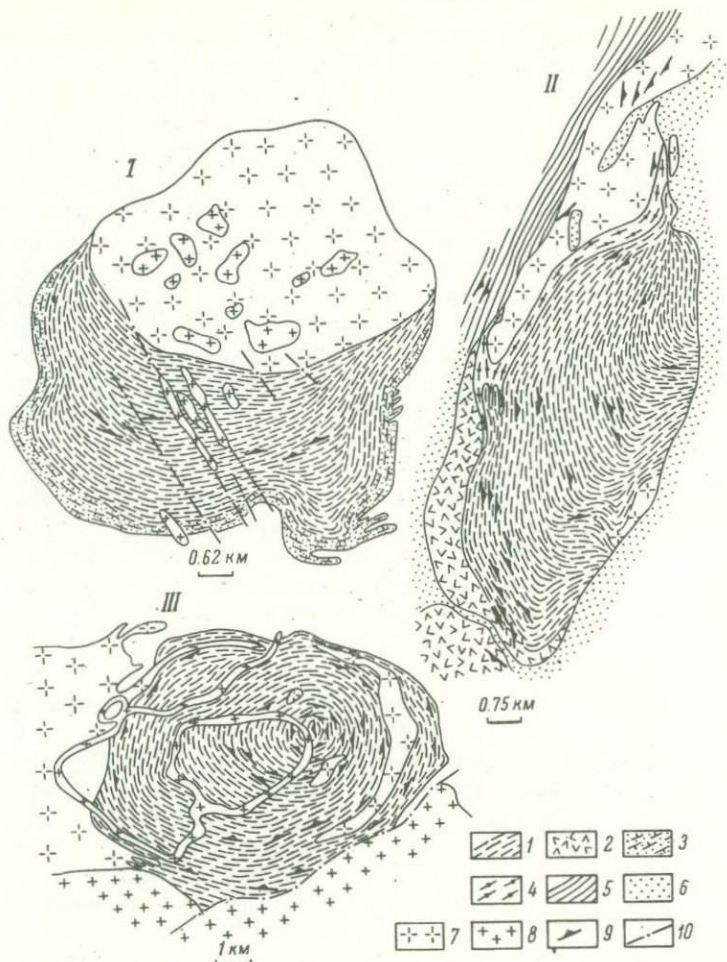


Рис. 27. Схема геологического строения Большекультайгинского (I), Большетаскыльского (II) и Кизирского(III) сиенит-габбровых интрузивов (по Г.В. Полякову и др., 1973).

1 - оливиновые и безоливиновые трахитоидные и полосчатые габбро; 2 - амфиболовые габбро; 3 - эндоконтактовые мелкозернистые габбро; 4 - диориты и плагиосиениты; 5 - плагиоклаз-амфиболовые метасоматиты с линзами сиенитов; 6 - роговики; 7 - сиениты; 8 - граниты; 9 - элементы залегания трахитоидности и расслоенности; 10 - разрывные нарушения.

а поздние – сиенитами. В ряде случаев между этими главными типами пород устанавливаются промежуточные разновидности, что свидетельствует о генетической общности тех и других образований.

### Массив горы Большая Куль-Тайга

По данным О.А. Богатикова (1966) и В.Н. Довгаля (1968), этот массив имеет округлую форму при площади около 40 км<sup>2</sup>. Его южная часть сложена породами основного состава, северная и центральная – щелочными сиенитами и нордмаркитами (рис. 27).

Массив габброидов имеет воронкообразную форму и концентрически-зональное строение: его периферические части сложены мелкозернистыми эндоконтактовыми габбро, пироксенитами и диоритами общей мощностью от 100 до 400–500 м. Далее идет полоса массивных габбро мощностью 0,7–4 км. В них наблюдаются маломощные прослои пироксенитов, а также многочисленные сегрегации и жилья габбро-пегматитов. Центральная часть интрузии образована ритмичным переслаиванием трахитоидных троктолитов, оливинowych габбро с безоливиновыми разновидностями общей мощностью около 500 м. В трахитоидных габбро нередко отмечаются повышенные концентрации ильменита и титаномагнетита, в связи с чем их иногда выделяют как рудные габбро. Самая верхняя сохранившаяся часть массива образована лейкократовыми габбро, обычно без оливина и заметных концентраций рудных минералов, а также диоритами. Судя по имеющимся данным, эти диориты являются аналогами пород, выделяемых в аналогичных массивах Балтийского щита в качестве олигоклазовых габбро.

Как видно из приведенных материалов, интрузия образована двумя сериями пород – краевой, сложенной преимущественно массивными габброидами, и центральной – расслоенной. Характер структурных соотношений между ними специально не изучался. От периферии к центру в пределах краевой группы и снизу вверх по разрезу расслоенной серии устанавливается закономерное изменение состава минералов: уменьшение основности плагиоклаза и магнезиальности пироксена, а также общее увеличение количества кремнезема в породах (Богатиков, 1966).

Безрудные габбро и диориты прорываются щелочными сиенитами и нордмаркитами, образующими штокообразное тело. Сиениты по периферии тела представлены пироксеновыми разновидностями (кумуляс<sup>1</sup> – щелочной полевой шпат ± кислый плагиоклаз ± эгирин-авгит ± ± оливин, интеркумуляс – баркевикит, титаномагнетит, кварц, апатит, циркон). В центральной части штока эти породы сменяются кварцевыми сиенитами и нордмаркитами (отличающимися от сиенитов наличием повышенного количества интерстициального кварца – до

<sup>1</sup> Здесь и далее интерпретация состава пород в кумулятивных терминах выполнена автором по опубликованным данным.

5–10%; обычно совместно с кварцем отмечается щелочной амфибол ряда рибеккита). Среди сиенитов встречаются также тенсбергиты, состоящие практически из одного щелочного полевого шпата.

В южной приконтактной части массива была отмечена дайка нефелиновых сиенитов мощностью 100–200 м (Богатиков, 1966).

### Кизирский массив

Кизирский массив (Богатиков, 1966; Дифференцированные . . . , 1974) в современном эрозионном срезе имеет почти правильную овальную форму. Его площадь около 70 км<sup>2</sup> (рис. 27). Он прорывает метаморфизованные раннекембрийские образования, которые в виде ксенолитов насыщают его краевые зоны. Южная часть массива прорвана гранитами. В пределах массива отмечаются два штокообразных тела сиенитов в центре и серпообразное в плане – в восточной части плутона. Это тело залегает согласно с слоистостью в плутоне, и трахитоидность в нем ориентирована так же, как и во вмещающих габброидах.

Массив имеет чашеобразную внутреннюю структуру, причем слоистость в центральной части интрузива залегает горизонтально (Дифференцированные габбровые интрузии . . . , 1974). В вертикальном разрезе массив расчленяется на три серии, или мегаритма. Породы нижней серии образуют внешнее кольцо массива. Преобладающей разновидностью здесь является мезократовое габбро, в зоне эндоконтакта обогащенное биотитом и характеризующееся пониженной основностью плагиоклаза.

Породы средней серии в целом лейкократовые и отличаются ярко выраженной слоистостью, характеризующейся ритмичным чередованием анортозитов (кумулус – плагиоклаз), троктолитов (плагиоклаз + оливин), оливиновых габбро (оливин + плагиоклаз + титан-авгит), габбро (плагиоклаз + титан-авгит), иногда верлитов (титан-авгит). Интеркумулус образован коричневой роговой обманкой (керсусутином), коричневым биотитом, ильменитом, титаномагнетитом. В средней-верхней части разреза серии отмечаются прослойки сравнительно меланократовых оливиновых габбро и рудных пироксенитов (казанскитов), в которых титаномагнетит и апатит встречаются уже в качестве минералов кумулуса. Однако наиболее характерны эти породы для верхней зоны мощностью около 1 км, сложенной преимущественно мезо-меланократовыми разновидностями пород, среди которых иногда отмечаются и рудные перидотиты.

Снизу вверх по разрезу средней и верхней серий довольно четко намечается тенденция к уменьшению основности плагиоклаза – от  $An_{60-65}$  до  $An_{35-40}$  и повышению железистости темноцветных минералов, в частности оливина – от  $Fe_{30}$  до  $Fe_{60}$  (Дифференцированные габбровые интрузии . . . , 1974). В целом нижняя зона по особенностям своего строения приближается к краевой серии, а средняя и верхняя близки к центральной серии.

Характер взаимоотношений щелочных и основных пород двойственный. С одной стороны, нередко отмечаются секущие контакты между сиенитами и габброидами. Наряду с этим наблюдаются и совершенно согласные контакты, как например нижний контакт линзовидного тела, прослеженный на 1.5 км. Здесь между габброидами и сиенитами наблюдается переходная зона, сложенная олигоклазовыми габброидами. Породообразующие минералы при переходе от габбро к сиенитам закономерно меняются по составу, причем парагенезис пород остается прежним (оливин, клинопироксен, полевой шпат-анортклаз, титаномагнетит, апатит, амфибол). Эти данные, по мнению Г.В. Полякова и др. (Дифференцированные габбровые интрузии . . . , 1974), свидетельствуют о генетическом родстве габброидов и сиенитов.

Аналогичные соотношения между габброидами и сиенитами были установлены А.П. Кривенко (1973) в массиве Большой Таскыл. В этом массиве площадью около 40 км<sup>2</sup> сиениты, среди которых отмечаются и нефелиновые разновидности, расположены у северо-западной периферии плутона. Они путем закономерного переслаивания с андезиновыми и олигоклазовыми габбро (кумуляс - плагиоклаз + титан-авгит + апатит + титаномагнетит ± оливин-гортонолит) сменяются габброидами. Так же как и в Кизирском массиве, здесь состав главных породообразующих минералов (полевых шпатов, пироксенов, оливина) закономерно меняется при переходе от габбро к сиенитам, образуя единые непрерывные ряды. Такие наблюдения, наряду с тем что сиениты и габбро слагают единое в структурном отношении тело, позволили А.П. Кривенко (1973) также прийти к выводу о том, что все разнообразие пород плутона произошло при дифференциации единого магматического расплава.

В целом, подводя итог характеристике указанных массивов основных-щелочных пород Алтае-Саянской области, необходимо отметить их сходство с щелочно-габбровыми массивами Балтийского щита, на что впервые обратили внимание Н.Ф. Шинкарев (1967) и В.Н. Довгаль (1968). Отличие заключается главным образом в более высокой степени дифференциации щелочно-габбровых массивов, где широко представлены крайние разновидности пород - оливиниты, с одной стороны, и нефелиновые сиениты - с другой, редкие в массивах Алтае-Саянской области.

### И н т р у з и и щ е л о ч н ы х п о р о д

Эти интрузии представлены двумя главными разновидностями: 1) существенно натрового (нефелиновых сиенитов) и 2) существенно калиевого ряда (псевдолейцитовых сиенитов). Как те, так и другие встречаются преимущественно в пределах активизированных зон кратонов. Из них лучше всего изучены расслоенные интрузии нефелиновых сиенитов, к числу которых относятся такие широко известные массивы, как Хибинский и Ловозерский на Кольском полуострове, Илимауссак в Гренландии и т.д. Этот тип интрузий будет рас-

смотрен на примере Ловозерского массива, геологическое строение и петрология которого исследованы сейчас наиболее полно. Интрузии псевдолейцитовых сиенитов, например Сынырский массив в Северном Прибайкалье (Андреев, 1965; Геологическое строение . . ., 1969), в настоящее время изучены недостаточно и поэтому здесь не рассматриваются.

### Ловозерский массив

Среднепалеозойский Ловозерский массив расположен в центральной части Кольского полуострова. Этот массив известен еще со времен В. Рамсея (Ramsay, Häckmann, 1894), проводшего его первые геологические и петрологические исследования. Дальнейшее его изучение связано с именами А.Е. Ферсмана (1931), Н.А. Елисеева и Э.Е. Федорова (1953), К.А. Власова и его сотрудников (1959), В.И. Герасимовского и сотрудников (1966), А.Л. Косого (1965), И.В. Буссен и А.С. Сахарова (1967, 1972), Л.Н. Когарко (1977) и мн. др.

В плане Ловозерский массив имеет форму трапеции, несколько вытянутой в субширотном направлении. Его площадь составляет около 600 км<sup>2</sup>. Массив прорывает гнейсы кольской серии архея. Осадочно-вулканогенные породы ловозерской свиты ( $D_2 - C_1$ ) образуют ксенолиты в щелочном массиве и остатки кровли на его периферии. Поверхности контакта с гнейсами вначале падают к центру интрузии под углами 60–80°, а на глубине 1 км вышоложиваются, сохраняя центроклинальное падение (Буссен, Сахаров, 1972). По геофизическим данным, щелочные породы продолжаются на глубину свыше 8 км. Таким образом, форму интрузии можно определить как воронкообразную. Вдоль контактов с гнейсами и палеозойскими образованиями повсеместно устанавливается фенитизация пород, свидетельствующая о контактовом воздействии интрузии. В эндоконтакте повсеместно наблюдаются зоны эруптивных брекчий, где обломки вмещающих гнейсов или образований ловозерской свиты цементируются щелочными породами.

Н.А. Елисеевым и Э.Е. Федоровым (1958) было показано, что массив образован тремя группами пород („комплекс-плутонов“): 1) пойкилитовых и порфиридных нефелиновых сиенитов, 2) „дифференцированный“ комплекс и 3) эвдиалитовых луавритов, последовательно сменяющих друг друга от периферии к центру. Впоследствии Н.В. Буссен и А.С. Сахаров (1967, 1972) увеличили количество фаз до шести. Однако при этом породы первой группы наблюдаются только в виде ксенолитов и их включение в состав массива дискуссионно, а породы пятой и шестой групп образуют дайковый комплекс. Поэтому нам представляется целесообразным вернуться к первоначальному расчленению массива, предложенному Н.А. Елисеевым и Э.Е. Федоровым.

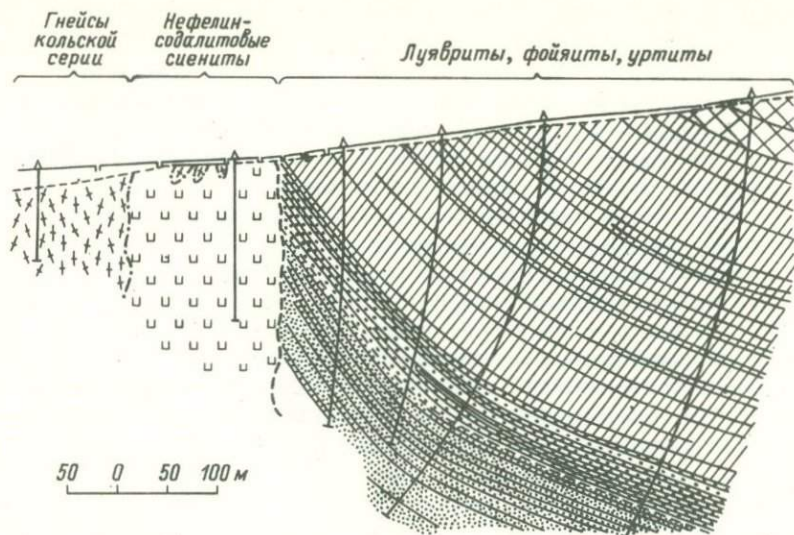


Рис. 28. Строение эндоконтактной зоны Ловозерского массива. По И.В. Буссен и А.С. Сахарову (1972), с упрощениями.

Породы первой группы (фазы) – пойкилитовых и порфировидных нефелино-содалитовых сиенитов – занимают около 10% площади массива, главным образом в его приконтактной зоне.

Расслоенность в породах выражена слабо, в целом параллельна контактам, благодаря чему эта часть массива иногда рассматривается в качестве кольцевой интрузии (Кухаренко и др., 1971). Главной разновидностью пород являются пойкилитовые нефелин-содалитовые сиениты. Мелкозернистые и порфировидные их разновидности обычно тяготеют к зоне эндоконтакта. В подчиненном количестве встречаются прослойки луавритов, фойяитов, а также ювитов и уртитов.

Судя по петрографическим описаниям, минералами кумулуса пойкилитовых сиенитов являются нефелин, титаномagnetит и апатит. Вопрос о содалите остается открытым, так как в большинстве случаев он является вторичным минералом, замещающий нефелин. Главный минерал интеркумулуса – каликатровый полевой шпат (микроклин-изопертит), образующий ойкокристаллы различного размера. В подчиненном количестве отмечаются эгирин, биотит, лампрофиллит, канкринит, сфен, титаномagnetит, ильменит. Из других разновидностей пород выделяются щелочные сиениты (кумулус – каликатровый полевой шпат, интеркумулус – апатит, эгирин, альбит, биотит, ильменит) и редко – эгириниты (кумулус – эгирин), фойяиты (кумулус – нефелин + каликатровый полевой шпат) и ийолиты (кумулус – нефелин + эгирин).

Ловозерский массив образован главным образом породами второй группы (фазы) – дифференцированным комплексом уртитов-фойяитов-луавритов. Вдоль контактов с образованиями пред-

шествующей фазы устанавливается зона эруптивных брекчий. Поверхность контакта располагается несогласно относительно слоев предшествующей фазы, и расслоенность второй фазы причленяется к ней под некоторым углом (рис. 28), напоминая соотношения краевой боковой группы и расслоенной серии в Скергаардском массиве.

Наиболее характерной особенностью рассматриваемой группы пород является прекрасно выраженная первичная расслоенность, в связи с чем эта часть массива может быть названа расслоенной серией. Слои залегают очень полого, и только у внешних контактов угол падения несколько возрастает (рис. 26). Мощность отдельных слоев варьирует от нескольких сантиметров до метров, мощность ритмов составляет десятки сантиметров—первые метры. Для комплекса весьма характерен устойчивый тип разреза, причем даже маломощные прослои прослеживаются на десятки километров без видимого изменения толщины и текстурных особенностей. Только в зоне контакта наблюдается отчетливое изменение мощности слоев, приводящее к их выклиниванию. Ввиду воронкообразной формы массива, общая мощность пород второй фазы неизвестна, но по данным буровых скважин составляет не менее 2200 м.

На протяжении всего этого огромного разреза расслоенность носит трехчленный ритмичный характер. Согласно Л.Н. Когарко и В.П. Волкову (1963), А.Л. Косому (1965) и др., в пределах ритмов снизу вверх наблюдается чередование уртитов, фойяитов и луавритов; границы между ритмами резкие, внутри ритмов обычно наблюдаются постепенные переходы.<sup>1</sup> В нижних частях разреза ритмичной толщии в ритмах наблюдается преобладание уртитов, часто с выпадением верхних, луавритовых, членов; в средней части разреза все три члена развиты примерно одинаково, а верхней — мощности уртитов редуцируются и начинают преобладать луавриты (Косой, 1965; Буссен, Сахаров, 1972). Как было показано выше, такой характер разреза ритмичной толщии (с преобладанием нижних членов ритмов внизу разреза и, наоборот, верхних — вверху) является обычным для расслоенных интрузий и свидетельствует о том, что формирование Ловозерского массива контролировалось теми же закономерностями, что и плутонов иного состава.

Главным минералом кумулуса в уртитах является нефелин. В фойяитах к нему добавляется калинатровый полевой шпат, а в луавритах кумулус представляет нефелином, полевым шпатом и эгирином. Кумулятивный апатит присутствует, обычно в небольшом количестве, во всех разновидностях пород. Остальные минералы (содалит, альбит, эвдиалит, канкринит, лампрофиллит, ильменит, карбонаты, сульфиды и т.д.) образуют интерстициальное выполнение, и хотя их количество может варьировать в довольно широких пределах, это не меняет главной характеристики пород.

---

<sup>1</sup> По мнению И.В. Буссен и А.С. Сахарова (1972), разрез ритмов начинается с луавритов и заканчивается урритами, однако никаких аргументов в пользу этой точки зрения не приводится.

Ввиду того что в урритах нередко присутствуют ойокрсталлы полевого шпата и эгирина, а в фойяитах — эгирина, часто выделяются промежуточные разновидности пород типа ийолит-уррита, луаврит-ювита, ийолит-фойяита, малинита (меланократовый луаврит) и т.д. В подчиненном количестве в качестве малосущественных прослоев и линз наблюдаются щелочные сиениты (кумуляс — калинастровый полевой шпат), ийолиты (нефелин + эгирин), эгириниты (эгирин), сфениты (сфен) и т.д. Свообразной особенностью пород, которая будет обсуждена ниже, является закономерное изменение текстур от массивной в урритах и фойяитах к трахитоидной в луавритах.

Породы третьей группы (фазы) образуют грубопластинообразное слабонерасслоенное тело в верхней части массива, напоминая в плане букву С. Поверхность контакта этих пород с подстилающими их образованиями расслоенной серии очень неровная, но в общем наклонена внутрь массива. Согласно И.В. Буссен и А.С. Сахарову (1967), в вертикальном разрезе форму тела можно уподобить плоской воронке, клинообразно углубляющейся в породы расслоенной серии. Вдоль контакта этих структурных единиц часто наблюдается срезание текстур расслоенной серии эвдиалитовыми луавритами и появление зон эруптивных брекчий. В зоне контакта широким развитием пользуются жило- и пластообразные тела мурманитовых порфиридных луавритов и щелочных пегматитов, секущих как те, так и другие породы. Область, внутри которой наблюдаются ксенолиты луавритов-фойяитов-уртитов среди пород III фазы, названа И.Н. Буссен и А.С. Сахаровым „ареалом прорыва“. Участок клинообразного погружения эвдиалитовых луавритов в образования расслоенной серии рассматривается ими в качестве подводного канала.

Преобладающей разновидностью пород III фазы являются эвдиалитовые луавриты (кумуляс — нефелин, полевой шпат, эгирин, эвдиалит), в которых в качестве сравнительно маломощных (1–5 м против 30–40 м) прослоев отмечаются эвдиалитовые фойяиты, ийолиты и какорткиты (луавриты, обогащенные эвдиалитом). Снизу вверх по разрезу породы начинают обогащаться нефелином, в них исчезает эвдиалит, появляется апатит. Мощность пород третьей фазы оценивается 600–800 м.

А.Л. Косой (1965) изучил состав нефелина и полевого шпата по разрезу интрузива. Он показал, что в породах второй фазы максимальные содержания в нефелине уртитов кальсилитового компонента (до 21%) и минимальные избыточного кремнезема (до 2%) приурочены к нижним частям разреза. Как известно, эти характеристики нефелина в значительной мере зависят от температуры его формирования и поэтому позволяют установить наличие или отсутствие скрытой расслоенности в массиве. Вверх по разрезу содержание кальсилита уменьшается до 16%, а избыточного кремнезема увеличивается до 7%. Содержание альбитового компонента в калиевом полево-м шпате уртитов увеличивается снизу вверх от 20–25% до 40–50%. Следовательно, наиболее высокотемпературные нефелины и полевые шпаты находятся в нижней части интрузии.

В полево-м шпате фойяитов минимальное содержание альбита также характерно для нижней части разреза (30% на глубине 1400 м),

в средней и верхней частях оно близко к 45%. Данных по составу нефелина в фойяитах недостаточно.

В нефелине люавритов рассматриваемого комплекса максимальное содержание кальсилита и минимальное избыточного кремнезема (19 и 6% соответственно) устанавливается на глубине 700–800 м. Вверх и вниз от этого уровня содержание кальсилита понижается, а избыточного кремнезема – повышается (до 13 и 9% соответственно на глубине 1200–1400 м). Минимальное содержание альбитового компонента (менее 40%) и максимальное содержание бария (0,15%) в полевом шпате люавритов приурочены к тому же уровню. Следовательно, в этих породах высокотемпературные нефелин и полевой шпат находятся не в самой нижней части разреза. Причины этого пока неясны и требуют дальнейшего изучения.

В разрезе третьей фазы максимальные содержания кальсилитового кремнезема в нефелине (21 и 2%) и альбита в полевом шпате (20%) устанавливаются в крупнозернистых массивных люавритах верхней части разреза. Снизу вверх содержания этих компонентов постепенно изменяются соответственно до 15 и 7% в нефелине и 50% в полевом шпате. Следовательно, наиболее высокотемпературные минералы пород третьей фазы фиксируются в прикровлевой части интрузии с постепенным понижением температуры их формирования сверху вниз по разрезу комплекса. Эта картина в целом аналогична наблюдавшейся в верхней краевой зоне Скергаардского массива. Это подтверждается также широким развитием низкотемпературных дериватов типа мурманитовых люавритов и щелочных пегматитов в зоне контакта с образованиями расслоенной серии.

Таким образом, Ловозерский массив представляет собой систему из трех расслоенных тел. Согласно общепринятым представлениям, они рассматриваются в качестве трех самостоятельных интрузивных фаз. Но при такой трактовке остаются неясными причины автономного по отношению к контактам строения образований „II фазы“, появления в них ритмичной расслоенности с агпайтовым порядком смены пород и наблюдаемым характером скрытой расслоенности. В равной степени неясны причины обратно направленной скрытой расслоенности в породах кровли, выделяемых в качестве „III фазы“. Более корректно строение массива может быть охарактеризовано с позиций предложенной модели. В этом случае образования „I фазы“ отвечают особенностям боковой краевой группы „III фазы“ – верхней краевой группы, а „II фазы“ – центральной, или расслоенной, серии. В результате Ловозерский массив может рассматриваться в качестве классического примера крупной однофазной интрузии щелочных пород.

## Выводы

Обобщение имеющегося материала по расслоенным интрузиям разного вещественного состава и геологического положения позволяет прийти к выводу о том, что явление первичной магматической рас-

слосности весьма широко распространено в природе. При этом особую важность имеет тот факт, что независимо от состава пород все интрузивы характеризуются однотипным строением, главными элементами которого являются конформные с контактами краевые серии, эволюционирующие от краев вовнутрь, и автономные по отношению к контактам центральные серии, эволюционирующие снизу вверх. Такая схема была впервые установлена Л. Уэйджером и Г. Диром (Wager, Deer, 1939) для Скергаардской интрузии и, по-видимому, в настоящее время может быть распространена на большинство типов расслоенных плутонов. Это обстоятельство имеет большое значение не только для систематизации накопленного к настоящему времени огромного эмпирического материала, но и послужить основой для собственно петрологических исследований интрузивов. Это тем более важно, что в реальных интрузивах, мощность которых обычно превышает несколько километров, непосредственному наблюдению доступен лишь случайный срез массива, где структурные элементы представлены лишь своими фрагментами. В результате они обычно интерпретируются как итог пространственного совмещения продуктов кристаллизации самостоятельных порций расплава, последовательно поступавших из гипотетического глубинного очага, а сами интрузивы рассматриваются в качестве многофазных. При этом преувеличенное значение придается эруптивным брекчиям (автобрекчиям), которым приписывается роль главного свидетельства разновременного внедрения расплава. Вместе с тем детальные исследования показывают, что одни и те же породы могут как переслаиваться друг с другом, так и содержать ксенолиты друг друга, причем участки развития эруптивных автобрекчий встречаются локально и обычно связаны с нарушениями расслоенности (например, в Скергаардском, Мончегорском, Ельтьозерском и других массивах), не оказывая влияния на строение интрузивов в целом. Очевидно, наличие таких брекчий лишь подчеркивает магматическую природу изучаемых объектов и указывает на то, что кристаллизация интрузий происходила не в идеальной жесткой среде, а в реальных условиях подвижных областей, где тектонические движения не прекращаются с внедрением магматического расплава.

Удивительное сходство в морфологии и общих закономерностях эволюции пород в пределах краевых и центральных участков массивов разного вещественного состава заставляет по-новому взглянуть на их природу: возможной увязки с процессами затвердевания расплава в условиях крупной магматической камеры, согласно предложенной модели. В этом случае имеющиеся в настоящее время фактические данные по внутреннему строению интрузивов разного вещественного состава, несмотря на различие авторских трактовок, полностью согласуются с теоретически ожидаемыми, как на это указывалось при описании ряда конкретных массивов. Строение других интрузивов, в силу ряда объективных и субъективных причин, изучено слабее. Тем не менее и здесь устанавливаются многие важные закономерности, подтверждающие общую картину.

## ЯВЛЕНИЕ ПЕРВИЧНОЙ МАГМАТИЧЕСКОЙ РАССЛОЕННОСТИ

Как уже указывалось, проблема первичной магматической расслоенности до сих пор вызывает острые дискуссии. Для объяснения этого удивительно простого по своей морфологии и общим закономерностям явления привлекаются самые разнообразные гипотезы и предположения. Однако при этом детальные исследования расслоенных пород исчисляются единицами. В данном разделе будут рассмотрены только геологические аспекты расслоенности в плане ее соответствия предложенной модели.

## Ритмичная расслоенность

Несмотря на свое подчиненное значение, ритмичная расслоенность является наиболее интересным элементом строения расслоенных интрузий. Вопрос о природе ритмичности имеет первостепенное значение для понимания механизма формирования интрузивов, и поэтому именно с него следует начать обсуждение явления первичной магматической расслоенности.

Строение ритмов. Как было показано выше, характерной особенностью сравнительно тонкого переслаивания является ритмичное повторение слоев. Каждый ритм имеет двух-трехчленное строение. Границы между ритмами резкие, часто сопровождаются изменением зернистости пород. Внутри ритмов наблюдаются как резкие границы, так и постепенные переходы между слоями.

Вещественный состав ритмично переслаивающихся пород зависит главным образом от состава исходного расплава и может быть различным для разных массивов. В качестве примера ритмичной расслоенности можно привести разрез пачки ритмичного переслаивания из средней зоны Златогорского массива (рис. 21). Здесь пачка ритмично переслаивающихся пород располагается между мощными прослоями дунитов снизу и лейкократовых норитов сверху. Разрез ритмов начинается с дунитов (минералы кумулуса -  $Ol + CrSp$ ). Выше идут троктолиты ( $Ol + Pl + CrSp$ ). Завершается ритм обычными норитами ( $Pl + Opx$ ). Иногда между троктолитами и норитами наблюдаются прослои плагиоклазовых гардбургитов ( $Ol + Pl + Opx$ ). Последняя ассоциация широко развита в верхней части зоны пере-

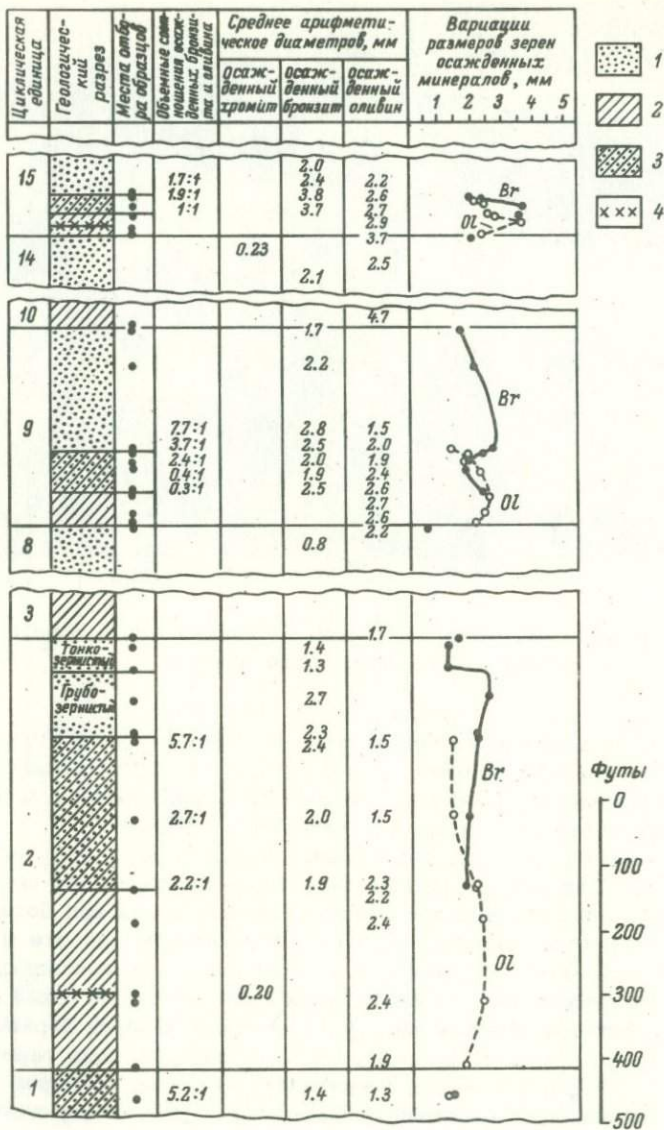


Рис. 29. Ритмичная расслоенность в Ультрамафической зоне Стиллуотерской интрузии. По Э. Джексону (Jackson, 1961).

1 - бронзитит, 2 - пойкилитовый гарцбургит, 3 - гранулярный гарцбургит, 4 - хромитит.

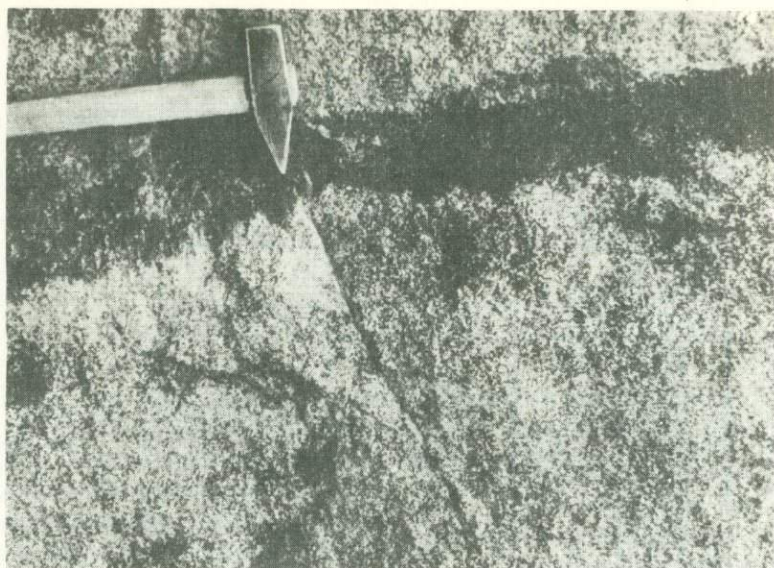
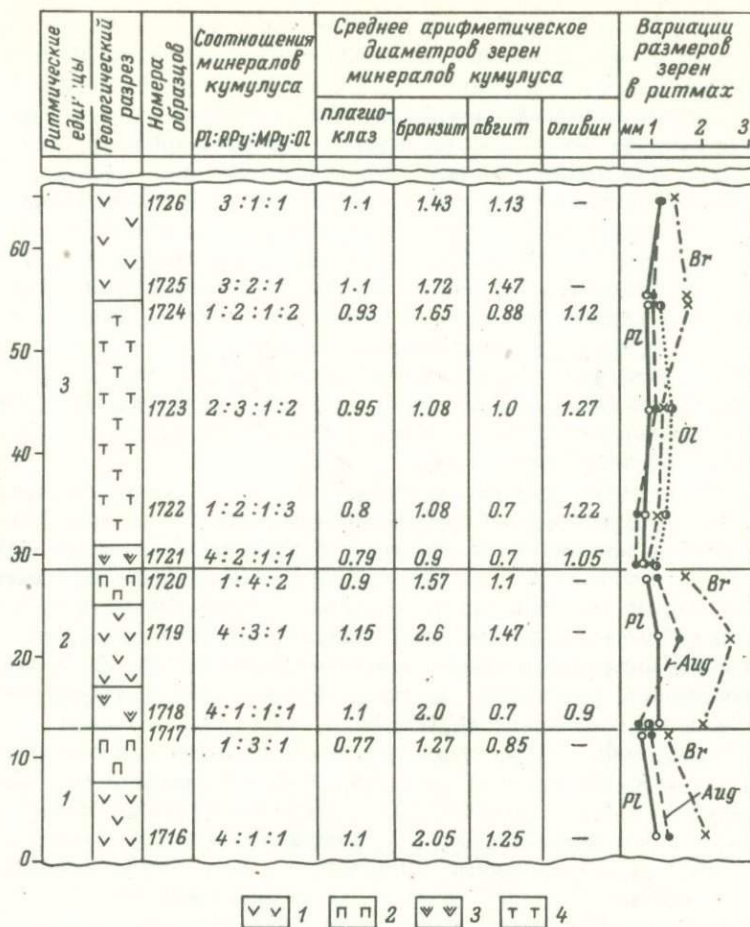


Рис. 30. Деталь строения ритмичной расслоенности в зоне норитов Мончегорского плутона, гора Нью. Фото автора.

славания, но уже в виде лейкократовых оливиновых норитов. Интересно, что породы верхних членов ритмов нередко обладают повышенными содержаниями интерстициального материала и характеризуются появлением сегрегаций и жил микрогаббро.

