В. И. ЛУЧИЦКИЙ

ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ ТРЕТИЙ

СНТИ • НКТП • СССР • 1937

Проф. В. И. ЛУЧИЦКИЙ

552 (071.1)
Л 87

552.

ПЕТРОГРАФИЯ

ТОМ ТРЕТИЙ

Всесоюзным комитетом по делам высшей школы утвержден в качестве учебника для втузов и вузов

(Рецензент д-р геолого-минералогических наук *В. М. Куплетский*)

612 758





Цена 5 р. 50 к. пер. 1 р. 50 к.

19 37

ОБЪЕДИНЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО НКТП СССР
ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИЯ ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ И ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
Москва Ленинград

ГГР — 65-5-2
Прот. ТКК № 100

АННОТАЦИЯ

Учебник проф. В. И. Лучицкого „Петрология", составляющий третий том его учебника „Петрография", содержит в первой своей части изложение основных понятий из области физической химии в непосредственном приложении ее к петрологии и к изучению горных пород; во второй части, тесно связанной с первой, охвачен ряд вопросов генезиса горных пород — магматических, осадочных и метаморфических.

Книга имеет целью дать сведения о физико-химических процессах в земной коре, приводящих к образованию различных типов горных пород; предназначена для студентов тех втузов и вузов, в которых преподается петрография с петрологией, также для аспирантов этих учебных заведений и для лиц интересующихся физико-химическим обоснованием генезиса горных пород.

К ЧИТАТЕЛЯМ КНИГИ

Главная редакция просит дать отзывы на настоящую книгу с оценкой как содержания книги, так и соответствия ее с знаниями читателей, на которых книга рассчитана. Одновременно в отзыве желательно получить и освещение редакционных недостатков книги.

Наиболее удачные отзывы будут напечатаны в журналах и оплачены.

Отзывы и все замечания по книге просим направлять по адресу: МОСКВА, проезд Владимирова, 4. Главная редакция горно-топливной и геолого-разведочной литературы.

ВВЕДЕНИЕ

Курс петрографии изложен в трех томах. Содержанием первого тома является кристаллооптика как основа методики оптических исследований минералов, методика определения минералов и горных пород (без геологических методов) и описание главных породообразующих минералов. Во втором томе описаны горные породы — магматические, осадочные и метаморфические; в этом же томе наряду с описанием горных пород даются самые краткие сведения об их классификации, структуре и генезисе.

Знакомство с основами петрографии, с методикой исследования и типами горных пород, дает возможность легче усвоить третью заключительную часть учения о горных породах, именно о генезисе их, — часть, которая может быть названа *петрологией*. Дельтер в своей интереснейшей книге предложил другой термин, быть может более подходящий, — *петрогенезис* (Doelter, Petrogenesis, 1906).

Возможно, удобнее всего было бы назвать всю совокупность учения о горных породах *петрологией*, разделив ее на три части:

I. Кристаллооптика и методы исследования горных пород.

II. Породообразующие минералы и описание горных пород (петрография).

III. Петрогенезис, или учение о генезисе горных пород — магматических, осадочных и метаморфических.

Для усвоения этой части курса о горных породах необходимо знание, кроме предыдущих частей его, также и основ физической химии.

Третий том — петрология — в свою очередь, распадается на следующие три части: 1) учение о магматических породах, изложенное особенно детально в связи с крупными успехами в области петрогенезиса этих пород и в виду их исключительного значения; 2) генезис осадочных пород, изложенный кратко в связи с тем, что более детально вопрос литогенеза излагается в других курсах, и наконец, 3) учение о генезисе метаморфических пород.

Понимание генезиса горных пород основано на знании: 1) химизма горных пород в связи с химизмом земной коры и земного шара вообще, 2) физико-химических процессов, происходящих в силикатных расплавах, из которых образуются, за исключением играющих подчиненную роль сульфидных и рудноокисных пород, карбонатитов и кварцевых жил, почти все магматические (и другие) породы. Поэтому собственно учение о генезисе горных пород складывается, по существу, из двух частей: физико-химической — с изложением основ приложения физической химии к разрешению вопросов ге-

генезиса горных пород и петрологической — с детальным рассмотрением в свете физико-химических воззрений генезиса горных пород, их преобразования и происхождения наиболее характерных структур.

Для того чтобы знать и разрешить достаточно хорошо вопросы физико-химии в области генезиса магматических и *других горных* пород, надо усвоить данные по их химизму. Для более легкого усвоения результатов изучения химизма пород и для облегчения сравнения друг с другом пород различного типа и происхождения надо владеть методикой *пересчета данных* по их химическому составу.

Необходимо также усвоение физико-химических основ теории силикатных, по преимуществу, расплавов и диаграмм состояния *отдельных систем* пирогенных минералов.

При этих знаниях становятся ясными основные вопросы генезиса магматических горных пород, процессов дифференциации магм, ассимиляции, качественной классификации магматических пород, генезиса пород метаморфических и осадочных.

Глава I

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГОРНЫХ ПОРОД И ЗЕМНОГО ШАРА

ОБЩИЙ ОБЗОР СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД

Состав горных пород выражается главным образом десятью главнейшими окислами, которые обычно располагаются в следующем порядке: SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, H_2O; в осадочных породах видную роль играет также CO_2. Кроме того, в каждой породе присутствуют и другие элементы. К ним относятся: Mn, P, S, Zr, C, F, Cl, B и ряд других, широко распространенных и входящих в состав таких характерных минералов, как *апатит*, *пирит*, *циркон*, *кальцит*, *плавиковый шпат* и др.

В горных породах, кроме того, могут присутствовать и иные элементы, хотя и не широко и не повсеместно распространенные, но скопляющиеся иногда в таких количествах, что становится рентабельной их промышленная добыча. Рассеяние этих элементов в земной коре, главным образом среди магматических пород, крайне велико, как это видно на табл. 1 (стр. 6).

Среди рассеянных элементов имеются такие, как Cu, Pb, Zn, Ag, Au, Sb, W, Mo, V, Pt и ее спутники Cr, Ni, Co; далее, ряд редких элементов: Ta, Nb, Ce, La, Li и пр. В учении о рудных месторождениях они приобретают исключительное значение, и на них обращается особенно большое внимание.

В магме присутствуют разнообразные составные части, среди которых имеются как окислы (SiO_2, TiO_2, Al_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O и др.), так и элементы (S, P, Cl и др.) и другие соединения.

Менее ясно, какие соединения присутствуют в магме в действительности, тем более что они обладают различными физико-химическими особенностями. Одни из них трудноплавки, другие легкоплавки. Имеются также и соединения, летучие при различных температурах — низких и высоких. Последние Боуен предлагает называть сверхплавкими. Одни из них — H_2O, S и др. при нормальных давлении (P) и температуре (T) находятся в жидкой или твердой фазе и улетучиваются при более высоких P и T. Другие при обыкновенных P и T находятся в газообразном состоянии — Cl, F и т. д.

Вопросы рассеяния, мигрирования и концентрации элементов в земной коре рассматриваются геохимией — наукой, близкой и к минералогии и к петрологии. Этим вопросам многие исследователи придают большое научно-практическое значение.

Менделеевская таблица с нанесением атомных кларков 1932 г. с некоторым округлением чисел

(по А. Е. Ферсману)

	I	II	III	IV	V	VI	VII	0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII			
1	—	—	—	—	—	—	H 17,24	He $4{,}10^{-6}$	Li 0,012	Be $6{,}10^{-3}$	—	—	—	—	—	—			
2	—	—	B 0,015	C 0,51	N 0,05	O 53,36	F 0,07	Ne $4{,}10^{-7}$	Na 1,82	Mg 1,72	—	—	—	—	—	—			
3	—	—	Al 4,80	Si 16,10	P 0,07	S 0,05	Cl 0,10	Ar $2{,}10^{-4}$	K 1,05	Ca 1,41	Sc $2{,}10^{-3}$	Ti 0,22	V $7{,}10^{-7}$	Cr $9{,}10^{-3}$	Mn 0,03	Fe 1,31	Co 9.10^{-4}	Ni 6.10^{-3}	4
5	Cu 3.10^{-3}	Zn 5.10^{-3}	Ga 2.10^{-4}	Ge 3.10^{-5}	As 1.10^{-4}	Se 1.10^{-5}	Br 2.10^{-4}	Kr 4.10^{-9}	Rb 2.10^{-3}	Sr 7.10^{-3}	Y 1.10^{-3}	Zr 5.10^{-3}	Nb 6.10^{-6}	Mo 2.10^{-4}	Ma 1.10^{-8}	Ru 1.10^{-6}	Rh 1.10^{-7}	Pd 1.10^{-6}	6
7	Ag 1.10^{-6}	Cd 8.10^{-5}	In 1.10^{-6}	Sn 8.10^{-5}	Sb 7.10^{-6}	Te 1.10^{-7}	I 1.10^{-5}	X 4.10^{-10}	Cs 7.10^{-5}	Ba 6.10^{-3}	TR 1.10^{-3}	Hf 4.10^{-5}	Ta 2.10^{-6}	W 5.10^{-5}	Re 1.10^{-8}	Os 5.10^{-7}	Ir 1.10^{-7}	Pt 4.10^{-7}	8
9	Au 4.10^{-7}	Hg 7.10^{-6}	Tl 8.10^{-7}	Pb 1.10^{-4}	Bi 8.10^{-7}	Po 4.10^{-7} (?)	(Ab) (?)	Nt	Va (?)	Ra	Ac	Th 1.10^{-4}	Pa 5.10^{-12}	U 7.10^{-5}	—	—			10

Таблица 2

Кларки 1932 г. по декадам (А. Е. Ферсман)

(Вес коры в 16 *км* — 2,2 — 2,5 × 10^{19} *m*)

	Декады	Вес в *m*	Весовые проценты. Число атомных типов в скобках	Сумма	Проценты числа атомов	Сумма
I	>10	$>10^{18}$	(2) O, Si	75.13	(3) O, HSi	86.70
II	1—10	10^{17}—10^{18}	(7) Al, Fe, Ca, Na, Mg, K, H	23.00	(6) Al, Na, Mg, Ca, Te, K	12.11
III	10^{-1}—10^{-0}	10^{16}—10^{17}	(6) Ti, C, Cl, P, S, Mn	1.48	(3) C, Ti, Cl	0.83
IV	10^{-2}—10^{-1}	10^{15}—10^{16}	(11) F, Ba, N, Sr, Cr, Zr, V, Ni, Zn, B, Cu .	0.34	(7) F, P, N, S, Mn, B, Zi	0.297
V	10^{-3}—10^{-2}	10^{14}—10^{15}	(12) Rb, Li, Y, Be, Ce, Co, Th, Nd, Pb, Ga, Mo, Br	0.034	(11) Cr, V, Sr, Be, Ni, Ba, Zn, Zr, Cu, Rb, Y	0.057
VI	10^{-4}—10^{-3}	10^{13}—10^{14}	(23) U, Yb, Dy, Gd, Sa, Er, La, Sn, Sc, W, Cs, Cd, As, Pr, Hf, Ar, Cp, Hg, Tu, Ho, Tb, I, Ge	0,0118	(11) Co, Cl, Sc, Ga, Br, Mo, Nd, Ar, Th, As, Pb	0.0032
VII	10^{-5}—10^{-4}	10^{12}—10^{11}	(9) Se, Sb, Nb, Ta, Eu, In, Bi, Tl, Ag .	$24{,}6\text{--}10^{-5}$	(20) Cd, Sn, La, Sa, Gd, Dy, Yb, Er, U, Cs, Pr, W, Hf, Ge, Cp, Se, Y, Fe, Ho, Tu .	$102{,}2^{10-5}$
VIII	10^{-6}—10^{-5}	10^{11}—10^{10}	(10) Pd, Pt, Ru, Os, Po, Au, Rh, Ir, Te, He	$37{,}10^{-6}$	(10) Sb, Hg, Nb, He, Eu, Ta, Ag, In, Pd, Ru	34.8^{10-6}
IX	10^{-7}—10^{-6}	10^{10}—10^{11}	(3) Ne, Re, Ma	$7{,}10^{-7}$	(10) Te, Bi, Os, Ne, Pt, Au, Po, Rh, Te, Ir	41.0^{10-7}
X	10^{-8}—10^{-7}	10^{9}—10^{10}	(1) Kr	2.10^{-8}	(2) Mg, Re	2.5^{10-}
XI	10^{-9}—10^{-8}	10^{8}—10^{9}	(1) X	3.10^{-9}	(1) Kr	9^{10-9}
XII	10^{-10}—10^{-9}	10^{7}—10^{8}	(1) Ra	3.10^{-10}	(1) X	4.10^{-10}
XIII	10^{-11}—10^{-10}	10^{6}—10^{7}	(1) Pa	7.10^{-11}	(1) Ra	$2\,10^{-11}$
XIV	10^{-12}				(1) Pa	

Сама геохимия основывается на изучении поведения в земной коре отдельных элементов в связи с их атомными весами, строением их атомов и атомных ядер.

Вычисляя в связи с изучением горных пород распределение тех или других из существующих в земной коре элементов, мы получаем таблицу, где даны средние числа распространения этих элементов.

Если в данной части земной коры присутствует какой-либо элемент в количестве большем, чем среднее вычисленное количество, то говорят о *концентрации* этого элемента. Если же количество его меньше среднего, то говорят о *деградации* его.

Все наши рассуждения относительно состава земной коры могут быть приложены к оболочке земного шара, достигающей всего около 20 *км*.

Кларк и Вашингтон принимали толщину той части земной коры, для которой они произвели вычисление состава ее, равной 16 *км*. Согласно их данным земная кора состоит на данную толщину из следующих горных пород (1924):

Магматические породы	95%
Глинистые сланцы	4%
Песчаники	0,75%
Известняки	0,25%

Для района Финляндии Седертольм установил несколько другие числа (1925):

Гранитные породы	52,5%
Мигматиты	21,8%
Гранулиты (лептиниты)	4,0%
Сланцы	9,1%
Кварциты и песчаники	4,3%
Известняки и доломиты	0,1%
Основные породы	8,2%
	100,0%

Обычно условно принимается толщина земной коры равной 16 *км* (10 миль). Эта, как ее называет А. Е. Ферсман, «условная пленка» состоит из атмосферы (все части тропосферы), всей гидросферы и верхней части литосферы. Граница этой земной коры случайна и не связана ни с геологическими, ни с химическими или механическими пределами.

Элементы в земной коре и их распределение

Для определения относительного количества того или иного элемента в земной коре А. Е. Ферсман в 1923 г. применил термин *кларк*, заменив им термины, применяемые другими исследователями для того же понятия, и понимая под ним частоту или распространенность атомов.

Относительное распространение элементов в земной коре изображено на двух таблицах А. Е. Ферсманом («Геохимия», т. I, стр. 152, 1934). Одна из этих таблиц представляет собой таблицу

Менделеева с нанесением на ней атомных кларков[1] на 1932 г., с округлением чисел, другая — таблица кларков на 1932 г. по декадам в виде веса того или другого элемента в тоннах при общем весе земной коры до 16 *км* глубины, равном $2{,}2—2{,}5 \times 10^{19}$ *т*.

Из таблицы кларков видно, что химические элементы присутствуют в земной коре в крайне разнообразных относительных количествах с амплитудой колебания до 10^9, т. е. до *миллиарда* раз.

Общий вес отдельных элементов также крайне разнообразен; от таких, вес которых измеряется всего миллионами тонн, до таких, вес которых достигает 1×10^{19}, т. е. составляет почти половину веса земной коры.

Из числа известных элементов только немногие играют в составе земной коры существенную роль.

Первые	3	элемента	составляют	. . . . .	86,70%
„	9	„	„	. . . . .	98,81%
„	12	„	„	. . . . .	99,64%
„	19	„	„	. . . . .	99,94%
„	30	„	„	около	99,99%

Характерно то, что в земной коре преобладающую роль играют легкие элементы. Среди первых 28 элементов имеется только пять элементов с порядковым номером выше 28, именно: Cu — 29, Zn — 30, Sr — 38, Zr — 40, Ba — 56; отсутствуют только такие элементы, как He — 2, Ar — 18, Sc — 21 и Co — 27. Первые четыре элемента — O, H, Si, Al — образуют главную массу земной коры во всех ее частях. Первый из них — O — входит также в состав воздуха и играет основную роль в развитии жизни на земле. Первые два образуют вместе воду как главную часть гидросферы. Первые четыре, вместе взятые, образуют главные составные части глин, являющихся основными продуктами выветривания в зоне гипергенеза. Первые десять играют главную роль в процессах катаморфизма и цементации.

По мере углубления в зоны земли от атмосферы через гидросферу в литосферу, в отдельные части последней, присоединяются последовательно все новые и новые элементы.

В отличие от литогенных элементов, т. е. образующих земную кору, металлогенные (рудные) элементы присутствуют в крайне малых количествах.

Это распределение элементов в земной коре имеет существенное значение и вполне совпадает с нашим представлением о зонарном строении земного шара. Последнее явилось следствием распределения различных веществ по их плотности, что привело к образованию отдельных оболочек или концентрических зон.

Для того чтобы такое распределение могло иметь место, вещество земного шара должно быть в легкоподвижном состоянии.

Мы, правда, наблюдаем в верхних частях земного шара наряду с легкими преобладающими элементами также и элементы тяжелые — рудные или металлогенные. Их присутствие указывает на то, что они могли быть передвинуты в эти более высокие горизонты

[1] По А. Е. Ферсману, кларк есть весовое процентное содержание элемента в данной геосфере или земле в целом. Кларки могут быть весовые, выраженные в процентах на 100 частей, и атомные. *Прим. ред.*

земного шара различными способами: частью вследствие своей легкой подвижности при высоких температурах, частью потому, что они с другими элементами дают легкоподвижные соединения, например, галоидные.