Как видно из рис. 21, соотношение пород в ритмах не остается постоянным. Для нижних ритмов характерно преобладание высокотемпературных оливинсодержащих ультраосновных пород над более низкотемпературными основными. Затем на некотором участке мощности ритмов заметно сокращаются и основные и ультраосновные породы становятся более или менее равноправными. Еще выше по разрезу начинает сокращаться доля ультраосновных пород в ритмах, и из их разреза начинают выпадать вначале пойкилитовые гарцбургиты (ритмы 5, 8), а затем и троктолиты. С ритма 8 разрез начинается с оливиновых норитов. Лейкократовые нориты верхней части зоны являются мощным (250–300 м) верхним членом последнего ритма. Аналогично дуниты являются мощным нижним членом нижнего ритма и по существу ничем, кроме мощности, не отличаются от прослоев дунитов (пойкилитовых гарцбургитов) зоны переслаивания.

Несколько иной характер ритмичной слоистости устанавливается в массивах перидотитов-пироксенитов-анортоситов-норитов. Так, в Мончегорском плутоне наблюдается переслаивание дунитов или их аналогов – пойкилитовых гарцбургитов – с гранулярными гарцбургитами (минералы ку-



v v 1  
п п 2  
v v 3  
т т 4

Рис. 31. Ритмичное переслаивание пород в пределах зоны габбро-норитов на южном склоне горы Волчья Тундра. Составил автор.

1 - ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовый кумулат; 2 - ортопироксен-клинопироксеновый кумулат; 3 - оливин-плагиоклаз-ортопироксен-клинопироксеновый кумулат, лейкократовый (оливиновый габбро-норит); 4 - такой же кумулат, но меланократовый (плагиоклазовый лерцолит).

мулуса:  $Ol + OPx + CrSp$ ) и бронзититами ( $OPx$ ). Аналогичный характер имеет ритмичная расслоенность в Ультрамафической зоне интрузии Стиллуотер (рис. 29). Так же как и в случае Златогорского массива, в каждой из этих интрузий наблюдается отчетливая эволюция ритмичной расслоенности с преобладанием тугоплавких ассоциаций в нижних ритмах и более легкоплавких — в верхних. Помимо рассмотренной ритмичной расслоенности в Мончегорском плутоне, на горе Нюд, отмечается также переслаивание бронзититов и норитов (рис. 30). Благодаря хорошей обнаженности этого участка, удается наблюдать, что нередко наряду с прямолинейными нижними границами ритмов отмечаются и контакты сложной формы, с зубчатыми выступами в подстилающие породы.

В массиве Главного хребта ритмичная расслоенность развита преимущественно в нижней части разреза, где наблюдается переслаивание оливиновых габбро-норитов и габбро-норитов (рис. 31), а также габбро-норитов и лабрадоритов.

Как видно на приводимых схемах, размер зерен минералов кумулуса не остается постоянным в разреза ритмов — он максимален примерно в нижней трети области распространения данного минерала, уменьшаясь вниз и особенно вверх. Значительно реже размер зерен растет вверх; резко уменьшаясь к концу ритма (рис. 29). Такие наблюдения, по-видимому, свидетельствуют о том, что условия кристаллизации в процессе формирования ритмов не оставались постоянными, а менялись по определенному закону, причем несколько различному для разных минералов.

В интрузиях ультраосновных основных щелочных пород, согласно А.А. Полканову и др. (Массив Гремяха-Вырмес . . . , 1967), для интрузии Гремяха-Вырмес установлено чередование пород в следующей последовательности: оливинит ( $Ol$ ) → верлит ( $Ol + CPx$ ) → пироксенит ( $CPx$ ) → габбро ( $Pl + CPx + Ol$ ) → анортозит ( $Pl$ ) → олигоклазовое габбро, акерит ( $Pl + CPx + TiMgt$ ). Судя по данным А.А. Кухаренко и др. (1969), близкая последовательность (за исключением оливинитов, не характерных для этого массива) устанавливается и в Елетьозерской интрузии. В центральной части массива наблюдается ритмичное переслаивание анортозитов ( $Pl$ ), габбро ( $Pl + CPx + Ol$ ), рудных оливиновых габбро или перидотитов ( $Ol + CPx + TiMgt + Pl$ ), рудных габбро ( $CPx + Pl + TiMgt$ ) и рудных ортоклазовых габбро и эссекситов ( $Pl + Or + CPx + TiMgt$ ), наблюдающихся в верхних частях разреза и, очевидно, представляющих собой аналог лаурвикитов Гремяха-Вырмес. Как уже подчеркивалось, ритмы здесь имеют „гравитационно-перевернутый“ характер (рис. 26).

В пределах щелочных серий пород, судя по наблюдениям в массиве Гремяха-Вырмес, в нижней части разреза, у контакта с габброидами, устанавливается чередование акеритов ( $Pl + CPx + TiMgt$ ), мельтейгитов-якупирангитов ( $Ne + CPx + TiMgt$ ) и ювитов ( $Ne + Or$ ). Для центральных частей наиболее характерно чередование

уртитов (ийолит-уртитов) (Ne)  $\longrightarrow$  ювитов (Ne+Or)  $\longrightarrow$   
 $\longrightarrow$  малиньитов (Ne+Or+Aeg).

В сиенит-габбровых интрузиях (Богатиков, 1966; Кривенко, 1973; Дифференцированные габбровые интрузии . . . , 1974) в нижних частях разреза обычно устанавливается переслаивание лейкократовых пород - троктолитов (Ol+Pl), оливиновых габбро (Ol+Pl+CPx), габбро (Pl+CPx) и анортозитов (Pl). В средних-верхних частях разреза характерно появление пород с титаномagnetитом и апатитом в качестве минералов кумулула, содержание которых иногда достигает рудных концентраций.

В дуни-пироксени-габбро-норито-вых массивах, по данным В.М. Иванова (1971), И.М. Волохова и др. (1968), ритмы имеют двух-трех-четырёхчленный характер. В наиболее полном варианте снизу в них устанавливаются (кумулятивная интерпретация моя, - Е.Ш.): дунит (Ol)  $\longrightarrow$   $\longrightarrow$  перидотит (Ol+CPx+Ol)  $\longrightarrow$  габбро (Pl+CPx+OPx). Характерной особенностью ритмичности, по данным этих исследователей, является закономерное изменение состава главных породообразующих минералов, которые снизу вверх по разрезу ритмов обогащаются низкотемпературными миналами.

В интрузиях щелочных пород лучше всего изучена ритмичная расслоенность в Ловозерском массиве. Как уже указывалось, главный объем этого интрузива сложен породами "II фазы", образованной ритмичным чередованием уртитов (Ne), фойяитов (Ne+Fsp) и люавритов (Ne+Fsp+Aeg). Граница с вышележащими уртитамы вышележащего ритма часто подчеркивается пегматоидными прослоями (Буссен, Сахаров, 1972). Как уже указывалось, в нижних частях ритмичной толщи основную роль играют уртиты: и фойяиты, а в верхней - люавриты, т.е. наблюдается такая же эволюция ритмичной расслоенности, что и в рассмотренных выше массивах.

Таким образом, подводя итог описанию ритмичной расслоенности, необходимо подчеркнуть, что независимо от состава исходного расплава она характеризуется следующими особенностями: 1) чередование пород в ритмах имеет закономерный характер; 2) снизу вверх в разрезе ритмов более высокотемпературные минеральные ассоциации необратимо сменяются более низкотемпературными, в ряде случаев это подчеркивается изменением химического состава минералов; 3) в пределах толщи ритмичного переслаивания нижние ритмы обогащены высокотемпературными членами разреза, а верхние, наоборот, - низкотемпературными.

Механизм формирования ритмичной расслоенности по геологическим данным. Как было показано выше, выделившиеся первыми кристаллы некоторое время сосуществуют с расплавом. В это время важную роль играют гидравлические свойства выделяющихся кристаллов. В зависимости от плотности они будут тонуть, оставаться во взвешенном состоянии или всплывать. Любые течения, существую-

щие в кристаллизующемся расплаве, должны производить сортировку зерен по гидравлическим свойствам. Особый интерес в этом случае представляют породы, состоящие из двух или более минералов кумулуса, различающихся по физическим свойствам.

Для выяснения вопроса о роли движений кристаллизующегося расплава при формировании ритмичной расслоенности, на материале интрузий - Стиллутер (Jackson, 1961), Булка (Орлов, 1975), Бушвелд (McDonald, 1967), Златогорской, Мончегундровской и Гремяхи-Вырмес (Шарков, 1972а) - было проведено изучение гранулометрических характеристик ритмически переслаивающихся пород.

Во всех случаях работа производилась по единой методике, описанной Э. Джексоном (Jackson, 1961) и автором (Шарков, 1972а). Диаметры зерен измерялись под микроскопом при помощи окуляр-микрометра. Полученные данные обрабатывались по универсальному методу квартилей (Рухин, 1969), путем анализа кумулятивной кривой. Коэффициент сортировки ( $S_0$ ), характеризующий степень однообразия зерен по величине, определялся по формуле

$S_0 = \sqrt{Q_3/Q_1}$ <sup>1</sup>, а коэффициент асимметрии ( $S_k$ ), иллюстрирующий симметричность распределения зерен относительно среднего, - по формуле  $S_k = \frac{Q_1 Q_2}{Md}$ . Поправки на эффект срезания зерен

плоскостью шлифа автором вводились по методу, предложенному В.Н. Швановым и А.Б. Марковым (1960), путем умножения первой и третьей квартили на 1.15.

Скорость оседания кристаллов определялась по формуле Стокса

$$V = Kgr^2 \frac{\rho_k - \rho_m}{\eta},$$

где  $g$  - гравитационная постоянная;  $r$  - радиус зерен (в см);  $\rho_k$  - плотность кристалла (в г/см<sup>3</sup>);  $\rho_m$  - плотность магмы (в г/см<sup>3</sup>);  $\eta$  - вязкость магмы (в пуазах);  $V$  - скорость оседания (в см/с);  $K$  - коэффициент, зависящий от формы частиц. Для неправильно-удлиненных округлых зерен, преобладающих в породах, этот коэффициент равен 0.16 (Шванов, 1969).

Плотность исходных расплавов, отвечавших в рассмотренных случаях, базальтам, определялась исходя из плотности зон закалок Златогорской и Мончегорской интрузий (3.02 и 2.96 г/см<sup>3</sup> соответственно) с поправкой на уменьшение плотности при переходе из твердого состояния в жидкое (11-13%, Hess, 1960; Справочник . . ., 1969). Она составляет примерно 2.60 г/см<sup>3</sup>. Плотность

<sup>1</sup>  $Q_1, Q_2$  и  $Q_3$  - первая, вторая и третья квартили соответственно,  $Md$  - медиана.

кристаллов определялась по таблицам У. Дира и др. (1964-1965) исходя из их состава. Вязкость расплава была принята  $1 \cdot 10^3$  пуаз (Shaw e. a., 1968). Правомерность использования формулы Стокса проверялась по формуле Рейнольдса.

Конкретные результаты наблюдений приведены в соответствующих публикациях, а здесь мы остановимся только на главных результатах.

**С о р т и р о в к а з е р е н.** Проведенное изучение показало, что все минералы кумулуса имеют логнормальное распределение размеров зерен. В качестве примеров на рис. 32 приведены диаграммы, иллюстрирующие распределение размеров зерен в породах Мончетундровского массива. Аналогичный характер распределения размеров зерен минералов кумулуса установлен также в интрузии Стиллутер (Jackson, 1961).

Коэффициенты сортировки в изученных породах варьируют от 1.28 до 2.5 и обычно составляют 1.4-1.7. Это свидетельствует о высокой степени однообразия зерен по величине, аналогичной наблюдаемой в таких хорошо отсортированных образованиях осадочного генезиса, как береговые пески (Krumbein, 1938). Коэффициенты сортировки разных минералов кумулуса в одной и той же породе обычно несколько различаются.

Коэффициент асимметрии, характеризующий симметричность распределения зерен относительно среднего, обычно близок к единице (0.76-1.35). Это свидетельствует о почти симметричном распределении размеров зерен, что также характерно для хорошо отсортированных образований.

Таким образом, гранулометрические коэффициенты минералов кумулуса в породах изученных массивов близки к характеристикам хорошо отсортированных пород осадочного генезиса. Однако в случае, когда порода состоит из двух или более минералов кумулуса, замечается существенное различие - сосуществующие минералы кумулуса не являются гидравлически-эквивалентными. Часто более тяжелые минералы имеют и больший размер, т.е. имеет место картина, противоположная той, которая наблюдается в породах, образованных в условиях движущейся среды (Рухин, 1969). Эти данные свидетельствуют о том, что формирование пород происходило при статическом состоянии расплава, так как любые движения магмы неизбежно приводили бы к сортировке зерен по гидравлическим свойствам.

О том, что такая сортировка в случае движений расплава действительно имеет место, свидетельствуют наблюдения над породами с линейной текстурой, имеющими локальное развитие в массивах и связанными с явлениями оползания полужидкого осадка кристаллов по наклонному дну магматической камеры. Нами было изучено два образца из „рудного пласта Сончи“ Мончегорского плутона, где наблюдаются подобные текстуры (рис. 13). Как видно из рис. 32, оливин и бронзит здесь весьма близки по гидравлическим свойствам в отличие от аналогичных пород, но имеющих трахитоидную текстуру. Такая же закономерность была установлена на участках с текстурами оползания и в комплексе Стиллутер (Jackson, 1961).

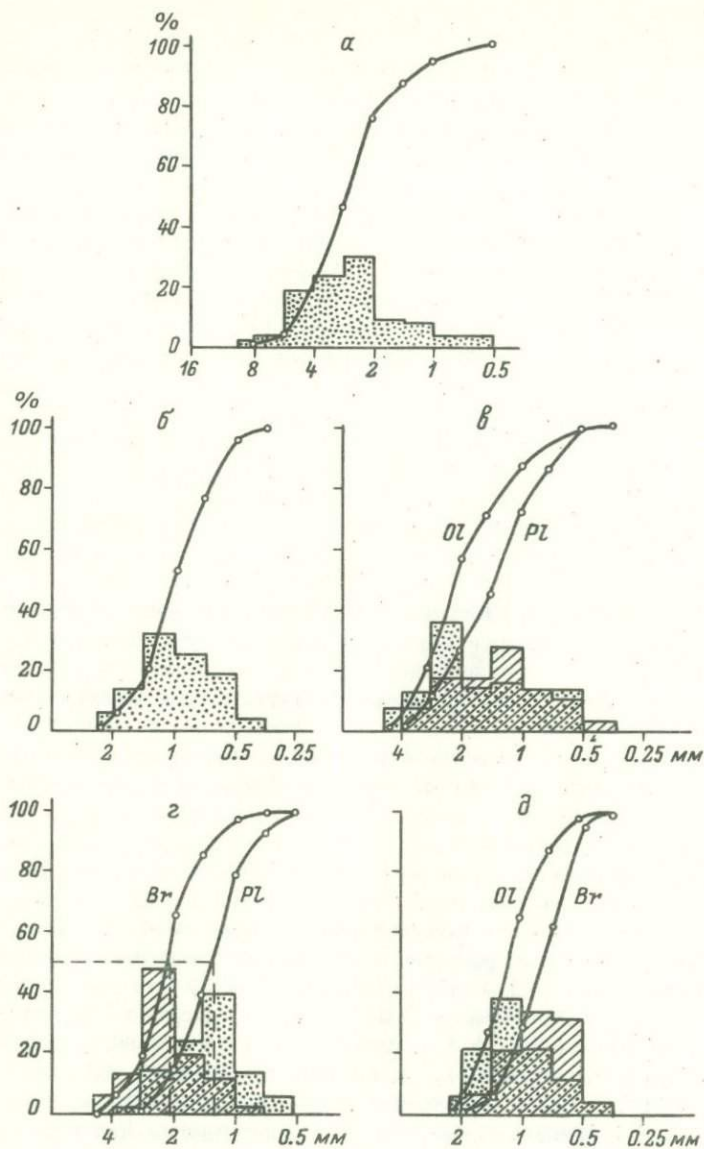


Рис. 32. Распределение размеров минерала кумулуса в различных породах Мончегундровского массива.

*а* - габбро-норит-лабрадориты, обр. 179; *б* - бронзитит, обр. 791/52; *в* - троктолит, обр. 195; *г* - габбро-норит, обр. 508; *д* - гранулярный гарцбургит, обр. 791/595;

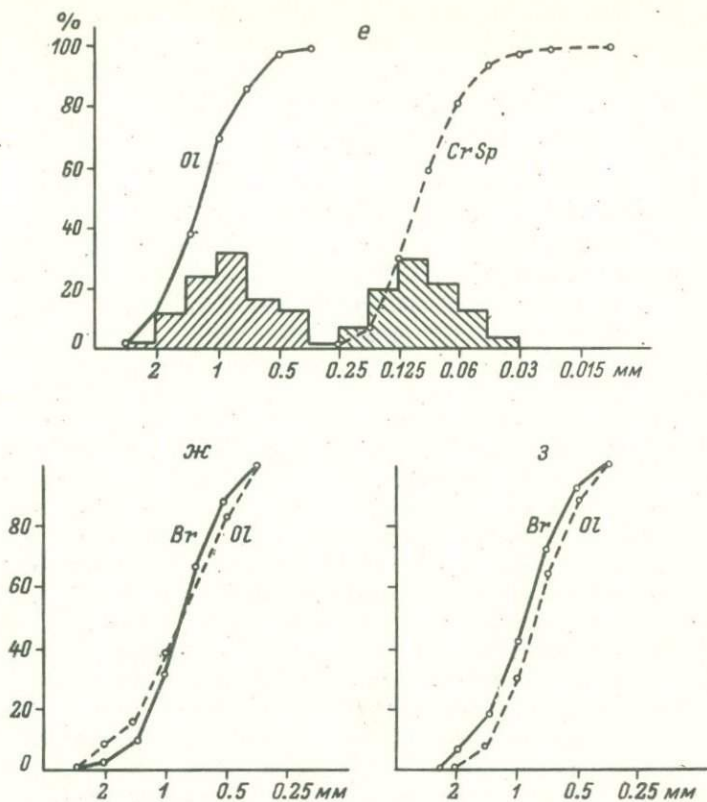


Рис. 32 (продолжение).

е - дунит, обр. 791/712; ж - гранулярный гарцбургит из „рудного пласта Сопчи“, обр. 1772; з - оливиновый бронзитит из цемента эруптивной брекчии в кровле „рудного пласта Сопчи“, обр. 1768.

Для решения вопроса о причинах хорошей сортировки зерен в условиях отсутствия гидравлической эквивалентности сосуществующих минералов кумулуса (при прочих равных условиях) рассмотрим факторы, от которых зависят размеры кристаллов: 1) время пребывания кристалла в расплаве и 2) кристаллохимические свойства минерала (скорость образования зародышей, критический радиус зародышей, скорость роста кристаллов и т.д.). Время пребывания зерна в расплаве определяется расстоянием, пройденным кристаллом от места зарождения до дна магматической камеры, где он перекрывается другими кристаллами и уходит из контакта с главным объемом расплава. В этом случае сравнительно небольшие колебания размеров зерен минералов кумулуса (их равномернозернистость) указывают на то, что кристаллизация в каждый данный момент происходила в

сравнительно маломощной зоне, прилегающей ко дну магматической камеры, так как чем больше мощность зоны кристаллизации, тем больше число вариантов времени пребывания зерен в расплаве и тем больше должна быть выражена неравномерность зернистость. Преобладающий размер зерен каждого минерала в этом случае является главным образом функцией его кристаллохимических свойств в данных условиях. Наличие зоны осаждения, вероятно, сказывается в появлении некоторых различий в гранулометрических характеристиках зерен сосуществующих минералов, о чем говорилось выше. Суммарным следствием этих причин должно быть логнормальное распределение зерен по размеру, которое возникает тогда, когда наблюдаемое значение составляет случайную долю предыдущего значения (Хан, Шапиро, 1969), что и имеет место в реальных породах.

Таким образом, гранулометрические данные свидетельствуют об отсутствии существенных движений расплава по крайней мере в зоне образования и осаждения кристаллов. С этим согласуются и результаты текстурных наблюдений. Как известно, в расслоенных интрузивах преобладают трахитоидные текстуры пород, характеризующиеся плоскостной ориентировкой зерен без существенной ориентировки в плоскости расслоенности. Иными словами, симметрия этих пород описывается наличием только одной оси симметрии первого порядка, что, по закону Кюри, свидетельствует о действии только одной силы в момент формирования породы (Шафрановский, 1968), в данном случае — силы тяжести. Наличие любых магматических токов в зоне кристаллизации немедленно сказалось бы в появлении преимущественных ориентировок кристаллов в плоскости расслоенности. О том, что аналогичные условия кристаллизации существовали в масштабе всей интрузии, свидетельствует удивительная выдержанность слоев по простиранию, также невозможная в условиях движущейся среды.

**Мощность зоны кристаллизации.** Как следует из приведенных материалов, в реальных интрузиях эта зона распадается на две подзоны: нижнюю, сформированную еще не консолидированным осадком кристаллов, и верхнюю, где происходит образование и осаждение кристаллов.

Мощность неконсолидированного осадка кристаллов на дне магматической камеры, судя по наблюдениям над упоминавшимися выше текстурами оползания, составляла десятки сантиметров—первые метры. Например, мощность вовлеченных в оползание пород „рудного пласта Сочи“ в Мончегорском плутоне (Ультрасосновные . . . , 1953) вместе с эруптивными брекчиями подошвы и кровли составляет около 3 м. Такую же цифру в качестве максимальной приводит Г. Хесс (Hess, 1960) для „каши кристаллов“ при затвердевании интрузии Стилуотер.

Однако мощность слоя, через который кристаллы опускаются с момента выделения на фронте начала затвердевания до поверхности осадка кристаллов, по-видимому, была значительно меньше. Как будет показано ниже, каждый слой в интрузиях сложен отнюдь не

случайными минералами, а представляет одну из минеральных ассоциаций, выделяющуюся в процессе фракционной кристаллизации исходного расплава. Вертикальная последовательность слоев отвечает последовательности выделения этих ассоциаций из расплава. Поэтому резкое различие в гидравлических свойствах сосуществующих минералов кумулуса в реальных породах интрузий может свидетельствовать только о незначительности проходимого кристаллами пути, вероятно, составлявшего миллиметры или первые сантиметры. Это подтверждается наличием участков весьма тонкого ритмичного переслаивания, где мощности слоев измеряются несколькими миллиметрами или сантиметрами (например, в уже упоминавшемся „рудном пласте Сопчи“). При более значительных мощностях области оседания ритмичность была бы искажена вследствие различий в гидравлических характеристиках зерен.

С этих позиций отсутствие трахитоидных текстур свидетельствует о том, что выделившиеся кристаллы не тонули в расплаве, а оставались во взвешенном состоянии, приводя к появлению массивных текстур.

Таким образом, как следует из приведенных данных, формирование центральных серий расслоенных интрузий происходило путем продвижения снизу вверх зоны кристаллизации, мощность которой обычно не превышала 3 м. В основном она была сложена неконсолидированным осадком кристаллов. Оседание кристаллов происходило только в самой верхней части зоны, в пределах маломощной области, ограниченной с одной стороны фронтом начала затвердевания, а с другой — поверхностью осадка кристаллов. Наблюдаемая картина в целом отвечает предлагаемой модели. Природа ритмичности будет рассмотрена ниже.

Характер расслоенности в породах краевых серий практически не изучался. Судя по имеющимся немногочисленным данным, особенностью этих пород является значительно повышенное по сравнению с породами центральных серий количество интерстициального материала и практическое отсутствие трахитоидных текстур. Наиболее широко развиты массивные текстуры, как это и следует ожидать для пород, формирующихся путем нарастания твердой корки, когда выделившиеся кристаллы не оседают на дне, а „прилипают“ к движущемуся фронту затвердевания.

## М а к р о р а с с л о е н н о с т ь

Как уже говорилось, ритмичная расслоенность приурочена обычно к контактам мощных однородных слоев или образует самостоятельную тонкорасслоенную пачку. В первом случае подстилающие породы обычно образуют подошву ритмов, а перекрывающие — кровлю, как это устанавливается в Златогорском массиве, Мончегорском плутоне (см. выше) и т.д. Довольно часто, хотя и не всегда, в пределах зон ритмичного переслаивания наблюдается одна или несколько

разновидностей пород, отсутствующих в виде мощных прослоев. Хорошим примером в этом отношении являются „гранулярные“ гарцбургиты в зоне ритмичного переслаивания Мончегорского массива, троктолиты и оливиновые нориты в Златогорском и т.д. Нетрудно видеть, что такие же закономерности устанавливаются и во всех остальных рассмотренных типах интрузий, в том числе нефелиновых сиенитов. Из этого следует, что макрорасслоенность представляет собой как бы развернутый во всем объеме массива ритм — макроритм, осложняемый местами более тонкой ритмичной расслоенностью, которая развивается на участках смены одного макрослоя другим.

Однако в ряде случаев устанавливается, что таких макроритмов в разрезе массивов может быть по крайней мере два. Наиболее ярким примером является Златогорский массив с его нижней и средней зонами, Мончетундровский и Бушвельдский массивы с их „рудным пластом Сопчи“ и „рифом Меренского“ соответственно, Шельтингский массив и т.д.

Во всех этих случаях наблюдается повторение разреза интрузии начиная с какого-то момента, причем предшествующие высокотемпературные части разреза могут повторяться как в полном объеме (Златогорка), так и в миниатюре (Мончетундра, Бушвельд).

Таким образом, как и предыдущий тип расслоенности, макрорасслоенность имеет четко выраженный ритмичный характер, иногда приводящий к появлению макроритмичности в разрезе массивов.

## С к р ы т а я   р а с с л о е н н о с т ь

Как указывалось выше, под этим термином понимается закономерное изменение состава главных породообразующих минералов в поперечном разрезе главных серий интрузий. Из приведенных материалов следует, что всегда, когда этот вопрос изучался, наблюдалось согласованное закономерное увеличение содержания низкотемпературных минералов в твердых растворах всех минералов снизу вверх по разрезу. Даже в тех случаях, когда какой-либо минерал исчезал и затем через некоторое время появлялся вновь, его состав изменялся в той же мере, как если бы он кристаллизовался все это время. Хорошим примером в этом отношении является оливин в разрезе ряда интрузий — Скергаарда, Бушвельда и др. (Hess, 1960; Уэйджер, Браун, 1970, и др.). Такой характер изменения состава минералов указывает на то, что в процессе затвердевания интрузий температура расплава постепенно снижалась снизу вверх и соответственно менялся состав твердых растворов кристаллизующихся фаз.

Следует особо отметить, что явление скрытой расслоенности может иметь ритмичный характер. При этом состав минералов может меняться как в пределах единичных ритмов, так и в масштабах макроритмичности, что хорошо видно на примере Шельтингского массива (рис. 18). Однако чаще состав минералов в пределах единичных ритмов остается постоянным, заметно меняясь лишь в масштабе всей пачки ритмичного переслаивания.

Обращает на себя внимание то, что эволюция интерстициального расплава подчиняется несколько иным закономерностям, чем эволюция главного объема расплава. Например, в случае Мончегорского плутона и многих других массивов состав интерстициального плагиоклаза в гарибургитах и бронзититах более кислый, чем кумулятивный плагиоклаз норитов, хотя первые кристаллизовались при более высокой температуре. Причины этого явления будут обсуждены в гл. 4.

В пределах краевой серии пород, как уже указывалось на примере Скергаардской, Ловозерской, Мончегорской и других интрузий, аналогичное изменения состава минералов устанавливается от боковых ограничений интрузий вовнутрь. При этом в пределах нижней и верхней краевых групп направление изменения состава минералов прямо противоположно основной тенденции в расслоенной серии, т.е. обогащение минералов низкотемпературными компонентами происходит сверху вниз. Разрез боковых краевых групп построен наиболее сложно. Он меняется от низкотемпературных образований эндоконтакта к наиболее высокотемпературным парагенезисам основания „полосчатых групп“, и затем температура формирования пород снижается в сторону контакта с центральными сериями. Судя по наблюдениям в Скергаардском массиве, здесь фиксируются текстуры, свидетельствующие о высокой мобильности кристаллизующегося расплава. В пределах этих участков можно ожидать и локальную сортировку кристаллов по их физическим свойствам в условиях движущейся среды, однако гранулометрические исследования здесь не проводились.

Происхождение некоторых характерных особенностей строения интрузивов с позиций теории затвердевания

В этом разделе будет обсуждена проблема происхождения ритмичной расслоенности и формирования жильных и пегматитовых образований интрузивов.

#### Происхождение ритмичной расслоенности

Происхождение ритмичной расслоенности является краеугольным камнем любой модели расслоенной интрузии. Расшифровке природы этого удивительно простого по своей морфологии явления посвящено большое число разнообразных гипотез, привлекавших для его объяснения самые разные механизмы. Согласно А.А. Ярошевскому (1970), их можно сгруппировать следующим образом: 1) ритмическая кристаллизация, контролируемая диффузионным обменом в жидкости (Власов, 1956; Власов и др., 1959), и сопровождаемая периодическими остановками вследствие выделения скрытой теплоты

кристаллизации (Jackson, 1961) (для объяснения подобных структур гранитоидов аналогичный механизм был предложен М.М. Повилайтис, 1961); 2) ритмическая кристаллизация, связанная с переохлаждением (Полдерваарт, Таубенек, 1963); 3) ритмическая кристаллизация, связанная с периодическим отделением газовой фазы от расплава (Ussing, 1912; Yoder, 1954; Волохов, Иванов, 1968; Иванов, 1971); 4) ритмическая кристаллизация, связанная с различной способностью образования зародышей различных кристаллических фаз, на которую накладываются периодические процессы перемешивания жидкости (Wager, 1959; Уэйджер, Бран, 1970); 5) гравитационное фракционирование твердых фаз одновременно во всем объеме расплава (Coats, 1936); 6) гравитационно-кинетическое фракционирование твердых фаз в текущем расплаве (Полканов, 1928, 1953; Елисеев, 1953, 1967); 7) гравитационное разделение фаз в системе пульсирующих магматических токов (Wager, Deer, 1939; Hess, 1960; Уэйджер, Бран, 1970); 8) повторяющееся послонное внедрение новых порций расплава (Боуэн, 1934; Lombaard, 1935); 9) гипотетическая дифференциация жидкой фазы на глубине и последующее внедрение уже расслоенной магмы (Буссен, Сахаров, 1972); 10) метасоматоз вдоль системы параллельных трещин (Виноградская, 1957; Ефимов, 1963); 11) метаморфизм первично-осадочной толщи (Барт, 1956); 12) магматическое замещение первично-осадочной толщи (Гурулев, 1965).

Критический разбор этих представлений произведен А.А. Ярошевским (1970), и поэтому здесь они не обсуждаются. Общим недостатком большинства этих гипотез является привлечение внешних по отношению к рассматриваемой магматической системе факторов, что вряд ли справедливо ввиду повсеместного распространения этого явления. Наиболее интересная модель формирования ритмичности разработана А.А. Ярошевским на базе экспериментов по зонному плавлению субэвтектических смесей (Ярошевский, 1964; Коптев-Дворников, Ярошевский, 1970). Согласно этим представлениям, в процессе однонаправленного затвердевания подобных систем перед движущимся фронтом затвердевания происходит периодическое накопление низкотемпературных составляющих, что приводит к попеременной кристаллизации субэвтектических и эвтектических твердых фаз. К сходным выводам также пришли В.Н. Шарпов и его сотрудники (1976). Однако и эта схема полностью не объясняет реальное строение ритмов. То же самое можно сказать и о ликвидационной гипотезе А.А. Маракушева (1979), выдвинутой в последнее время.

Как было показано ранее, ритмичная расслоенность наиболее характерна для центральных серий интрузивов, формировавшихся путем продвижения зоны кристаллизации в одном направлении — снизу вверх. Это обстоятельство позволяет рассматривать изученные интрузии в качестве частного случая объектов, сформированных при направленной кристаллизации из расплава, таких как промышленные отливки, монокристаллы, продукты зонной плавки и т.д. (Шарков,

1971 а). Специфической особенностью этих тел является ритмичное изменение содержания легкоплавких компонентов в осевом направлении (т.е. в направлении движения фронта затвердевания) (Петров, 1956; Ландау, 1958; Моризейн и др., 1968; Чалмерс, 1968). Оно обусловлено общим характером явлений, которые имеют место при процессах затвердевания и в первую очередь — на фронте затвердевания.

Наиболее существенным фактором для возникновения ритмичности, по данным Д.А. Петрова (1956) и А.А. Ярошевского (1964), является соотношение между скоростью выравнивания состава расплава и скоростью затвердевания. Наиболее благоприятным условием является близость этих величин, которая достигается при диффузионном механизме выравнивания состава остаточного расплава.

Как было показано выше, при затвердевании интрузий выравнивание состава расплава в магматической камере производится конвекционными токами. Однако, как уже указывалось (см. гл. 1), непосредственно примыкающий к фронту кристаллизации слой жидкости в общее движение практически не вовлекается. Указанием на существование застойной зоны перед фронтом затвердевания интрузий может служить отсутствие следов движений расплава при осаждении выделяющихся кристаллов в большинстве массивов, на что обращалось внимание выше.

Таким образом, конвективное перемешивание главного объема расплава не меняет диффузионного характера процессов выравнивания состава расплава перед фронтом затвердевания (Шарков, 1971 б; Френкель, Ярошевский, 1976 а). Благодаря этому здесь должна возникать хорошо выраженная диффузионная зона (см. гл. 1). В результате фронт затвердевания непосредственно контактирует не с главным объемом расплава, а с расплавом диффузионной зоны, температура ликвидуса которого ниже температуры ликвидуса главного объема расплава. Соответственно и выделяющаяся твердая фаза отвечает не ликвидусу главного объема расплава, а ликвидусу расплава диффузионной зоны, т.е. более низкотемпературна, что и составляет суть явления „концентрационного переохлаждения“ поверхности раздела, имеющего место при затвердевании реальных отливок (Ландау, 1958; Чалмерс, 1968).

Это обстоятельство начинает играть существенную роль при диффузионном характере процесса выравнивания состава расплава перед фронтом затвердевания, поскольку скорость накопления легкоплавких компонентов перед поверхностью раздела нередко превосходит скорость массообмена с главным объемом расплава. Происходит возрастание величины концентрационного переохлаждения поверхности раздела, т.е. понижение его температуры, которое не может продолжаться бесконечно. С какого-то момента, определяемого теплопроводностью расплава, фронт затвердевания становится неустойчивым и возвращается к своему теоретически-нормальному положению — температуре ликвидуса главного объема расплава. Такие колебания температуры поверхности раздела и приводят к периодическому изменению

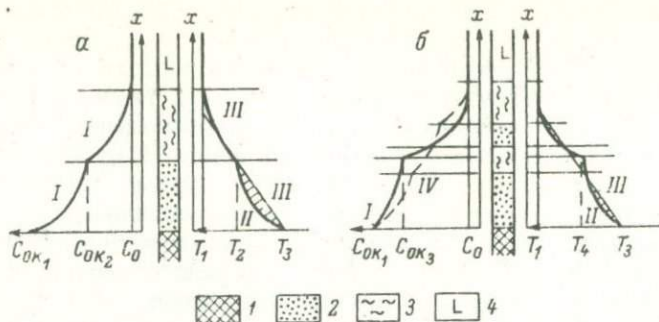


Рис. 33. Схема строения фронта затвердевания интрузии при формировании ритмичной расслоенности.

а - общий случай, б - при смене минеральных ассоциаций. 1 - полностью затвердевшая часть интрузии, 2 - зона кристаллизации, 3 - диффузионная зона, 4 - главный объем расплава.  $C_0$  - концентрация легкоплавких компонентов в главном объеме расплава;  $C_{OK_1}$  - концентрация легкоплавких компонентов перед фронтом конца затвердевания;  $C_{OK_2}$  - перед фронтом начала затвердевания;  $C_{OK_3}$  - перед фронтом начала затвердевания в момент смены минеральных ассоциаций.  $T_1$  - температура ликвидуса главного объема расплава;  $T_2$  - реальная температура фронта начала затвердевания;  $T_3$  - температура фронта конца затвердевания.  $X$  - направление движения фронта затвердевания.

концентраций компонентов вдоль оси затвердевания, т.е. к явлению ритмичности. Конкретный механизм подобного возвращения сейчас недостаточно ясен. Большинство исследователей полагают, что накопление легкоплавких компонентов перед поверхностью раздела приводит к их преимущественной кристаллизации, в результате чего они выводятся из расплава и фронт начала затвердевания снова приходит в контакт с главным объемом расплава (Ландау, 1958; Чалмерс, 1968; Ярошевский, 1964, 1970; Jackson, 1970). Однако в случае справедливости этих представлений в разрезе ритмов должны были бы наблюдаться как переходы от высокотемпературных ассоциаций к низкотемпературным, так и наоборот - от низкотемпературных к высокотемпературным. Как было показано выше, в реальных интрузивах этого не наблюдается.