Они могли также выноситься к поверхности земли и благодаря газовому переносу, т. е. под влиянием газов, которые при своем поднятии захватывали, по крайней мере, некоторые из них.

Как характерный пример такого переноса, можно привести перенос олова: оно выносится в виде фтористого, которое затем при взаимодействии с H_2O дает SnO_2 (оловянный камень). Аналогичные процессы происходят и с некоторыми другими металлами.

Состав земного шара имеет большое значение в процессах образования горных пород.

Плотность земного шара равна 5,55, в то время как горные породы континентов обладают средней плотностью около 2,75, в области океанических впадин — около 2,87.

Следует думать, что в более глубоких частях земного шара скопляются вещества значительно большей плотности, чем в его поверхностных частях.

СРЕДНИЙ СОСТАВ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Эскола в своих работах о составе кристаллических пород Финляндии (1927, 1932) установил тот факт, что в Финляндии с углублением в более низкие горизонты все большую роль приобретают граниты или гранодиориты, которые образуют здесь, по его мнению, сплошную оболочку, подстилающую на некоторой глубине более юные кристаллические породы.

Средний состав земной коры, вычисленный Седергольмом (1925) для докембрия Фенноскандии, тот же, что и вычисленный им для

Таблица 3

Средний состав изверженных пород земной коры по Кларку и Вашингтону (1924)

Элементы	В весовых %
Кислород O	46,59
Кремний Si	27,72
Алюминий Al	8,13
Железо Fe	5,01
Кальций Ca	3,70
Натрий Na	2,85
Калий K	2,60
Магний Mg	2,09
Титан Ti	0,63
Водород H	0,13
Фосфор P	0,13
Углерод C	0,09
Марганец Mn	0,10
Сера S	0,05
Барий Ba	0,04
Остальные элементы	0,14

Средний состав изверженных пород земной коры по Кларку (1924)

Окислы	В весовых %
SiO_2	59,12
Al_2O_3	15,34
Fe_2O_3	3,08
FeO	3,80
MgO	3,49
CaO	5,08
Na_2O	3,84
K_2O	3,13
H_2O	1,15
CO_2	0,10
TiO_2	1,05
P_2O_5	0,30
MnO	0,12
Остаток	0,40

состава таких же пород Финляндии. Лодочников (1927) считает, что состав земной коры в области докембрия Европейской части СССР такой же, как и в Фенноскандии, и приближается к составу гранита. Возможно, что он близок также и к кварцевому монциниту, т. е. сиениту, образованному кварцем, ортоклазом, лабрадором и темноцветными минералами при почти одинаковом содержании окислов калия и натрия; вернее, средний состав земной коры в этой области лежит между гранитом и гранодиоритом.

Возможно, что с глубиной, где к гранитным массам земной коры приближаются более основные массы и происходит хотя бы частичное смешение с ними, получаются несколько более основные породы, именно *гранодиориты*.

Согласно этой таблице 99,60% земной коры состоит из 15 элементов.

В остатке присутствуют: ZrO_2 0,04; Cl 0,05; F 0,03; $(Ce, Y)_2O_3$ 0,02; Cr_2O_3 0,05; V_2O_3 0,03; NiO 0,03; BaO 0,05; SrO 0,02; Li_2O 0,01; Cu 0,01; Zn 0,004 и др.

Характерно, что большая часть элементов, которые имеют особенно большое значение для человека, находится в остатке и содержание их в земной коре не превышает 0,01% [1].

---

[1] Едва ли можно говорить о содержании в магме окислов. Лучше говорить об элементах, не входя в рассмотрение, как они связаны между собой.

Согласно воззрениям Ниггли можно считать, что магма содержит уже соединенные в молекулы группировки. Он полагает, что главнейшими молекулами являются:

1. $KAlSiO_4 = Kp$ (калинефелин)
2. $NaAlSiO_4 = Ne$ (нефелин)
3. $CaAl_2SiO_6 = Ts$ (молекула Чермака)
4. $HAlSiO_4 = Gl$ (молекула слюды)
5. $Na_4SiO_4 = Ns$ (Na-силикат)
6. $K_4SiO_4 = Ks$ (K-силикат)
7. $Ca_2SiO_4 = Co$ (Ca-ортосиликат)
8. $Fe_2SiO_4 = Fa$ (фаялит)
9. $Mg_2SiO_4 = Fo$ (форстерит)
10. $SiO_2 = Q$ (кварц)
11. $H_2O = W$ (вода)
12. $O_2 = O$ (кислород)
13. $Fe_3O_4 = Mt$ (магнетит)
14. $MgAl_2O_4 = Sp$ (шпинель).

Эти четырнадцать минеральных молекул могут ассоциироваться и давать более сложные комплексы.

Особенно часто происходит процесс силификации, т. е. присоединение частицы SiO_2. Например, $Ne + Q \rightleftarrows Ab$. Этот процесс надо себе мыслить обратимым и, следовательно, при определенных условиях $\frac{[Ne] \cdot [Q]}{[Ab]} = \text{const}$, где Ne, Q, Ab, взятые в квадратные скобки, означают концентрацию этих молекул в расплаве.

Следует отметить, что формулы, изображающие состав молекул, Ниггли пишет в форме вернеровских комплексов согласно трактовке Якоба. Изучение структур решеток силикатов не подтверждает подобного построения формул. Например Ниггли часто принимает основную группировку SiO_6, чего в силикатах не встречается: кремний в огромном большинстве случаев окружен четырьмя атомами кислорода, образующими тетраэдр. Некоторое сомнение возбуждает также молекула Чермака. По крайней мере, в реальных соединениях, обнаруженных в системе $CaO - Al_2O_3 - SiO_2$, такого соединения нет. Можно полагать, что и в жидкой фазе это соединение не образуется. Во всяком случае, реальных доказательств этому не имеется.

По Ниггли, 98% всех достоверных анализов горных пород позволяют представить их в виде агрегата следующих брутто-компонентов:

Тиррель, обращая внимание на то, что под океанами имеются массы базальта значительно более крупные, чем массы континентов, считает, что действительный состав земной коры более основной, чем его вычислили Кларк и Вашингтон.

Судя по результатам перечисления Вашингтоном (1917) плотности 155 гранитов, их плотность равна в среднем 2,667.

Вследствие наличия основных пород в более глубоких частях земной коры можно предположить, что плотность земной коры несколько больше и достигает 2,70.

По мере углубления в земную кору более видную роль начинают играть инъекции и вылавления, а также поднятия основных магм из более глубоких горизонтов. Можно ожидать накопления в более глубоких частях сиаловой оболочки земного шара также большого количества темноцветных компонентов с большей плотностью и, следовательно, повышения плотности здесь до 2,90; в результате этого можно считать среднюю плотность земной коры (сиаловой оболочки) близкой к 2,80.

Глубокие части земного шара

Судя по большой плотности всего земного шара, почти в два раза большей, чем плотность пород сиаловой оболочки, можно думать, что с глубиной основность магм повышается; в связи с этим повышается и их плотность.

В настоящее время ряд геологов и петрологов считает, что ниже сиаловой оболочки должна итти так называемая симовая оболочка, где видную роль играют базальтовые магмы, отличающиеся большим содержанием окислов магния, соединенных с кремнекислотой.

Базальтовые магмы. Наличие базальтовой магмы подтверждается тем, что в разные времена жизни земли происходили огромные излияния базальтовых магм из глубоких частей земного шара. В результате застывания и дальнейшего изменения под влиянием выветривания, давления и т. д., во время горообразовательных процессов базальтовые магмы по большей части дали типичные базальты, которые и теперь в ряде мест сохранились в достаточно хорошем состоянии, чтобы их можно было легко опознавать как таковые (Гренландия, север Шотландии, Ирландия, другие острова северной части Атлантического океана, Декан на Индостане, Восточная Сибирь и др.). Что эти магмы почти совершенно не диференцировались, можно судить по поразительной однородности их химического состава. Анализы, полученные при изучении траппов, диабазов и базальтов Восточной Сибири, показывают поразительное постоянство их, начиная от Ледовитого океана вплоть до района оз. Байкал. То же наблюдается в северной части Атлантического океана, на Индостане и в других местах, где имеются интрузии и излияния магм базальтового типа.

Для районов развития базальтовых магм чрезвычайно характерно образование так называемых *плато базальтов*, покрывающих

1) Kp, Ne, Ts, Co, Fa, Fo, Q, W, O,
2) Kp, Ne, Ns, Co, Fa, Fo, Q, W, O,
3) Kp, Ne, Ts, Gl, Fa, Fo, Q, W, O.

Прим. ред.

часто огромные пространства и вызывающих образование плоскогорий или плато. Характерно также, что они появляются при самых различных условиях, часто в колоссальных количествах, в районах горных, равнинных, в областях плато как на поверхности земли, так и в виде подводных излияний; далее, характерно отсутствие за немногими исключениями их ассоциаций с кислыми породами.

Для базальтовой магмы, далее, характерно, что она не содержит в себе включений ксенолитов, не носит на себе признаков ассимиляции, т. е. растворения более древних пород; она, очевидно, изливалась или подымалась в более высокие горизонты, будучи совершенно недифференцированной еще со времени докембрия. Из того, что базальты в крупнейших количествах появлялись и появляются в самых разнообразных частях земного шара, сохраняя свое поразительное постоянство, вытекает, как это высказал впервые Котта (1858), что базальты образуют сплошную оболочку под земной корой. Эта же точка зрения была высказана позже Грином и затем Дэли (1902) и др.

Все эти авторы указывали на то, что базальтовая оболочка находится в некристаллическом состоянии; из этого некристаллического состояния получаются жидкие и легкоподвижные магмы, переходящие в лавы, изливающиеся на поверхность земли в крупных массах.

Если совершенно ясно и нет оснований сомневаться в существовании крупных базальтовых масс под земной корой, то, во всяком случае пока нет достаточно данных, чтобы судить о непрерывном горизонтальном распространении и о глубине, на которую продолжается базальтовая оболочка.

Также не доказано пока стекловатое (некристаллическое) состояние. Приходится, благодаря невозможности получить точный фактический материал, строить гипотезы, на основании которых выводятся определенные предположения относительно состава внутренних частей земного шара.

Особенно большое значение имеет знание вещественного состава земного шара, так как оно может дать те или иные ценные указания относительно возможных объяснений процессов дифференциации магм, получения высоких температур их и получения того разнообразия горных пород, с которым мы имеем дело в настоящее время.

Данные сейсмических исследований вполне определенно устанавливают некоторые положения, именно, что на глубине 20—30 *км* от поверхности в Евразии располагается нижний слой, подстилающий земную кору, который обладает значительно большей твердостью и несжимаемостью, чем поверхностный слой — сама земная кора или литосфера (Гутенберг, 1924).

Континентальные глыбы. Континентальные глыбы в Евразии, Америке, Атлантике и Арктике обладают различной толщиной (рис. 1): в Евразии 55—60 *км*, в Америке 50 *км*, в Атлантике и Арктике около 20—30 *км*. Числа эти средние и могут отклоняться в ту и другую сторону. Эти глыбы располагаются на веществе иного характера, чем литосфера, обладающем большей твердостью и несжимаемостью. Вещество это в районе Тихого океана подхо-

дит очень близко ко дну его; не исключается возможность, что местами оно образует самое дно, непосредственно соприкасаясь с водой.

Изучение геофизических особенностей района Атлантического океана и прилегающей части Европы показывает, что здесь имеется постепенный переход от области континентов к областям глубокого моря, в то время как края Тихого океана обладают почти вертикальным профилем.

Оболочки земного шара. Попытки определения вещественного состава различных зон в земном шаре производились неоднократно, причем получались, естественно, различные гипотетические предположения.

Гольдшмидт в 1922 г., прилагая к строению земли гипотезу аналогии ее до известной степени с металлургическими процессами, с разделением в последних металла и шлаков, высказывал предположение, что земной шар делится на четыре части, именно: 1) *силикатную*, 2) *эклогитовую*, 3) *сульфидно-окисную* (халькосфера) оболочки и 4) *никелево-железное* ядро, — которые совпадают с высказанным Гутенбергом предположением о существовании трех частей земного шара с границами между ними на глубинах 1 200 и 2 900 *км*.



Рис. 1. Схематический разрез через земную кору (по Гутенбергу).

Эклогитовая оболочка, согласно Эскола («Минеральные фации горных пород», 1922), образована эклогитом, в состав которого входят омфацит (жадеито-хлоро-меланитовый пироксен) и красный гранат, пироп. Система этих двух минералов устойчива только при высоких давлениях. При уменьшении давления они переходят в комбинацию основного плагиоклаза и авгита, т. е. в *габбро*; при этом плотность изменяется от 3,6, характерной для эклогита, до 3,0, характерной для габбро.

Согласно Гольдшмидту (1922), эклогит, образующийся при необычайно больших давлениях, возникающих при горообразовательных процессах или на значительных глубинах в земном шаре, получается из *базальтовой магмы*, которая в более глубоких частях, в местах с увеличенным давлением, дает эклогит, в местах же с пониженным давлением — базальт.

Другими словами, эклогитовая магма более глубоких частей земного шара переходит, по Гольдшмидту, в более высоких горизонтах в габбро-базальтовую. Если эта магма изливается на поверхность земли в достаточно горячем состоянии и не успевает дифференцироваться, то она дает покровы типа Атлантического океана, Декана и др., в виде атлантических базальтовых покровов или зеленокаменных пород каледонских цепей. Обломки пород перидотитовой (эклогитовой) магмы, по Гольдшмидту, встречаются среди выбросов, находящихся среди кимберлитовых пород Трансвааля.

Тамман (1924), применяя физико-химические рассуждения, пришел к выводу о возможности подходить к вопросу о распределении вещества в земной коре с точки зрения ликвации силикатных и сульфидных масс и высказал соображения, подтверждающие точку зрения Гольдшмидта [1].

При этом Тамман расположил элементы в порядке теплоты образования окислов в таком нисходящем ряде: K, Na, Li, Ca, Sr, Ba, TR, Be, Al, Mg, Mn, Cr, Zn, Fe, Cd, Co, Ni, Pb, Sn, Bi, Sb, H, V, Cu, Ag, Hg, Au, Pt. Исходя из этого, можно сказать, что в ядре вряд ли будут присутствовать такие металлы, как образующие ряд от Ca до Fe, но вероятны значительные количества никеля (в силикатной оболочке отношение никеля к железу составляет 0,004 : 1).

Наиболее сомнительным в этой гипотезе о существовании трех оболочек является предположение о существовании сульфидной оболочки. Сомнения такого рода были высказаны рядом крупных петрографов, основывавшихся прежде всего на метеоритах, среди которых сульфиды отсутствуют, — известны только железисто-никелевые, силикатно-железисто-никелевые и силикатные типы метеоритов; из них первые соответствуют глубоким и средним частям оболочек земного шара, а силикатные — верхней части их. Таково мнение Линка (1924), Вашингтона, Вильямса-сына и Адамса (1923—1925). Вашингтон указал на то, что земной шар можно сравнивать с шаром, образованным путем подбора по зонам метеоритов различных типов с увеличением содержания никелистого железа по мере приближения к центру.

Разница во взглядах и выводах Вашингтона и Гольдшмидта та, что первый высказал предположение о метеоритном происхождении земли, второй считал, что главную роль в распределении веществ разной плотности в земном шаре играет сила тяжести.

Ниггли нашел связь между участием отдельных элементов в строении земного шара и периодической системой. Им установлена при этом периодичность с периодом, равным 6, причем исключение составляет только водород.

Гольдшмидт установил связь между атомными объемами, атомным номером и геохимическими свойствами элементов, среди которых он различает:

1) Сидерофильные элементы, накапливающиеся в никелистом железе (кобальт);

2) Халькофильные элементы, накапливающиеся в расплавленных сульфидах, — промежуточный слой (медь);

3) Литофильные элементы, накапливающиеся в расплавленных силикатах (магний);

4) Атмофильные элементы, накапливающиеся в газовой оболочке атмосферы (аргон).

Если распределить их по атомным номерам, получается характерная кривая, изображенная на рис. 2.

---

[1] По его воззрению, в сульфидных и силикатных слоях концентрируются те металлы, которые обладают большей теплотой образования сульфидов и окислов. А те металлы, которые обладают меньшей теплотой образования подобных соединений, должны находиться в металлическом ядре. *Прим. ред.*