Более корректно явление ритмичности можно описать, исходя из предлагаемой ниже модели двухслойного строения диффузионной зоны (Шарков, 1972 б). Оно обусловлено наличием двух поверхностей раздела - фронтов начала и конца затвердевания, каждый из которых характеризуется своей собственной диффузионной зоной. Это иллюстрируется графиками схемы рис. 33. В левой части диаграмм приведены кривые, иллюстрирующие характер распределения легкоплав-

ких компонентов на фронте затвердевания в зависимости от удаления от поверхностей раздела. Перегиб на кривой I характеризует момент, когда градиент концентраций, существующий в пределах зоны кристаллизации, сменяется градиентом концентрации, установившимся перед внешней поверхностью раздела. В соответствии с градиентом концентраций меняется и температура ликвидуса расплава (кривые II, правые части диаграмм). Фактическое распределение температур схематически иллюстрируется кривой III. Оно определяется процессами теплообмена между массивом и окружающей средой, т.е. теплофизическими свойствами системы, которые в процессе затвердевания каждой данной интрузии существенно не меняются. При малых скоростях охлаждения фактическое распределение температур изменяется практически линейно (Чалмерс, 1968 ; Шаратов и др., 1976). На диаграмме заштрихована область кристаллизации, т.е. область, где реальная температура ниже температуры ликвидуса расплава. Кривые II и III пересекаются в точке, соответствующей фронту начала затвердевания, и далее реальная температура расплава выше температуры его ликвидуса.

В процессе затвердевания величина концентрационного переохлаждения закономерно возрастает, особенно эффективно при смене минеральных ассоциаций. Этот случай рассмотрен на рис. 33, б. Допустим, что температура фронта начала затвердевания ( $T_4$ ) опустилась до такой величины, когда происходит смена минеральных ассоциаций. В этом случае, практически при той же температуре, зона кристаллизации начнет обогащаться расплавом, значительно более легкоплавким, чем предыдущий. На диаграмме это приведет к скачкообразному отклонению влево точки перегиба на кривой I, иллюстрирующей распределение легкоплавких компонентов, что в свою очередь приведет к изменению конфигурации кривой II (температуры ликвидуса). При достаточной интенсивности процесса кривая II пересечет кривую III еще в одном месте, т.е. появится вторая высокотемпературная зона кристаллизации, что повлечет за собой новое поределение концентраций (кривая IV). Таким образом, в какой-то момент вместо одной зоны кристаллизации возникает две: верхняя - высокотемпературная и нижняя - низкотемпературная, разделенные прослойкой расплава диффузионной зоны.

Отделенный от главного объема расплава верхней, высокотемпературной, зоной кристаллизации, этот расплав остается на месте, приводя к преимущественной кристаллизации здесь низкотемпературных парагенезисов, к повышенным концентрациям остаточного расплава в интерстциях между зернами, к появлению образовавший жильного комплекса. Более того, избыточные количества легкоплавких компонентов в расплаве, по-видимому, должны замедлять рост выделяющихся кристаллов вследствие снижения концентрации соответствующих окислов в расплаве.

Наличие жидкой прослойки между зонами кристаллизации может объяснить и такие часто наблюдаемые нарушения слоистости, как апофизы материала верхних членов нижних ритмов в породе по-

дошвы верхних ритмов, ветвление слоев, и т.д., что, например, часто описывается для ритмичной расслоенности таких массивов, как Бушвельдский, Елетьозерский, Ловозерский и т.д. В случае, если выделяющиеся наверху кристаллы тяжелее остаточного расплава диффузионной зоны, они будут погружаться сквозь него вниз, прекращая кристаллизацию на нижнем уровне и приводя к объединению расплава диффузионной зоны и зоны кристаллизации. А если плотность высокотемпературных минералов выше плотности низкотемпературных, то поверхность нижележащего слоя может приобрести сложную, фестончатую конфигурацию (рис. 30). В любом случае нижний фронт будет ликвидирован и дальнейшее затвердевание будет происходить обычным порядком вплоть до следующего существенного повышения концентрации легкоплавких компонентов перед фронтом начала затвердевания. В случае, когда плотность выделяющихся наверху кристаллов мало отличается от плотности расплава, верхняя зона кристаллизации некоторое время будет находиться во взвешенном состоянии, пока не затвердеет расплав диффузионной зоны нижней зоны кристаллизации и тем самым не будет ликвидирован этот второй фронт. Вероятно, именно так можно объяснить особенности ритмичной расслоенности в Ловозерском массиве, где нижние части ритмов (уртиты и фойиты) имеют массивную текстуру (т.е. выделявшиеся кристаллы не оседали на дне), а трахитоидность появляется только в луавритах, после того как начинает выделяться эгирин и сразу же уменьшается плотность расплава, приводя к осаждению сравнительно легких нефелина и полевого шпата. Как видно из этого примера, к существенным различиям в характере ритмичности это не приводит.

Таким образом, предложенная модель объясняет такие важные особенности ритмичной расслоенности, как однонаправленный характер разреза, повышение роли интерстициального материала в верхних членах ритмов, нарушения расслоенности на границах между ритмами.

Судя по тому что ритмы в интрузиях часто имеют по три или четыре члена, одноразовой смены минеральных ассоциаций при затвердевании реальных интрузий бывает недостаточно для эффективного изменения градиентов концентраций, и этот предел удаётся преодолеть только в результате двух- или трехэтапного изменения концентрации легкоплавких компонентов на фронте затвердевания.

Постоянное удаление из расплава высокотемпературных фаз должно привести и к эволюции ритмичных пачек, на которую обращалось внимание при описании конкретных серий — преобладанию высокотемпературных членов в нижних ритмах и низкотемпературных — в верхних.

Исходя из предлагаемой модели, ритмичные пачки можно рассматривать как участки развития автоколебательного режима при фазовых переходах (смене минеральных ассоциаций) в процессе кристаллизации расплава, обусловленные недостаточной эффективностью процессов массообмена перед фронтом затвердевания. После соответствующего выравнивания состава главного расплава устойчивой становится более низкотемпературная ассоциация, а температур-

но-концентрационный профиль стационарным и соответственно возникают мощные слои однородных пород. С этих позиций находит свое объяснение подчиненная роль пачек ритмичного переслаивания в общем разрезе массивов, на которое указывалось выше, поскольку в такой трактовке эти пачки характеризуют собой время перехода от одной устойчивой ассоциации твердых фаз к другой.

Все сказанное не исключает возможности возникновения ритмичной расслоенности за счет гравитационно-кинетических явлений, как это было показано Л. Уэйджером для внутренних частей боковой краевой группы и периферических участков центральной серии интрузии Скерггаард. Однако, судя по приведенным выше материалам, распространять этот механизм на всю центральную серию, а также на верхние и нижние краевые группы нет никаких оснований. Очевидно, подобного рода явления играют подчиненную роль в масштабе всей интрузии, хотя их возможность и должна учитываться при анализе расслоенности в краевых частях массивов. К сожалению, Л. Уэйджер и его сотрудники ограничились чисто морфологической характеристикой подобных текстур, и их детального петрологического описания пока нет.

#### Формирование макроритмичности

Впервые на существование макроритмичности обратил внимание Г. Хесс (Hess, 1960), который показал, что горизонт Меренского в Бушвелде требует своего специального объяснения, поскольку является аналогом в миниатюре Базальной зоны этого массива. Позже аналогичное явление крупномасштабной повторяемости разрезов описывалось и в других массивах — Златогорском (нижняя и средняя зоны), Мончетундровском („рудный пласт Сопчи“ и дунитовая линза горы Ниттис), три макроритма в Шельгинском массиве и т.д.

По мнению Г. Хесса, существование этого явления может быть связано с дополнительной инъекцией расплава того же самого состава в процессе кристаллизации интрузии. По его оценкам, объем дополнительного внедрения мог составлять всего несколько процентов от первоначального объема. Однако такое толкование вряд ли может быть применимо к Златогорскому массиву, где потребовалось бы обновить около половины расплава, или к Шельтингскому массиву, где наблюдаются три макроритма и отсутствуют следы изменения размеров первоначальной камеры.

Характер эволюции макроритмов в пределах расслоенной серии этого плутона свидетельствует о прогрессирующем понижении температуры и некоторой эволюции состава расплава во времени. В то же время в пределах верхней краевой группы каждый новый макроритм начинает формироваться при более высокой температуре.

По-видимому, объяснение этого явления следует искать в особенностях режима конвекционного перемешивания расплавов в магматических камерах большой мощности. Как было показано М.Я. Френке-

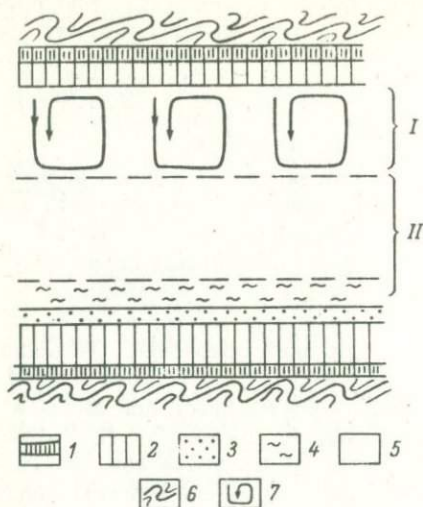


Рис. 34. Предполагаемая схема конвекционных токов при затвердевании крупных интрузивных тел.

I - конвектирующая область, II - застойная область. 1 - зона закалки, 2 - затвердевшие части интрузии, 3 - зона кристаллизации, 4 - диффузионная зона, 5 - главный объем расплава, 6 - вмещающие породы, 7 - конвекционные токи.

лем (доклад на Всесоюзном семинаре „Геохимия магматических процессов“, Москва, 1977 г.), особенностью конвекционных токов в телах, охлаждаемых сверху и снизу, является то, что нижние частички не являются перегретыми и не испытывают тенденции к всплыванию. Сущность конвекции в этом случае заключается в выталкивании нижних частиц охлажденными тяжелыми верхними частицами. По-видимому, это должно затруднять выработку нормальных конвективных ячеек, но способствовать постепенному фронтальному перемещению вниз слоя конвектирующей жидкости (рис. 34).

В этом случае главный объем расплава оказывается разделенным на две зоны, из которых верхняя конвективно перемешивается, а нижняя остается в застойном состоянии. Ввиду того что кристаллизация в верхней части камеры (верхняя краевая группа) идет в ограниченных масштабах и к тому же за счет парагенезисов солидуса (см. ниже), расплав здесь в значительной мере сохраняет свой химизм, возможно даже с отклонением в сторону более высокотемпературных составов. В то же время у дна магматической камеры, в нижней части застойной области, массообмен в значительной мере имеет диффузионный характер и поэтому ограничен в своем вертикальном распространении. В результате, когда фронт конвективного слоя достигнет зоны кристаллизации у дна магматической камеры и ассимилирует расплав диффузионной зоны, состав гомогенизированного главного объема расплава окажется более высокотемпературным по сравнению с составом нижней части прежней застойной области, что должно привести к возобновлению кристаллизации высокотемпературных минералов.

При этом обращает на себя внимание характер макроритмичности в верхней краевой группе Шельтингского массива (Слодкевич, 1975), где каждый последующий макроритм начинается с более высокотем-

пературных парагенезисов, чем предыдущий (рис. 18). По-видимому, из этого следует, что полный кругооборот вещества главного объема расплава происходил только к моменту, когда нижняя кромка конвектирующего слоя достигала дна магматической камеры, и с этого момента устанавливался новый режим кристаллизации как снизу, так и сверху. Очевидно, после этого „конвекционный цикл“ мог начинаться снова, о чем свидетельствует третий макроритм в Шеллингском массиве. Возможно, и в других интрузивах макроритмичность имеет более сложный характер, чем предполагается в настоящее время. Не исключено, что троктолиты в основании анортозитовых зон Мончетундровского и Стилуотерского массивов обязаны своим появлением этому явлению, однако в настоящее время данных для такого суждения пока недостаточно.

Следует подчеркнуть, что такой усложненный вариант конвекции не меняет принципиальной схемы затвердевания интрузивных тел, рассмотренной в гл. 1. В любом случае расплав в верхней части камеры плутона должен быть перегрет относительно ликвидуса вследствие поступления горячего расплава из внутренних частей интрузии, и зародыши кристаллов, если они и образовывались, должны были только усиливать конвективное перемешивание, растворяясь по мере перемещения вниз. Именно об этом свидетельствует строение реальных массивов.

Формирование расслоенности в пределах краевой серии имеет свои особенности. Как уже указывалось при описании конкретных интрузий, ритмичная расслоенность в пределах краевой серии проявлена слабо, особенно в верхней и нижней зонах. По-видимому, это связано с практическим отсутствием зоны кристаллизации при их формировании, в результате чего ритмичное повторение слоев возникает только при случайных отклонениях от нормального хода процесса затвердевания, обусловленных особенностями конвективного перемешивания расплава, рассмотренными выше.

Более сложная ситуация имеет место в пределах боковой краевой группы, главным образом в „полосчатой области“. Как уже указывалось, здесь может существовать зона кристаллизации и соответственно возникать ритмичная расслоенность, однако все это должно сопровождаться широким развитием явлений течения полужидкого материала. Многочисленные примеры возникающих при этом текстур приведены Л. Уэйджером и Г. Брауном (1970) для Скергардского массива. Однако гранулометрического и парагенетического изучения этих пород не было, поэтому данные о масштабах сортировки кристаллов магматическими токами сейчас отсутствуют.

В целом необходимо отметить, что краевые серии интрузивов в настоящее время изучены намного слабее расслоенных серий и поэтому в настоящей работе их строение рассмотрено только в самом общем виде. Конкретизация этих данных требует дальнейших исследований, которые помимо теоретического будут иметь и важное практическое значение, поскольку законы локализации рудных компонентов в пределах краевой и центральной серий могут оказаться различными.

Важную информацию о процессах затвердевания интрузий содержат также жильные серии пород. В них часто происходит концентрация рудных компонентов, поэтому их изучение может представлять и практический интерес.

Согласно А.Н. Заварицкому (1955), среди этих пород, отличающихся своеобразием структур (мелкозернистых, порфиroidных, грубозернистых, пегматоидных и т.д.) от вмещающих их равномернозернистых образований, можно выделить две главные группы — собственно жильные породы и пегматиты. Первые в свою очередь делятся на „асхистовые“, т.е. отвечающие по своему составу вмещающим породам, и „диасхистовые“, отличающиеся от них или своей лейкократовостью („аплиты“) или, наоборот, меланократовостью („лампрофиры“). Для пегматоидных пород такого различия обычно не производится. По существующим представлениям, формирование жильных серий происходит уже после затвердевания всего массива и связывается или с кристаллизацией из особого расплава, или с метасоматической перекристаллизацией материнских пород под влиянием флюидов. Существенным недостатком этих гипотез является то, что формирование жильных серий рассматривается в отрыве от процессов кристаллизации самих массивов, что в настоящее время вряд ли может считаться оправданным.

В результате изучения жильных серий Златогорского (Шарков, 1966, 1968); Мончетундровского и ряда других массивов установлен ряд важных закономерностей, необходимых для интерпретации этих образований с позиций теории затвердевания.

1. Мелкозернистые жильные и крупно-гигантозернистые пегматитовые образования, как правило, встречаются совместно, причем пегматитовые разновидности часто обладают признаками более позднего затвердевания. Как те, так и другие в большинстве случаев имеют секущие контакты с вмещающими их породами, хотя нередко наблюдаются и постепенные переходы. В этих случаях они образуют линзообразные сегрегации, ориентированные обычно согласно с расслоенностью. Морфологические особенности пород жильных серий иллюстрируются рис. 35.

2. Каждая крупная пачка расслоенных пород имеет свой жильный и пегматитовый комплексы, не повторяющиеся в других частях разреза массивов. При этом обычно отмечается близкое соответствие набора минералов жильных и пегматитовых образований с вмещающими их породами, но с очень характерной особенностью — в отличие от расслоенных пород, в строении которых преобладают минералы, выделившиеся из главного объема расплава (минералы кумулуса), здесь ведущую роль играют продукты кристаллизации интеркумулусного материала. При этом существенно, что в тех случаях, когда кумулус представлен несколькими минералами, состав жильных серий довольно близок к составу материнских пород, т.е. данные образования должны рассматриваться в качестве асхистовых.

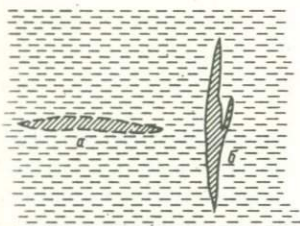


Рис. 35. Главные морфологические типы жильных образований.

1 - вмещающие породы; 2 - жильные тела (а - согласные с расслоенностью, б - секущие расслоенность).

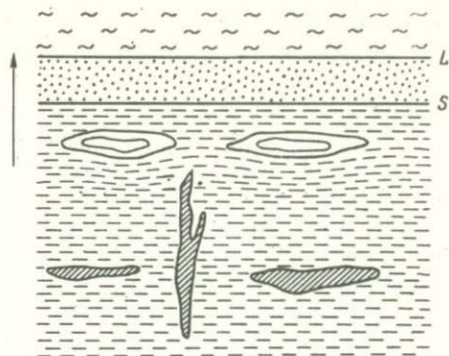


Рис. 36. Схема затвердевания жильных образований.

1 - затвердевшие части массива, 2 - зона кристаллизации, 3 - диффузионная зона, 4 - очаги остаточного расплава.

В тех же случаях, когда кумулус представлен одним-двумя минералами, состав жильных фаз резко отличается от вмещающих пород, т.е. является диасхистовым. Особенно хорошо это видно на примере жильной фазы габбро-анортозитовых макрослоев таких интрузий, как Мончетундровская. В этих породах единственным минералом кумулуса является плагиоклаз, а интеркумулусный материал представлен главным образом ромбическим и моноклинным пироксенами с подчиненным количеством титаномагнетита, апатита, роговой обманки, биотита и кварца. Именно этими минералами образованы породы жильного и пегматитового комплексов, представленных здесь меланократовыми разновидностями: габбро-норитами и даже плагиоклазовыми вебстеритами, причем концентрация рудного компонента (титаномагнетита) в них может достигать промышленных содержаний. Среди ультраосновных пород габбро-пегматиты иногда чрезвычайно обогащены медно-никелевыми сульфидами, входящими в состав интеркумулусной фазы вмещающих пород, как это установлено для Мончегорского плутона (Челишев, 1962) и Бушвельда (Liebenberg, 1970).

3. Несмотря на то, что отдельные жилы и сегрегации могут быть встречены в любой точке интрузии, весьма четко устанавливаются зоны преимущественной концентрации этих образований. В первую очередь это границы крупных макрослоев, когда резко меняется режим кристаллизации, приводящий к появлению новых минераль-

ных ассоциаций в качестве минералов кумулуса. Такая зона, например, устанавливается в Мончегундревском массиве в верхней части макрослоя габбро-норитов вдоль контакта с макрослоем апортоситов. Аналогичная закономерность наблюдается и в более мелком масштабе, в пределах зон ритмичного переслаивания, когда жильные породы приурочены главным образом к верхним членам ритмов (Буссен, Сахаров, 1972; Михайлов и др., 1971). Кроме того, высокой концентрацией пород жильных серий отличаются быстроохлажденные эндоконтактные зоны интрузивов.

Наиболее существенными моментами для понимания природы жильных и пегматитовых образований нам представляются их приуроченность к контактам макрослоев и резкая обогащенность интерстициальным материалом. Очевидно, обособление подобных расплавов должно было происходить в зоне кристаллизации, в интервале между формированием интеркумулусного расплава и окончательным затвердеванием породы. Вероятно, сам факт появления большого количества остаточного расплава в зоне кристаллизации свидетельствует о том, что состав интеркумулусного расплава сравнительно мало отличался от состава главного объема расплава, что должно было существенно затруднить удаление межзерновой жидкости из зоны кристаллизации, осуществляемой, как было показано выше, главным образом диффузионным путем.

Как будет показано ниже, парагенезисы минералов интеркумулуса в значительной мере отвечают парагенезисам минералов кумулуса выше лежащих слоев. В этом случае смена ассоциаций минералов кумулуса свидетельствует о том, что главный объем расплава приблизился к составу интерстициальной жидкости, предшествующей стадии кристаллизации. Очевидно, что смена кумулусных минералов приведет и к изменению интеркумулусного расплава, и разница в составе между главным объемом расплава и межзерновой жидкостью снова возрастет. Таким образом, наиболее благоприятным моментом для возникновения значительного количества жильных пород должно быть время, предшествующее смене минеральных ассоциаций на фронте начала затвердевания. Как было показано выше, это действительно согласуется с реально наблюдаемой локализацией пегматитовых и жильных образований. Возникновение подобных пород в других частях массивов, вероятно, связано с местными флуктуациями процесса затвердевания.

Появление значительного количества рассматриваемых образований в породах красной серии также, вероятно, связано с недостаточной эффективностью массообмена с главным объемом расплава, обусловленной в данном случае относительно высокой скоростью продвижения фронта затвердевания.

Первоначально это, вероятно, были мелкие рассеянные очаги остаточного расплава, которые по мере окончательной консолидации вмещающих пород стягивались в более крупные линзообразные обособления (рис. 36). Ориентировка подобных обособлений предопределялась первичным обогащением пород этого уровня остаточным рас-

плавом, с одной стороны, и положением фронта затвердевания - с другой, т.е. теми же параметрами, что и первичная расслоенность, чем и объясняется общая согласная ориентировка этих текстур (рис. 35, б).

Возникший остаточный расплав, по-видимому, в какой-то момент мог проходить этап ретроградного кипения, в результате чего летучие компоненты уходили в верхние части таких локальных очагов и происходило разделение жидкости на богатую и бедную летучие составляющие с последующей кристаллизацией контрастных по зернистости пород. Наличие собственно жильных форм свидетельствует о том, что сразу же после окончательного затвердевания вмещающих пород в них возникали концентрационные полости (трещины), куда отжимался жидкий материал из этих остаточных очагов. Однако иногда расплав затвердевал на месте, образуя линзообразные непемещенные тела, характеризующиеся своеобразием структур и текстур по сравнению с вмещающими их породами.

Строгая локализация жильных и пегматитовых образований в связи с определенными породами, очевидно, свидетельствует о том, что объем остаточного расплава в каждом конкретном случае был невелик. Вторым следствием из этого должно быть отсутствие какого-то определенного этапа формирования жильного комплекса, следующего за окончательной консолидацией всей интрузии, - в каждом конкретном случае эти породы оформляются вслед за прохождением волны конца кристаллизации и не связаны с консолидацией интрузии в целом.

## В ы в о д ы

1. Гранулометрические исследования и текстурные наблюдения в пределах центральных, или расслоенных, серий массивов свидетельствуют о том, что магматические течения не играли существенной роли в образовании первичной магматической расслоенности.

2. Из тех же данных следует, что кристаллизация центральных серий интрузий осуществлялась у дна магматической камеры в пределах маломощной зоны; формирование этих серий происходило путем продвижения зоны (и временного дна камеры) снизу вверх по мере консолидации массивов.

3. Краевые серии формировались от контактов вовнутрь, причем характер процессов затвердевания здесь полностью определялся положением данной части массива относительно вертикали во время консолидации интрузии. В пределах боковых краевых групп нередко фиксируются текстуры, свидетельствующие о высокой мобильности материала при затвердевании этих частей плутонов.

4. Первичная расслоенность во всех случаях имеет асимметричный характер. При этом в пределах центральных серий обычно наблюдается хорошо выраженная ритмичная рас-

слоенность, характеризующаяся закономерной сменой более высокотемпературных пород более низкотемпературными снизу вверх по разрезу ритмов. Наряду с мелкомасштабной ритмичной слоенностью в ряде случаев отмечается крупномасштабная ритмичность.

5. Повсеместно устанавливается скрытая расслоенность, ориентированная в пределах центральных серий снизу вверх, а в краевых – вовнутрь, причем характер этой расслоенности различен для кумулюсного и интеркумуляусного материала.

6. Возникновение ритмичной слоенности связывается с периодическими изменениями величины концентрационного переохлаждения фронта начала затвердевания интрузивов в результате смены минеральных ассоциаций в процессе кристаллизации расплава.

7. Формирование жильных серий интрузивов происходило за счет мелких очагов остаточного (интерстициального) расплава, возникавших при недостаточной эффективности его удаления из зоны кристаллизации.

8. Наблюдаемые особенности первичной магматической слоенности полностью согласуются с предложенной теоретической моделью.

ОПЫТ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПОРОД  
РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Как следует из предложенной модели, разрез центральных серий интрузивов должен представлять собой последовательность продуктов фракционной кристаллизации их исходных расплавов. Настоящая глава посвящена решению этого вопроса на основании имеющихся данных по химизму исходных расплавов интрузий и их кристаллизации в рамках соответствующих физико-химических систем.

## И с х о д н ы е   р а с п л а в ы   и н т р у з и й

Для выявления состава исходного (родонального) расплава интрузий использовались результаты изучения химизма мелкозернистых эндоконтактных зон, отождествляемых с зонами закалки, которые в ряде случаев дополнялись определением средневзвешенного химического состава комплексов (табл. 1, 2). При этом, как видно из таблиц, средневзвешенные составы интрузивов часто заметно отличаются от состава закаленных фаз. Очевидно, это обстоятельство связано со случайностями эрозионного среза асимметрично построенных массивов. Так, сильно эродированный Златогорский массив оказывается пересыщенным высокотемпературными составляющими относительно химизма зоны закалки, а слабо эродированный Скергаардский, наоборот, — низкотемпературными компонентами (табл. 1). В остальных интрузивах эта разница меньше, но имеет ту же тенденцию к корреляции с уровнем эрозионного среза. В связи с этим состав исходного расплава массивов определялся по химизму их зон закалок.

Интрузии основных и ультраосновных пород. Для большинства рассмотренных массивов имеются данные по химизму эндоконтактных мелкозернистых габброидов, приведенные в табл. 1. Как видно из этой таблицы, составы исходных расплавов интрузий типа Мончетундры весьма близки друг к другу и отвечают толеитовому базальту. Слабо недосыщенному оливиновому толеиту соответствует состав эндоконтактных зон дунит-троктолитовых массивов и кварцевому толеиту — дунит-пироксенитовых, типа Лысогорской и Маскокской. Таким образом, можно констатировать, что для рас-

Таблица 1

Химизм эндоконтактовых зон и средневзвешенные составы интрузий основных и ультраосновных пород

| Окислы                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5     | 6     | 7     | 8     | 9     | 10    | 11    |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 49.70 | 46.97 | 48.57 | 48.42 | 51.16 | 52.15 | 50.72 | 51.11 | 51.02 | 50.25 | 52.03 |
| TiO <sub>2</sub>               | 0.14  | 0.16  | 1.18  | 2.23  | 1.07  | 0.36  | 0.28  | 0.50  | 0.45  | 0.15  | 0.83  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 18.77 | 15.96 | 17.40 | 14.63 | 13.68 | 15.37 | 17.05 | 16.99 | 17.76 | 19.64 | 15.80 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 1.57  | 3.45  | 1.33  | 2.93  | 1.18  | 1.25  | 1.07  | 0.66  | 0.26  | 1.04  | 2.96  |
| FeO                            | 6.33  | 6.02  | 8.52  | 12.01 | 9.17  | 7.01  | 5.93  | 9.57  | 8.94  | 4.49  | 6.27  |
| MnO                            | 0.09  | 0.12  | 0.16  | 0.18  | 0.18  | 0.17  | 0.12  | 0.35  | 0.15  | 0.10  | 0.22  |
| MgO                            | 10.14 | 16.65 | 8.70  | 5.83  | 9.79  | 10.58 | 11.28 | 7.59  | 7.76  | 10.87 | 8.97  |
| CaO                            | 11.78 | 9.87  | 11.50 | 10.07 | 11.33 | 10.92 | 10.29 | 11.14 | 10.54 | 12.02 | 8.18  |
| Na <sub>2</sub> O              | 1.71  | 0.87  | 2.39  | 3.30  | 1.81  | 1.88  | 1.99  | 1.91  | 1.88  | 1.56  | 2.54  |
| K <sub>2</sub> O               | 0.35  | 0.26  | 0.25  | 0.39  | 0.64  | 0.33  | 0.21  | 0.17  | 0.24  | 0.06  | 0.21  |
| Ol <sub>2</sub> O              | 6.42  | 15.35 | 11.10 | -     | -     | -     | 4.59  | -     | -     | 5.39  | -     |
| Hу                             | 21.58 | 22.54 | 12.07 | 18.83 | 27.16 | 28.65 | 26.15 | 27.92 | 32.03 | 21.89 | 27.42 |
| Di                             | 10.46 | 9.33  | 9.90  | 20.47 | 19.82 | 17.53 | 11.50 | 14.99 | 10.02 | 9.98  | 7.81  |
| An                             | 42.66 | 39.09 | 40.26 | 22.60 | 27.83 | 33.03 | 37.41 | 37.22 | 39.33 | 45.59 | 31.49 |
| Ab                             | 14.68 | 7.95  | 20.96 | 26.25 | 14.20 | 16.50 | 16.97 | 16.35 | 15.83 | 12.94 | 22.13 |
| Or                             | 1.73  | 1.69  | 1.12  | 2.10  | 3.12  | 1.69  | 1.12  | 1.12  | 1.40  | 0.33  | 1.14  |
| Qu                             | -     | -     | -     | 1.59  | 4.38  | 0.18  | -     | 0.54  | -     | -     | 4.14  |
| Mt                             | 2.16  | 3.74  | 1.88  | 4.15  | 1.51  | 1.65  | 1.64  | 0.94  | 0.46  | 1.49  | 4.17  |
| Ц                              | 0.31  | 0.30  | 2.69  | 4.01  | 1.98  | 0.77  | 0.62  | 0.92  | 0.92  | 0.30  | 1.57  |

Примечание. Все анализы пересчитаны на безводной основе. Анализы 1, 3, 5, 6, 8, 9, 11 - химизм эндоконтактовых зон массивов; 2, 4, 7, 10 - средневзвешенные составы. Массивы 1-2 - Златогорский, 3-4 - Скергаардский, 5 - Маскокский, 6-7 - Мончетундровский, 8 - Бушвельдский, 9-10 - Стиллоутерский, 11 - Лысогорский. Данные по средневзвешенным составам Маскокского, Бушвельдского и Лысогорского массивов отсутствуют. Источники: 1-2 - Михайлов и др., 1971; 3 - Wager, Deer, 1939; 5 - Smith, Kapp, 1963; 6-7 - Шарков, 1974; 8, 9 - Уэйджер, Браун, 1970; 11 - Иванов, 1971.

Таблица 2

Химизм эндоконтактовых зон и средневзвешенные составы интрузий основных, средних и щелочных пород

| Оксиды                         | 1     | 2     | 3     | 4     | 5       | 6     | 7     | 8     | 9     |
|--------------------------------|-------|-------|-------|-------|---------|-------|-------|-------|-------|
| SiO <sub>2</sub>               | 42.20 | 44.67 | 47.05 | 45.95 | 47.91   | 43.51 | 42.72 | 52.60 | 54.85 |
| TiO <sub>2</sub>               | 3.25  | 2.17  | 2.25  | 3.63  | 1.64    | 2.75  | 3.20  | 1.11  | 0.94  |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 15.16 | 14.95 | 14.90 | 15.38 | 17.05   | 17.63 | 16.72 | 19.82 | 18.10 |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 5.47  | 4.37  | 7.66  | 4.41  | 3.04    | 3.94  | 6.24  | 5.07  | 5.90  |
| FeO                            | 9.43  | 9.39  | 7.88  | 11.95 | 6.36    | 9.21  | 9.87  | 2.17  | 1.60  |
| MnO                            | 0.16  | 0.16  | 0.17  | 0.24  | 0.15    | 0.17  | 0.25  | 0.28  | 0.31  |
| MgO                            | 7.29  | 7.87  | 5.37  | 4.54  | 7.61    | 6.87  | 5.97  | 1.23  | 0.98  |
| CaO                            | 13.31 | 14.00 | 10.05 | 9.81  | 13.67   | 12.90 | 11.80 | 1.37  | 1.40  |
| Na <sub>2</sub> O              | 2.21  | 1.98  | 3.75  | 4.10  | 2.40    | 2.51  | 2.60  | 10.20 | 10.41 |
| K <sub>2</sub> O               | 1.08  | 0.33  | 0.71  | 1.16  | 0.17    | 0.38  | 0.34  | 5.61  | 5.36  |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | 0.44  | 0.11  | 0.05  | 0.83  | не опр. | 0.12  | 0.25  | 0.48  | 0.15  |
| ОI                             | 9.48  | 11.16 | 5.33  | 10.20 | 9.47    | 10.70 | 9.96  | 2.17  | 0.97  |
| Di                             | 29.19 | 31.88 | 22.75 | 19.20 | 26.34   | 22.29 | 18.93 | 5.26  | 5.52  |
| An                             | 8.86  | 31.89 | 21.70 | 19.62 | 35.05   | 35.88 | 33.10 | -     | -     |
| Ab                             | 3.48  | 5.94  | 29.36 | 24.13 | 20.45   | 12.06 | 18.35 | 9.37  | 15.20 |
| Or                             | 6.80  | 1.72  | 3.90  | 6.54  | 1.11    | 2.23  | 1.67  | 32.57 | 31.71 |
| Ne                             | 6.80  | 6.15  | 1.42  | 5.29  | -       | 4.83  | 1.99  | 32.97 | 26.13 |
| Mt                             | 8.00  | 6.68  | 11.11 | 6.34  | 4.40    | 5.56  | 9.03  | 0.46  | -     |
| Il                             | 6.33  | 4.22  | 4.25  | 6.69  | 3.04    | 5.16  | 6.07  | 2.10  | 1.82  |
| Ac                             | -     | -     | -     | -     | -       | -     | -     | 13.75 | 17.09 |
| Ap                             | 1.05  | 0.36  | 0.17  | 1.98  | -       | 0.34  | 0.67  | 1.34  | 0.34  |
| Ns                             | -     | -     | -     | -     | -       | -     | -     | -     | 1.22  |

Примечание. Все анализы пересчитаны на безводной основе. Анализы 1, 3, 5, 6, 8 - химизм эндоконтактовых зон массивов; 2, 4, 7, 9 - средневзвешенные составы. Массивы: 1-2 - Елетьозерский, 3-4 - Гремяха-Вырмесский, 5 - Пальнянский, 6-7 - Кизирский, 8-9 - Ловозерский. Источники: 1-2 - Кухаренко и др., 1969; 3-4 - массив Гремяха-Вырмес..., 1967; 5 - Богатиков, 1966; 6-7 - Дифференцированные габоновые интрузии..., 1974; 8-9 - Буссен, Сахаров, 1972.

слоенных интрузий основных и ультраосновных пород исходной была магма состава толеитового базальта.

Щелочно-габбровые и сиенит-габбровые интрузии. Как уже указывалось, геологическое строение щелочно-габброидных интрузий Балтийского щита в настоящее время является предметом дискуссии. Большинство исследователей считают их многофазными образованиями, но в то же время главные особенности строения интрузий отвечают предлагаемой нами модели. С этих позиций эндоконтактные мелкозернистые габброиды могут рассматриваться в качестве их зон закалок. Как видно из табл. 2, исходные расплавы массивов отвечают составу щелочного базальта, что согласуется с представлениями А.А. Кухаренко и др. (1971) о родоначальной щелочной оливин-базальтовой магме этих интрузивов.

Исходные расплавы сиенит-габбровых интрузий - Патынской и Кизирской, как видно из табл. 2, также отвечали щелочному базальту.

Интрузии щелочных пород. Интрузии щелочных пород в настоящей работе рассмотрены на примере Ловозерского массива. Так же, как и щелочно-габбровые интрузии, он описывается в литературе в качестве многофазного; однако, как уже указывалось, имеющиеся петрологические данные позволяют рассматривать породы „первой фазы“ в качестве образований боковой краевой группы и соответственно мелкозернистую оторочку в контакте с вмещающими образованиями - как зону закалки всей интрузии. В качестве состава исходного расплава взяты данные по химическому составу этих пород и по средневзвешенному составу массива (Буссен, Сахаров, 1972). Как видно из табл. 2, состав анализируемого расплава приближается к составу среднего феоалита.

Таким образом, имеющиеся данные по химизму зон закалок и средневзвешенным составам массивов довольно близки друг к другу и свидетельствуют о том, что в качестве исходных расплавов рассмотренных интрузий фигурируют почти все главные типы магм (от базальтов до феоалитов).

П а р а г е н е т и ч е с к и й   а н а л и з   п о р о д  
р а с с л о е н н ы х   и н т р у з и й  
с   и с п о л ь з о в а н и е м   п р о с т р а н с т в е н н ы х  
м о д е л е й   о б о б щ е н н ы х  
ф и з и к о - х и м и ч е с к и х   с и с т е м

Вводные замечания

Как следует из результатов геологического изучения реальных интрузий и проведенного выше разбора особенностей процесса их затвердевания, формирование кристаллического строения плутонов осуществляется путем фракционной кристаллизации сложных много-

компонентных силикатных систем с несколькими летучими компонентами в условиях направленного затвердевания. При этом наличие краевой серии пород, в виде „скорлупы“ окружающей главную по объему центральную серию, свидетельствует о том, что массообмен с вмещающими породами был скорее всего незначительным по масштабу, поскольку не повлиял на общее строение plutонов. Об этом говорит и характер экзоконтактных изменений пород, обычно сводящихся к чисто термальному воздействию интрузива на вмещающие образования, к появлению различных роговиковых структур. Некоторое исключение составляют массивы щелочных пород, окруженные ореолами фенизации (Буссен, Сухарев, 1967). Очевидно, это связано с исключительно высокой подвижностью щелочей, но и здесь размеры зон фенизации обычно не превышают первые метры — свидетельство незначительного массообмена.

Из приведенных данных следует, что процесс кристаллизации внутренних частей интрузивов должен был протекать практически в условиях закрытой системы и что все компоненты магмы, в том числе и летучие, в процессе кристаллизации должны были обладать ограниченной подвижностью и их активность менялась в процессе кристаллизации. В настоящее время не существует методов расчета подобных равновесий, и традиционно используемые при изучении метаморфических комплексов методы парагенетического анализа (Коржинский, 1973; Маракушев, 1973; и др.) здесь не могут быть достаточно эффективными. Поэтому представляется, что единственным целесообразным методом в данном случае является исследование процессов кристаллизации исходных расплавов интрузивов в рамках экспериментально изученных систем с последующим сравнением результатов с реальными парагенезисами минералов расслоенных пород.

Как известно, первая попытка выявления тенденций образования твердых фаз в процессе кристаллизации базальтовых расплавов была предпринята Н. Боуэном (1934). Впоследствии это направление развивалось американской школой петрологов-экспериментаторов Геофизической лаборатории Института Карнеги в Вашингтоне (Г.Х. Юдер, Д. Шерер, Е. Осборн, И. Кусиро, Т. Ирлайн и др.), а в последнее время — и сотрудниками Геофизической лаборатории Австрийского университета в Канберре (Д.Х. Грин, А.Э. Рингвуд, Т. Грин и др.). Из отечественных петрологов большое значение этим проблемам придавали А.Н. Заварицкий и В.С. Соболев (1961), В.А. Николаев и В.В. Доливо-Добровольский (1961), Н.Ф. Шинкарев (1970), В.А. Жариков (1967) и др. Однако, несмотря на большой объем проведенных исследований и очевидную справедливость выдвигаемых положений, до последнего времени идея такой эволюции парагенезисов остается слишком общей, из признания которой нельзя сделать выводов о характере минеральных ассоциаций пород конкретных магматогенных образований, особенно интрузивных, где процессы дифференциации прошли наиболее полно.

Это обстоятельство определяется главным образом отсутствием ясности в вопросе о том, как осуществляются экспериментально изученные закономерности кристаллизации физико-химических систем в реальных интрузиях. Согласно наиболее распространенным представлениям (Полканов, 1953; Елисеев, 1967; Уэйджер, Браун, 1970; Hess, 1960; и др.), ассоциации минералов в расслоенных породах формируются при сортировке выделяющихся кристаллов по удельному весу магматическими токами, и имеют случайный характер. Однако, как было показано в предыдущей главе, магматические течения могли играть роль только в пределах боковых групп крайних серий и непосредственно примыкающих к ним участков центральных серий и в целом не оказывали существенного влияния на сортировку минералов центральной серии, которые сохранились в том же виде, в каком выделялись из расплава. Из этого следует, что, изучая последовательность конкретных пород расслоенных серий, можно изучать последовательность минералообразования при кристаллизации исходного расплава данной интрузии.

#### Понятие парагенезиса интрузивной магматической породы

Как впервые показал Л. Уэйджер (Уэйджер, Браун, 1970), в породах расслоенных серий наблюдаются две группы зерен. Первая из них — минералы кумулуса, слагающие около 3/4 объема пород, выделялись из главного объема расплава, а вторая — минералы интеркумулуса — из расплава, окружавшего кумулат кристаллов. Таким образом, в каждой конкретной породе присутствуют две самостоятельные совокупности совместно кристаллизующихся минералов и тем самым, согласно определению Р.А. Жарикова (1976), — два парагенезиса. Их них парагенезисы минералов кумулуса являются твердыми фазами, выделявшимися непосредственно из главного объема расплава, а парагенезисы интеркумулуса — из интерстициальной жидкости. Как будет показано ниже, они характеризуются разными особенностями и должны рассматриваться раздельно. Последовательность минералов кумулуса пород расслоенных серий является последовательностью ликвидусных фаз главного объема расплава. Парагенезисы минералов интеркумулуса подчиняются более сложным закономерностям, связанным как с особенностями взаимодействия с главным объемом расплава, так и с минералами кумулуса.

Более сложна проблема парагенезисов пород крайних серий. Как следует из предложенной модели, условия кристаллизации нижней группы в целом мало отличаются от условий формирования центральной серии, за исключением последовательности смены пород в разрезе. В пределах верхней краевой группы, согласно предлагаемой модели, должны быть развиты в основном минералы солидуса главного объема расплава, и наиболее сложное строение должно наблюдаться в пределах боковых групп интрузивов, где есть основания ожидать перемещений кристаллизующего расплава с со-

Таблица 3

Серии главных парагенезисов минералов кумулуса расслоенных интрузий

| Интрузии основных и ультраосновных пород                                     |   |   |   |
|--|---|---|---|
| типа Златогорской  |   | типа Лысогорской  |   |
| Довыренская,<br>Скергаардская  | Златогорская  | Лысогорская   | Маскокская  |
| Pl+Or+Qu (?)<br>Pl+CPx+Or+Qu (?)<br>Pl+TiMgt+CPx+Or+Ap<br>Pl+CPx+TiMgt+Ol+Ap |   | Pl+CPx+OPx+Hbl(?) + Qu(?)<br>Hbl(?)<br>CPx+CPx+Pl+Hbl(?)                          | Pl+CPx+Mgt+Ilm+Or(?) +<br>+Ou(?)<br>CPx+Pl+TiMgt+Ol+Ap                    |
| Pl+CPx<br>Pl<br>Pl+CPx<br>Pl+CPx+Ol<br>Ol+Pl+CrSp<br>Ol+CrSp<br>(CrSp)       | Pl+OPx+CPx<br>Pl+OPx+CPx+Ol<br>(Pl)<br>Pl+OPx<br>Ol+Pl+OPx<br>Ol+Pl+CrSp<br>Ol+CrSp | (Pl)<br>Pl+CPx+OPx<br>(Ol+Pl)<br>CPx+Ol+Pl+OPx<br>CPx(+OPx)<br>Ol+CPx(+OPx)<br>Ol | Pl+CPx<br>(Pl)<br>Ol+CPx+Pl<br>Ol+CPx(+OPx)<br>(OPx)<br>(CrSp)<br>Ol+CrSp |

Таблица 3 (продолжение)

| типа Мончетундры   | Интрузии основных и щелочных пород   |   | Интрузии щелочных пород                                |
|--|--|---|--|
|  | типа Кизирской   | типа Гремяхи-Вырмес   | типа Ловоаерского массива                              |
| Pl+Or+Qu(?)<br>Pl+CPx+Or+Qu<br>Pl+CPx+Or+TiMgt+Ap<br>(TiMgt)<br>Pl+CPx+TiMgt+Ol+Ap<br>Pl+CPx       | Or<br>Pl+CPx+Or+TiMgt+Ap<br>Pl+TiMgt+CPx+Ap<br>(TiMgt+Ol)<br>CPx+TiMgt+Pl+Ol+Ap<br>Pl+CPxOl+Ap | Ne+Or+Aeg+Ap<br>Ne+Or+Ap<br>Ne+Ap<br>CPx+Or+Ne+Ap<br>CPx+Or+TiMgt+Ne+Ap<br>CPx+Pl+TiMgt+Or+Ap<br>(TiMgt+Ol)<br>CPx+TiMgt+Ol+Pl+Ap<br>Pl+CPx | Ne+Or+Aeg+Aev+Ap<br>Ne+Or+Aeg+Aev<br>Ne+Or+Ap<br>Ne+Ap |
| Pl<br>OPx+CPx+Pl+Ol<br>(Pl)<br>OPx+Pl+Ol<br>OPx+CrSp<br>(CrSp)<br>Ol+OPx+CrSp<br>(CrSp)<br>Ol+CrSp | Pl+Ol<br>Pl  | Pl<br>CPx+Pl<br>CPx<br>CPx+Ol<br>Ol   |  |

Примечание. Смена парагенезисов в интрузиях дана снизу вверх; в скобках отмечены редкие парагенезисы, не типичные для данной интрузии или группы интрузий. Ol - оливин, OPx - ортопироксен, CPx - клинопироксен, CrSp - хромит, TiMgt - титаномагнетит, Pl - плагиоклаз, Or - существенно калиевый полевой шпат, Ne - нефелин, Ap - апатит, Qu - кварц, Aeg - эгирин, Aev - эвдиалит, Hbl - роговая обманка.

путствующей сортировкой зерен по гидравлическим характеристикам. Поэтому здесь ассоциации минералов могут иметь случайный характер, и возможность их использования для целей парагенетического анализа в настоящее время недостаточно ясна.

Таким образом, как следует из приведенной характеристики, наибольший интерес для целей парагенетического анализа представляют собой минералы кумулуса центральных (расслоенных) серий интрузивов, выделявшиеся из главного объема расплава и характеризующие наиболее существенные особенности кристаллизации данного интрузивного тела. Данные по этим парагенезисам суммированы в табл. 3. Поэтому в нижеследующем изложении основное внимание будет уделено именно этим образованиям. Другие парагенезисы, вследствие их недостаточной информативности и более слабой изученности, будут охарактеризованы только в самом общем виде.

П а р а г е н е з и с ы  
м и н е р а л о в к у м у л у с а  
п о р о д ц е н т р а л ь н ы х с е р и й  
р а с с л о е н н ы х и н т р у з и в о в

В настоящем разделе будут рассмотрены и проанализированы минералы кумулуса всех рассмотренных выше типов интрузий. Как будет показано ниже, кристаллизация реальных магматических расплавов в целом подчиняется известным физико-химическим закономерностям, однако имеет ряд важных особенностей, не укладывающихся в рамки существующих представлений.

Методика работы

Основной целью предпринятого исследования является сравнение теоретически ожидаемых парагенезисов минералов, которые должны выделяться в процессе фракционной кристаллизации расплавов, соответствующих исходным для разных типов массивов, с парагенезисами, устанавливаемыми в реальных интрузиях (табл. 3). Наиболее удобными для работы оказались четверные модели различных обобщенных систем. Особенностью этих моделей является то, что в их вершинах располагаются не фазы фиксированного состава, а серии твердых растворов. Правомерность использования такого приема вытекает из фундаментального факта отсутствия полной независимости компонентов в магматических расплавах, выражающегося, например, в явлении скрытой расслоенности, когда составы твердых фаз закономерно и взаимосвязано меняются, обогащаясь снизу вверх по разрезу низкотемпературными миналами. Благодаря этому резко снижается вариантность системы и не происходит расширения полей неопределенности, что должно было бы следовать из классического

правила фаз, разработанного на основе представлений о полной независимости компонентов. Такой же вывод должен следовать из теории фазового соответствия (Перчук, 1970; Перчук, Рябчиков, 1976). Сам по себе прием объединения изоморфных компонентов в одну фазу уже давно используется в петрологии и, согласно В.А. Жарикову (1976), уменьшает число независимых экстенсивных параметров и размерность диаграммы (с. 114). Об этом же свидетельствуют экспериментальные данные Р. Эмсли (Emslie, 1971), из которых следует, что использование вместо фаз фиксированного состава серий твердых растворов существенно не меняет фазовых равновесий, хотя и снижает температуру соответствующих котектик. Таким образом, благодаря использованию обобщенных диаграмм удается учесть максимально возможное число компонентов расплава, практически не искажая сущности процесса.

Почти все рассматриваемые ниже обобщенные системы впервые разработаны автором на основании опубликованных экспериментальных данных по отдельным крайним системам и изучения парагенезисов минералов реальных интрузивов. Часть из этих моделей уже была опубликована ранее (Шарков, 1975 а), однако в процессе дальнейших доработок их строение было существенно уточнено.

Анализ парагенезисов минералов интрузий основных и ультраосновных пород производился главным образом на моделях системы оливин (Ol)-клинопироксен (Cpx)-плаггиоклаз (Pl)-кварц (Qu) при давлениях 1 атм, 5, 8 и 12 кбар. Эти модели были построены на базе системы форстерит (Fo)-диопсид (Di)-анортит (An)-кварц (Qu), впервые рассмотренной Е. Осборном и Д. Тайтом (1954), Г. Чиннером и Д. Шерером (Chinner, Schairer, 1962) при давлении 1 атм; с использованием имеющихся в литературе данных по отдельным крайним системам (при более высоких давлениях) - Di-An-SiO<sub>2</sub> (Clark e.a., 1962), Fo-Di-An (Presnall e.a., 1978), Fo-Di-SiO<sub>2</sub> (Kushiro, 1969), Fo-An-SiO<sub>2</sub> (Kushiro, 1972), Di-An (Yoder, 1964), Fo-An (Кусиро, Иодер, 1968), а также данных по соотношению полиморфных модификаций MgSiO<sub>3</sub> (Бойд и др., 1968).

Выбор системы Fo-Di-An-Qu в качестве базовой был сделан на том основании, что реальные минералы в этих интрузивах, как было показано выше, весьма близки по составу к компонентам данной системы, и поэтому есть основания ожидать, что она будет достаточно корректно описывать качественные и количественные характеристики процесса кристаллизации природных расплавов. Как известно, содержание воды в последних обычно не превышает 2 вес. % (Кадик и др., 1971; Рябчиков, 1975; Соболев, 1976), что соответствует приблизительно  $P_{H_2O} = 0.5$  кбар, поэтому давление паров воды не учитывалось.

Химические анализы закаленных зон соответствующих интрузий (табл. 1-2) были пересчитаны по системе CIPW на эти составляющие. При этом окислы, входящие в состав нормативных ильмени-

та, магнетита и ортоклаза, не учитывались, поскольку их эволюция не предусмотрена рамками данной системы. По координатам  $O_1, CPx, P_1, Q_1$  определялось положение фигуративных точек составов в тетраэдре и тем самым — общая направленность хода кристаллизации расплава в условиях постоянного фракционирования твердой фазы.

Парагенезисы минералов интрузий ультраосновных, основных и щелочных пород исследовались с помощью системы  $O_1-CPx-P_1$  — нефелин (Ne), которая представляет собой продолжение предыдущей системы в область недосыщенных составов, и  $CPx-P_1-Ne$  — ортоклаз (Or).

Парагенезисы интрузий щелочных пород натрового ряда рассматривались на модели системы  $Na_2O-Fe_2O_3-Al_2O_3-SiO_2$  (Бейли, Шейпер, 1969).

В отличие от простейших физико-химических систем с фиксированными составами фаз в случае обобщенных систем реакционный или котектический характер отдельных кривых и точек термальных минимумов не всегда может быть заранее предсказан и часто уточняется уже в процессе исследования конкретных магматических серий. В частности, важной особенностью указанных выше обобщенных систем, как будет показано ниже, является то, что их грани не обладают свойствами термальных барьеров, как это устанавливается для систем с фиксированным составом фаз (Заварицкий, Соболев, 1961; Николаев, Доливо-Добровольский, 1961; Элерс, 1975). По-видимому, все эти особенности связаны со значительным увеличением степеней свободы, обусловленном совместной эволюцией нескольких серий твердых растворов, а также тем обстоятельством, что природные магматические расплавы имеют сложный состав, полностью не исчерпываемый четверными системами даже обобщенного типа. Благодаря использованию обобщенных систем удалось проследить процесс кристаллизации конкретных магматических расплавов в целом и впервые выявить ряд важных особенностей реальной кристаллизации, не вытекающих из известных физико-химических закономерностей.

#### Интрузии основных и ультраосновных пород

Прежде чем перейти к обсуждению хода кристаллизации исходных расплавов интрузий, необходимо остановиться на некоторых особенностях строения системы  $O_1-CPx-P_1-Q_1$ . Как видно из рис. 27, система состоит из объемов  $O_1, P_1$  и  $Q_1$ , прилегающих к соответствующим вершинам тетраэдра. Между ними располагается пластинообразный объем пироксенов и клиновидный объем шпинели. Следует особо подчеркнуть, что в настоящее время изучены только краевые системы, а внутренняя часть системы построена исключительно путем интерполяции. В этой связи некоторые особенности строения системы уточнялись на основе изучения парагенезисов минералов реальных интрузивов.

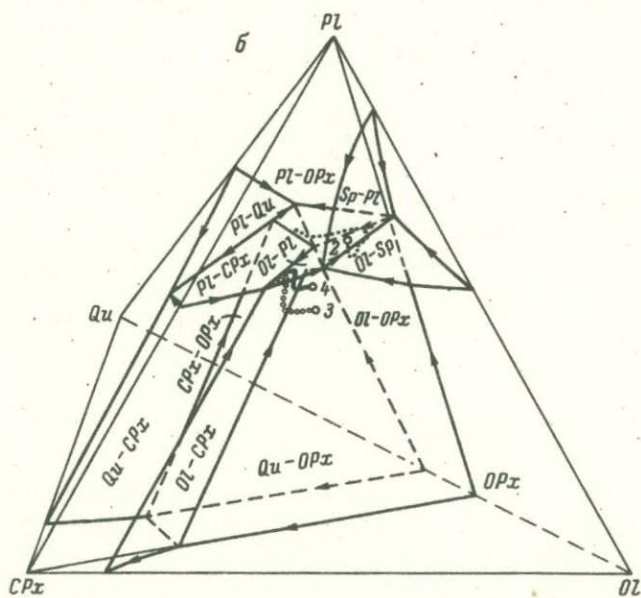
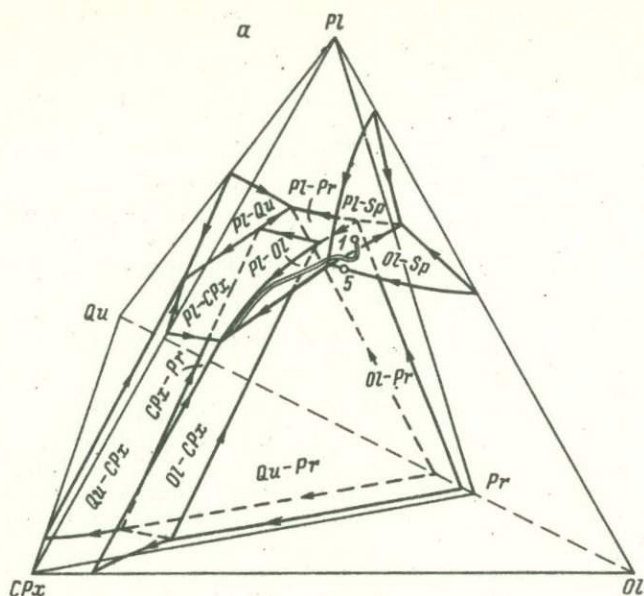


Рис. 37. Система  $Ol-Cpx-Pl-Qu$  при разных давлениях нагрузки и тренды кристаллизации некоторых интрузий основных и ультраосновных пород.

1 - Скергаардская, 2 - Златогорская, 3 - Маскокс, 4 - Колмозерский (Шарков, Сидоренко, 1975), 5 - Лысогорский, 6 - Мончетундровский, а -  $P = 1$  атм., б - 5 кбар.

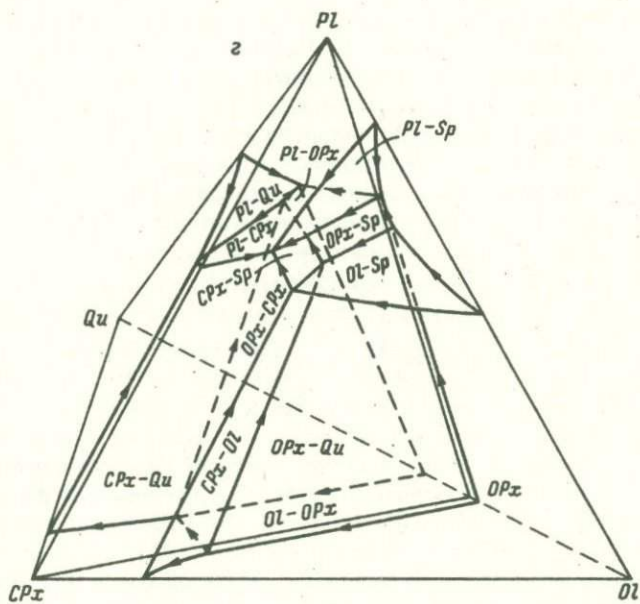
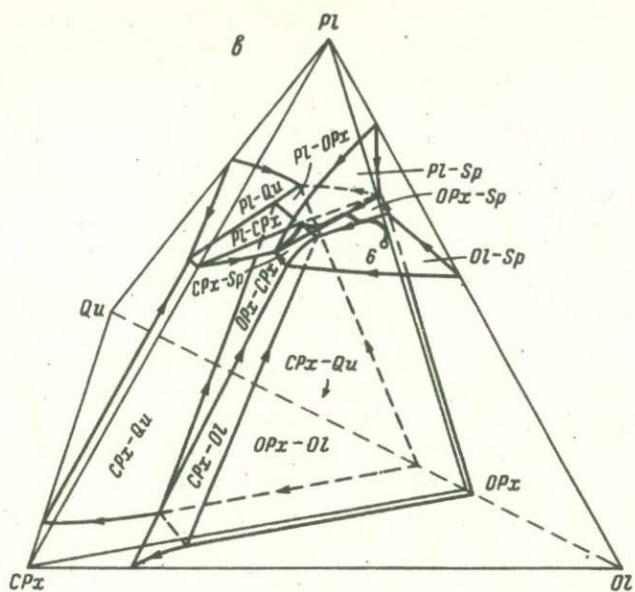


Рис. 37 (продолжение).

в - 8 кбар, г - 15 кбар.

Кристаллизация расплавов в условиях низких давлений. Фигуративные точки расплавов, отвечающих исходным для Златогорской, Скергаардской и Рамской интрузий, попадают в объем шпинели. После начала выделения этого минерала состав жидкости должен перемещаться к дивариантной поверхности  $O1-Sp$ , а по ней - к моновариантной кривой  $O1-Sp-Pl$ . Достигнув этой кривой, дальнейшая эволюция расплава может идти по двум направлениям: 1) к протознстату ( $Pr$ ) и 2) к клинопироксену. В обоих случаях расплав вначале будет двигаться по кривой  $O1-Sp-Pl$  (с одновременным выделением этих минералов), а затем, по мере фракционирования шпинели, покинет эту кривую и будет далее перемещаться по дивариантной поверхности  $O1-Pl$  до моновариантных кривых  $O1-Pl-Pr$  или  $O1-Pl-CPx$ . В первом случае, вследствие реакционных отношений между  $O1$  и  $Pr$ , кристаллизация  $O1$  прекратится и в ассоциации с плагиоклазом будет кристаллизоваться только  $Pr$ . В процессе дальнейшей фракционной кристаллизации расплав должен попасть на кривую  $Pl-Pr-CPx$  и, двигаясь по ней, достичь невариантной точки  $Pl-Pr-CPx-Qu$ .

Во втором случае расплав достигнет моновариантной кривой  $O1-Pl-CPx$  и будет двигаться вдоль нее. Как указывалось выше, экспериментальные данные в температурных зависимостях вдоль этой кривой сейчас отсутствуют. Поэтому здесь возможны два варианта: а) расплав перемещается вдоль этой кривой до грани  $O1-CPx-Pl$  и в процессе дальнейшей кристаллизации покидает объем данной системы и б) расплав движется к точке  $O1-CPx-Pr-Pl$  и в дальнейшем перемещается по кривой  $Pl-Pr-CPx$ . Таким образом, в процессе фракционной кристаллизации рассмотренных расплавов должны последовательно выделяться следующие минеральные ассоциации: 1)  $Sp \rightarrow O1+Sp \rightarrow O1+Sp+Pl \rightarrow O1+Pl \rightarrow Pl+Pr \rightarrow Pl+Pr+CPx \rightarrow Pl+Pr+CPx \pm Qu$ ; 2)  $Sp \rightarrow O1+Pl+Sp \rightarrow O1+Pl+CPx \pm Pr \rightarrow Pr+CPx+Pl \pm Qu$  или  $Sp \rightarrow O1+Pl \pm Sp \rightarrow O1+Pl+CPx$ .

В исследованных массивах, за исключением интрузии о-ва Рам (Уэйджер, Браун, 1970), чисто шпинелевые кумулаты отсутствуют (это может быть связано с недостаточной точностью определения состава исходного расплава), а наиболее высокотемпературные парагенезисы представлены дунитами (кроме Скергаардского массива, где высокотемпературные части разреза эрозией не вскрыты). Остальные парагенезисы в интрузивах, как это видно из табл. 3, довольно близко отвечают теоретически ожидаемым: в Златогорском - первому пути кристаллизации, в остальных - второму. Однако в случае Златогорского массива наблюдается парагенезис  $O1+OPx+Pl$ , свидетельствующий об отсутствии реакционных взаимоотношений между  $O1$  и  $OPx$ , что возможно только при давлении выше 4-5 кбар (см. ниже). Последовательность парагенезисов же пород массивов Британо-Арктической провинции весьма близка к описываемой. Это согласуется с определениями величины давления по полиморфам  $SiO_2$  и  $CaFeSi_2O_6$ , свидетельствующим о

том, что давление во время кристаллизации „сэндвичевого горизонта“ составляло 0,5 кбар, а основания Нижней зоны – 1,2 кбар (McBirney, Nakamura, 1974).

Весьма существенно, что в парагенезисах массивов второй группы собственно ортопироксен отсутствует (имеющийся гиперстен представляет собой инвертированный пижонит), зато в верхней части разреза существенную роль начинают играть железистый оливин и титаномagnetит, отсутствующие в возможных парагенезисах низкотемпературной части рассматриваемой системы. Из этого, очевидно, следует, что температурный минимум на кривой  $O1-CPx-Pl$  расположен вне данной системы, которую расплав покидает в процессе кристаллизации.

Значительный интерес представляют отклонения от этой теоретически-ожидаемой последовательности кристаллизации. Во-первых, в интрузиях Скергаарда и Довырена широко развит габбровый парагенезис ( $Pl+CPx$ ), соответствующий котектической поверхности  $Pl-CPx$  (рис. 37, а). Для того чтобы расплав мог попасть на эту поверхность, кривая  $O1-Pl-CPx$  должна обладать свойствами реакционной, что никак не следует из ее конфигурации. Второе исключение составляет этап кристаллизации одного плагиоклаза, наблюдаемый в интрузиях вслед за парагенезисом  $Pl+CPx+Pr$  и свидетельствующий о том, что расплав временно уходил в объем плагиоклаза, чтобы через некоторое время вернуться на котектические поверхности. Третье исключение – равновесный характер ассоциации  $O1+OPx$  в оливиновых норитах Златогорского массива.

Состав исходного расплава Лысогорского массива (Иванов, 1971) попадает в объем  $O1$  (рис. 37). Судя по диаграмме, здесь должны были бы наблюдаться следующие парагенезисы:  $O1 \rightarrow O1+Pl \rightarrow O1+Pl+OPx \rightarrow O1+OPx+CPx+Pl \rightarrow O1+CPx+Pl$  и т.д. Однако троктолиты не характерны для этого массива. По-видимому, в данном случае состав расплава определен неверно (пробы отобраны на значительном удалении от непосредственного контакта). Для получения реально наблюдаемых парагенезисов минералов –  $O1 \rightarrow O1+CPx+OPx \rightarrow O1+CPx+Pl \rightarrow Pl+CPx+OPx$  и т.д. (табл. 3) – расплав должен был бы быть менее глиноземистым и более кальциевым.

Важной особенностью парагенезисов минералов Лысогорской интрузии является широкое развитие габбро-диоритов, кварцевых диоритов, значительного количества роговой обманки. Очевидно, в данном случае исходный расплав был сравнительно водонасыщенным.

Кристаллизация при давлении порядка 5 кбар. Как следует из экспериментов Ф. Бойда и др. (1968), при давлении выше 5 кбар, а по данным Г. Тэйлора (Thaylor, 1973), – при 4 кбар, энстатит плавится конгруэнтно. Следовательно, поверхность  $O1-OPx$  из реакционной превращается в котектическую, и ассоциация  $O1+OPx$  становится равновесной. С этих позиций находит свое объяснение парагенезис  $O1+OPx+Pl$ , наблюдающийся в Златогорском массиве и, очевидно, свидетельствующий

ший о кристаллизации этой интрузии при давлениях выше 4–5 кбар. Об этом же говорит и факт широкого развития в породах интрузии вдоль границ оливина и плагиоклаза шпинель–пироксеновых венцовых структур, возникающих при  $P \approx 8+2$  кбар (Кусиро, Иодер, 1968; Green, Hibberson, 1970). Это позволяет оценить минимальную величину давления в момент формирования этого массива примерно в 6 кбар. Далее расплав попадает в точку  $Ol-Cpx-Orx-P1$  и затем – на кривую  $Orx-Cpx-P1$ . Характер дальнейшей эволюции расплава в Златогорском плутоне вследствие эрозийного среза неизвестен. Однако возникновение конгруэнтного плавления  $Orx$  приводит к появлению „ортопироксенового барьера“ (Соболев, 1973), препятствующего дальнейшему перемещению расплава в области кварцсодержащих составов. Поэтому дальнейшая эволюция расплава в сторону точки  $Orx-Cpx-P1-Qu$  прекратится, и расплав должен сместиться на котектику  $Ol-Cpx-P1$ , т.е. верхняя часть разреза данного массива должна была быть похойей на разрез Скергаардского интрузива.

С увеличением давления поверхность  $Ol-Cpx$  несколько смещается в сторону  $Ol$ , а  $Ol-P1$  – в сторону  $P1$ . В этих условиях расплав интрузии Маскоккс (фиг. 37) из объема оливина будет двигаться к поверхности  $Ol-Cpx$  и уже по этой поверхности – к котектической кривой  $Ol-Cpx-P1$ . По достижению этой кривой дальнейшая кристаллизация должна идти так же, как и в интрузиях Довырена и Скергаарда. Наличие значительного количества пироксенитов (диаллагитов), вероятно, объясняется тем, что в условиях интенсивного фракционирования оливина расплав временно уходил в объем клинопироксена.

Описанная последовательность характерна для ранних стадий кристаллизации интрузии. Однако на средних и поздних стадиях в массиве наблюдается появление в существенных количествах ортопироксена, а также хромита. Переход к этим парагенезисам, как отмечал еще Т. Ирвайн (Irvine, 1970), не может быть объяснен фракционной кристаллизацией того же расплава, а требует существенного изменения его состава, в частности добавления порции гиперстен–нормативного расплава в магматическую камеру. В данном случае автор присоединяется к этой точке зрения, поскольку такой характер смены парагенезисов является совершенно аномальным противоречит строению системы и не согласуется с результатами изучения других интрузивных тел.

Кристаллизация при давлении 8–9 кбар. Наиболее важными особенностями строения четверной системы при таких давлениях является исчезновение поля совместной кристаллизации оливина и плагиоклаза. Из других особенностей следует отметить появление дивариантных поверхностей  $Orx-Sp$  и  $Cpx-Sp$ , а также общее сокращение объема кристаллизации плагиоклаза и, наоборот, – расширение объемов пироксенов.

Как видно из рис. 37, в кристаллизация толеитовых базальтов при давления 8 кбар и выше должна начаться с оливина, к кото-

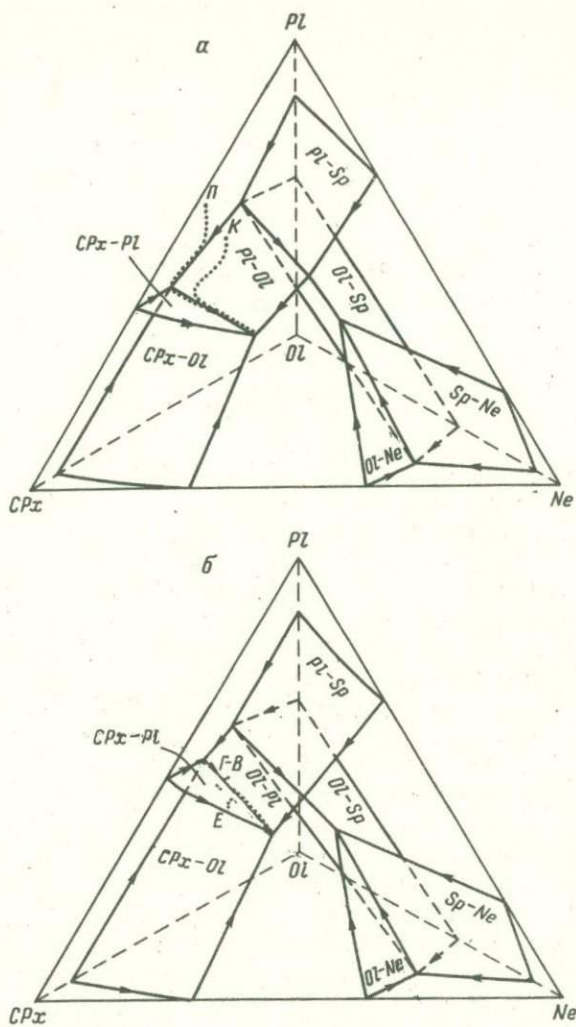


Рис. 38. Система O1-Cpx-Pl-Ne при разных давлениях и тренды кристаллизации некоторых сиенит-габбровых интрузий.

П - Патынской (Дифференцированные габбровые интрузии..., 1974),  
 К - Кизирской, Е - Елетьозерской, Г-В - Гремяха-Вырмеской,  
 а -  $P = \text{атм}$ , б -  $P = 5 \text{ кбар}$ .

рому вскоре присоединяется шпинель. Следуя по этой дивариантной котектической поверхности, расплав должен достигнуть моновариантной кривой  $O1-OPx-Sp$ , затем — невариантной реакционной точки  $O1-OPx-CPx-Sp$ . После этого тренд кристаллизации должен по кривой  $OPx-CPx-Sp$  попасть в следующую реакционную точку  $OPx-OPx-Sp-P1$ , а затем на кривую  $OPx-CPx-P1$  и следовать по ней вплоть до ортопироксенового барьера, препятствующего достижению кварцсодержащих составов. Дальнейшая кристаллизация должна идти тем же путем, что и при более низких давлениях.

Подобный характер смены парагенезисов минералов в изученных нами массивах не наблюдался. Он отмечается лишь в массиве Бени-Бушера в Марокко (Kornprobst, 1969). Однако, в этом массиве плагиоклаз неустойчив и замещается гранатом, что свидетельствует в пользу еще более высоких давлений — порядка 15 кбар.

Вместе с тем парагенезисы  $O1-P1$  практически отсутствуют в интрузивах типа Мончетундры. Это позволяет думать, что их затвердевание происходило при давлениях порядка 8 кбар, о чем свидетельствуют и коронарные структуры вдоль границ  $O1$  и  $P1$  (см. рис. 2). Однако их кристаллизация подчинялась более сложным закономерностям: тренд кристаллизации, перемещаясь по кривой  $O1-OPx-Sp$ , по мере фракционирования  $O1$  смешался на поверхность  $OPx-Sp$ , иногда полностью уходя в объем  $OPx$ . После этого расплав достигал кривой  $OPx-P1-Sp$  и после фракционирования  $Sp$  уходил на поверхность  $OPx-P1$ , а в ряде случаев — Критическая зона Бушвельда и Норитовая Стиллиотера — даже уходил в объем  $P1$ .

В процессе дальнейшей кристаллизации расплав достигал котектической кривой  $OPx-CPx-O1$ , и уже после этого длительное время происходило выделение одного плагиоклаза, являющегося единственным кумулюсным минералом в средних частях разреза этих интрузивов. Особенностью Мончетундровского массива является наличие в небольших количествах парагенезисов  $O1-OPx-P1$  и  $O1-OPx-CPx-P1$ , что, вероятно, указывает на несколько меньшее давление в процессе его кристаллизации по сравнению с другими аналогичными интрузивами.

Появление небольшого количества троктолитов в основании аномальных зон массивов, возможно, объясняется тем, что кристаллизация здесь происходила на более высоких уровнях интрузивов, т.е. при более низких давлениях. Действительно, гипсометрически основания этих зон расположены на 2,5–3 км выше подошвы массивов, т.е. давления здесь были примерно на 1 кбар меньше.