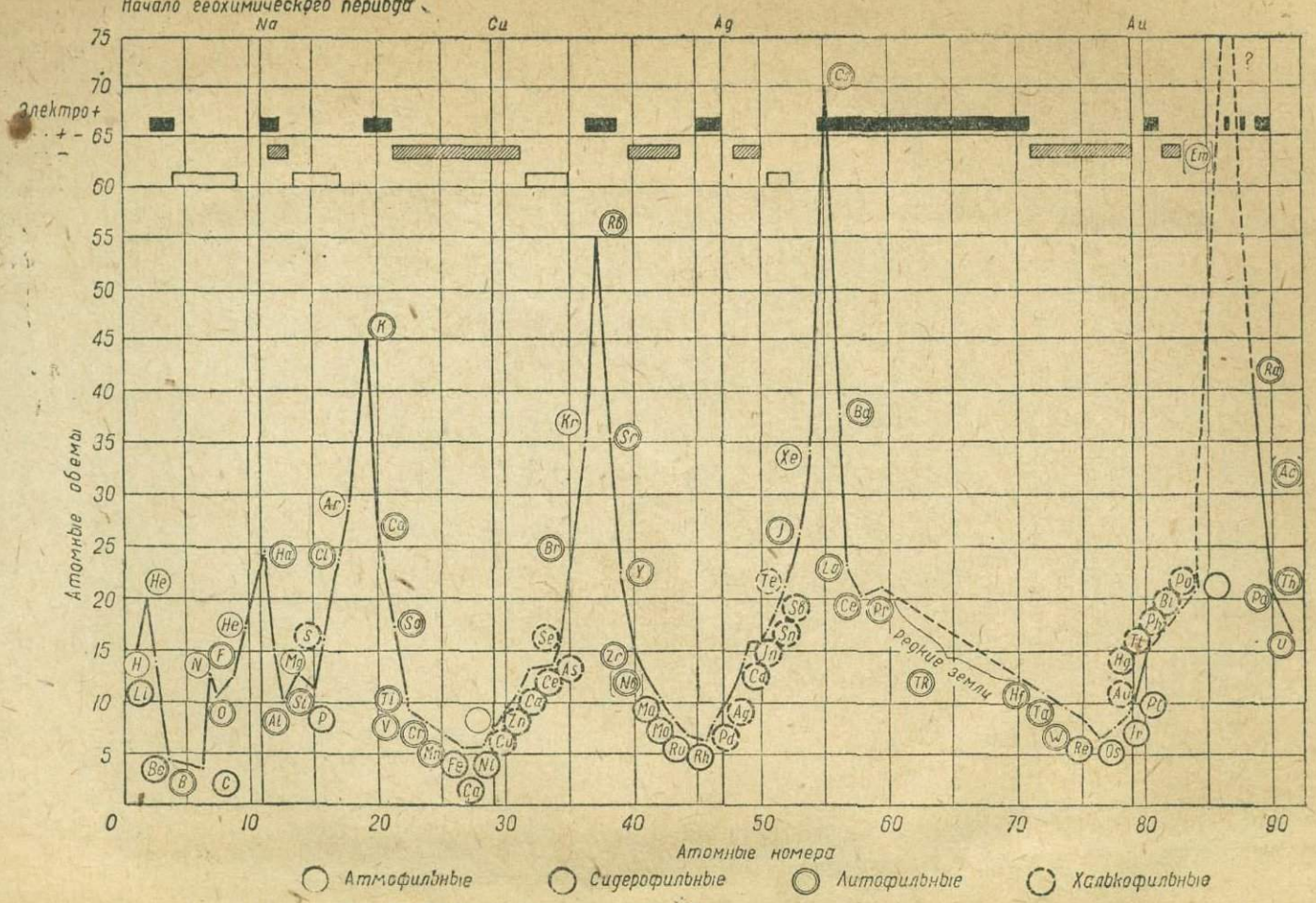


Рис. 2. Связь между атомным объемом и атомным номером.

Совершенно отчетливо видно, что сидерофильные элементы совпадают с минимумом атомных объемов, т. е. они обладают наименьшим атомным объемом, что, по мнению Гольдшмидта, связано, по крайней мере частью, с атомным строением.

Согласно Гольдшмидту халькофильные элементы располагаются на восходящих ветвях атомного веса, литофильные — на нисходящих ветвях, т. е. атомный вес халькофильных элементов возрастает вместе с зарядом ядра, у литофильных — падает, причем имеются и исключения (N, H, Al, Si).

П. Н. Чирвинский совершенно правильно отметил, что такой самостоятельной сульфидной зоны, как предполагает Гольдшмидт, не существует, но вполне возможна силикатная зона, более или менее пропитанная сульфидами и частично недоокисленными частями железа и никеля, образующими так называемые черные жилы, в которых одновременно присутствует также стекло. Такого рода объяснение больше подходит к структуре и составу некоторых метеоритов.

Вашингтон выделяет ряд геосфер; промежуточную зону он делит на две части: верхнюю, переходящую непосредственно в перидотитовую оболочку — *ферроспорическую*, т. е. силикатную со спорадическими металлами, и нижнюю — *литоспорическую*, состоящую из металлов со спорадическими силикатами.

Отдельные оболочки геосферы следующие (табл. 4):

Таблица 4

Геосферы	Мощность в *км*	Объем в 10^{12} *км*^{3}	Плотность	Масса в 10^{21} *т*	Масса в %
Гранитная	20	0,0102	2,8	0,029	0,48
Базальтовая	40	0,0203	3,2	0,065	1,08
Перидотитовая . . .	1 540	0,6043	4,0	2,417	40,08
Ферроспорическая .	700	0,2345	5,8	1,360	22,55
Литоспорическая . .	700	0,0641	8,0	0,513	8,51
Центральное ядро .	3 400	0,1646	10,0	1,646	27,30
Земля в целом . . .	6 400	1,0980	5,49	6,030	100,00

Вероятный состав центрального ядра, по Вашингтону, приведен в табл. 5.

Таблица 5

Порядковый номер	Элементы	Земля	Метеориты
		в весовых процентах	
26	Fe	90,67	90,85
28	Ni	8,50	8,52
27	Co	0,59	0,59
15	P	0,17	0,17
16	S	0,04	0,04
6	C	0,03	0,03
29	Cu	—	0,02
24	Cr	—	0,01

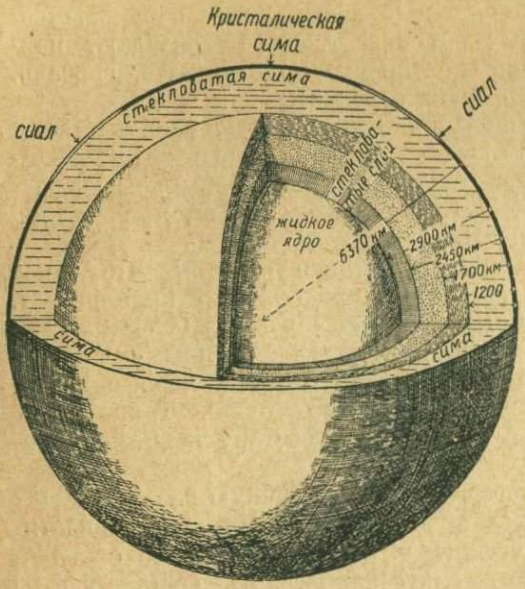


Рис. 3. Диаграмма оболочек земли, по Дэли. Шесть перерывов однородности (по Гедсону).

Гутенбергом установлены перерывы однородности земного шара на глубине 2 900 *км*, а также на глубинах 1 200, 1 700, 2 450 *км*.

Мохоровичич указывает на существование дополнительных изменений однородности на глубинах 120 и 400 *км* (рис. 3).

Годсон изображает земные оболочки так, как это начерчено на рис. 3. Несколько иначе изображает их Вашингтон (рис. 4). Кристаллическая сима незначительной мощности располагается непосредственно под сиал. Далее идут стекловатые оболочки до глубины 2 900 *км*, после чего следует жидкое (?) ядро.

В общем можно притти к заключению, что в земном шаре ниже поверхности земли возможно различать три основные части: *литосферу*, *промежуточную геосферу* и *центральное ядро*. Из них литосфера может быть разделена на несколько следующих непрерывных и прерывистых оболочек (по А. Е. Ферсману, 1926—1930).

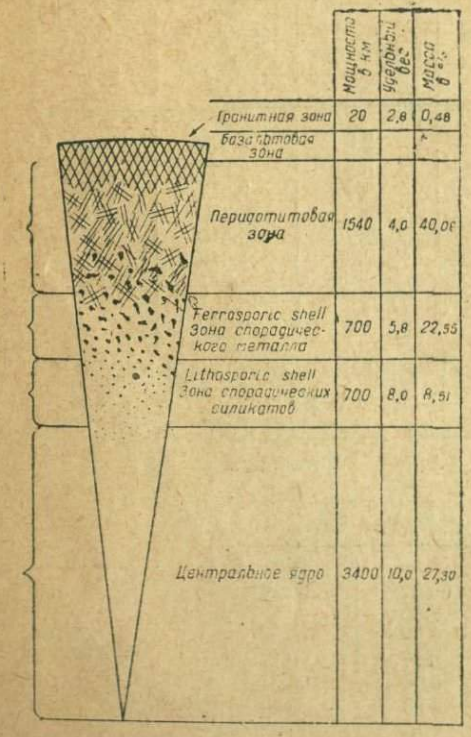


Рис. Строение земли (по Вашингтону),

А. Литосфера. Около 1 300 км

1. Кора выветривания. Прерывистая мощность от незначительной до 0,8 *км*, иногда до 8 *км*. Давление не свыше 250 *ат*. Плотность 2,2. Видную роль играют коллоиды; характерные элементы и соединения: кислород, водород, кремний, алюминий, углерод, хлор, CO_2. Характерные минералы: глина, кварц, лимонит, гипс, соль, боксит и др. Нижняя граница кислородной поверхности 0,5—1,0 *км*, редко до 1,5 *км*.

2. Осадочная оболочка (стратисфера). Прерывистая. Мощность от 0 до 4 *км*. Температура до + 100°. Давление меньше 1 000 *ат*. Плотность 2,5. Играют роль как коллоиды, так и кристаллические вещества. Характерные элементы и соединения те же, что и в предыдущей оболочке. Характерные минералы те же, что и для коры выветривания плюс кальцит, доломит, уголь. Под океанами обычно отсутствует. Масса по отношению ко всей земле 0,5%.

3. Метаморфическая оболочка. Прерывистая. Мощность до 5—10 *км*, иногда и больше. Давление меньше 2 500 *ат*. Плотность 2,7. Играют роль только кристаллические вещества. Характерные элементы те же, что и в двух предыдущих оболочках. Характерные минералы: кварц, полевые шпаты. Под океанами обыкновенно отсутствует или очень тонка. Масса по отношению ко всей земле 0,5%.

4. Гранитная оболочка (сиал). Прерывистая. Мощность 10—15 *км*. Температура около 600°. Давление до 6 000 *ат*. Плотность 2,6—2,8. Кристаллические составные части и расплав. Характерные элементы: кислород, кремний, *алюминий*, *калий*, *натрий*, *железо*, магний, кальций и др. Характерные минералы: кварц, полевые шпаты, магнетит, апатит. Под океанами отсутствует или очень тонкая. Масса по отношению ко всей земле около 0,5%, возможно и больше.

Общая мощность всех предыдущих трех оболочек около 15—20 *км* в среднем, глубина основания до 70 *км*.

5. Базальтовая оболочка (сима). Мощность 70—85 *км*, местами больше. Непрерывная. Температура около 1 000°. Давление до 20 000 *ат*. Плотность 2,7—3,3. Кристаллическое и расплавленное вещество. Характерные элементы: кислород, кремний, алюминий, натрий, железо, магний, кальций, титан, фосфор, сера, хлор. Характерные минералы: плагиоклазы, пироксены, роговая обманка, магнетит, апатит. Масса по отношению ко всей земле 1%.

Дэли предполагает, что на глубине около 60 *км* проходит граница между верхними кристаллическими и нижними стекловатыми базальтами. Глубина до 1 200 *км*.

6. Перидотитовая (эклогитовая) оболочка. Непрерывная. Мощность 1 000—1 200 *км*. Температура 1200—1500°. Плотность 3,6—4,0. Давление до 500 тыс. *ат*. Расплав плюс стекло. Характерные элементы: кислород, кремний, железо, магний, кальций, хром, никель, ванадий. Возможные минералы: оливин, пироксен, анортит (пирод, алмаз). Масса по отношению ко всей земле 36%. Образует расплавленную сплошную оболочку 70—120 *км* толщиною.

Б. Промежуточная геосфера

7. Рудная оболочка. Непрерывная. Мощность около 750 *км*. Температура около 1000°. Давление 1 000 тыс. *ат*. Плотность 5,0. Стекловатая. Характерные элементы: железо, магний, сера, кальций, фосфор, углерод. Количество кремния и алюминия уменьшается; возможно скопление титана, свинца, марганца, ртути. Возможные минералы: оливин, пироксены, пирит, хромит, магнетит, гематит, рутил, ильменит. Масса по отношению ко всей земле 20%.

Таблица 6

Распределение элементов по геосферам, по Гольдшмидту и Шнейдерхену

Геосферы	Элементы	0	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Биосфера	Биофильные	H	(K) (Na) (Cu)	(Ca) (Mg)	—	C	N P (V)	O S	Cl J Mn	Fe
Атмосфера	Атмофильные	H, He Ne Ar Xe	—	—	—	C	N	O	Cl J	—
Силикатная сфера	Литофильные	(H)	Li Na K Rb, Cs	Be Mg Ca Sr Ba	B Al Sc TR	Si Ti Zr, Hf TR	V (P) Nb Ta 	O Cr W U (S)	F Cl Mn, Br J	(Fe) (Ni) (Co)
Сульфидная сфера	Халькофильные	—	Cu Ag Au	Zn Cd Hg	Ga Jn Tl	Pb Sn Ge	As Sb Bi	O, S Se Mo, Te	(Mn)	(Fe) Pd (Ni) Ru (Co) Pt
Металлическое ядро	Сидерофильные	—	—	—	—	C Ge	P As	 Mo W	—	Fe Pt Co Rh Ni Ir Os Ru

Таблица 7

Распределение элементов в силикатной оболочке, по Ниггли

	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Гидротермальная стадия	Cu Ag Au	Zn Cd Hg	—	Pb	As Bi Sb	U S Se Te	F Cl	Fe Co Pd
Пегматитовая Пневматолитовая стадия	Li, Cu Au	Be	B Al	Ti Zr Hg	Nb Ta Bi	Mo W S U	F	—
Ликвационно-металлическая стадия	Cu	—	—	Ti C	V	Cr	Mn	Fe Ni Co Ru Pd Os Ir Pt
Силикатно-магматическая стадия	Na (Rb) K (Cs)	Mg Ca (Sr) (Ba)	Al (Sc)	Si	(P)	O	Mn	Fe

8. Палласитовая оболочка. Непрерывная. Мощность около 750 *км*. Температура 1000°. Давление до 1 500 тыс. *ат*. Плотность 5,5. Со свойствами твердого тела. Стекловатая. Характерные элементы те же, что и в предыдущей оболочке, с еще меньшим содержанием кремния и алюминия. Характерные минералы те же; вместе с серой — селен, теллур. Масса по отношению ко всей земле 10%. Глубина до 2 900 *км*. Далее — резкая граница.

В. Центральное ядро

9. Центральное ядро. Непрерывное. Радиус 3 400 *км*. Температура от 2000° до 8000° (*вероятная — около* 5000°). Давление 2 000—3 000 тыс. *ат*, по Адамсу скорее меньше. Свойства твердого тела (стекло). Характерные элементы: железо, никель, кобальт, фосфор, углерод, хром, сера; вероятна группа платины. Возможные минералы: самородное железо и никель, троилит, когенит, шрейберзит и др. Масса по отношению ко всей земле 31,5%. До глубины 6 370 *км*. Рудные выносы, по А. Е. Ферсману, распределяются по поясам в земной коре следующим образом:

1) *Промышленный пояс* от 0 до 15 *км* глубины; вынос сульфидных руд.

2) *Рудный пояс* 1 200—2 900 *км*; накопление отдельных металлов.

3) *Центральное ядро* 2 900—6 300 *км*; накопление железа, никеля, кобальта, серы, хрома.

В дальнейшем мы будем иметь дело с верхними оболочками земного шара, главным образом с гранитной и базальтовой, причем частично будет затрагиваться также и перидотитовая (эклогитовая) оболочка.

Характерное распределение элементов по зонам дают Гольдшмидт и Шнейдерхен (табл. 6).

Элементы верхних двух сфер — биосферы и атмосферы — играют основную роль в процессах выветривания и образования ряда горных пород осадочного происхождения на поверхности земли. Третья — литосфера — играет крупную роль в генезисе разнообразных горных пород; наиболее важные из этих элементов подчеркнуты. Остальные оболочки находятся на недоступных глубинах.

Точно так же можно заметить определенную закономерность распределения элементов в силикатной оболочке (табл. 7) в зависимости от стадии развития силикатных магм, начиная от наиболее высокотемпературных до наиболее низкотемпературных.

Глава II

МЕТОДЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ И ПРОЕКТИРОВАНИЯ СОСТАВА МАГМАТИЧЕСКИХ И ДРУГИХ ГОРНЫХ ПОРОД

При большом числе химических анализов, выраженных в весовых процентах, чрезвычайно трудно сравнивать их одни с другими и устанавливать детали близости и различий между ними. Для получения возможности проведения облегченного сравнения данных химических анализов предложен ряд методов перечисления этих анализов, проектирования их, т. е. нанесения на специальные диаграммы.

Методы эти разнообразны. Из них часто применяются методы Левинсон-Лессинга, Озанна, Ниггли, Заварицкого. Иногда применяется также и метод нанесения на диаграммы Иддингса, являющийся видоизменением системы изображения состава пород Мишель-Леви и Бреггера.

Методы перечислений Ниггли, Озанна и Левинсон-Лессинга изложены в «Петрографии» Лучицкого, т. II (1934).

Метод Заварицкого

Метод Заварицкого является одним из видоизменений методов Озанна и Ниггли. В основе его лежит получение четырех основных коэфициентов, которые могут быть названы магматическими коэфициентами: *a*, *c*, *b* и *s*.

Они соответствуют следующим главным группам окислов, обычно определяемых при анализе горных пород: *a* — группе щелочей, соединенных с окисью алюминия — $(Na, K)AlO_2$; *c* — кальцию, соединенному также с глиноземом и идущему на образование анортита — $CaAl_2O_4$; *b* — группе окислов двухвалентного железа, магния, марганца и остатка кальция — RO; наконец, *s* отвечает кремнекислоте и двуокиси титана — SiO_2 и TiO_2. В группу RO входит также и окись железа, перечисленная на закись (FeO).

Эти четыре коэфициента мы можем представить в виде отношения четырех величин (коэфициентов), перечисленных на 100, а именно: $a : c : b : s$; $a + c + b + s = 100$.