Таким образом, как следует из приведенных материалов, наблюдается вполне удовлетворительное совпадение реально наблюдаемых парагенезисов пород с теоретически ожидаемыми при разных давлениях нагрузки. Вместе с тем в процессе реальной кристаллизации нередко отмечается смещение тренда кристаллизации расплава с котектических кривых на поверхности и даже в объем кристаллиза-

ции отдельных минералов с появлением би- и мономинеральных парагенезисов.

Причины этого явления в настоящее время недостаточно ясны. Одной из них может быть эффект несогласованного темпа изменения составов одновременно кристаллизующихся фаз. Действительно, динамика изменения состава каждого минерала подчиняется своим собственным законам, и поэтому в процессе их совместной кристаллизации должны постоянно возникать мелкие нарушения общего равновесного хода кристаллизации. Очевидно, это и приводит в конечном итоге к смещению расплава с „моновариантных“ кривых на „дивариантные“ поверхности и даже в многовариантный объем, где такие нарушения существенной роли не играют.

В настоящее время в связи с проблемой генезиса анортозитов экспериментально наиболее изучена проблема появления мономинерального парагенезиса Pl. Согласно Г. Йодеру (Yoder, 1969), увеличение  $P_{H_2O}$  должно смещать эвтектику Pl-Di в сторону Pl. Иными словами, при увеличении  $P_{H_2O}$  должна измениться конфигурация объемов в тетраэдре, в результате чего расплав, ранее следовавший по котектическим кривым, оказывается в объеме плагноклаза. С другой стороны, Т. Ирвайном (Irvine, 1975) было показано, что увеличение концентрации нормативного Or в расплаве должно приводить к сходному эффекту — смещению расплава в объем плагноклаза. Очевидно, некоторое смещение котектик под влиянием примесей должно играть роль и для других минералов. Эта проблема требует дальнейшего изучения.

#### Интрузии ультраосновных, основных и щелочных пород

Как было показано выше, в сложении пород рассмотренных интрузий принимают участие пять главных породобразующих силикатов: оливин, клинопироксен, плагноклаз, нефелин и щелочной полевой шпат или ортоклаз. При этом для ранних стадий кристаллизации характерны первые три минерала, а последние два появляются лишь в конце процесса затвердевания. Поэтому представляется целесообразным рассматривать кристаллизацию исходного расплава этих массивов в рамках двух систем: Ol-CPx-Pl-Ne и CPx-Pl-Ne-Or.

Строение систем. При разработке систем использовались материалы по следующим частным разрезам: Ne-Di-SiO<sub>2</sub> (Schairer, Yoder, 1960c), Ne-Fo-SiO<sub>2</sub> (Schairer, Yoder, 1961; Yoder, 1964), Fo-Di-Ne (Schairer, Yoder, 1960b), Ks-Ne-SiO<sub>2</sub> (Schairer, 1950; Fudali, 1963), Ne-Lc-An (Schairer, 1950), Lc-An-SiO<sub>2</sub> (Schairer, Bowen, 1947a), Ne-Di-Lc (Sood e.a., 1970), Ab-Di-Or (Morse, 1968), Ab-An-Or (Tuttle, Bowen, 1958), Ab-An-Or-Qu (H<sub>2</sub>O) (Кравцова, 1974). Были учтены также результаты работ по системе Fo-Di-An (Осборн, Тайт,

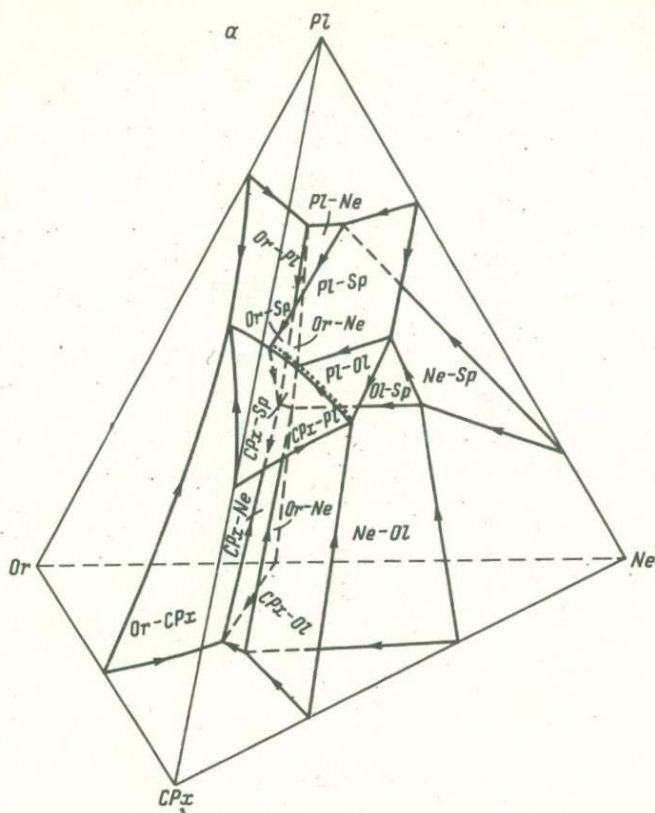


Рис. 39. Система  $CPx-Pl-Ne-Or$  при разных давлениях. На диаграммах точками показаны тренды кристаллизации Кизирской и Патынской интрузий (а,  $P = 1$  атм) и Елетьозерской и Гремяха-Вырмесской (б,  $P = 5$  кбар).

1954), что существенно изменило конфигурацию поля шпинели на грани  $Ol-Pl-Ne$ . Грань  $Ol-Pl-CPx$  построена с использованием данных по предыдущей системе. Более подробно строение этих систем рассмотрено в специальной работе (Шарков, Богатиков, 1980).

Как видно на рис. 38, система  $Ol-CPx-Pl-Ne$  представляет собой комбинацию объемов кристаллизации минеральных фаз, прилегающих к соответствующим вершинам, и крупного клиновидного объема шпинели. Термальный минимум системы, по-видимому, находится на котектике  $Pl-CPx-Ol$ , которая является котектикой „протыкания“. Как и в системе  $Ol-CPx-Pl-Qu$  (Шарков, 1975а), с увеличением давления происходит сокращения поля  $Ol-Pl$ , практически исчезающего при давлениях выше 8 кбар. В дальнейшем

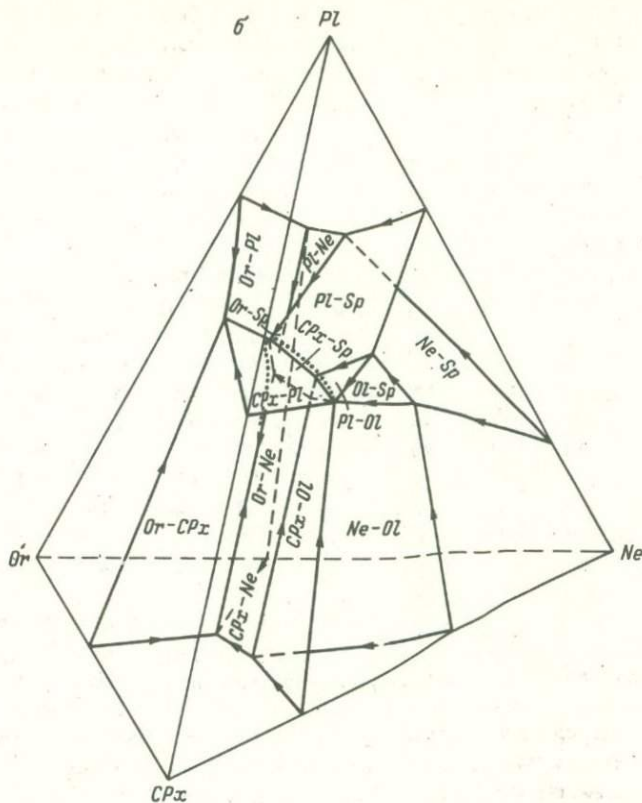


Рис. 39 (продолжение).

происходит расширение объема кристаллизации клинопироксена за счет сокращения объемов оливина и плагиоклаза. Обращает на себя внимание, что в реальных парагенезисах интрузий роль шпинелевой фазы играет титаномагнетит.

Система  $CPx-Pl-Ne-Or$  состоит из объемов, прилегающих к соответствующим вершинам, а также клиновидных объемов  $Ol$  и  $Sp$ , прилегающих к ребрам  $CPx-Ne$  и  $Ne-Pl$  соответственно (рис. 39). Система характеризуется тремя реакционными точками -  $Ol-Pl-CPx-Sp$ ,  $Pl-Sp-CPx-Or$  и  $Sp-CPx-Pl-Ne$ . Первая из них приводит к исчезновению  $Ol$ , вторая - к исчезновению  $Sp$ . Термальный минимум системы располагается на котектике  $Or-Ne-CPx$ .

Кристаллизация в условиях низких давлений. Как видно из рис. 38, фигуративные точки исходных расплавов изученных интрузий располагаются довольно

близко друг от друга, хотя парагенезисы слагающих эти массивы пород существенно различны. Кристаллизация Кизирского и Патынского массивов, судя по диаграмме рис. 38, должна начаться с выделения плагиоклаза. Затем расплав должен попасть на котектическую поверхность  $Ol-Pi$  и, следуя по ней, с одновременным выделением этих минералов достичь моновариантной кривой  $Ol-Pi-CPx$ . Перемещаясь вдоль нее, расплав должен покинуть объем системы  $Ol-CPx-Pi-Ne$ . Его дальнейшая кристаллизация может быть рассмотрена в рамках системы  $CPx-Pi-Ne-Or$ . Здесь расплав будет перемещаться по кривой  $Ol-Pi-CPx$  вплоть до реакционной точки  $Ol-Sp-Pi-Ne$ , а после фракционирования  $Ol$  — по котектике  $Pi-CPx-Sp$  вплоть до следующей реакционной точки  $Pi-CPx-Sp-Or$ , где уже плагиоклаз является метастабильной фазой.

До этого момента теоретически ожидаемая и реально наблюдаемая последовательности выделения минеральных фаз таких массивов, как Кизирский и в меньшей мере Патынский, совпадают:  $Pi \rightarrow Pi+Ol \rightarrow Pi+Ol+CPx \rightarrow Pi+Ol+CPx+Sp \rightarrow Pi+CPx+Sp+Or$  (за исключением Патынского) (рис. 38, 39). Появление парагенезисов  $Ol+CPx+Sp$  (казанскитов) и  $CPx+Sp$  (косвитов) связано с местными отклонениями кристаллизующегося расплава вдоль поверхности  $CPx-Pi$ .

Дальнейшая эволюция расплава должна следовать в сторону парагенезисов с нефелином. Однако, как следует из результатов изучения рассмотренных сиенит-габбровых массивов, кристаллизовавшихся в условиях низких давлений — 0,5–1 кбар (Богатиков, 1966), в реальных малоглубинных магматических камерах этого не происходит. Здесь наиболее низкотемпературными парагенезисами оказываются сиениты, состоящие из одного щелочного полевого шпата (нордмаркиты). Представляется вероятным, что возникновение такого „полевошпатового барьера“ связано с явлением неразличимости (полной смесимости) полевых шпатов, экспериментально устанавливаемой в системе  $Ab-Or-Qu$  (Tuttle, Bowen, 1958) при низких давлениях. По-видимому, преодолеть этот барьер удается только в условиях повышенных давлений. Об этом свидетельствуют находки даек нефелиновых сиенитов, обнаруженных в районе Патынского массива и явно связанных с эволюцией более глубокого очага.

Кристаллизация расплавов в условиях повышенных давлений. Об этом же свидетельствуют результаты изучения массивов Гремяха-Вырмес и Елетозеро, затвердевание которых, судя по наличию в породах венцовых (коронарных) пироксен-шпинелевых структур, происходило при давлении не менее 6 кбар. Как видно на рис. 38, кристаллизация массива Гремяха-Вырмес должна начаться с выделения  $Ol$ , а затем  $CPx$ . После этого расплав попадает на котектику  $Ol-CPx-Pi$ , и дальнейшая его кристаллизация должна происходить так же, как и при более низких давлениях вплоть до реакционной точки  $Pi-CPx-Or-Sp$ . Однако в отличие от сиенит-габбровых мас-

сивов здесь устанавливается переход от пуласкитов-лаурвикитов через шонкинитовые сиениты к нефелиновым разновидностям (табл. 3).

В отличие от рассмотренного массива кристаллизация Елетьозерской интрузии должна начаться с выделения  $CPx$  (рис. 38). Следующим парагенезисом, судя по диаграмме, должен быть  $CPx+Pl$ , а затем  $CPx+Pl+Ol$ . Дальнейшая кристаллизация этого плутона должна идти так же, как и Гремяхи-Вырмес, что действительно имеет место.

Таким образом, проведенное исследование показало, что парагенезисы минералов кумулуса сиенит-габбровых и щелочно-габбровых интрузивов могут быть достаточно корректно описаны в рамках систем  $Ol-CPx-Pl-Ne$  и  $CPx-Pl-Ne-Or$ .

По сравнению с ранее изученными парагенезисами минералов, возникающих при кристаллизации толеитовых расплавов, здесь намечаются существенные отличия. Во-первых, практически полностью отсутствует ортопироксен, столь характерный для насыщенных  $SiO_2$  расплавов. Здесь он отмечается только в образованиях зоны закалки и как составная часть субсолидных коронарных структур. Во внутренних частях массивов ортопироксен встречается только в форме инвертированного пижонита в составе интерстициального материала. Во-вторых, повсеместно на средних-поздних этапах кристаллизации появляются парагенезисы с широким развитием титаномагнетита, т.е. дифференциация щелочных базальтов происходит по пути, впервые указанному Г. Феннером (Fenner, 1931) и В.С. Соболевым (1936).

В связи с рассмотренными выше продуктами кристаллизации щелочно-базальтовых расплавов обращает на себя внимание сходство парагенезисов минералов верхних частей разреза Скергаардского и Бушвельдского массивов с этими образованиями. Как уже указывалось выше, здесь вслед за парагенезисом  $Ol+CPx+Pl$  повсеместно развита ассоциация  $CPx+Pl+TiMgt+Ol$  вплоть до появления мономинеральных титаномагнетитовых слоев. Далее в "сэндвичевом горизонте" Скергаардского массива устанавливаются гранофиры с парагенезисом  $CPx+Pl+Or+TiMgt$  (Уэйджер, Браун, 1970). И наконец, самые поздние дифференциаты - собственно гранофиры - имеют парагенезис  $Pl+Or+Qu+CPx$ .

По-видимому, можно сделать вывод, что толеитовые расплавы в процессе кристаллизации временно покидают область насыщенных  $SiO_2$  составов, возвращаясь в нее только на самых конечных стадиях эволюции.

Сравнительно недавно А. Мак Бирни и Я. Накамура (McBirney, Nakamura, 1974) высказали предположение, что гранофиры Скергаардского массива произошли за счет ликвации остаточного расплава скергаардской магмы, однако соответствующих геологических доказательств приведено не было, и вопрос остался открытым.

Таким образом, как следует из приведенных материалов, грани рассмотренных обобщенных диаграмм не являются термальными

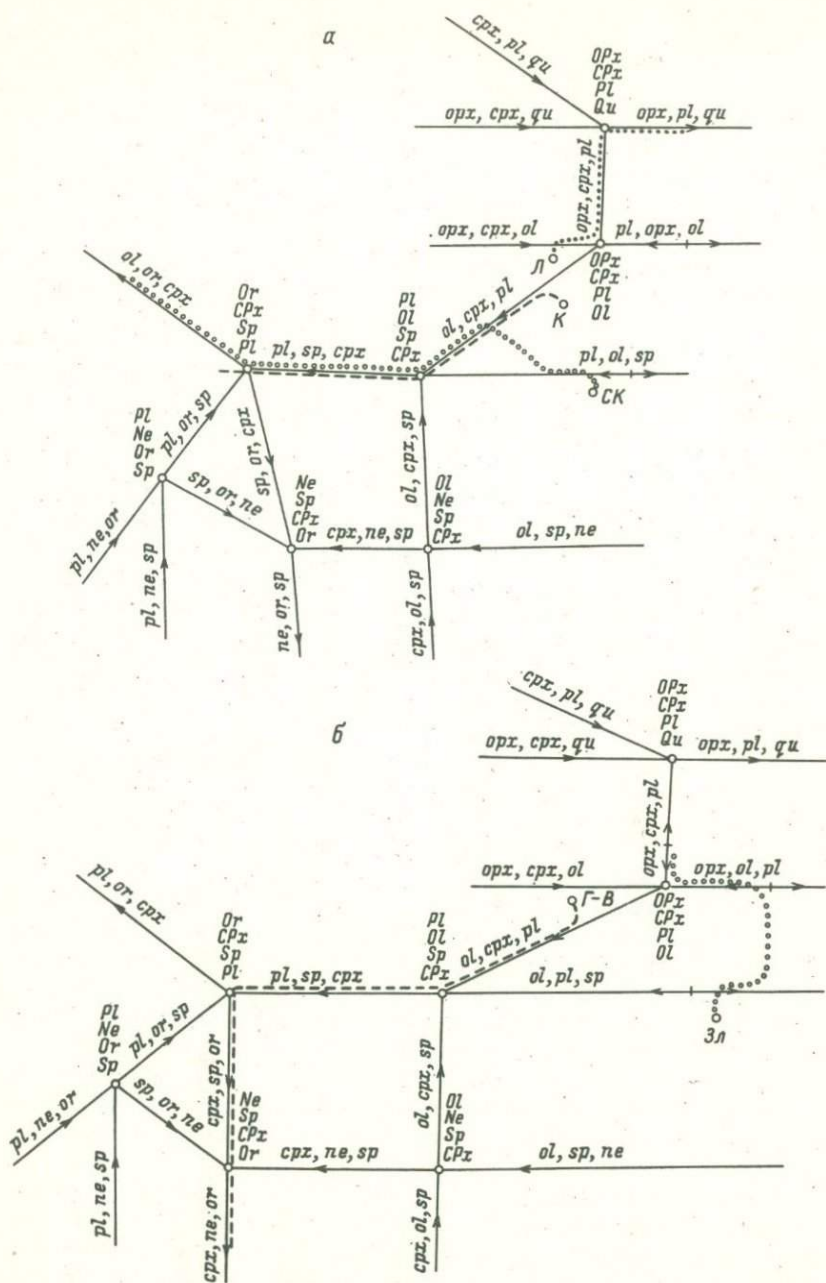


Рис. 40. Схема, иллюстрирующая тренды кристаллизации Скергаардской (СК) и Лысогорской (Л) интрузий (а,  $P = 1$  атм), Златогорской (ЗЛ) и Гремяха-Вырмеской (Г-В) интрузий (б,  $P = 5$  кбар), интрузий Мончетундровского типа (в,  $P = 8$  кбар).

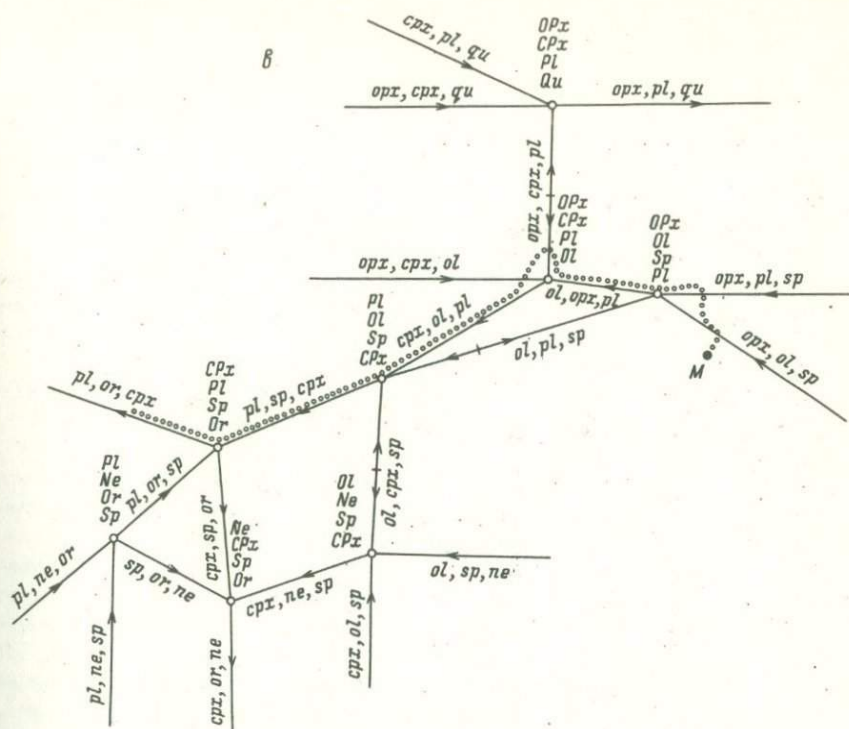


Рис. 40 (продолжение).

барьерами, и расплав в процессе фракционной кристаллизации может переходить из одной системы в другую. Это противоречит теореме Алькемаде (Заварицкий, Соболев, 1961, Элерс, 1975) для простейших физико-химических систем. Очевидно, это связано с тем, что даже обобщенные четверные диаграммы полностью не могут описать эволюцию реальных многокомпонентных расплавов, а дают возможность охарактеризовать только часть этого пути, что необходимо иметь в виду при анализе магматических процессов с помощью физико-химических систем. При этом, конечно, проблема физико-химических „барьеров“ с повестки дня не снимается, но действительность каждого из них должна быть исследована на примерах конкретных магматических серий. Примером тому служит рассмотренный выше ортопироксеновый барьер, препятствующий при давлениях выше 5 кбар эволюции толеитовых базальтов в область кварцсодержащих составов.

Графические схемы хода кристаллизации рассмотренных интрузий в пределах систем  $Ol-Cpx-Pl-Qu$ ,  $Ol-Cpx-Pl-Ne$  и  $Cpx-Pl-Ne-Or$  приведены на рис. 40.

Как впервые было показано А.Л. Косым (1965), последовательность кристаллизации Ловозерского массива может быть описана в рамках системы  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ , изученной Д. Шерером и Д. Бейли (1969) при давлении в 1 атм. Наши данные полностью согласуются с выводами А.Л. Косого. Фигуративная точка исходного расплава массива (табл. 2) попала в объем нефелина (рис. 41). В процессе кристаллизации этого расплава его состав попадает на котектическую дивариантную поверхность  $\text{Ne}-\text{Ab}$  и, следуя по ней, достигает новариантной кривой  $\text{Ne}-\text{Ab}-\text{Ac}$ . Закончиться кристаллизация должна в точке четверной эвтектики  $\text{Ne}-\text{Ab}-\text{Ac}$ -дисиликат натрия. В реальных интрузиях аналогом альбита является щелочной полевой шпат, акмита - эгириц, а дисиликата натрия - главным образом эвдиалит. Таким образом, в интрузии такая последовательность должна выразиться в смене следующих парагенезисов: нефелин  $\rightarrow$  нефелин+полевой шпат  $\rightarrow$  нефелит+полевой шпат+40% эгирина  $\rightarrow$  нефелин+полевой шпат+10% эгирина+дисиликат натрия (эвдиалит). Нетрудно видеть, что эта последовательность соответствует последовательности смены пород в ритмах расслоенной серии массива („комплекс плутона луавритов-фойяитов-уртитов“, по Н.А. Елисееву и Э.Е. Федорову, 1953). К аналогичным выводам о последовательности выделения минеральных ассоциаций в Ловозерском массиве ранее пришли Л.Н. Когарко и В.Н. Волков (1963) на основании анализа упрощенной системы нефелин-калиофиллит-кварц-акмит.

Результаты изучения парагенезисов минералов Ловозерского массива представляют особый интерес, поскольку щелочи являются наиболее подвижными компонентами силикатных систем (Коржинский, 1973; Маракушев, 1973; Жариков, 1976). Из приведенных данных следует, что условия закрытой системы в значительной мере реализуются и при высокой щелочности расплава.

Как следует из приведенного материала, несмотря на очевидные трудности работы с объемными моделями, они обладают целым рядом достоинств, главными из которых являются наглядность и соответствие теоретически ожидаемых парагенезисов минералов парагенезисам, наблюдаемым в реальных интрузиях. Подобный подход позволяет проследить эволюцию парагенезисов магматических минералов во времени и пространстве в зависимости от величины давления в процессе затвердевания интрузий, а также решать обратную задачу - оценить величину давления во время затвердевания интрузии по характеру парагенезисов минералов кумулуса, что было показано на примере интрузий основных и ультраосновных пород. С другой стороны, предлагаемая методика позволяет предсказывать отсутствующие парагенезисы в тех случаях, когда они или еще не вскрыты, или, наоборот, уничтожены эрозией, а также оценить правильность выбора модели исходного расплава. Соответствие

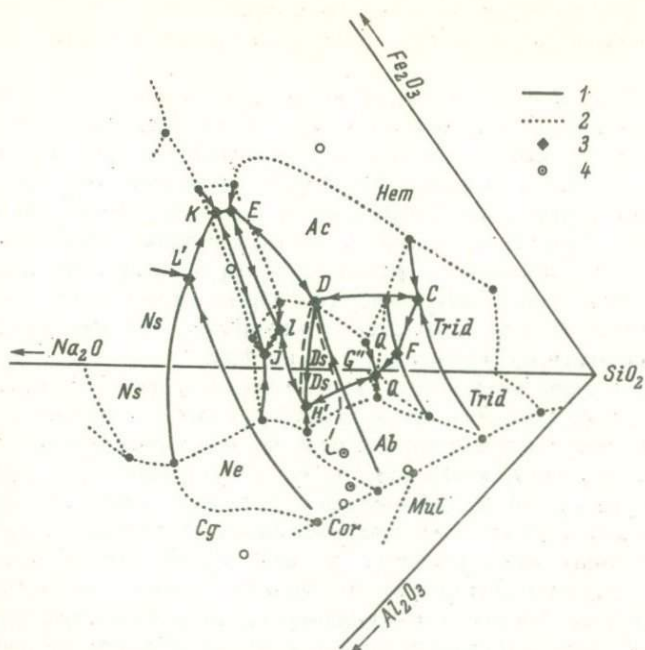


Рис. 41. Диаграмма, иллюстрирующая ход кристаллизации Ловозерского массива в системе  $\text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3 - \text{Fe}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ .

1 - моновариантные линии, 2 - границы полей в краевых системах, 3 - четверные точки, 4 - состав исходного расплава Ловозерского массива.

парагенезисов теоретически ожидаемым или, наоборот, отсутствие такого соответствия может быть полезным генетическим критерием, когда происхождение объекта является предметом дискуссии.

Таким образом, проведенное исследование парагенезисов пород расслоенных интрузий показало, что они не являются случайными ассоциациями минералов, а представляют собой серию твердых фаз, закономерно и последовательно выделяющихся при фракционной кристаллизации исходного расплава, как это и следует из теоретической модели.

Другие парагенезисы минералов пород расслоенных интрузий

В этом разделе будут кратко охарактеризованы некоторые важные особенности парагенезисов минералов интеркумулуса пород расслоенных серий, а также парагенезисы минералов краевых серий.

Важной особенностью парагенезисов интеркумулусных минералов является то, что количественные отношения отдельных фаз могут меняться в пределах слоя. Как уже указывалось при описании конкретных массивов, адкумулятивный рост минералов в центральных частях интрузивов может приводить к появлению анхимономинеральных пород, в которых на долю остальных интерстициальных фаз приходятся доли процента. С другой стороны, коррозия кумулусных минералов интеркумулусным расплавом также может исказить первичные соотношения интеркумулусных минералов, так как приводит к преимущественному развитию одной из фаз.

Парагенезисы интеркумулусных минералов, так же как и кумулусных, зависят от положения породы в разрезе массива и в целом меняются вместе с изменением парагенезисов кумулуса, хотя отмечаются случаи, когда один и тот же кристалл интеркумулусного минерала развит в пределах двух соседних слоев (Jackson, 1961). Самы парагенезисы этих минералов, с учетом адкумулятивного разрастания зерен кумулуса, в значительной мере отвечают составу кумулусных минералов вышележащих слоев. Так, например, интеркумулусный материал оливин-хромитовых кумулатов Мончегорского плутона образован главным образом ортопироксеном с подчиненным количеством клинопироксена и плагиоклаза, в ортопироксеновых кумулатах — преимущественно плагиоклазом и меньше — клинопироксеном, в ортопироксен-плагиоклазовых — клинопироксеном и т.д. Первый из этих парагенезисов может условно быть параллелизован с ортопироксеновым кумулатом, второй — с ортопироксен-плагиоклазовым, третий — с ортопироксен-клинопироксен-плагиоклазовым.

Однако наряду с минеральными фазами, которые будут играть важную роль выше по разрезу массивов, в составе интерстициального материала развиты минералы, не характерные для данного типа интрузий. Так, в рассмотренных выше примерах пород Мончегорского плутона наряду с упомянутыми интерстициальными минералами в подчиненном количестве отмечаются коричневый биотит, коричневая роговая обманка, апатит, кварц. Это свидетельствует о том, что интерстициальный расплав содержал повышенные концентрации воды, щелочей и кремнезема, не достигавшиеся главным объемом расплава в процессе всей его эволюции. Показательными в этом отношении являются и некоторые жильные образования плутонов, в частности концентрически-зональные габбро-пегматиты с кварц-полевошпатовым ядром в Мончегорском и Златогорском плутонах. Как было показано выше, кристаллизация этих массивов происходит в условиях, когда ортопироксеновый барьер препятствует эволюции расплава в сторону кварцсодержащих составов. Как следует из экспериментов И. Кусиро (Kushiro, 1969), этот барьер может быть преодолен только при сравнительно

высоких  $P_{H_2O}$ , так что этот факт также может рассматриваться в качестве свидетельства повышенной водонасыщенности интерстициального расплава.

О существенных отличиях химизма главного объема расплава и интерстициальной жидкости свидетельствует и пониженная основность интерстициального плагиоклаза в гарцбургитах и бронзититах Мончегорского плутона по сравнению с вышележащими норитами, где плагиоклаз выделялся уже из главного объема расплава. В качестве аналогичных примеров можно привести циркон в интерстициальном материале габброидов Скергаардского массива, кварц - в пуласкитах и сиенитах щелочно-габбровых интрузий и т.д. Очевидно, это свидетельствует о том, что интерстициальный расплав не просто отвечал составу магмы в интрузии в момент захоронения данного кумулата, как полагали предшествующие исследователи (Уэйджер, Браун, 1970), а характеризовался повышенной концентрацией „некогерентных элементов“ (по Грину и Рингвуду, 1968). По-видимому, известную роль в этом играла температурно-диффузионная дифференциация (Григорьев, 1946), т.е. диффузия молекул из более нагретых частей жидкости в менее нагретые, согласно принципу Соре. По закону Ле-Шателье, диффундировать в этом направлении будет вещества, препятствующие переходу системы в другое агрегатное состояние, т.е. наиболее легкоплавкие и отличные по составу от кристаллизующихся фаз, что и наблюдается в реальных породах. Кроме того, в состав интерстициальной жидкости должны входить и продукты ликвации. Как будет показано ниже (гл. 5), при обсуждении сульфидной минерализации интрузий, капельки сульфидной жидкости вследствие низкой температуры кристаллизации продолжают существовать и в интерстициальном расплаве, подчиняясь общим законам его эволюции, в частности участвуя в сложении жильных образований.

Таким образом, парагенезисы интеркумулясных минералов характеризуются рядом особенностей, свидетельствующих о том, что они кристаллизовались из расплава, обогащенного по сравнению с главным объемом „некогерентными элементами“, а также продуктами ликвации. Поэтому интерстициальная жидкость не должна рассматриваться в качестве отвечающей составу магмы в момент захоронения, как предполагалось ранее.

#### Особенности парагенезисов минералов краевых серий интрузивов

Как уже указывалось выше, краевые серии интрузивов подразделяются на группы, формирующиеся в различных условиях. Поэтому они будут рассмотрены отдельно.

П а р а г е н е з и с ы   н и ж н и х   к р а е в ы х  
г р у п п. В настоящее время строение подобных зон лучше всего изучено на примере интрузий основных и ультраосновных пород. Так, в пределах Мончегорского плутона наблюдается переход от

габбро-офитовых и мелкозернистых габбровых структур к кумулятивным снизу вверх по разрезу. Парагенезисы минералов кумулуса здесь те же, что и в центральных частях массива, но последовательность их смены в разрезе — обратная. Обращает на себя внимание высокое содержание интерстициального материала, нередко составляющего 30–40% объема пород. Масштабы контаминации материала вмещающих пород незначительны.

Аналогичные особенности характерны и для других подобных массивов — Златогорского (Михайлов и др., 1971), Маскокского (Chamberlain, 1967), Стилдуотерского (Hess, 1960) и др.

Парагенезисы верхних краевых групп. В настоящее время верхние краевые группы изучены только в трех случаях: Скергаардском, Шельтингском и Ловозерском массивах. Судя по приводимым данным, все они характеризуются следующими особенностями: 1) в их пределах развиты исключительно низкотемпературные разновидности пород, причем эволюция скрытой расслоенности ориентирована сверху вниз; 2) расслоенность проявлена плохо, преобладают массивные текстуры.

Лучше всего изучена верхняя краевая группа Скергаардского массива. Согласно Л. Уэйджеру и Г. Брауну (1970), здесь преимущественно развиты таблитчатые кристаллы плагиоклаза, слагающие 55–60% объема пород. Интерстициальные минералы представлены авгитом, титаномagnetитом, кварцем и микропегматитом, редко — оливином. В некоторых случаях оливин, авгит и титаномagnetит, как и плагиоклаз, образуют самостоятельные идиоморфные зерна (примокристаллы, по Л. Уэйджеру).

Обращает на себя внимание тот факт, что здесь развиты исключительно низкотемпературные разновидности пород. Наиболее высокотемпературным парагенезисом примокристаллов (аналогов минералов кумулуса расслоенной серии, — Е.Ш.) являются  $Ol + Crx + Pl$ , затем  $Crx + Pl$ , а преобладает один  $Pl$ , характерный для сравнительно низкотемпературных частей разреза. В нижней части зоны появляются парагенезисы с железистым авгитом, оливином и magnetитом (пироксеновый и полевошпатовый ферродиорит), близкие по составу к образованиям верхней части расслоенной серии.

Еще более четко эта закономерность видна на примере Ловозерского массива, верхняя часть которого образована мощной пачкой эвдиалитовых люавритов (примокристаллы:  $Ne + Aeg + Fsp + Aev$ ) — наиболее низкотемпературными образованиями массива. Как и в случае Скергаардского интрузива, здесь преобладают массивные текстуры, а скрытая расслоенность ориентирована сверху вниз.

Такие наблюдения свидетельствуют о том, что формирование верхних краевых групп происходило согласно предлагаемой модели, т.е. их разрез представляет собой последовательность парагенезисов минералов солидуса главного объема расплава (примокристаллы). Кристаллизация интерстициального материала здесь происходила сразу же после выделения примокристаллов, в результате чего по-

следние „прилипали“ к кровле плутонов, как это показывают расчеты М.Я. Френкеля и А.А. Ярошевского (1976). Наличие участков с трахитоидными текстурами свидетельствует о реальности существования восходящих конвекционных токов, а широкое развитие кварца и микропегматита в интерстициях между примокристаллами — о действенности принципа Соре в процессе затвердевания прикровельных участков массива.

Аналогичные закономерности характерны также и для верхней группы Шельтингского массива (Слодкевич, 1975). Однако здесь ситуация осложняется явлением макроритмичности (рис. 18). В результате этого при общей тенденции к снижению температуры формирования минералов сверху вниз по разрезу каждый ритм начинается с более высокотемпературных пород. Подробнее это явление обсуждается при описании макроритмичности (см. гл. 3).

**П а р а г е н е з и с ы б о к о в ы х г р у п п.** Наиболее детальное описание боковой краевой группы выполнено для Скергаардского массива (Уэйджер, Браун, 1970). Как уже указывалось, здесь боковая группа подразделяется на две зоны: а) область покоя и б) полосчатая область.

В пределах „области покоя“ наблюдается переход от мелкозернистых эндоконтактных габбро и оливиновых габбро к более грубозернистым разновидностям того же состава, а затем к зоне поперечно-шестоватых пород, где кристаллы плагиоклаза и пироксена ориентированы перпендикулярно контакту. Далее идет так называемое грубозернистое пятнистое габбро. Здесь же встречены обломки пикрита, вероятно, входившего в разрез этой зоны массива. Количество высокотемпературных составляющих в минералах возрастает от контакта к внутреннему краю области покоя, причем для кристаллов иногда устанавливается обратная зональность, что может быть связано с теми же особенностями кристаллизации эндоконтактных зон, как и обратная последовательность выделения минералов. Только в образованиях этой зоны присутствует первичный ортопироксен (не инвертированный пижонит, как это характерно для других пород массива). Возможно, что его появление связано с местными отклонениями химизма кристаллизующегося расплава в сторону более насыщенных кремнеземом составов из-за недостаточной эффективности массообмена с главным объемом расплава или происходит за счет частичной контаминации силикатического материала рамы.