Данные четыре коэфициента *a*, *c*, *b* и *s* можно определить также следующим образом:

a — представляет собой относительное число атомов щелочных металлов, входящих в состав алюмосиликатов в комбинации с атомами Al;

c — относительное число атомов кальция, соединенных в алюмосиликатах с Al;

b — относительное число всех остальных металлических атомов, считая и избыточные в отношении Al атомы Ca, за исключением атомов Si и Ti;

s — относительное число атомов Ti и Si.

Атомы кислорода в подсчет не входят. Число атомов остальных элементов выражается в процентах.

Такого рода пересчет исходит из представления о составе магмы как системы, состоящей из определенных групп атомов. Это, в свою очередь, означает, что кристаллическая решетка минералов также сложена из атомов, располагающихся в пространстве в закономерном, характерном для каждого минерала порядке.

При применении метода вычисления, предложенного Заварицким, поступают таким образом:

1. Перечисляют данные химического анализа, представленные в виде весовых процентов, на молекулярные количества, деля каждое число на молекулярный вес данного окисла.

2. Складывают молекулярные количества SiO_2 и TiO_2; $SiO_2 + TiO_2 = S$

3. Складывают молекулярные количества K_2O и Na_2O. Если эта сумма меньше, чем Al_2O_3, или равна этому количеству, то, удваивая сумму $(K_2O + Na_2O)$, получают $(K_2O + Na_2O) \times 2 = A$

Если $K_2O + Na_2O > Al_2O_3$, то величину A получают, удваивая Al_2O_3, а избыток $Na_2O' = K_2O + Na_2O - Al_2O_3$, умножив на 2, присоединяют к B (в этом случае состав породы пересыщен щелочами).

4. Вычитают из Al_2O_3 сумму щелочей $(K_2O + Na_2O)$. Если эта разница меньше или равна CaO, ее обозначают C. В том случае, если $Al_2O_3 > (K_2O + Na_2O + CaO)$, C равно CaO, а избыток $Al_2O_3' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) \times 2$ присоединяется к B (порода пересыщена глиноземом).

5. Удваивают количество Fe_2O_3, складывают с количеством $FeO + MnO$ и получают FeO'.

6. Определяют $CaO' = CaO - C$ (см. п. 4).

7. Сумма $FeO' + MgO + CaO'$ дает величину B; к этой сумме прибавляют также избыток Na_2O' или $Al_2O'_3$, полученный по пп. 3 и 4.

8. Отношение $A : C : B : S$ перечисляют на 100, т. е. выражают в процентах. Получают:

$$a = \frac{100 \cdot A}{A + B + C + S}; \quad c = \frac{100 \cdot C}{A + B + C + S}; \quad b = \frac{100 \cdot B}{A + B + C + S};$$

$$s = \frac{100 \cdot S}{A + B + C + S}.$$

Перечисления производятся при помощи арифмометра, таблиц логарифмов, логарифмической линейкой или же по специальным таблицам, составленным Заварицким (1933).

Дополнительными характерными коэфициентами по Заварицкому служат также следующие:

$$t = \frac{TiO_2}{S} \times 100$$

$$n = \frac{2\,Na_2O}{A} \times 100$$

$$f' = \frac{FeO'}{B} \times 100, \quad ? = \frac{2\,Fe_2O_3}{B} \times 100$$

$$m' = \frac{MgO'}{B} \times 100$$

$$c' = \frac{CaO'}{B} \times 100$$

В том случае, когда мы имеем дело с породами, пересыщенными или щелочами, или глиноземом, вычисляются, кроме того,

$$n' = \frac{2\,Na_2O'}{B} \times 100$$

или

$$a' = \frac{2Al_2O_3'}{B} \times 100$$

Наконец важное значение в ряде случаев для характеристики магматических пород имеет также коэфициент Q, мерило кислотности: $Q = s - (3a + 2c + b)$. По его величине магматические породы можно разделить на три группы: ненасыщенные, когда $Q < 0$, насыщенные — $Q = 0$ и пересыщенные — $Q > 0$ [1].

Проекция Лодочникова

Вместо косоугольной системы Озанна проектирования результатов пересчета анализов горных пород Лодочников предлагает применять более простую прямоугольную систему координат.

В основу проекции берется квадрат, стороны которого разделены на 30 частей. За единицу можно взять любое число клеток квадратноклеточной бумаги.

Проводят диагональ *FC*. В поле *ACF* откладывают показатели Озанна всегда в одном и том же порядке, именно — сперва c, затем f; a получается как результат нанесенных первых двух точек (рис. 5—7).

Пусть даны показатели Озанна $c_9a_{15}f_6$. . От точки A откладываем на абсциссе показатель c, равный 9, по ординате — показатель f, равный 6. На пересечении линий, проводимых из этих двух точек параллельно стороне квадрата, получаем точку 24. Проведя от этой

[1] В своей последней работе «Об одной важной петрохимической закономерности» (Зап. Ленинградского горного института, IX, 2. 1936) А. Н. Заварицкий предлагает пользоваться следующими соотношениями:

I. $(Na_{Al} + K_{Al}) : Ca_{Al} : (Fe + Mg + Ca' + Al' + Na') : (Si + Ti)$.

II. $Fe : Mg : Ca' : Al' : Na'$.

III. $Na_{Al} : (Na_{Al} + K_{Al})$.

Здесь Na_{Al} и K_{Al} обозначают максимальное число атомов натрия и калия, которые могут входить в состав алюмосиликатов; Ca_{Al} — максимальное число атомов кальция алюмосиликатов; Ca', Na', Al' — число атомов кальция, натрия и алюминия, не могущих войти в состав алюмосиликатов.

Соответственный пересчет этих соотношений к сумме 100 дает:

I. $a : c : b : s$.

II. $f_1 : m_1 : c_1$, или $f_1 : m_1 : a_1$, или $f_1 : m_1 : c_1 : n_1$ (три разных соотношения II исключают друг друга).

III. n.

Прим. ред.

точки горизонтальную линию до пересечения ее с диагональю C квадрата, получаем искомую третью величину $a = 15$.

Если формула, по Озанну, будет $c_0 a_{24} f_6$, откладываем от A 24 деления на абсциссе, по ординате — 6 делений. Пересечение двух линий даст точку на диагонали, т. е. третий показатель равен нулю.

На такой диаграмме возможно строить фигуральные точки Левинсон-Лессинга, Гинзберга и др. Этим способом удобно вычислять молекулярные отношения I и II:

I. $SiO_2 : Al_2O_3 : (Fe, Mg, Ca)O$ с перечислением Fe_2O_3 на FeO, т. е. отношение $S : Al : F$.

II. $Al_2O_3 : CaO : (Na, K)_2O$, т. е. отношение $Al : C : Alk$ и наносить их на проекцию SAL или $AlC\,Alk$.

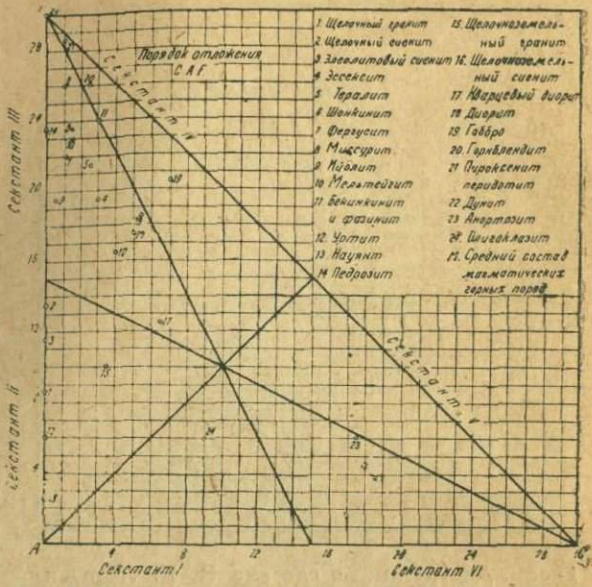


Рис. 5. Диаграмма по системе В. Н. Лодочникова.

Система C. I. P. W.

Каждая порода представляет собой смесь нескольких минералов в разнообразных, но характерных для данной породы количествах.

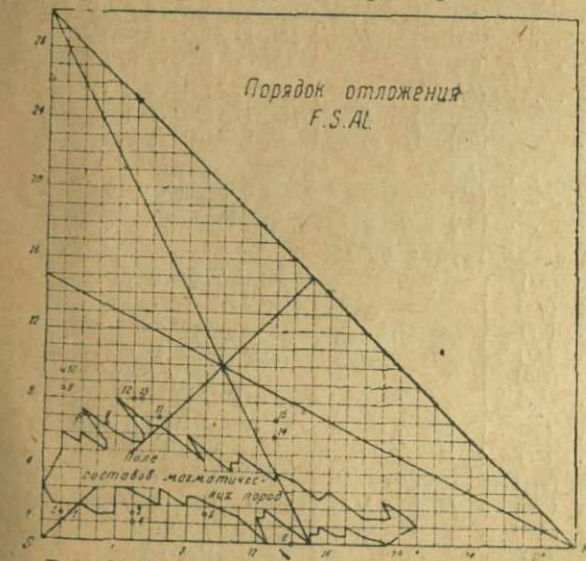


Рис. 6. Диаграмма по системе В. Н. Лодочникова.