„Полосчатая область“ боковой группы располагается между быстроохлажденной „областью покоя“ и расслоенной серией. Как уже указывалось выше, в отношении минерального состава полосчатая область характеризуется той же последовательностью, что и расслоенная серия, только в горизонтальном направлении. Однако в отличие от последней текстуры пород здесь свидетельствуют о высокой подвижности материала, и поэтому часть ассоциаций минералов может иметь случайный характер. К сожалению, эти ассоциации в работе Л. Уэйджера не охарактеризованы, и поэтому проблема действ-

ности сортирующего влияния магматических течений на парагенезисы минералов остается нерешенной,

Как уже указывалось, есть основания рассматривать в качестве боковой краевой группы и большую часть пород, относимых к „I фазе“ Елетьозерской интрузии. В целом горизонтальный разрез этой зоны напоминает строение боковой группы Скергаардского массива, но значительно превосходит ее по масштабам. Вдоль контакта здесь также развита полоса мелкозернистых габбро и габбро-норитов, причем в последних отмечается первичный ортопироксен. Далее идет брекчированный прослой пироксенитов, занимающий место, аналогичное пикритам в Скергаарде, и внутренняя часть сложена грубозернистыми пятнистыми оливиновыми габбро. На участке Суриvara, по-видимому, встречен фрагмент полосчатой области краевой группы. Возможно, что подобные образования развиты шире, но пока не обнаружены вследствие плохой обнаженности массива. Характер парагенезисов минералов здесь также специально не изучался, и вопрос о сортирующей роли движений расплава остается открытым.

Подводя итог характеристике особенностей эволюции минерального состава боковых групп, следует подчеркнуть, что „область покоя“ по своему строению весьма напоминает нижнюю краевую группу: кумулятивные структуры пород отсутствуют, и от контакта вовнутрь наблюдается переход к более высокотемпературным парагенезисам минералов. Наиболее высокотемпературные образования отмечаются в средней части области, где иногда отмечаются поперечно-шестоватые текстуры. В пределах „полосчатой области“ температура формирования пород постепенно падает по направлению к центру массивов, напоминая последовательность в вертикальном разрезе расслоенных серий. Несмотря на многочисленные свидетельства подвижности материала при формировании внутренних частей боковых групп, вопрос о сортировке здесь зерен по гидравлическим свойствам остается нерешенным.

### И н т р у з и и   к а к   г л у б и н н ы е   а н а л о г и э ф ф у з и в н ы х   с е р и й

Как следует из приведенных материалов, наблюдается достаточно строгое соответствие строения реальных интрузий с теоретически ожидаемым. Изучение химизма зон закалок интрузий, средне-взвешенных составов массивов и парагенезисов слагающих их пород свидетельствует о том, что их исходные расплавы отвечают химизму наиболее распространенных типов расплавов эффузивных серий, но кристаллизовавшихся в условиях глубинных магматических камер. Это открывает возможность для идентификации глубинных аналогов эффузивных серий, т.е. тех магматических расплавов, которые, возникшая в мантии, в процессе движения к земной поверхности частично „застревают“ по пути в форме интрузивных тел.

Конкретный механизм формирования интрузивных тел был на-  
мечен С.А. Федотовым (1976а, 1976б). Как следует из современных  
представлений (Соболев, 1973; Федотов, 1976а), формирование ба-  
зальтоидных расплавов происходит на глубинах 100–230 км. По дан-  
ным С.А. Федотова, ведущим механизмом подъема магмы с этих  
глубин является плавучесть, обусловленная разницей в плотности  
между расплавом и суммарной плотностью вышележащих кристалли-  
ческих пород земной коры и верхней мантии. Расчетные данные и  
результаты сейсмических исследований зон современного вулканиз-  
ма свидетельствуют о том, что этот подъем осуществляется путем  
продвижения расплава в очень узких длинных магматических кана-  
лах, или колоннах, основания которых находятся на глубинах в де-  
сятки или сотни километров. Средний радиус таких колонн в асте-  
носфере порядка 580 м и средняя скорость подъема магмы по ним  
около 160 см/год.

Вязкость астеносферы, а затем и земной коры постепенно на-  
растает снизу вверх, что должно приводить к замедлению продви-  
жения расплава. И если приток магмы сохраняется, то верхняя часть  
колонны должна расширяться при замедлении ее движения. Возника-  
ющее при этом избыточное давление должно для базальтовых рас-  
плавов составлять 0,3–2 кбар и реализовываться в нижних частях  
коры, на глубинах порядка 20–30 км (литостатическое давление –  
6–9 кбар). Преимущественно на таких глубинах, согласно расчетным  
данным, базальтоидные магматические каналы должны расширяться,  
образуя крупные интрузии. Как видно из предыдущего изложения,  
большинство крупных расслоенных интрузий базальтоидов кристал-  
лизовалось именно в таких условиях. В связи с отсутствием на-  
дежных данных о равенстве гравитационной постоянной Земли в до-  
кембрии ее современной величине (например, Герлинг, Овчинникова,  
1976), вопрос о глубине формирования докембрийских комплексов  
пока остается открытым.

Таким образом, в основании земной коры вулканической области  
на глубинах 20–30 км возникает зона магматических очагов. Часть  
магмы, содержащаяся в них, по трещинам и каналам достигает по-  
верхности с образованием вулканов и гипабиссальных интрузий, а  
остальная застывает в толще земной коры с образованием глубин-  
ных интрузий. С этих позиций интрузивные образования могут рас-  
сматриваться как глубинные очаги вулканов и изучение процессов  
становления и консолидации плутонов должно являться одним из ме-  
тодов исследования процессов эволюции магмы в очагах вулканов.  
Первые попытки такого анализа ряда вулканических серий дали  
обнадеживающие результаты, позволив оценить состав исходных  
расплавов изученных комплексов и глубину магматических очагов  
в процессе их формирования (Синдеев, Шарков, 1976; Шарков, Син-  
деев, 1978). Возможно, в дальнейшем удастся установить, какие  
именно массивы являлись собственно магматическими очагами вул-  
канов, т.е. сообщались с поверхностью, а какие были изолированы.  
В любом случае изучение интрузивных образований должно помочь

реконструировать глубинное строение древних вулканических областей и способствовать интерпретации данных по районам современного вулканизма. Более того, представляется интересным и важным на базе комплексного изучения синхронного по времени эффузивного и интрузивного магматизма создание карт магматических режимов мобильных поясов, где независимо от уровня эрозийного среза отдельных участков территории можно было бы оконтурить области развития того или другого типа магматических расплавов. Такие карты могли бы явиться основой для геодинамической увязки магматизма с другими эндогенными процессами (складчатых деформаций, метаморфизма), а также для металлогенического прогнозирования. Сопоставление этих данных позволило бы воссоздать объемную картину состояния земных недр на разных уровнях — для однотипных расплавов и смену этих режимов — для серий различных расплавов. Совершенно очевидно, что сейчас эта задача пока еще может быть лишь только поставлена, поскольку имеющийся в наличии соответствующий геолого-петрологический материал как по магматическим образованиям, так и по деформациям и метаморфизму пород явно недостаточен.

Однако уже в настоящее время представляется целесообразным выявление продуктов кристаллизации однотипных расплавов в разных по давлению условиях. Очевидно, что давление в первую очередь связано с нагрузкой вышележащих пород, а также со стрессовыми напряжениями, возникающими в процессе деформации земной коры (Глебовицкий, 1973). В настоящее время невозможно оценить вклад каждого из этих факторов, но представляется вероятным, что ведущим является нагрузка вышележащих пород, т.е. глубина формирования массива. В этом случае серия производных одного и того же расплава, кристаллизовавшихся в условиях разных давлений, будет характеризовать глубину эрозийного среза соответствующих участков земной коры. Автор предлагает называть такую последовательность серий магматической фациальной серией (Шарков, 1975б). Как следует из приведенных материалов, для толеитовых базальтов такая серия выглядит следующим образом: базальт (дневная поверхность) → дунит-троктолит-габбровые массивы типа Скергаардского и Довыренского (давление ниже 4–5 кбар) → дунит-троктолит-норитовые интрузии типа Златогорской и Чайской (давление 5–7 кбар) → дунит-гарцбургит-бронзитит-анортосит-норитовые массивы типа Мончетундровского, Стилуотерского, Бушвельдского (давление 8–10 кбар). Дальнейшее продолжение ряда пока геологически не документировано, вероятно, это должны быть интрузии, образованные дунитами, шпинелевыми лерцолитами и пироксенитами, а также габбро-норитами и гранатовыми пироксенитами типа массива Бени-Бушера в Марокко (Kornprobst, 1969). В случае значительного содержания в исходном расплаве нормативного клинопироксена может возникать ряд оливинит-верлит-пироксенит-габбровых интрузий, таких как Лысогорская и Маскокская, петрология которых в рассматриваемом плане изучена пока недостаточно.

Интрузивными аналогами щелочных базальтов являются сиенит-габбровые массивы (верлит-пироксенит-троктолит-габбро-анортосит-сиенитовые) типа развитых в Алтае-Саянской области - при давлениях до 4-5 кбар, и оливинит-верлит-пироксенит-габбро-анортосит-нефелин-сиенитовые, такие как Гремяха-Вырмес и Елетьозерский - при давлениях 6-8 кбар. Более глубокие аналоги щелочных базальтов пока неизвестны (или еще не идентифицированы).

Наконец, интрузивными аналогами щелочных расплавов (фонолитов) являются массивы нефелиновых сиенитов. По ряду косвенных соображений эти массивы кристаллизовались на малых глубинах, однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Таким образом, имеющиеся в настоящее время геологические и петрологические данные позволяют с достаточной долей уверенности рассматривать изученные интрузии в качестве глубинных аналогов главных типов эффузивных серий и в ряде случаев выявить среди них образования разной глубинности.

## В ы в о д ы

1. Проведенное изучение показало, что последовательность парагенезисов минералов кумулуса в разрезе центральных серий интрузивов отвечает последовательности выделения ликвидусных фаз из главного объема расплава и может быть описана с помощью четверных обобщенных физико-химических систем. При этом в ряде случаев наблюдаются отклонения от закономерностей, установленных для систем с фиксированными составами фаз, что связывается со сложностью природных расплавов, не описываемых даже четверными системами обобщенного типа.

2. Парагенезисы минералов интеркумулуса возникали при кристаллизации межзернового расплава. Судя по характеру минеральных фаз, этот расплав был обогащен „некогерентными элементами“ по сравнению с главным объемом расплава, что связывается с диффузией легкоплавких компонентов в зону кристаллизации по принципу Соре.

3. Парагенезисы минералов краевых серий зависят от того, к какой группе принадлежит рассматриваемый участок массива. Для пород нижней группы характерны те же парагенезисы, что и для нижних частей расслоенной серии, но с обратной последовательностью в вертикальном разрезе. Верхняя группа характеризуется последовательностью минералов солидуса главного объема расплава. Наиболее сложно построена боковая группа. Эндоконтактная „область покоя“ имеет те же особенности, что и нижняя краевая группа, только здесь смена парагенезисов происходит в горизонтальном направлении. „Полосчатая область“ по составу минеральных фаз близка к парагенезисам расслоенной серии. Здесь широко развиты текстуры, свидетельствующие о высокой мобильности материала и о возможности сортировки выделяющихся крис-

таллов по их гидравлическим свойствам. Однако специально эти парагенезисы не изучались, и поэтому вопрос о влиянии магматических токов на сортировку минералов остается открытым.

4. Характер парагенезисов зависит не только от состава исходного расплава, но и от величины давления в процессе затвердевания данной интрузии. Это позволяет в ряде случаев расчленить массивы на группы, возникшие из однотипных расплавов, но кристаллизовавшиеся в условиях разного давления, т.е. на разной глубине — магматические фациальные серии.

5. Изученные интрузивы произошли при кристаллизации наиболее распространенных типов природных расплавов и являются интрузивными аналогами соответствующих эффузивных серий, формировавшихся на разной глубине в толще земной коры.

РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ  
РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Оруденение расслоенных интрузий представляет собой классический тип магматических рудных месторождений. Рудные тела в них образовались таким же образом, как и вмещающие их материнские породы. Поэтому все признаки, используемые для установления способа образования и относительного возраста пород, сохраняют свое значение и для рудных тел.

Ввиду петрологической направленности работы, здесь будут рассмотрены только те аспекты проблемы, которые связаны с определением времени и места рудообразования в процессе формирования плутонов. Ниже, главным образом на основании литературных данных, приведена краткая характеристика главных типов магматических рудных месторождений, связанных с выделенными типами расслоенных интрузий, а также обсуждены некоторые генетические аспекты проблемы.

О руденение интрузий основных  
и ультраосновных пород

Наиболее крупные промышленные месторождения связаны главным образом с интрузиями типа Мончетундры, среди которых выделяется уникальный Бушвельдский комплекс.

Интрузии типа Мончетундры

Наиболее известные массивы этого типа — Бушвельдский (ЮАР), Стиллуотерский (США) и Мончетундровский — содержат месторождения полезных ископаемых. Однако, несмотря на значительное сходство в характере металлогении, каждый из них обладает своей спецификой. Бушвельд и Стиллуотер наиболее известны своими месторождениями платины и хромита, а Мончетундра — сульфидных медно-никелевых руд. Эти месторождения описаны в многочисленных публикациях, и здесь мы ограничимся только самыми общими сведениями.

Месторождения Бушвельдской интрузии. Представлены: а) месторождениями платины двух типов, б) хромита, в) сульфидных медно-никелевых руд, г) ванадиеносных титаномагнетитовых руд (Вагнер, 1932; Камерон, Десборо, 1973; Каузинс, 1973; Уиллемз, 1973а, и др.). Эти месторождения занимают определенное стратиграфическое положение в разрезе массива и характеризуют собой разные этапы его кристаллизации.

Месторождения платины сосредоточены главным образом в горизонте (риффе) Меренского, образующем кровлю Критической зоны. Как указывалось выше, горизонт Меренского образован пегматоидными оливниновыми пироксенитами (гарцбургитами - E,III.), содержащими обильную вкрапленность медно-никелевых сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита) и сульфидов платины. Помимо сульфидов в незначительном количестве присутствуют также арсениды, теллуриды, антимониды, селениды и металлическая платина. Кроме собственно платины, здесь присутствуют осмий, иридий, палладий, родий и рутений, а также золото. При разработке руд золото, никель и медь извлекаются в качестве побочных продуктов (Каузинс, 1973).

Кроме рифа Меренского, платина добывается из трубообразных тел гортонозитов дунитов, расположенных в пределах той же Критической зоны (Вагнер, 1932), однако запасы руд в них очень ограничены (Каузинс, 1973), а геология месторождений изучена недостаточно.

Месторождения хромита широко развиты в пределах Критической зоны (Камерон, Десборо, 1973). Они в виде слоев залегают в интервале от основания Критической зоны до горизонта, примерно на 300 м ниже рифа Меренского. Наибольшее значение имеет Стелпортский пласт мощностью 1,1-1,2 м, располагающийся в основании Критической зоны. Этот слой представляет собой одно из крупнейших хромитовых месторождений мира, запасы которого исчисляются 0,5 млрд. т. Другие хромитовые слои встречаются в переслаивании с бронзититами в нижней части разреза зоны и с анортозитами, норитами и бронзититами - в верхней. Мощность слоев колеблется от миллиметров до метров, причем снизу вверх отношения  $Cr/Fe$  и  $Mg/Fe$  в хромитах уменьшаются, а если рассматривать данные для обогащенных хромитом пород, то отношение  $Mg/Fe$  согласуется с вариациями состава оливина.

Ниже Критической зоны отмечаются только единичные маломощные прослои хромитов среди гарцбургитов.

Ванадистые титаномагнетитовые руды, по Дж. Уиллемзу (1973б), развиты в виде пластов преимущественно в пределах Верхней зоны комплекса Бушвельд. Один из этих слоев - Главный магнетитовый пласт мощностью около 2,6 м - является прекрасным маркирующим горизонтом, отделяющим обогащенную железом Верхнюю зону от нижележащей Главной зоны габброидных пород. В пределах последней, в 300-400 м ниже верхнего контакта, также располагается несколько прослоев титаномагнетита, но значительно меньшей мощ-

ности. Кроме того, магнетитсодержащие штоки (трубкообразные тела) хаотично разбросаны от основания Критической зоны до самых верхних титаномагнетитовых пластов Верхней зоны.

Содержания  $TiO_2$  в титаномагнетите в пределах Верхней зоны возрастают от 14% в Главном слое до 18% в самом верхнем слое. Содержания  $V_2O_5$  весьма незакономерны, обычно варьируют в пределах 1,40–1,70%, иногда достигая 2%. Руды разрабатываются как комплексное железо-ванадиевое сырье.

Сульфидные медно-никелевые руды образуют значительные концентрации в Базальной зоне и в рифе Меренского. В Базальной зоне повышенные концентрации сульфидов наблюдаются только там, где интрузия пересекает углистые сланцы, содержащие заметное количество серы. Наряду с вкрапленностью здесь наблюдаются сульфидные жилы и пегматиты. Однако промышленные месторождения здесь отсутствуют (Уиллемз, 1973а), за исключением сульфидных пегматитов (Liebenberg, 1970). Повышенные концентрации вкрапленных сульфидов, главным образом халькопирита, наблюдаются также в анортозитах ниже Главного и Верхнего магнетитовых горизонтов.

Медь и никель извлекаются только из сульфидов рифа Меренского. Суммарное содержание этих металлов в рудах составляет около 2%.

Месторождения массива Стиллиутер. Металлогеническая специализация этого массива главным образом хромитовая. Сульфидные медно-никелевые рудопоявления у подошвы интрузии и титаномагнетитовые в верхней Габбровой зоне промышленного значения не имеют. Сравнительно недавно в пределах массива выявлены значительные концентрации металлов платиновой группы и золота.

В отличие от Бушвельдского массива прослой хромитов в кумулюсных хромитом развиты только в пределах Ультрамафической зоны, в перидотитовом горизонте, среди оливиновых кумулатов (Джексон, 1973а). Здесь известно 13 хромитовых зон с хорошо выдержанным простираем, мощность которых варьирует от долей сантиметров до 4 м. Хромитовые зоны обычно представлены нижним слоем массивного хромитита, который перекрывается чередующимися богатыми оливином и хромитом слоями.

Согласно Э. Джексону (1973б), содержания хрома в хромитах в общем убывают снизу вверх по разрезу, а содержания  $Fe^{3+}$  растут. С другой стороны, катионные доли Cr и  $Fe^{3+}$  зависят также от отношений в слоях кумулятивных хромита и оливина: хромит в хромитовых кумулатах содержит больше Cr и меньше  $Fe^{3+}$ , чем хромиты из соседних хромит-оливиновых кумулатов. Эти наблюдения в целом согласуются с результатами изучения хромитовых месторождений Бушвельда.

Весьма характерно наличие функциональной зависимости между количествами Mg и  $Fe^{2+}$  в сосуществующих хромитах и оливинах, а также между этими величинами и долями кумулятивных хромита и оливина в слоях, свидетельствующее о существовании в дан-

ном случае равновесной ассоциации минералов (Джексон, 1973б). Общие запасы месторождения определяются в 2,5 млрд. т.  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , что составляет 80% всех запасов хромита в США.

Металлы платиновой группы и золото обнаружены главным образом в породах Базальной и Ультрамафической зон, а также в одном из горизонтов Полосчатой зоны (Page e.a., 1976). Их содержания достигают приотлительно 8 ppm Pt, 11 ppm Pd, 1,7 ppm Rh, 0,5 ppm Ir, 1,0 ppm Ru, 0,1 ppm Au. Наиболее высокие концентрации установлены в некоторых горизонтах ортопироксеновых кумулатов Базальной зоны, в хромититах перидотитового члена Ультрамафической зоны, в пегматоидных бронзититах Бронзитового члена Ультрамафической зоны, в особом горизонте Полосчатой зоны и среди рассеянных сульфидов Анортзитовой зоны. По мнению Н. Пэйджа и его соавторов, эти месторождения связаны с первоначальной обогащенностью исходного расплава комплекса на 12 ppb Pt, 55 ppb Pd и <5 ppb Rh над кларковыми содержаниями. Рудные минералы представлены платино-железным сплавом, изоферроплатиной, платиновым родием, родистой платиной, палладистым золотом, куперитом, лауритом, бреггитом, висотскитом, мончеитом, котульскитом, меренскитом, сперритом и стибнопалладинитом. Эти минералы в виде мельчайших включений присутствуют в кумулусных хромите и в меньшей мере — оливине и ортопироксене, а также тесно ассоциируют с интерстициальными сульфидами.

Вариации содержаний благородных металлов зависят от стратиграфического положения пород, ритмично повторяясь вместе с соответствующими кумулатами. Кроме того, они зависят от размеров зерен, модальных пропорций кумулусных и интеркумулусных фаз, состава пород и состава индивидуальных силикатов. В целом они подчиняются тем же закономерностям, которые обуславливают содержание петрогенных элементов. В процессе фракционной кристаллизации исходного расплава отношения платины и палладия к сумме благородных металлов возрастают, а Rh, Ir и Ru — уменьшаются. Отношение золота к сумме остается почти постоянным.

Месторождения Мончетундровского массива. В отличие от предыдущих массивов с этой интрузией связаны промышленные месторождения медно-никелевых руд. Титаномагнетитовые рудопроявления, встречающиеся в верхней части разреза интрузива, в пределах массива Главного хребта, промышленного значения не имеют. Также как и в Бушвельдском массиве, для титаномагнетита характерно высокое содержание  $\text{V}_2\text{O}_5$ , составляющее 1,12–2,46% (Козлов и др., 1967). Хромитовые руды отсутствуют, хотя хромит в качестве минерала кумулуса повсеместно устанавливается в ультрамафитах.

Сульфидные медно-никелевые месторождения, как уже указывалось, развиты в пределах нижней, ультраосновной, части массива — Мончегорского плутона. Здесь устанавливается три типа оруденения: вкрапленное (сингенетическое), гнездово-прожилковое (инъек-

ционное) и жильное (эпигенетическое). Первый тип оруденения приурочен к „рудному пласту Сопчи“ – двухметровому горизонту тонкорасслоенных перидотитов, расположенному подобно рифу Меренского в средней части разреза массива. Гнездово-прожилковый тип развит в эндоконтактной зоне интрузии, образуя донную залежь. Третий тип, наиболее важный в промышленном отношении, представляет собой систему грубопараллельных субвертикальных рудных жил, расположенных вдоль длинных осей мульдообразных прогибов дна плутона в пределах гряды Нитис-Кумужья-Травяная и возвышенности Сопча.

Рудные жилы образованы главным образом пирротином, халькопиритом, пентландитом и магнетитом. На выклинивании жил и в породах, особенно в нижней части, наблюдается халькопирит. В верхних частях и по простиранию рудные жилы нередко переходят в крупнозернистые габбро-норит-пегматиты (Челишев, 1962; Холмов, Шолохнев, 1974). В перидотитовой зоне Н.Ф. Челишевым (1962) и Е.К. Козловым (1973) описаны концентрически-зональные сегрегации габбро-норит-пегматитов с ядром, выполненным сплошными сульфидами и магнетитом, аналогичными жильным рудам.

В распределении сульфидной вкрапленности намечается определенная зональность. Так, макрослой перидотитов характеризуется преимущественно пентландит-пирротиновой минерализацией с подчиненным количеством халькопирита, бронзититов – преимущественно пирротиновой, норитов – пирротин-халькопиритовой. В пределах донной зоны также устанавливается аналогичная довольно четкая зональность, согласующаяся с парагенезисами пород-хозяев и в целом обратная по сравнению с центральной серией (Рундквист, Соколова, 1978).

#### Интрузии типа Златогорской

В нижних, ультраосновных, частях разреза таких интрузий наблюдается вкрапленность медно-никелевых сульфидов. Вкрапленное оруденение в Чайском и Довыренском массивах прослеживается по падению и простиранию на сотни метров при мощности в несколько метров. Здесь же, а также вблизи нижних эндоконтактов интрузий отмечаются жилы и гнезда сплошных сульфидов. Минеральный состав руд: пирротин, пентландит, халькопирит, магнетит; второстепенные – пирит, ильменит, титаномагнетит, хромит, валлерит, сфалерит. В обоих типах руд отмечается повышенное содержание кобальта. Отношение никеля к кобальту – 11-18:1, никеля к меди – 1.5-3:1 (Рудные месторождения СССР, 1974). Промышленные месторождения пока известны только в массиве Старо-Ранске, ЧССР (Mizář, 1971).

## Интрузии типа Маскокской

В минерагенетическом отношении эти интрузии в целом аналогичны предыдущим.

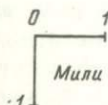
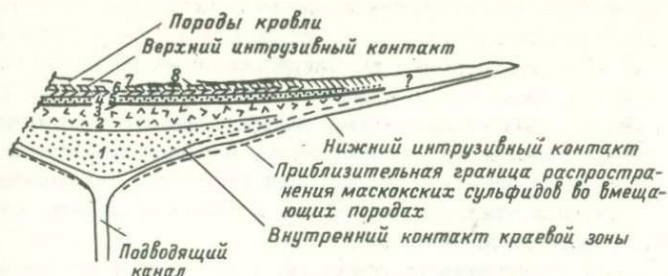
Для интрузии Маскокс Дж. Чемберлен (Chamberlain, 1967) детально изучил распределение сульфидов по разрезу. Как и в предшествующих случаях, они обычно входят в состав интерстициального материала, причем наблюдается четкая зависимость состава сульфидных фаз от характера вмещающих пород.

Так, для нижних, наиболее высокотемпературных частей интрузии характерно наличие парагенезиса пирротина и пентландита (рис. 42, зона 1), затем к ним присоединяется халькопирит (зона 2). В пределах этих зон сульфиды приурочены главным образом к оливин-хромитовым кумулатам (дунитам). Зона 3 (перидотиты, троктолиты, пироксениты) образована парагенезисом пирротина, пентландита, халькопирита и кубанита. В следующей 4-й зоне, переходной к верхней краевой группе, пентландит исчезает. Вмещающие породы здесь представлены главным образом габбро и вебстеритами. В 5-й зоне, характеризующей верхнюю часть расчлененной серии, присутствуют только пирротин и халькопирит. Вмещающие породы — габбро. Зона 6 (гранофировые габбро) характеризуется появлением пирита, а в зоне 7 (прикровельные участки) наблюдаются только пирит и халькопирит. В зоне 8 — самые верхние 50 м разреза массива и вмещающие породы — наблюдается главным образом пирит с резко подчиненным количеством халькопирита.

В придонной части интрузии изменение парагенезисов силикатных минералов идет в обратном порядке — от дунитов вверху к габбро внизу; соответственно меняются и парагенезисы сульфидов — от пирротина и пентландита к халькопириту и пириту в непосредственном контакте. Такие наблюдения свидетельствуют о том, что сульфиды выделялись в течение всего процесса затвердевания интрузии и их состав в значительной мере зависел от состава вмещающих расчлененных пород.

Распределение окисных минералов в разрезе этого массива аналогично наблюдаемому в Бушвельдском массиве — для нижних частей интрузива характерно хромитовое оруденение (обычно вкрапленное, редко — маломощные слои), затем идет интервал, где кумулятивные рудные шпинели отсутствуют, и только в верхней части разреза среди гранофировых габброидов появляются титаномагнетитовые и магнетит-ильменитовые руды (Ирвайн, Смит, 1973). Мощность зоны окисных минералов около 50 м. Из них около 16 нижних метров относятся к магнетитовой зоне, остальные — к ильменит-магнетитовой зоне.

В пределах магнетитовой зоны кумулятивной фазой является ванадистый титаномагнетит, содержание которого достигает 7–10%. В ильменит-магнетитовой зоне кумулятивными фазами являются ильменит и магнетит, содержания которых составляют 3–6 и 3–4% соответственно.



| Легенда     | Ассоциации сульфидов |    |    |    | Фаши сульфидов         |                                |
|-------------|----------------------|----|----|----|------------------------|--------------------------------|
| 8 — — —     | РУ                   |    |    |    | Сульфиды железа        |                                |
| 7 \\\ \ \ \ | РУ                   | СР |    |    | Сульфиды меди и железа |                                |
| 6 - - - -   | РУ                   | СР | РО |    |                        |                                |
| 5 // // //  |                      | СР | РО |    |                        |                                |
| 4 : : : : : |                      | СР | РО | СВ |                        |                                |
| 3 — — —     |                      | СР | РО | СВ | РН                     | Сульфиды никеля, железа и меди |
| 2 ^ ^ ^ ^   |                      | СР | РО |    | РН                     |                                |
| 1 : : : : : |                      |    | РО |    | РН                     | Сульфиды никеля и железа       |

Рис. 42. Распределение сульфидов в интрузии Маскок. По Дж. Чемберлену (Chamberlain, 1967).

РУ — пирит, СР — халькопирит, РО — пирротин, СВ — кубанит, РН — пентландит. 1–8 — номера зон.

Подводя итог описанию металлогенической специализации слоенных интрузий основных и ультраосновных пород, необходимо подчеркнуть, что независимо от деталей строения и особенностей вещественного состава, они характеризуются одними и теми же типами рудопоявлений. При этом в нижних, высокотемпературных, частях разреза развито преимущественно сульфидное оруденение, а в верхних — окисные руды железа и титана. Хромитовое оруденение развивается в нижних, редко — в средних частях разреза.

### Оруденение интрузий основных и щелочных пород

Как докембрийские, так и фанерозойские интрузии этого типа характеризуются наличием богатых ильменито-титаномагнетитовых руд.

Характер оруденения докембрийских массивов Елетьозера и Гремяхи-Вырмес рассмотрен в работах А.И. Богачева и др. (Геология и петрология..., 1963), А.А. Кухаренко и сотр. (1971) и др. Согласно данным этих исследователей, наибольший промышленный

интерес представляет ильменит-титаномагнетитовое оруденение этих интрузивов. Выделяются следующие типы руд: 1) сегрегационный, 2) фузивный и эпимагматический. Сегрегационные руды проявляются в виде шпиров и прослоев сплошных и богатых вкрапленных руд, приуроченных к оливиновым габбро, габбро-норитам и пироксенитам, а в Гремяхе-Вырмес - и к гортонолитам. Главный компонент руд - кумулусный титаномагнетит, содержащий пластинки ильменита в структурах распада твердых растворов, а также ильменит, который появляется в щелочных габброидах.

К фузивным и эпимагматическим месторождениям отнесены пластовые и жильные тела сплошных ильменит-титаномагнетитовых руд в массиве Гремяха-Вырмес, развитые среди щелочных габброидов. Рудные минералы здесь представлены титаномагнетитом и ильменитом при некотором преобладании первого. Отмечаются сульфиды: пирротин, реже халькопирит, пентландит, пирит. Иногда наблюдаются жилы и гнезда рудных габбро-пегматитов, где среди рудных компонентов преобладает ильменит.

Аналогичные типы ильменит-титаномагнетитовых месторождений характерны и для фанерозойских сиенит-габбровых интрузий (Богатиков, 1966; Довгаль, 1968).

Таким образом, в отличие от интрузий основных и ультраосновных пород рассмотренные массивы характеризуются только титаномагнетитовой и ильменит-титаномагнетитовой минерализацией. Здесь также нередко содержатся повышенные концентрации ванадия, а кроме того, и редких элементов, что не характерно для предыдущего типа.

### О руденение интрузий щелочных пород

Металлогеническая специализация интрузий нефелиновых сиенитов главным образом апатитовая. Месторождения апатита особенно характерны для соседнего с Ловозерским Хибинского щелочного массива. Согласно А.А. Кухаренко и др. (1971), здесь выделяются две группы месторождений: 1) месторождения, приуроченные к комплексу ийолит-уртитов, образующие прерывистую дугу вдоль контакта этого комплекса с ричорритами; 2) сравнительно небольшие жильобразные тела среди ричорритов. Месторождения первого типа представляют собой тела анизотропного строения, в которых нижняя зона образована массивным уртитом (кумуляс-нефелин), средняя (бедные руды) - нефелином, пироксеном и апатитом, и верхняя (богатые руды) - на 60-90% идиоморфными кристаллами апатита (Когарко, 1977). Для руд второго типа допускается метасоматический генезис (Иванова, 1963), хотя фузивное происхождение представляется более вероятным.

## Некоторые вопросы генезиса магматических рудных месторождений

Выше указывалось, что каждый тип расслоенных массивов обладает своей четко выраженной рудной минерализацией. Очевидно, из этого следует, что характер оруденения интрузий в первую очередь определялся химизмом их исходных расплавов. Достаточно четко устанавливаются следующие связи: а) производные толеитовых расплавов характеризуются сульфидным медно-никелевым, хромитовым и ванадиево-титаномагнетитовым оруденением (интрузии Бушвельд, Мончетундра, Стилуотер и др.); б) производные щелочных базальтов — ильменит-титаномагнетитовым оруденением (Гремяха-Вырмес, Елетьозеро, Кизирская и др.); в) производные фонолитов — редкометальным, редкоземельным и апатитовым оруденением (Ловозерская, Хибинская, Илимаусская и др.).

Наиболее характерная особенность оруденения расслоенных интрузий — его строгая локализация по разрезу, приуроченность к определенным парагенезисам вмещающих оруденение силикатных пород. При этом рудные минералы могут: а) входить в состав минералов кумулуса или б) являться составной частью интеркумуляусного материала. Примером рудных месторождений первого типа могут служить прослой хромитов в массивах Бушвельд, Стилуотер, прослой титаномагнетитовых руд в Бушвельде и во многих сиенит-габбродных массивах и т.д. Примером второго типа — вкрапленные медно-никелевые сульфиды в ультрамафитовых слоях, являющиеся составной частью интеркумуляусного материала. Ниже будут рассмотрены главные особенности месторождений обоих типов.

Месторождения с кумулюсной рудной фазой. Месторождения этого типа образованы минералами, кристаллизовавшимися из главного объема расплава. В изученных интрузивах это главным образом минералы группы шпинели — хромит и титаномагнетит. В щелочных интрузивах к этому типу относятся месторождения апатита и эвдиалита (Когарко, 1977).

Как было показано выше, шпинели представляют собой одну из главных разновидностей породообразующих минералов интрузий основных и ультраосновных пород. Здесь наблюдаются два минерала этой группы: хромит и титаномагнетит, в значительной мере являющиеся антагонистами. При этом хромит отмечается только в нижних, высокотемпературных, частях интрузий, происшедших при кристаллизации толеитовых расплавов. Титаномагнетит (+ ильменит) распространен в верхних частях разреза таких интрузий, а в продуктах кристаллизации щелочных базальтов, андезито-базальтов и андезитов он является почти единственным рудным минералом.

Эти руды характеризуются теми же особенностями, что и слои силикатных минералов. Они исключительно выдержаны по простиранию, что в значительной мере облегчает их разведку и подсчет запасов. В случае, если рудный минерал является единственным ми-

пералом кумулуса, он может подвергаться адкумулятному разрастанию с появлением практически сплошных мономинеральных руд (Джексон, 1973). По направлению к периферии, у контакта с образованиями краевой группы, качество руд снижается за счет появления существенного количества интерстициального силикатного материала, что, как указывалось выше, характерно для участков бокового выклинивания слоев.

Как было показано при описании рудной минерализации интрузий, пространственное распределение шпинелидов контролируется более сложными законами, чем силикатных минералов. С одной стороны, они, как и все остальные минералы, подчиняются общей закономерности изменения состава, снизу вверх по разрезу обогащаясь низкотемпературными составляющими и участвуя в общем переслаивании пород. Но с другой стороны, наряду со случаями, когда слои хромитов занимают определенное положение в разрезе ритмов, как в Стиллиутерском, Шельтингском и Маскокском массивах, наблюдаются случаи незакономерного распределения хромитовых прослоев в разрезе серии, как это устанавливается в Критической зоне Бушвельда. При этом следует подчеркнуть, что во всех случаях хромитовые слои распространены только среди пород, содержащих кумулятивный хромит.

Такой характер распределения минералов группы шпинели, какой наблюдается в Бушвельдском массиве, требует наряду с уже рассмотренными выше факторами привлечь еще один, к которому наиболее чувствительны рассматриваемые минералы, а именно флюидный режим расплава и главным образом фугитивность кислорода.

Как следует из экспериментальных работ Е. Осборна (Osborn, 1959), Гамильтона с соавт. (Hamilton e. a., 1964), Иодера и Тилли (1965), Р. Хилла и П. Рёдера (Hill, Roeder, 1974) и др., фугитивность кислорода очень эффективно воздействует на время появления, количество и фазовый состав минералов группы шпинели, стимулируя повышение железистости шпинелевой фазы и способствуя увеличению ее количества. При этом возрастание  $f_{O_2}$  влияет различным образом на температуру кристаллизации разных силикатных минералов, например пироксена и плагиоклаза (Hamilton e. a., 1964), что может приводить к появлению шпинелевых горизонтов среди различных пород.

Как следует из экспериментальных работ (Hill, Roeder, 1974; Arculus, Osborn, 1975), в процессе кристаллизации базальтовых расплавов существует полная серия твердых растворов шпинели - от высокотемпературного хромита до сравнительно низкотемпературного титаномагнетита. Однако, по данным Р. Хилла и П. Рёдера, при умеренной фугитивности кислорода ( $\log_{10} f_{O_2}$  от -8,5 до -11,0) между кристаллизацией хромита и титаномагнетита наблюдается значительный разрыв (рис. 43). Согласно данным этих исследователей, низкое содержание хромита в базальтовом расплаве (порядка 160 ppm) обуславливает его быстрый расход в про-

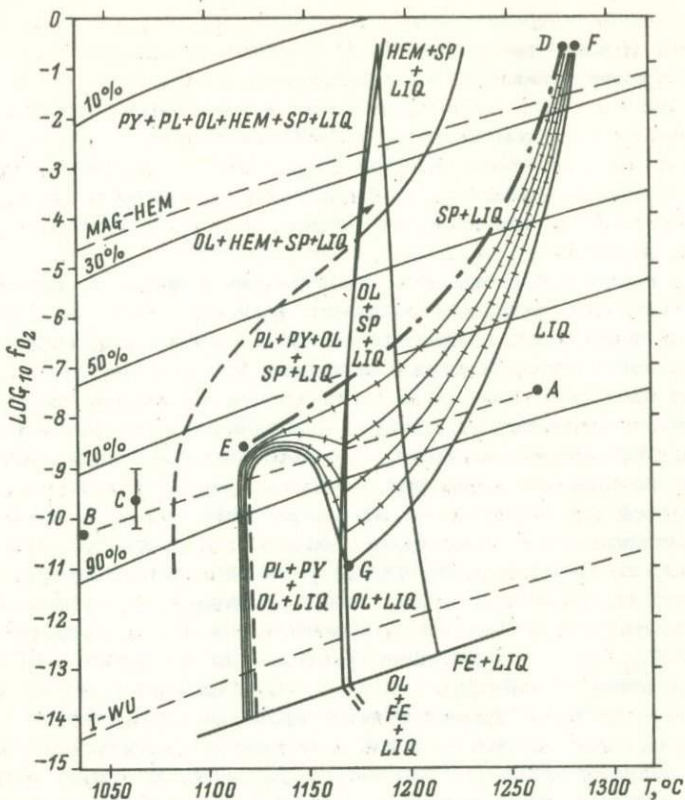


Рис. 43. Кристаллизация шпинели из базальтового расплава в условиях различной фугитивности кислорода. По А. Хиллу и П. Рёдеру (Hill, Roeder, 1974).

Тонкие сплошные линии – мольные проценты общего железа ( $FeO$ ), прерывистые кривые – магнетит-гематитовый ( $MAG-HEM$ ) и железо-вюститовый ( $J-WU$ ) буферы. Четыре линии с поперечными штрихами в поле шпинели – относительное возрастание шпинели по мере падения температуры и возрастания фугитивности кислорода.  $AB$  – последовательность кристаллизации в интрузиях основных и ультраосновных пород;  $C$  – фугитивность кислорода, замеренная в базальтах лавового оз. Килауза;  $DE$  – ликвидус шпинели при минимальном содержании хрома в расплаве,  $FG$  – при максимальном содержании.

цессе кристаллизации, который усиливается при одновременном выделении клинопироксена – второго концентратора хрома после хромита (Irvine, 1967). Начало выделения клинопироксена быстро

сокращает количество  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  в расплаве, и дальнейшая кристаллизация хромита прекращается. О реальности процесса взаимодействия хромовой шпинели, клинопироксена и жидкости свидетельствуют значительные концентрации хрома ( $\geq 1\%$ ) в интерстициальном клинопироксене ультрамафитов Стиллиуотерского (Jackson, 1961) и Мончегорского (Козлов и др., 1967) массивов, а также отсутствие хромитов среди существенно клинопироксеновых пород. Это делает подобную трактовку перерыва в кристаллизации шпинели весьма вероятной.

При дальнейшем снижении температуры в процессе фракционной кристаллизации расплав обогащается железом вплоть до возникновения концентраций, когда становится возможной кристаллизация железистой шпинели — титаномагнетита. К этому же результату должно приводить повышение фугитивности кислорода, вызывающее повышение активности окисного железа, играющего более важную роль в стабилизации шпинели, чем незначительное содержание хрома.

Эти данные полностью согласуются с результатами изучения шпинелевой рудной минерализации в разрезе массивов, происшедших при кристаллизации толеитовых базальтов. Наличие хромита в нижних, высокотемпературных, частях разреза и титаномагнетита — в верхних, низкотемпературных, при значительном перерыве между ними соответствует модели Хилла-Рёдера и свидетельствует о том, что  $\log_{10} f_{\text{O}_2}$  в исходном расплаве не превышало  $-8,5$ .

В отличие от массивов Стиллиуотер, Маскокк и других в Бушвельдской интрузии хромит в виде прослоев встречается в связи с бронзититами, норитами и анортозитами в Критической зоне, на более позднем этапе кристаллизации расплава, но также предшествует выделению клинопироксена. По-видимому, это может свидетельствовать о том, что содержание хрома в исходном расплаве было сравнительно высоким, а воды (основного окислителя в магматических расплавах) — низким. Это должно было тормозить массовую кристаллизацию хромита на ранних стадиях затвердевания интрузии. Однако по мере кристаллизации количество воды в расплаве должно было возрастать и с какого-то момента достичь такой величины, когда становится возможной массовая кристаллизация хромита. Появление хромитов в форме незакономерной серии слоев в ассоциации с разными силикатными минералами, очевидно, свидетельствует о том, что такие условия достигались не во всем объеме расплава, а только в пределах диффузионной зоны, поскольку коэффициенты диффузии главных компонентов расплава существенно отличаются от коэффициента диффузии воды. Поэтому повторное насыщение водой диффузного слоя могло по времени не совпадать с моментом смены минеральных ассоциаций.

Хромит в разрезе Бушвельдского массива последний раз отмечается в горизонте Меренского, затем следует длительный перерыв, после чего в верхней части разреза Главной зоны шпинель появляется уже в качестве кумулятивного титаномагнетита. При этом следует отметить, что в интеркумулусной фазе титаномагнетит появля-

ется в породах задолго до этого, что фиксируется, в частности, по развитию титаномагнетитовых жил и „карманов“; однако в главном объеме расплава соответствующие условия реализовались лишь в конце формирования Главной зоны.

В продуктах кристаллизации щелочных базальтов хромит отсутствует, что, очевидно, связано как с более низкой концентрацией хрома в этих расплавах (Prinz, 1967), так и с повышенной фугитивностью кислорода, характерной для расплавов повышенной щелочности. Тот и другой факторы должны были способствовать преимущественной кристаллизации титаномагнетита.

М е с т о р о ж д е н и я с и н т е р к у м у л у с н о й р у д н о й ф а з о й. Наиболее типичным примером является сульфидное медно-никелевое оруденение интрузивов основных и ультраосновных пород.

Согласно данным Дж. Чемберлена ( Chamberlain, 1967 ) по интрузии Маскокк и Л. Либенберга. ( Liebenberg, 1970 ) по Бушвельдскому массиву, а также материалам автора по Мончетундровскому массиву, медно-никелевые сульфиды повсеместно располагаются в интерстициях между зернами силикатов, являясь составной частью интеркумулусного материала и проявляя все свойства подобных минералов вплоть до образования ойкокристаллов. В ряде случаев отмечались включения округлых каплеобразных „глобулей“ сульфидов в хромитах, реже в оливинах дунитов и гарцбургитов. Они образованы двумя или более сульфидными минералами, разделенными пологими криволинейными границами. Наличие таких „глобулей“ и повсеместные находки жил сплошных сульфидов с приваренными контактами свидетельствуют о существовании несмешивающейся сульфидной жидкости, возникавшей в процессе кристаллизации исходного расплава. Аналогичные наблюдения были выполнены и на других массивах (Годлевский, 1959, 1972; Рудные месторождения СССР, 1974, и др.) и полностью согласуются с результатами экспериментальных работ (Ольшанский, 1951; Куллеруд, 1969, и др.).

Характер распределения сульфидных парагенезисов интрузива Маскокк дан на рис. 43. Как указывалось выше (см. с. 152), парагенезис пентландита и пирротина (зона 1) развит главным образом в дунитах, пирротина, пентландита и халькопирита (зона 2) - в перидотитах и пироксенитах; выше к ним присоединяется кубанит (зона 3), и в зоне 4, переходной к верхней краевой группе и сложенной габбро и вебстеритами, пентландит исчезает.

Судя по текстурным наблюдениям, сульфиды этих зон кристаллизовались из несмешивающейся жидкости - моносulfида ( Fe , Ni )<sub>1-x</sub> S . Согласно данным Г. Куллеруда (Куллеруд, 1969), кристаллизация моносulfида происходит при 1100°C, а его распад на пирротин и пентландит - при 863°C. Очевидно, здесь в твердом растворе присутствовал и халькопирит, количество которого, судя по экспериментальным данным, не должно было превышать 4-5%. Низкая растворимость халькопирита в моносulfиде привела к на-

коплением этого минерала на последующих стадиях кристаллизации массива (зоны 4-7). Кубанит нестабилен при температурах выше  $440^{\circ}\text{C}$  и должен был выделяться из твердого раствора халькопирита.

В придонной части интрузива изменение парагенезисов сульфидных и силикатных минералов идет в обратном направлении — от ультраосновных вверху к основным внизу и от пирротин-пентландитового к халькопирит-пиритовому в непосредственном контакте.

Широкое развитие сульфидных парагенезисов и отсутствие первичного магнетита в главном объеме интрузива (зоны 1-4) свидетельствуют о весьма низком окислительном потенциале расплава на данной стадии его кристаллизации. Однако начиная с зоны 5 сульфиды образуют равновесную ассоциацию с магнетитом и ильменитом, а с зоны 7 пирротин неустойчив, и в равновесии с магнетитом остается только пирит. Из этого следует, что окислительный потенциал расплава, низкий на ранних стадиях кристаллизации, существенно возрастал в процессе затвердевания, приводя к формированию окисных минералов на заключительных стадиях.

Аналогичный характер изменения парагенезисов рудных минералов устанавливается и в Бушвельдском массиве (Liebenberg, 1970). Проведенное здесь послойное изучение парагенезисов вкрапленных сульфидов выявило такую же четкую их локализацию в связи с определенными минералами кумулуса пород-хозяев. Так, оливин-шпинелевые и оливин-шпинель-ортопироксеновые кумулаты характеризуются наличием пирротин-пентландитовой минерализации, пироксениты — преимущественно пирротиновой, нориты и габбро-нориты — пирротин-халькопиритовой и анортозиты — преимущественно халькопиритовой (которая играет подчиненную роль по сравнению с типичной для этих пород магнетитовой минерализацией). С халькопиритом в небольших количествах нередко ассоциируется сфалерит, а также платиноиды. Что особенно важно, характер связи сульфидных парагенезисов с парагенезисами кумулатов пород-хозяев сохраняется даже в случае тонкого ритмичного переслаивания. Более того,  $\text{Ni}/\text{Cu}$  отношение в сульфидах систематически меняется с изменением этого отношения во вмещающих силикатах. Аналогичные данные получены нами и Д.В. Рундквистом и В.Н. Соколовой (1978) по Мончетундровскому массиву.

Из этого следует что: 1) ликвация сульфидного расплава происходила на протяжении почти всего времени затвердевания интрузии, и состав этого расплава менялся вместе с составом главного объема расплава; 2) ликвация происходила одновременно с выделением силикатных фаз или несколько предшествовала ему, т.е. можно представить себе фронт сульфидно-силикатной ликвации, движущийся непосредственно перед фронтом начала затвердевания.

Представляется целесообразным для обозначения специфики этого явления ввести специальный термин «капли-кумуляс», предложенный проф. В.П. Петровым. Однако, несмотря на свое высокотемпературное происхождение, сульфидная жидкость вследствие низкой темпе-

ратуры плавления так и остается в составе интерстициального расплава и ее дальнейшее существование связано с эволюцией данного расплава со всеми вытекающими из этого последствиями.

#### Роль ликвации в формировании месторождений сульфидных медно-никелевых руд жильного типа

Типичным представителем подобных месторождений являются жильные поля гор Ниттис-Кумужья-Травяная и Сопчи Мончегорского плутона. В настоящее время большинство исследователей считают эти руды классическим типом ликвационных месторождений (Котульский, 1948; Холмов, 1956; Смирнов и др., 1968, Карякин, 1970; Годлевский, 1972; Рудные месторождения СССР, 1974, Полферов, 1979 и др.).<sup>1</sup> Действительно, наличие приваренных контактов сульфидных жил с вмещающими их ультрабазитами, наличие ксенолитов этих пород в сульфидах и т.д. с несомненностью указывают на существование значительных объемов самостоятельного сульфидного расплава. Вместе с тем традиционное представление о ликвации как о разделении всей массы первичного расплава еще до начала кристаллизации на силикатную и сульфидную жидкости, которые самостоятельно существуют в дальнейшем, не согласуется с такими наблюдениями, как: 1) наличие четко проявленной связи состава вкрапленных (интерстициальных) сульфидов с парагенезисами вмещающих их силикатов, о которой говорилось выше; 2) четкая пространственная локализация жил среди пород, где эти сульфидные фазы принимают участие в составе интерстициального материала, сохраняя признаки своей ликвационной природы, т.е. и в случае жильных образований наблюдается тесная связь сульфидной минерализации с составом пород-хозяев. Кроме того, частый переход сульфидных жил вверх по восстанию в сравнительно низкотемпературные образования типа габбро-пегматитов свидетельствует о том, что исходный расплав этих жил не был чисто сульфидным, а представлял собой сульфидно-силикатную жидкость.

По-видимому, ключом к пониманию причины возникновения жил сплошных сульфидов являются сегрегации концентрически-зональных пегматитов с сульфидным ядром, описываемые как в Мончегорском (Челишев, 1962; Козлов, 1973, и др.), так и Бушвельдском (Liebenberg, 1970) массивах. Действительно, эти сегрегации являются связующим звеном между интерстициальным расплавом вмещающих пород и собственно жильными образованиями. Как и в случае чисто силикатных пород, рассмотренных ранее, здесь наблюдается высокая степень преемственности вещества интерстициального материала вмещающих пород и жильных образований как в форме сегрегации с постепенными переходами к вмещающим

<sup>1</sup> По мнению Н.А. Елисеева и др. (1956) и Е.К. Козлова (1973), эти руды имеют гидротермальное или гидротермально-автоматическое происхождение.

породам, так и в виде секущих жил. Иными словами, рассматриваемые месторождения, равно как и титаномагнетитовые жилы Главной зоны Бушвельда и других аналогичных массивов, являются рудным вариантом жильных серий и подчиняются всем закономерностям процесса их формирования. С этих позиций находит свое объяснение даже пространственная локализация жил в Мончегорском плутоне вдоль осевых поверхностей желобообразных прогибов дна массива, поскольку именно здесь контракционные явления с образованием трещинообразных пустот должны были проявиться наиболее полно. После выполнения этих пустот интерстициальным расплавом, несмешивающаяся сульфидная жидкость, как более тяжелая, должна была скопиться в нижних частях полостей, а более легкий силикатный расплав, из которого в дальнейшем кристаллизовались габбропегматиты, — в верхних. В реальных интрузивах, в частности Мончетундровском и Бушвельдском, наблюдается постепенный переход от сульфидной к силикатной частям жил, что, вероятно, свидетельствует о некоторой растворимости силикатного расплава в сульфидном. По оценке Л. Либенберга (Liebenberg, 1970), она достигает порядка 20% при температурах выше 800°С.

Таким образом, имеющийся фактический материал позволяет сделать вывод, что выделение несмешивающихся капель кумулуса сульфидной жидкости происходило почти одновременно с выделением минералов кумулуса на поверхности фронта начала затвердевания. Это согласуется с результатами экспериментов Я.И. Ольшанского (1951), который показал, что растворимость  $FeS$  в базальтовом расплаве падает при его обогащении  $CaO$ ,  $Al_2O_3$  и  $SiO_2$ , т.е. при выделении темноцветных магнезиальных минералов, что должно способствовать образованию несмешивающейся сульфидной фазы. Вследствие более низкой температуры плавления эта жидкость входила в состав интерстициального расплава, эволюционируя в дальнейшем вместе с ним, вплоть до образования жильных форм. Вследствие того что сульфидная жидкость затвердевает последней, в ней растворяются все наиболее легкоплавкие составляющие, оставшиеся в интерстициях между зернами, в том числе и летучие компоненты, в частности вода. Благодаря этому их формирование может сопровождаться значительными гидротермальными эффектами (Ультрасосновные..., 1953; Елисеев и др., 1956), не характерными для вкрапленных сульфидов (Полферов, 1979). В целом сульфиды могут служить хорошей моделью при исследовании проблемы ликвации в магматических процессах и ее роли в формировании интрузивов.

Другим примером подобного типа процесса могут служить жилы сплошного титаномагнетита, устанавливаемые в пределах Главной зоны Бушвельда (Уиллемз, 1973б), в габбро-лабрадоритах Мончетундровского массива, в щелочно- и сиенит-габбровых массивах (Кухаренко и др., 1969; Богатиков, 1966, и др.). Здесь также нередко наблюдается переход по простиранию в жилы силикатных пород, и есть основания думать об этапе ликвации титаномагнети-

тово. о расплава, предшествующего выделению титаномагнетита в качестве кумулюсной фазы на более поздних этапах кристаллизации расплава.

Металлогеническая специализация интрузий и режим летучих компонентов. Как известно, в настоящее время выделяются два главных типа дифференциации базальтовых магм, приводящих к различному оруденению интрузий (Боуэн, 1934; Соболев, 1936; Тернер, Ферхуген, 1961; Иодер, Тилли, 1965, и др.). Первый тип — „боуэновский“, или „бушвельдский“, характеризуется накоплением  $\text{SiO}_2$  и щелочей при умеренном возрастании содержания железа, второй — „феннеровский“, или „скергаардский“, — интенсивным накоплением железа и титана в поздних дифференциатах. Считается, что различие в путях дифференциации интрузий приводит к различиям их металлогенической специализации — если интрузивы первого типа характеризуются сульфидным медно-никелевым оруденением, то второго — магнетитовым.

После работ Е. Осборна (Osborn, 1959), показавшего, что диссоциация воды в магматическом расплаве является важным фактором, контролирующим его окислительный потенциал, эти особенности дифференциации стали связывать с водным режимом в процессе кристаллизации базальтового расплава. Предполагалось, что в случае высокой водонасыщенности исходного расплава вода как сильный окислитель приводит к постоянному выведению из расплава железа в форме магнетита, благодаря чему в продуктах поздней кристаллизации железа сравнительно мало, и может накапливаться гранитный остаток. И наоборот, дефицит воды в расплаве приводит к тому, что значительная часть железа накапливается в остаточном расплаве (Иодер и Тилли, 1965, и др.).

Однако изучение интрузивов, развивающихся по „боуэновскому“, или „бушвельдскому“, пути, не согласуется с этой точкой зрения. В том же Бушвельдском массиве магнетит появляется только на поздних стадиях кристаллизации расплава, в верхних частях разреза, но в количествах, достаточных для отнесения массива к „скергаардскому“ типу. В нижних же частях интрузива развиты такие минералы, как хромит и сульфиды пентландит-пирротинового ряда, требующие для своего формирования, как указывалось выше, крайне низкой окисленности и, следовательно, водонасыщенности расплава. Вместе с тем по мере кристаллизации, судя по парагенезисам рудных минералов, окисленность среды систематически возрастает вплоть до появления значительных количеств титаномагнетита в верхних частях таких массивов, как Бушвельд, Маскоккс и др. Очевидно, это связано с тем, что минеральные фазы основных и ультраосновных пород практически безводны, и поэтому в процессе затвердевания интрузий количество воды в главном объеме расплава должно постоянно возрастать, соответственно приводя к изменению его окислительных свойств и смене парагенезисов рудных минералов. Простые расчеты показывают, что при содержании воды

в исходном расплаве порядка 2%, оно достигнет 6–8% после затвердевания половины объема интрузива, а к концу затвердевания может возрасти более чем на порядок. Из этого, в частности, следует, что в ряде случаев представления о развитии интрузива по тому или другому пути может базироваться на отсутствии данных о полном разрезе массива (Михайлов, Шарков, 1973). Таким образом, в реальных интрузивах, развивающихся по „боуэновскому“ пути, ситуация с водой диаметрально противоположна той, какая следует из модели Е. Осборна.

Наиболее широкое развитие окисные рудные фазы при подчиненной роли сульфидов получают в интрузивах, образовавшихся при кристаллизации щелочных базальтов, андезито-базальтов и андезитов. Общей особенностью этих расплавов является сравнительно высокое содержание в них щелочей, сумма которых здесь составляет 4–5 вес. % против 2–3% в толеитах. Возможно, что именно это обстоятельство определяет разницу в характере оруденения интрузий, поскольку, как показали эксперименты Л.Н. Когарко (1977) и расчеты Д.С. Коржинского (1978), увеличение щелочности расплава существенно меняет константы равновесия с ним летучих компонентов. В частности, повышение щелочности препятствует образованию сульфидной минерализации халькофильных металлов, приводя к их рассеиванию в породообразующих и аксессуарных силикатах и алюмосиликатах. Кроме того, оно способствует увеличению растворимости летучих компонентов, в том числе и воды, в расплаве, снижая величину их фугитивности в газовой фазе. В результате расплав становится более окисленным, в то время как равновесная с ним газовая фаза имеет восстановительный характер. Поскольку количество воды в природных расплавах, в том числе и щелочных, не превышает 2–3% (Кадик и др., 1971; Соболев, 1973; Рябчиков, 1975; Когарко, 1977), такое объяснение высокой окисленности рудной фазы в соответствующих интрузиях представляется весьма вероятным.

Таким образом, приведенные материалы свидетельствуют о том, что характер металлогенической эволюции магматических расплавов основного состава в условиях интрузивных камер зависит не только от водонасыщенности исходного расплава, но и от его состава, главным образом, от содержания щелочей.

Имеющиеся данные позволяют заключить, что толеитовые базальты характеризуются наиболее низким окислительным потенциалом по сравнению со всеми другими типами природных расплавов. Именно это обстоятельство способствует развитию в связи с ними хромитового и сульфидного медно-никелевого оруденения, отсутствующих в других типах массивов. Возникновение окисной рудной минерализации здесь возможно только на поздних стадиях кристаллизации в связи с накоплением в расплаве воды и щелочей. В других типах расплавов эти компоненты, особенно щелочи, изначально присутствуют в более высоких количествах. Поэтому окисные титаномагнетитовое и ильменит-титаномагнетитовое оруденения явля-

ются сквозными и отсутствуют только в собственно щелочных породах, где из-за высокой окисленности расплава железо связывается в эгирине, а титан - в сфене.

## В ы в о д ы

1. Расслоенные интрузивы являются наиболее типичными вмещающими магматических месторождений; рудные минералы в них подчиняются тем же закономерностям, что и силикаты. Они концентрируются в определенных слоях, образуя раннемагматический (аккумулятивный) тип месторождений, или обогащают жильные дериваты, формируя позднемагматический (фузивный) тип месторождений. В первом случае рудные минералы в качестве самостоятельной кумулятивной фазы выделялись из главного объема расплава (месторождения хромита, титаномагнетита, апатита и др.). Во втором случае формирование руд происходило за счет интерстициального материала. Это главным образом сульфидные медно-никелевые руды.

2. Интрузивы основных и ультраосновных пород характеризуются месторождениями сульфидных медно-никелевых руд, платины, хромита, титаномагнетита (часто ванадистого). Эти месторождения строго локализованы по разрезу массивов, закономерно сменяя друг друга от сульфидных медно-никелевых и хромитовых внизу к титаномагнетитовым - сверху.

3. Интрузивы основных и щелочных пород характеризуются ильменито-титаномагнетитовым оруденением обоих типов в основных и ультраосновных породах.

4. Щелочные интрузивы натрового ряда характеризуются редкометальной и апатитовой минерализацией обоих типов.

5. Наблюдается устойчивая взаимосвязь характера рудной минерализации с вмещающими их магматическими породами, что справедливо как для рудных тел, входящих в состав расслоенных серий, так и для жильных образований. При этом обращает на себя внимание значительное сходство окисного существенно титаномагнетитового оруденения в первых трех группах интрузий, их связь с породами габбрового и анортозитового состава.

6. Рудные минералы являются чутким индикатором степени окисленности расплава. Наиболее низкими исходными параметрами в этом отношении характеризуются толеитовые базальты, затем идут оливиновые толеиты, щелочные базальты и андезиты, и наиболее окислены агпайтовые щелочные породы. Возрастание окисленности пород связывается как с повышением водонасыщенности, так и щелочности расплавов.

Расслоенные интрузивы благодаря хорошо различаемым в полевых условиях первичным текстурам и структурам и присутствию широкой гаммы пород, связанных единством происхождения, являются исключительно благоприятным объектом для изучения многих фундаментальных проблем магматической петрологии, в частности формирования внутреннего строения интрузивных тел, дифференциации природных расплавов в условиях магматических камер разной глубины заложения, выявления интрузивных и эффузивных аналогов главных типов магматических серий, закономерностей распределения и концентрации рудных компонентов в магматогенных телах и т.д.

Из-за отсутствия четких представлений по этим вопросам и знаний современной модели формирования интрузивных тел огромный фактический материал как экспериментальных, так и полевых исследований (в частности, материалов бурения рудоносных массивов) используется лишь частично, поскольку не находит себе места в рамках существующих представлений. Кроме того, сам этот материал из-за отсутствия теоретического „эталона“ имеет фрагментарный характер, мало информативен и часто непригоден для дальнейшего петрологического и металлогенического анализа. Это касается не только расслоенных интрузивов, где сам характер материала вынуждает петрологов производить хотя бы минимальный объем исследований анизотропии их строения, но и так называемых массивных тел, где такие исследования не проводятся или ведутся в явно недостаточном объеме.

Вместе с тем происходящее сейчас широкое развертывание петрологических исследований, в особенности изучение и разведка погребенных интрузивных тел, делает крайне насущной проблему унификации собираемых данных. Основой для этого может служить предложенная выше модель, разработанная на базе самостоятельной группы фактов из металлургической и петругической практики, а также данных физико-химического эксперимента. Она может являться не только основой для сопоставления различных массивов, но и позволяет оценить значимость тех или иных геологических фактов, без чего любой интрузив становится уникальным и плохо познаваемым.

Модельный подход диктует решение следующих важных задач при изучении интрузивов.

1. Выявление двух главных серий (краевой и центральной) в строении массивов и их соотношений друг с другом.

2. Сопоставление детальных разрезов серий с описаниями пород в кумудятивных терминах и выявление закономерностей изменения парагенезисов пород и состава главных породообразующих минералов в поперечном разреза серий.

3. Парагенетический анализ пород на базе физико-химических систем с целью выявления условий формирования интрузий, проверки правильности выбора модели исходного расплава, выявления отсутствующих парагенезисов и установления генетической принадлежности объекта, когда его происхождение является предметом дискуссии.

4. Изучение характера распределения рудной минерализации по разрезу массивов в плане их увязки с главными парагенезисами вмещающих магматических пород и эволюцией расплава в камере плутона.

Предлагаемый метод изучения интрузивных образований на базе разработанной модели позволяет не только более целеустремленно вести полевые исследования, но также заново интерпретировать уже имеющийся фактический материал с целью извлечения максимальной информации о строении массивов в целом и о дальнейших направлениях их исследований. В качестве примера практического применения такого анализа в работе дана новая интерпретация строения Мончетундровской интрузии, ранее разделявшейся на два самостоятельных разновозрастных массива, что было в дальнейшем подтверждено результатами бурения. Из других примеров можно привести новую интерпретацию строения Елетьозерской и Ловозерской интрузий, ранее считавшихся многофазными и т. д. Помимо теоретического это имеет и важное практическое значение для постановки поисковых и разведочных работ на различные виды полезных ископаемых магматического происхождения, которые занимают вполне определенное место в структуре массивов.

Однако значение предложенной модели состоит не только в разработке методики сбора и обработки данных по интрузивным образованиям. Она является необходимым связующим звеном между полевой и теоретической петрологией, позволяя корректно определить значимость того или другого явления, установленного в результате физико-химических экспериментов и термодинамических построений, в реальных геологических телах. Так, разработанный метод парагенетического анализа позволяет не только понять причину многообразия интрузивных магматических пород, но и по-новому ориентировать экспериментальные работы для их непосредственной увязки с материалами полевой геологии.

Новые возможности перед магматической геологией открывает методика магматических фациальных серий, позволяющая изучать магматические процессы регионов безотносительно уровня их эро-

зионных срезов. Это имеет особое значение для областей развития докембрийских образований, где подвижные зоны часто срезаны вплоть до своих корней. Становится возможным новый подход к изучению магматических процессов - создание карт магматизма, позволяющих оконтурить области развития данного типа магматического режима. Очевидно, только на этой основе возможна достоверная корреляция эндогенных (магматических, тектонических, метаморфических) процессов, ставящая на новый уровень проблему изучения строения и развития земной коры. Практически эта методика была применена при обобщении результатов многолетних комплексных исследований Балтийского щита (Земная кора..., 1978).

Таким образом, предложенная модель имеет значение не только для сбора и систематизации фактического материала, но и может послужить основой для определения дальнейшего направления полевых, камеральных и теоретических исследований магматического процесса и его металлогенических аспектов.

А н д р е е в Г.В. Петрология Сыннырского щелочного плутона. Улан-Удэ, 1965. 117 с.

Б а л а н д и н Г.Ф. Формирование кристаллического строения отливок. М., 1973. 288 с.

Б а р т Т. Теоретическая петрология. М., 1956. 414 с.

Б а т и е в а И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., 1976. 152 с.

Б е й л и Д.К., Ш е й р е р Дж.Ф. Кристаллизация породообразующих силикатов в системе  $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  при 1 атм. - В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., 1969, с. 90-101.

Б о г а т и к о в О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. М., 1966. 240 с.

Б о г д а н о в Ю.Б. О так называемых базальных конгломератах кольской серии в районе хр. Чуна-Монча-Волчьи тундры на Кольском полуострове. Тр. ВСЕГЕИ, 1971, вып. 175, с. 199-205.

Б о й д Ф.Р., И н г л е н д Дж.Л., Д э в и с Б.Т.К. Влияние давления на плавление и полиморфизм энстатита. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 307-317.

Б о л к Р. Структурные особенности изверженных горных пород. М.-Л., 1946. 212 с.

Б о у э н Н. Эволюция изверженных пород. М.-Л., 1934. 324 с.

Б у с с е н И.В., С а х а р о в А.С. Геология Ловозерских тундр. Л., 1967. 126 с.

Б у с с е н И.В., С а х а р о в А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л., 1972. 296 с.

В а г н е р П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. Перев. с англ. М.-Л., 1932. 279 с.

В а с ь к о в с к и й Д.П. Некоторые особенности геологии и петрологии восточной части Мончегорского плутона и проблема его возраста. - В кн.: Региональное петрографическое совещание по магматизму Балтийского щита. Тез. докладов, Апатиты, 1968, с. 78-79.

В и н о г р а д с к а я Г.М. О генезисе полосчатых дунит-перидотитов западной полосы гипербазитов Урала. - Матер. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1957, вып. 21, с. 66-80.

В л а с о в К.А. Эманационный процесс и кристаллизационная дифференциация как ведущий процесс образования ряда месторождений редких элементов. - В кн.: Вопросы геохимии и минералогии. М., 1956, с. 83-93.

В л а с о в К.А., К у з ь м е н к о М.В., Е с ь к о в а Е.М. Ловозерский щелочной массив. М., 1959. 623 с.

В о л о х о в И.М., И в а н о в В.М. Лысогорский габбро-пироксенит-дунитовый комплекс Западного Саяна. Новосибирск, 1963. 101 с.

Волохов И.М., Иванов В.М., Пругов В.П. Усинский габбро-пироксенит-дунитовый интрузивный комплекс Кузнецкого Алатау. - В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. I, М., 1968, с. 216-234.

Геологическое строение и апатитоносность Сыннырского щелочного массива. Л., 1969. 147 с.

Геология и магматизм области сочленения беломорид и карелид. Под ред. К.А. Шуркина. Л., 1974. 182 с.

Геология и петрология Елетьозерского массива габброидных пород Карелии. М.-Л., 1963. 160 с. Авт.: А.И. Богачев, С.И. Зак, Г.П. Сафронова, К.А. Инина.

Геология СССР, Т. XXVII, ч. I. Геологическое описание. Ред. Л.Я. Харитонов. М.-Л., 1958. 714 с.

Герасимовский В.И., Волков В.П. и др. Геохимия Ловозерского щелочного массива. М., 1966. 395 с.

Герлинг Э.К., Маслеников В.А., Морозова И.М. Древнейшие горные породы Балтийского щита. - В кн.: Геология докембрия. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК. Проблема 4. Л., 1968, с. 136-141.

Герлинг Э.К., Овчинникова Г.В. Постоянна ли скорость радиоактивного распада? - Радиохимия, 1976, № 6.

Глебовицкий В.А. Проблема эволюции метаморфических процессов в подвижных областях. Л., 1973. 127 с.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., 1959. 68 с.

Годлевский М.Н. Соотношение сульфидной и силикатной части в ходе эволюции основной магмы. Междунар. геохим. конгр., 1971, Магматические процессы, т. I, М., 1972, с. 65-77.

Григорьев Д.П. Опыт систематики и терминологии элементарных процессов магматической дифференциации. - В кн.: Академику Д.С. Белякину. М.-Л., 1946, с. 184-188.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Происхождение базальтовых магм. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 132-227.

Гросс С.О. Титаномагнетитовые месторождения округа Санфорд-Лейк, штат Нью-Йорк. - В кн.: Рудные месторождения США. Т. II, М., 1973, с. 131-144.

Грудинин М.И. Геология и петрология Довыренского габбро-перидотитового массива (Северное Прибайкалье). - Геология и геофизика, 1963, № 6, с. 78-91.

Гурулёв С.А. Геология и условия формирования Июко-Довыренского габбро-перидотитового массива. М., 1965. 122 с.

Джексон Э.Д. Хромитовые месторождения комплекса Стиллиутер в Монтане. - В кн.: Рудные месторождения США. Т. II, М., 1973 а, с. 163-179.

Джексон Э.Д. Вариации химического состава сосуществующих хромита и оливина в хромитовых зонах комплекса Стиллиутер. - В кн.: Магматические рудные месторождения. М., 1973 б, с. 43-66.

Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., 1964-1965.

Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Восточного Саяна. Новосибирск, 1974. 132 с. Авт.: Г.В. Поляков, А.П. Кривенко, Д.М. Орлов, Г.С. Федосеев, П.А. Балыкин.

Довгаль В.Н. Раннепалеозойская габбро-сиенитовая формация центральной части Алтае-Саянской складчатой области. М., 1968. 206 с.

Докучаева В.С., Ланев В.С. Юго-западная контактная

зона Мончегорского плутона. — В кн.: Основные и ультраосновные породы Кольского полуострова. Л., 1967, с. 30–39.

Д р у г о в а Г.М. К вопросу о конгломератах Мончегорского района на Кольском полуострове. — В кн.: Проблемы литологии докембрия. Л., 1971, с. 108–109.

Д у б р о в с к и й М.И., К о з л о в Е.К., Ю д и н Б.А. О возрасте горных пород Главного хребта Чуна–Монче–Волчьих тундр. — В кн.: Региональная геология, металогения, геофизика. Апатиты, 1974, с. 105–115.

Е л и с е е в Н.А. Структурная петрология. Л., 1953. 310 с.

Е л и с е е в Н.А., Основы структурной петрологии. Л., 1967. 258 с.

Е л и с е е в Н.А., Е л и с е е в Э.Н., К о з л о в Е.К., Л я д и н П.В., М а с л е н и к о в В.А. Геология и рудные месторождения Мончегорского плутона. — Матер. ЛАГЕД АН СССР, 1956, вып. 3, М. 328 с.

Е л и с е е в Н.А., Ф е д о р о в Э.Е. Ловозерский плутон и его меторождения. М.–Л., 1953. 307 с.

Е ф и м о в А.А. О природе полосчатых текстур в гипербазитах и габброидах платиноносных поясов Урала. — Тез. докл. III Всесоюз. петрогр. совещ. Новосибирск, 1963, с. 135–137.

Ж а р и к о в В.А. Основы физико-химической петрологии. М., 1976. 420 с.

З а в а р и ц к и й А.Н. О классификации магматических рудных месторождений. — Изв. Геол. ком., 1926, т. 45, № 2, с. 67–80.

З а в а р и ц к и й А.Н. Изверженные горные породы. М., 1955. 479 с.

З а в а р и ц к и й А.Н., С о б о л е в В.С. Физико-химическая петрология изверженных горных пород. М., 1961.

З е м н а я кора восточной части Балтийского щита. Л., 1978. Авт.: К.О. Кратц, Р.В. Былинский, В.А. Глебовицкий, В.Л. Дук, Ю.И. Лазарев, И.В. Литвиненко, Е.В. Шарков и др.

И в а н о в В.М. Закономерности изменения состава пород и породообразующих минералов ряда ритмически расслоенных габбро–пироксенит–дунитовых плутонов Алтае–Саянской области. — В кн.: Магматические формации Сибири и Дальнего Востока. М., 1971, с. 21–43.

И в а н о в В.М., Д с и л ь н и ц ы Е.Ф., Л а в р е н т ь е в Ю.Г., К о р о л ь к В.Н. Экспериментальные исследования жидкостной дифференциации гомогенных базальтоидных расплавов (методом высокотемпературного центрифугирования). — Геология и геофизика, 1974, № 1, с. 25–32.

И в а н о в а Т.Н. Апатитовые месторождения Хибинских Тундр. М., 1963. 288 с.

И л ь е н о к С.С. Петрология габбро–сиенитового комплекса Горной Шории. Томск, 1964.

И н т р у з и в н ы е базит–ультрабазитовые комплексы докембрия Карелии. Под ред. К.О. Кратца. Л., 1976. 164 с.

И о д е р Г.С., Т и л л и К.Э. Происхождение базальтовых магм. М., 1965. 248 с.

И о д е р Г.С., Т и л л и Э.К., Ш е р е р Дж. Изучение плавления базальтов. — В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., 1969, с. 30–37.

И р в а й н Т.Н., С м и т К.Х. Первичные окисные минералы в расслоенной серии интрузива Маскокс. — В кн.: Магматические рудные месторождения. М., 1973, с. 67–85.

И с а е н к о Л.И., К и р г и н ц е в А.Н., Ш а р а п о в В.Н. Механизм направленной кристаллизации при дифференциации магмы в камере. — Геология и геофизика, 1976, № 8, с. 120–128.

- Кадик А.А., Хитаров Н.И. Роль естественной конвекции в переносе магматического тепла. - *Геохимия*, 1968, № 6, с. 651-665.
- Кадик А.А., Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б. Вода в магматических расплавах. М., 1971. 267 с.
- Камерон Ю.Н., Десборо Дж.А. Условия залегания и особенности хромитовых месторождений восточной части Бушвельдского комплекса. - В кн.: *Магматические рудные месторождения*. М., 1973, с. 27-42.
- Карпов Р.В. Пегматиты основных пород Мончетундры и связанное с ним сульфидное руденение. - *Геол. рудн. месторождений*, 1959, № 5, с. 74-90.
- Каузинс К.А. Риф Меренского в изверженном комплексе Бушвельд. - В кн.: *Магматические рудные месторождения*. М., 1973, с. 172-183.
- Карякин А.Е. Структуры рудных полей магматических месторождений. М., 1970. 176 с.
- Когарко Л.Н. Проблемы генезиса агпайтовых магм. М., 1977. 296 с.
- Когарко Л.Н., Волков В.П. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с его ритмической расчлененностью - В кн.: *Химия земной коры*. Т. I. М., 1963, с. 140-152.
- Когарко Л.Н., Поляков А.И. Вопросы генезиса агпайтовых нефелиновых сиенитов. - *Геохимия*, 1967, № 2, с. 131-143.
- Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения. Л., 1973. 288 с.
- Козлов Е.К., Юдин Б.А. К вопросу о происхождении габбро-лабрадоритов Главного хребта на Кольском полуострове. - *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1974, № 2, с. 43-50.
- Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С. Основной и ультраосновной комплексы Монче-Волчьих-Лосевых тундр. Л., 1967. 166 с.
- Козлов Е.К., Юдин Б.А., Докучаева В.С., Латышев Л.Н., Дубровский М.И., Козлов М.Т. Некоторые спорные вопросы и перспективы поисков сульфидных медно-никелевых руд в Мончегорском рудном районе. - В кн.: *Проблемы докембрия Кольского полуострова*. Апатиты, 1974, с. 39-68.
- ✓ Коптев-Дворников Е.В., Ярошевский А.А. Экспериментальное моделирование ритмической кристаллизации в системе протексен-плагиоклаз в связи с происхождением ритмически расчлененных магматических тел. - *Геохимия*, 1970, № 6, с. 710-720.
- Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. М., 1973. 288 с.
- Коржинский Д.С. Зависимость степени окисления железа в магме от щелочности. - *Докл. АН СССР*, 1978, т. 238, № 4, с. 948-950.
- Косой А.Л. Нефелин-полевошпатовые парагенезисы в Ловозерском щелочном массиве. - Автореф. канд. дис. Л., 1965. 20 с.
- Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений. - *Сов. геол.*, 1948, № 29, с. 11-24.
- Кравцова Е.И. Система  $Ab-Or-Qu (H_2O)$  и  $Ab-Or-An-Qu (H_2O)$  при  $P_{H_2O}$  от 0 до 10 кбар. - *Изв. АН СССР. Сер. Геол.*, 1974, № 3, с. 5-24.
- Крейг Дж. Р., Куллеруд Дж. Система  $Cu-Fe-Ni-S$ . - В кн.: *Экспериментальная петрология и минералогия*. М., 1971, с. 272-278.

Кривенко А.П. Сиенит-габбровый плутон Большой Таскыл в Кузнецком Алатау. - Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1973, вып. 176. 107 с.

Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. М., 1964. 387 с.

Куллеруд Г. Система Fe-Ni-S. - В кн.: Экспериментальная петрология и минералогия. М., 1969, с. 138-155.

Кусиро И., Иодер Г.С. Реакция между форстеритом и анортитом при высоких давлениях. - В кн.: Петрология верхней мантии. М., 1968, с. 294-299.

Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск, 1972. 208 с.

Кухаренко А.А. Щелочной магматизм восточной части Балтийского щита. - Зап. Всес. минер. общ-ва, 1967, ч. 96, вып. 5, с. 547-566.

Кухаренко А.А., Орлова М.П., Багдасаров Э.А. Щелочные габброиды Карелии. Л., 1969. 183 с.

Кухаренко А.А., Булах А.Г., Ильинский Г.А., Шинкарев Н.Ф., Орлова М.П. Металлогенические особенности щелочных формаций восточной части Балтийского щита. Л., 1971. 278 с.

Лавров М.М. Нижнепротерозойские магматические формации гипербазитов и дифференцированных габбро-норитовых интрузий Северо-Карельской структурной зоны. - В кн.: Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии. Петрозаводск, 1968, с. 74-87.

Ландау А.И. К вопросу о волнообразном характере распределения примеси вдоль длины растущего кристалла. - Физика металлов и металловедение. 1958, т. VI, вып. 1, с. 148-156.

Ландау Л.Д., Ахизер А.И., Лифшиц Е.М. Курс общей физики. Механика и молекулярная физика. М., 1968. 400 с.

Леснов Ф.П. Геология и петрология Чайского габбро-перидотит-дуניתового никеленосного плутона (Северное Прибайкалье). Новосибирск, 1972. 228 с.

Маслеников В.А. Древнейший докембрий Кольского полуострова (геология и геохронология). - Автреф. докт. дис. М., 1969. 48 с.

Массив Гремяха-Вырмес на Кольском полуострове. Л., 1967. 236 с. Авт.: А.А. Полканов, Н.А. Елисеев, Э.Н. Елисеев, Г.Н. Кавардин.

Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М., 1973. 322 с.

Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. - В кн.: Контактные процессы и оруденение в габбро-перидотитовых интрузиях. М., 1979, с. 5-29.

Михайлов Н.П. Генетические типы ассоциаций ультраосновных и основных пород. - В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М., 1972, с. 93-100.

Михайлов Н.П., Иняхин М.В., Ляпичев Г.Ф., Москалева В.Н., Орлова М.П., Семенов Ю.Л., Шарков Е.В. Петрография Центрального Казахстана. Т. 2. Интрузивные основные и ультраосновные породы. М., 1971. 360 с.

Михайлов Н.П., Шарков Е.В. Петрология и металлогения формации расслоенных интрузий основных и ультраосновных пород. - В кн.: Петрология и металлогения базитов. М., 1973, с. 53-59.

Михайлов Н.П., Шарков Е.В., Орлов Д.М. Петрология и рудоносность стратиформных (расслоенных) мафит-ультрамафитовых интрузий. - В кн.: Магматизм и эндогенное рудообразование. М., 1976, с. 53-69.

Моризейн К., Витт А., Гейтос Х. Распределение примесей в монокристаллах. - В кн.: Проблемы роста кристаллов. М., 1968, с. 251-261.

Москалева В.Н., Шаталов Е.Т. Типы петрографических провинций СССР. М., 1974. 168 с.

Николаев В.А., Доливо-Добровольский В.В. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. М., 1961. 339 с.

Ольшанский Я.И. Растворимость сернистого железа в силикатных расплавах. - Тр. ИГиН АН СССР. Сер. петрогр., 1950, вып. 121.

Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаноносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. - Тр. ВСЕГЕИ, 1975, т. 120, Л. 180 с.

Осборн Е.Ф., Тайт Д.Б. Система диопсид-фостерит-анортит. В кн.: Экспериментальные исследования в области петрографии и рудообразования. М., 1954, с. 269-287.

Островский И.А. Вопросы элементарной теории систем с летучими и предположение о ходе затвердевания интрузий. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2.

Осипов М.А. Контракция гранитоидов и эндогенное минералообразование. М., 1974. 158 с.

Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970. 391 с.

Перчук Л.Л., Рябчиков И.Д. Фазовое соответствие в минеральных системах. М., 1976. 387 с.

Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. М., 1972. 135 с.

Петров Д.А. О реальном распределении примесей в кристаллах, получаемых методом вытягивания из расплава, и о возможностях развития этого метода. - ЖФХ, 1956, т. XXX, вып. 1, с. 50-56.

Повилайтис М.М. О ритмической зональности некоторых гранитоидных тел. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 2, с. 35-49.

Полдervaарт А., Таубенек В. Расслоенные интрузии. - Тр. Междунар. геол. конгр., XXI сессия, вып. II, М., 1963, с. 97-109.

Полканов А.А. Несимметричная дайка диабазы с побережья Кольского фиорда. - Тр. Ленингр. общ-ва естествоиспытателей, 1928, т. 53, вып. 4, с. 75-163.

Полканов А.А. Основные положения генетической систематики интрузивных тел. - Тр. Юбилейной сессии ЛГУ, Л., 1946, с. 50-71.

Полканов А.А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. - В кн.: Вопросы петрографии и минералогии. Т. I. М.-Л., 1958, с. 27-39.

Полферов Д.В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. Л., 1979.

Поляков Г.В., Кривенко А.П., Федосеев Г.С., Богднбров В.И. Дифференцированные габбровые интрузии каледонид Алтае-Саянской складчатой области. - В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973.

Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома на Балтийском щите. Л., 1979. 128 с.

Пфани В.Дж. Зонная плавка. М., 1960. 272 с.

Раддл Р.У. Затвердевание отливок. М., 1960. 391 с.

Рудные месторождения СССР. Под ред. акад. В.И. Смирнова. Т. 2. М., 1974. 391 с.

Рундквист Д.В., Соколова В.Н. Зональность оруденения

Мончегорского медно-никелевого месторождения. - Зап. Всес. минер. общ., 1978, № 6.

Рухин Л.В. Основы литологии. Л., 1969. с. 703.

Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидальной фазы гранитоидных магм. М., 1975. 232 с.

Синдеев А.С., Шарков Е.В. Условия глубинной дифференциации палеогеновой высокоглиноземистой кварц-толеитовой серии Северного Приохотья (Охотско-Чукотский вулканогенный пояс). - Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 4, с. 967-970.

Слодкевич В.В. Щельтингский перидотит-пироксенит-норитовый расщепленный плутон Восточного Сахалина. - Докл. АН СССР, 1975, т. 222, № 4, с. 946-949.

Смит Г.Ф. Физическая геохимия. М., 1968. 486 с.

Смирнов В.И., Годлевский М.Н. и др. Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968. 719 с.

Соболев В.С. Петрология траптов Сибирской платформы. - Тр. Аркт. ин-та, 1936, т. 43. 244 с.

Соболев В.С. Петрология восточной части сложного Коростеньского плутона. - Уч. зап. Львовск. ун-та. Сер. геол., 1947, т. У1, вып. 5. 193 с.

Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. М., 1973. 34 с.

Соболев В.С. Образование магмы и магматических горных пород. - В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск, 1976, с. 112-147.

Соколова В.Н. Новые данные о геологическом строении интрузивного комплекса Монче-Чуна-Волчьих тундр (Кольский полуостров). - Сов. геол., 1976, № 6. с. 100-111.

Справочник физических констант горных пород. Под ред. С. Кларка. М., 1969. 543 с.

Теплообмен в магматических процессах. - Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 77, 1972. 124 с. Авт.: А.Н. Дударев, В.А. Кудрявцев, В.Г. Меламед, В.Н. Шаралов.

Тернер Ф., Ферхуген Дж. Петрология изверженных и метаморфических пород. М., 1961. 244 с.

Уиллемз Дж. Геология Бушвельского комплекса - крупнейшего вмещающего магматических рудных месторождений. - В кн.: Магматические рудные месторождения. М., 1973 а, с. 7-26.

Уиллемз Дж. Ванадиевые магнетитовые руды Бушвельского комплекса. Там же, 1973 б, с. 129-150.

Ультрасосновные и основные интрузии и сульфидные медно-никелевые месторождения Мончи. Под ред. Н.А. Елисеева. М.-Л., 1953. 181 с.

Уэйджер Л.П., Браун Г. Расщепленные изверженные породы. М., 1970. 552 с.

Федотов С.А. О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976 а, № 5, с. 23-37.

Федотов С.А. О подъеме основных магм в земной коре и механизме трещинных базальтовых извержений. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976 б, № 10, с. 5-23.

Ферсман А.Е. Минералогия и геохимия Хибинских и Ловозерских тундр. - В кн.: Северная экскурсия. Кольский полуостров. Л.-М., 1937, с. 94-106. (Тр. XVIII сессии МГК).

Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. Диффузионный механизм переноса тепла и вещества. - Геохимия, 1976 а, № 8, с. 1197-1203.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. Конвекция и условия примерзания. Геохимия, 1976 б, № 11, с. 1624-1639.

Хан Б.Х., Быков И.И., Кораблин В.П., Ладохин С.В. Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев, 1969. 164 с.

Хан Г.С., Шапиро С. Статистические модели в инженерных задачах, М., 1969, 395 с.

Холмов Г.В. Основные вопросы геологии и направления поисковых работ в Мончегорском никеленосном районе. Сб. техн. информ. Гипроникиеля. 1956, № 6.

Холмов Г.В., Шолохнёв В.В. Сравнительная характеристика жильных сульфидных медно-никелевых месторождений Мончегорского плутона (Кольский полуостров). - Геология рудных месторождений, 1974, № 1, с. 18-27.

Чалмерс Б. Теория затвердевания. М., 1968. 288 с.

Челишев Н.Ф. О двух генетических группах пегматитов Мончегорского плутона. - Тр. ИМГРЭ, 1962, вып. 8, с. 249-263.

Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. - Тр. ИГиГ СО АН СССР, 1976, вып. 290, Новосибирск, 237 с.

Шарапов В.Н., Исаенко Л.И., Киргинцев А.И. Физические условия разделения компонентов при направленной кристаллизации. - Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 91-103.

Шарков Е.В. Направление кристаллизационной дифференциации в Златогорском плутоне основных и ультраосновных пород (Северный Казахстан). - Вестн. ЛГУ. Сер. геол. и геогр., 1966, № 12, вып. 2, с. 119-122.

Шарков Е.В. Пегматиты Златогорского расслоенного массива (Северный Казахстан). Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 10.

Шарков Е.В. Пегматитовые образования Златогорского плутона (Северный Казахстан). - В кн.: Вопросы магматизма Центрального Казахстана. Л., 1968, с. 5-25. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., т. 157).

Шарков Е.В. Ритмичная слоистость в расслоенных интрузиях и механизм ее формирования. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971 а, № 12, с. 66-74.

Шарков Е.В. О формационной характеристике интрузий габбро-норит-лабрадоритов Главного хребта Мончи и Мончегорского плутона (Кольский полуостров). - В кн.: Проблемы магматизма Балтийского щита. Л., 1971 б, с. 153-158.

Шарков Е.В. Некоторые гранулометрические характеристики пород расслоенных интрузий. - Зап. Всесоюз. минер. общ-ва, 1972 а, № 6, с. 380-388.

Шарков Е.В. Явление ритмичности при затвердевании интрузий. I Междунар. геохим. конгр. Т. I. Магматические процессы, М., 1972 б, с. 532-544.

Шарков Е.В. Массивы габбро-анортозитов-гранитов рапакиви как вероятные магматические очаги древних риолитовых плато. - В кн.: Вулканизм в истории Земли. М., 1973, с. 217-218.

Шарков Е.В. Исходные расплавы габбро-анортозитовых комплексов докембрия (на примере Балтийского щита). - В кн.: Проблемы магматизма докембрия. Л., 1974, с. 241-246.

Шарков Е.В. Опыт парагенетического анализа основных и ультраосновных пород расслоенных интрузий. - Зап. Всесоюз. минер. общ-ва, 1975 а, № 4, с. 389-402.

Шарков Е.В. Расслоенные интрузии шовных зон глубинных разломов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975 б, № 7, с. 71-81.

Шарков Е.В. Интрузивные аналоги главных типов эффузивных образований. - В кн.: Методы палеовулканологических реконструкций, вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975 в, с. 132-133.

Шарков Е.В. Богатиков О.А. Парагенезисы пород щелочно-габбровых интрузий и строение систем оливин-клинопироксен-плаггиоклаз-нефелин и клинопироксен-плаггиоклаз-нефелин-ортоклаз. - В кн.: Петрология и рудоносность индикаторных магматических формаций. М., 1979.

Шарков Е.В., Синдеев А.С. Кристаллизация толеитовых и известково-щелочных серий в рамках систем  $O1-CPx-P1-Qu$ ,  $O1-CPx-P1-Ne$  и  $O1-Or-P1-Qu$ . - Докл. АН СССР, 1976, т. 239, № 2, с. 431-434.

Шафрановский И.И. Симметрия в природе. Л., 1968. 184 с.

Шванов В.Н. Песчаные породы и методы их изучения. Л., 1969, 248 с.

Шванов В.Н., Марков А.Б. Градулометрический анализ песчаников в шлифах. - Изв. вузов. геол. и разв., 1960, № 12, с. 49-55.

Шевяков А.М., Шарков Б.В., Тарлаков Ю.П., Бугрова В.Д., Бурба А.А. О влиянии условий кристаллизации на структуру некоторых минералов. - ДАН СССР, 1972, т. 206, № 4, с. 943-946.

Шинкарев Н.Ф. Габбро-сиенитовая формация Туркестано-Алая и проблемы генезиса щелочных пород в свете современных данных физико-химии. - Автореф. докт. дис., Л., 1967. 48 с.

Шинкарев Н.Ф. Физико-химическая петрология изверженных пород. Л., 1970. 248 с.

Шкорбатов С.С., Перфилова А.П. К вопросу о структуре Главной габбровой интрузии Монче- и Чунатундры. - Уч. зап. ЛГУ, Сер. физ. и геол. наук, 1964, вып. 15, № 324, с.337-341.

Шлыгин Е.Д., Ташинина М.В. Иммантавский массив основных пород. - Разведка недр., 1937, № 15, с. 15-19.

Щека С.А. Петрология и рудоносность никеленосных дунито-троктолитовых интрузий Станового хребта. М., 1969. 134 с.

Элерс Э. Интерпретация фазовых диаграмм в геологии. М., 1975. 300 с.

Ярошевский А.А. Принцип зонной плавки и его применение при решении некоторых геохимических вопросов. - В кн.: Химия земной коры. Т. II, М., 1964, с. 55-62.

Ярошевский А.А. О происхождении ритмических структур изверженных горных пород. - Геохимия, 1970, № 5, с. 562-574.

Andersen O. The system Anorthite-Forsterite-Silica. - Amer. J. Sci., 1915, 4th ser., v. 39, p. 407-454.

Arculus R.J., Osborn E.F. Phase relations in the system  $MgO$ -iron oxide- $Cr_2O_3$ - $SiO_2$ . Carnegie Inst. Year Book '74, 1975, p. 507-512.

Baddington A.F. Adirondack igneous rocks and their metamorphism. - Geol. Soc. Amer., 1939, Mem. 7, 354 p.

Bartlett R.W. Magma convection, temperature distribution and differentiation. - Amer. J. Sci., 1969, v. 267, N 9, p. 1067-1082.

Bowen N.L., Schairer J.F. The system  $MgO-FeO-SiO_2$ . - Amer. J. Sci., 1935, v. 29, p. 151-217.

Bowen N.L., Schairer J.F. Crystallisation equilibrium in the nepheline-albite-silica mixtures with fayalite. - J. Geol., 1938, v. 46, p. 397-411.

Cameron E.N. Structure and rocks sequences of the Critical Zone of the Eastern Bushveld complex. - Miner. Soc. Amer., 1963, Spec. Paper 1, p. 93-107.

Chamberlain J.A. Sulfides in the Muskoix intrusion. - Canad. J. Earth. Sci., 1967, v. 4, No 1, p. 105-154.

Chinner J.A., Schairer J.F. The join  $Ca_3Al_2Si_3O_{12}-Mg_3Al_2Si_3O_{12}$  and its bearing on the system  $CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$  at atmospheric pressure. - Amer. J. Sci., 1962, v. 260, No 2, p. 611-634.

Clark S.P., Schairer J.F., de Nauffville J. Phase relations in the system  $CaMgSi_2O_6-CaAl_2SiO_6-SiO_2$  at high and low pressures. Carnegie Inst. Year Book, 61, 1962, p. 59-68.

Coats R.R. Primary banding in the basic plutonic rocks. - J. Geol., 1936, v. 44, p. 407.

Daly R.A. Bushveld igneous complex of the Transvaal. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1928, v. 39, p. 703-768.

Emslie R.F. Liquidus relations and subsolidus reactions in the some plagioclase-bearing systems. Carnegie Inst. Year. Book 69, 1971, p. 148-155.

Fenner G. The residual liquids of crystallizing magmas. - Miner. Mag., 1931, v. 134.

Fùdali R.F. Experimental studies bearing on the origin of pseudoleucite and associated problems of alkalic rocks systems. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1963, v. 74, p. 1101-1126.

Green D.H., Hibberson W.H. The instability of plagioclase in peridotite at high pressure. - Lithos, 1970, v. 5, No 3, p. 209-222.

Gupta A.K., Edgar A.D. Phase relations in the system Nepheline-Leucite-Anorthite at 1 atmosphere. - Canad. Miner., 1974, v. 12, p. 354-356.

Hall A.L. The Bushveld igneous complex of the Central Transvaal. - Geol. Surv. S. Africa, 1932, Mem. 28, 554 p.

Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F. The solidity of water and effects of oxygen fugacity and water contents on crystallization in mafic magmas. - J. Petrol., 1964, v. 5, p. 21-38.

Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana. - Geol. Soc. Amer., 1960, Mem. 80, 230 p.

Hill R.R., Roeder P. The crystallization of spinel from basaltic liquid as a function of oxygen fugacity. - J. Geology, 1974, v. 82, N 6, p. 709-730.

Irvine T.N. Chromium spinel as a petrogenic indicator. 2. Petrologic implications. - Canad. J. Earth Sci., 1967, v. 4, p. 71-103.

I r v i n e T.N. Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other intrusions. Olivine-pyroxene-plagioclase relations. - Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ. 1, 1970, p. 441-476.

I r v i n e T.N. Olivine-pyroxene-plagioclase relations in the system  $Mg_2SiO_4$ - $CaAl_2Si_2O_8$ - $KAlSi_3O_8$ - $SiO_2$  and their bearing on the differentiation of stratiform intrusions. Carnegie Inst. Year Book 74, 1975, p. 492-500.

J a c k s o n E.D. Primary textures and mineral associations in the Ultramafic zone of the Stillwater complex, Montana. - US Geol. Surv. Prof. Paper, N 358, 1961, 106 p.

J a c k s o n E.D. The cyclic unit in layered intrusions - a comparison of repetitive stratigraphy in ultramafic parts of the Stillwater, Muskox, Great Dyke and Bushveld complexes. - Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ. 1, 1970, p. 391-424.

K o r n p r o b s t J. Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne Maroc): Etude des péridotites de haute température et de haute pression, et des pyroxenolites, à grenat ou sans grenat, qui leur sont associées. - Contr. Miner. Petrol., 1969, v. 23, p. 283-322.

K r u m b e i n W.G. Size frequency distribution of sediments and normal phi curve. - J. Sediment. Petrol., 1937, v. 8, p. 84-90.

K u l l e r u d G. The Fe-Ni-S system. Carnegie Inst. Year Book 62, 1963, p. 175-189.

K u s h i r o I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressure. - Amer. J. Sci., 1969, v. 207 a, p. 269-294.

K u s h i r o I. Partial melting of synthetic and natural peridotites at high pressure. Carnegie Inst. Year Book 71, 1972, p. 357-362.

L i e b e n b e r g L. The sulphides in the layered sequence of the Bushveld igneous complex. - Geol. Soc. S. Africa, Spec. Publ. 1, 1970, p. 108-207.

L o m b a a r d D.V. On the differentiation and relationships of the rocks of the Bushveld complex. - Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1935, v. 37, p. 5-52.

M c B i r n e y A.R. Differentiation of the Skaergaard intrusion. Nature, 1975, v. 253, No 5494, p. 691-694.

M c B i r n e y A.R., N a k a m u r a Y. Immisibility in late stage magmas of the Skaergaard intrusion. Carnegie Inst. Year Book 73, 1974, p. 348-352.

M c D o n a l d J.A. Evolution of part the Lower Critical zone Farm Ruighoek, Western Bushveld. - J. Petrol., 1967, v. 8, N 2, p. 165-209.

M i s a ř Z. ed. The Ransko gabbro-peridotite massif and its mineralization. Praha, 1971, 215 p.

M o r e y C.W. Phase-equilibrium relations of the common rock-forming oxides except water. US Geol. Surv. Prof. Paper 440-1, p. 1-159.

M o r s e S.A. Syenites. Carnegie Inst. Year Book 67, 1968, p. 113-120.

N a g a s a k i H. Layered ultrabasic complex at Horoman, Hokkaido, Japan. - J. Fac. Sci. Univ. of Tokyo, 1966, v. 16, No 2, p. 313.

O s b o r n E.F. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basaltic magma. - Amer. J. Sci., 1959, v. 257, p. 609-647.

P a g e N.J., R o w e J.J., H a f f t y J. Platinum metals in the Stillwater complex, Montana. - Econom. Geol., 1976, v. 71, N 7, p. 1352-1363.

P i i r a i n e n T., H u g y R., N o s c h a n n i M., J o u p p e r i A. On the geotectonics and ore forming processes in the basic intrusion belts of Kemi-Suhalo and Syöte-Näränkäväära, northern Finland. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1974, No 46, p. 93-104.

P r e s n a l l D.S., D i x o n S.A., D i x o n J.R., O'D o n n e l i T.N., B r e n n e r N.L., S c h r o c k R.L., D y c u s D.W. Liquidus phase relations on the join Diopside-Forsterite-Anorthite. - Contrib. Miner. Petrol., 1978, v. 66, p. 203-220.

P r i n z M. Geochemistry of basaltic rocks: trace elements. - In: Basalt, Eds. Hess H.H., Poldervaart A., N.-Y. Interscience Publ., 1967, p. 271-323.

R a m s a y W., H ä c k m a n n V. Das nephelin-syenitgebiet sur der halbinset Kola. 1. - Fennia, 1894, Bd 1, No 2.

S c h a i r e r J.F. The alkali-feldspar join in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{SiO}_2$ . - J. Geology, 1950, v. 58, No 5.

S c h a i r e r J.F. The system  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{MgO}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ : 1. Results of quenching experiments on four joins in the tetrahedron cordierite-leucite-forsterite-silica and on the join cordierite-mullite-potash feldspar. - J. Amer. Ceram. Soc., 1954, v. 37, p. 501-533.

S c h a i r e r J.F., B o w e n N.L. The system anorthite-leucite-silica. - Bull. Geol. Soc. Finl., 1947a, v. 20, p. 67-87.

S c h a i r e r J.F., B o w e n N.L. Melting relation in the system  $\text{Na}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$  and  $\text{K}_2\text{O}$ - $\text{Al}_2\text{O}_3$ - $\text{SiO}_2$ . - Amer. J. Sci., 1947b, v. 245.

S c h a i r e r J.F., Y o d e r H.S. The system albite-forsterite-silica. Carnegie Inst. Year Book 59, 1960a, p. 69-70.

S c h a i r e r J.F., Y o d e r H.S. The system forsterite-nepheline-diopside. Carnegie Inst. Year Book 59, 1960b, p. 70-71.

S c h a i r e r J.F., Y o d e r H.S. The nature of residual liquids from crystallization with data on the system nepheline-diopside-silica. - Amer. J. Sci., 1960c, v. 258a, p. 273-283.

S c h a i r e r J.F., Y o d e r H.S. Crystallization in the system nepheline-forsterite-silica at 1 atmosphere pressure. - Amer. J. Sci., 1961, v. 60, p. 141-144.

S h a w H.R. Comments on viscosity, crystal settling and convection in the granitic magmas. - Amer. J. Sci., 1965, v. 262, N 2, p. 120-152.

Shaw H.R., Wright T.L., Peck D.L., Okamura R. The viscosity of basaltic magma: an analysis of field measurement in Makaopuhi lava lake, Hawaii. - Amer. J. Sci., 1968, v. 266, N 4, p. 225-264.

Smith C.H., Kapp H.E., The Muskox intrusion, a recently discovered layered intrusion in the Coopermine River area, Northwest Territories, Canada. - Miner. Soc. Amer., 1963, Spec. Paper 1, p. 30-55.

Sood M.K., Platt R.G., Edgar A.D. Phase relations of the system diopside-nepheline-kalsilite-silica and their importance in the genesis of alkaline rocks. - Canad. Mineral., 1970, v. 10, p. 380-394.

Symposium on the Bushveld igneous complex and other layered intrusions. - Geol. Soc. S. Africa, 1970, Spec. Publ. 1, 763 p.

Thaylor H.C.J. Melting relations in the system  $MgO-Al_2O_3-SiO_2$  at 15 kb. - Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, v. 84, p. 1335-1348.

Tuttle O.F., Bowen N.L. Origin of the granite in the light of experiment studies in the system  $NaAlSi_3O_8-KAlSi_3O_8-SiO_2-H_2O$ . - Geol. Soc. Amer. Mem., 1958, v. 74, 153 p.

Ussing N.L. Geology of the country around Julinehaeb, Greenland. - Medd. om Grønland, 1912, v. XXXVIII. 426 p.

Wager L.P. Differing powers of crystal nucleation as a factor producing diversity in layered intrusions. - Geol. Mag., 1959, v. 96, p. 75-80.

Wager L.P., Deer W.A. The petrology of Skaergaard intrusion, Kagerdlussuaq, East Greenland. - Medd. om Grønland, 1939, v. 105, No 4, 352 p.

Yoder H.S. Synthetic basalts. Carnegie Inst. Year Book 53, 1954, p. 106-107.

Yoder H.S. Genesis of principal basalt magmas. Carnegie Inst. Year Book 63, 1964.

Yoder H.S. Experimental studies bearing on the origin of anorthosite. N-Y. St. Museum and Sci. Serv., 1969, Mem 18, p. 13-22.

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие .....   | 3   |
| Глава 1. Общие закономерности формирования кристаллического строения интрузивов .....                     | 11  |
| Вводные замечания .....   | 11  |
| Основные сведения из общей теории затвердевания .....   | 12  |
| Затвердевание интрузий .....  | 17  |
| Глава 2. Строение интрузий и явление первичной магматической расслоенности .....                          | 26  |
| Интрузии основных и ультраосновных пород .....  | 26  |
| Мончегундровский массив .....   | 26  |
| Бушвельдская интрузия .....   | 46  |
| Стиллиуотерская интрузия .....  | 48  |
| Шельтингская интрузия .....   | 50  |
| Скергаардская интрузия .....  | 53  |
| Златогорская интрузия .....   | 57  |
| Лысогорская интрузия .....  | 62  |
| Интрузия Маскокс .....  | 64  |
| Щелочно-габбровые интрузии .....  | 65  |
| Интрузия Гремяха-Вырмес .....   | 65  |
| Елетьозерская интрузия .....  | 69  |
| Сиенит-габбровые интрузии .....   | 73  |
| Массив горы Большая Куль-Тайга .....  | 75  |
| Кизирский массив .....  | 76  |
| Интрузии щелочных пород .....   | 77  |
| Ловозерский массив .....  | 78  |
| Выводы .....  | 82  |
| Глава 3. Явление первичной магматической расслоенности .....  | 84  |
| Ритмичная расслоенность .....   | 84  |
| Макрорасслоенность .....  | 95  |
| Скрытая расслоенность .....   | 96  |
| Происхождение некоторых характерных особенностей строения интрузивов с позиций теории затвердевания ..... | 97  |
| Происхождение ритмичной расслоенности .....   | 97  |
| Формирование макроритмичности .....   | 103 |
| Формирование жильных серий интрузий .....   | 106 |
| Выводы .....  | 109 |

|   |     |
|---|-----|
| Глава 4. Опыт парагенетического анализа пород расслоенных ин-<br>трузий .....   | 111 |
| Исходные расплавы интрузий .....  | 111 |
| Парагенетический анализ пород расслоенных интрузий с ис-<br>пользованием пространственных моделей обобщенных физико-<br>химических систем ..... | 114 |
| Вводные замечания .....   | 114 |
| Понятие парагенезиса интрузивной магматической породы   | 116 |
| Парагенезисы минералов кумулуса пород центральных серий<br>расслоенных интрузивов .....   | 119 |
| Методика работы .....   | 119 |
| Интрузии основных и ультраосновных пород .....  | 121 |
| Интрузии ультраосновных, основных и щелочных пород ....   | 129 |
| Интрузии щелочных пород .....   | 136 |
| Другие парагенезисы минералов пород расслоенных интрузий  | 137 |
| Особенности парагенезисов минералов интеркумулуса рас-<br>слоенных пород центральных серий .....  | 138 |
| Особенности парагенезисов минералов краевых серий ин-<br>трузивов .....   | 139 |
| Интрузии как глубинные аналоги эффузивных серий .....   | 142 |
| Выводы .....  | 145 |
| Глава 5. Рудная минерализация расслоенных интрузий .....  | 147 |
| Оруденение интрузий основных и ультраосновных пород .....   | 147 |
| Интрузии типа Мончетундры .....   | 147 |
| Интрузии типа Златогорской .....  | 151 |
| Интрузии типа Маскокской .....  | 152 |
| Оруденение интрузий основных и щелочных пород .....   | 153 |
| Оруденение интрузий щелочных пород .....  | 154 |
| Некоторые вопросы генезиса магматических рудных месторож-<br>дений .....  | 155 |
| Роль ликвации в формировании месторождений сульфидных<br>медно-никелевых руд жильного типа .....  | 161 |
| Выводы .....  | 165 |
| Заключение .....  | 166 |
| Литература .....  | 169 |

Евгений Витальевич Шарков

ПЕТРОЛОГИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ

Утверждено к печати

Институтом геологии и геохронологии докембрия АН СССР

Редактор издательства Т.П. Жукова

Художник Д.С. Данилов

Технический редактор А.П. Чистякова

Корректоры Ф.Я. Петрова и Т.Г. Эдельман

ИБ № 8733

Подписано к печати 14.04.80. М-21239. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Печ. л. 11 1/2 = 11,5 усл. печ. л. Уч.-изд. л. 12.81. Тираж 700. Изд. № 7205. Тип зак. № 875. Цена 2 р.

Издательство „Наука“, Ленинградское отделение  
199164, Ленинград, В-164, Менделеевская лин., 1

---

Ордена Трудового Красного Знамени Первая типография издательства „Наука“  
199034, Ленинград, В-34, 9 линия, 12

2 р.

3442



«НАУКА»  
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