Зная состав каждого отдельного минерала и количество его, можно вычислить химический состав всей породы. В этом отношении большую пользу оказывает пуш-интегратор Глаголева, в значительной степени облегчающий производство подсчета относительных количеств минералов, присутствующих в данной породе.

Однако точный состав большинства минералов неизвестен, так как большинство их представляет собой часто сложные изоморфные смеси. Исключение составляют плагио-

классы, химический состав которых легко определяется при помощи оптических методов исследования, хотя и тут количество примеси молекул калиевого полевого шпата микроскопически не может быть установлено. Лишь очень немногие минералы имеют постоянный определенный или близкий к тому состав, — кварц, плавиковый шпат, апатит, циркон и немногие другие.

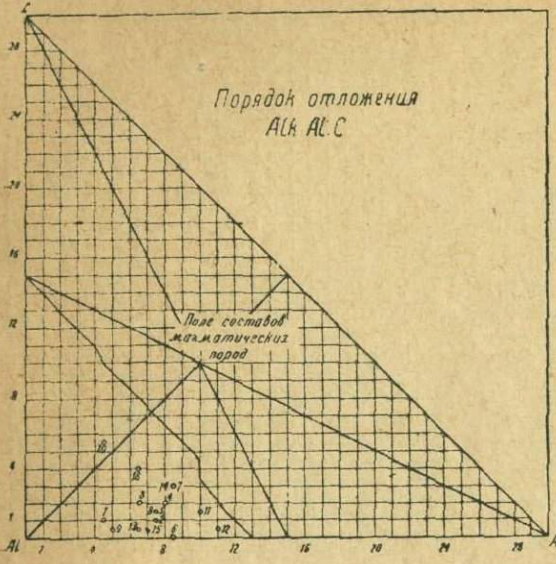


Рис. 7. Диаграмма по системе В. Н. Лодочникова.

Чтобы устранить до известной степени это непостоянство состава породообразующих минералов, в систему перечисления горных пород, C. I. P. W. (Cross, Iddings, Pirson, Washington) вводится понятие *о нормативных минералах*, т. е. устанавливается несколько упрощенный стандартный состав их.

Для каждой нормативной молекулы (теоретического стандартного минерала) применяются особые обозначения, как это указано ниже:

Салическая группа *SAL*

Кварц	(*Q*)		SiO_2
Корунд	(*C*)		Al_2O_3
Циркон	(*Z*)		$ZrO_2 \cdot SiO_2$
Ортоклаз	(*or*)	*F*	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$
Альбит	(*ab*)	*F*	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$
Анортит	(*an*)	*F*	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$
Лейцит	(*lc*)	*L*	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4\,SiO_2$
Нефелин	(*ne*)	*L*	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$
Каliофиллит	(*kp*)	*L*	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$
Галит	(*hl*)		$NaCl$
Тенардит	(*th*)		Na_2SO_4
Сода	(*nc*)		Na_2CO_3

Фемическая группа *FEM*

Акмит	(*ac*)	*P*	$Na_2O \cdot Fe_2O_3 \cdot 4\,SiO_2$
Натровый силикат	(*ns*)	*P*	$Na_2O \cdot SiO_2$
Калиевый силикат	(*ks*)	*P*	$K_2O \cdot SiO_2$
Диопсид	(*di*)	*P*	$CaO \cdot (Mg,\ Fe)\,O \cdot 2\,SiO_2$
Волластонит	(*wo*)	*P*	$CaO \cdot SiO_2$
Гиперстен	(*hy*)	*P*	$(Mg,\ Fe)\,O \cdot SiO_2$
Оливин	(*ol*)	*O*	$2\,(Mg,\ Fe)\,O \cdot SiO_2$
Кальциевый ортосиликат	(*cs*)	*O*	$2\,CaO \cdot SiO_2$
Магнетит	(*mt*)	*H* *M*	$FeO \cdot Fe_2O_3$
Хромит	(*cm*)	*H* *M*	$FeO \cdot Cr_2O_3$
Гематит	(*hm*)	*H* *M*	Fe_2O_3
Ильменит	(*il*)		$FeO \cdot TiO_2$
Титанит	(*th*)		$CaO \cdot TiO_2 \cdot SiO_2$

Перовскит	(*pw*)		$CaO \cdot TiO_2$
Рутил	(*ru*)		TiO_2
Апатит	(*ap*)	*A*	$3(3CaO \cdot P_2O_5) \cdot CaF_2$
Плавиковый шпат	(*fr*)		CaF_2
Пирит	(*pr*)		FeS_2
Кальцит	(*cc*)		$CaO \cdot CO_2$

Состав всех этих минералов соответствует теоретическому упрощенному составу и носит название *стандартного состава* или *нормативного*, в отличие от модального, или действительного состава минералов. Минералы стандартного состава называются *нормативными* (нормативный гиперстен, нормативный анортит и др.); действительный химический состав их в данной породе, конечно, далеко не всегда будет соответствовать нормативному или теоретическому.

Так как система перечислений C.I.P.W. основана на нормативных минералах, ряд петрографов считает перечисления по этой системе неточными, так как состав реальный не сходится с нормативным.

Однако можно согласиться с правильностью, в известных пределах, данной системы пересчетов, так как реальный состав основных пород обычно довольно близок к нормативному, чего нельзя сказать относительно кислых пород. Свой первоначальный термин «стандартные минералы» C.I.P.W. заменили термином «минеральные молекулы». Все же самый пересчет носит до известной степени искусственный характер; применяется он для обоснования определенной химической системы горных пород, исходящей из перечисления химического состава магматических горных пород. Как совершенно правильно указывает Заварицкий, единственный вопрос, который может возникнуть, состоит в том, насколько тот труд, который затрачивается на пересчет анализов, оправдывается достигнутыми результатами. Вопрос этот не легко решается, хотя данная система пересчетов широко распространена как у нас, так и за границей.

Основы вычислений нормативного состава горных пород по способу C. I. P. W.

1. Вычисляется молекулярное количество присутствующих в породе окислов путем деления весовых количеств их на молекулярные веса; если число меньше 0,002, его отбрасывают.

2. Молекулярные количества MnO и NiO присоединяются к FeO, BaO и SrO — к CaO.

3a. Количество CaO, равное 3,33 P_2O_5 (т. е. 3 P_2O_5 и 0,33 F_2), если в химическом анализе имеется последний, присоединяют к P_2O_5, образуя апатит (*ap*).

3b. Na_2O, равное Cl_2, соединяется с последним в галит (*hl*).

3c. Количество Na_2O, равное SO_3, соединяется в тенардит (*th*) в породах, содержащих гаюин, если он присутствует в породе.

3d. Количество FeO, равное половине S, соединяется в *pr* (если есть пирит и нет гаюина).

3e. Количество FeO, равное Cr_2O_3, соединяется с ним в хромит (*cm*).

3f. Количество FeO, равное TiO_2, соединяется с ним в ильменит (*il*).

Если получается избыток TiO_2, то последний присоединяют в равном количестве к CaO, образуя титанит (*th*); однако последнее делается только после того, как CaO и Al_2O_3 соединены с *an*. Если все же получается избыток TiO_2 и после этого, этот остаток дает рутил (*ru*).

3g. Количество CaO, равное половине оставшегося F, соединяется в флюорит (*fr*).

3h. В том случае, когда в породе присутствует канкринит, количество Na_2O, равное CO_2, соединяется в соду (*nc*).

3i. Если в породе есть первичный кальцит, то CO_2 соединяется с CaO в кальцит (*cc*).

3k. ZrO_2 с равным ему SiO_2 идет на образование Z.

4a. Количество Al_2O_3, равное K_2O, соединяется для образования ортоклаза (*or*) или лейцита (*lc*).

4b. Если имеется избыток K_2O после соединения его с Al_2O_3, что наблюдается крайне редко, он идет на калиевый метасиликат (*ks*).

4c. Избыток Al_2O_3, остающийся после соединения его с K_2O, соединяется с равным количеством оставшегося Na_2O для образования *ab* и *ne*. Если остается избыток Na_2O, поступают согласно 4g.

4d. При избытке Al_2O_3 сравнительно с суммой $K_2O + Na_2O$, избыток соединяется с CaO в анортит (*an*).

4e. Если и после этого получается избыток, он выделяется, как корунд (*C*).

4f. Если остается избыток CaO, известь идет на образование нормативных фемических минералов, именно диопсида (*di*) или волластонита (*wo*).

4g. Если после перечисления по п. 4c получается избыток Na_2O, по сравнению с Al_2O_3, он идет на образование акмита (*ac*), в некоторых случаях — натрового метасиликата (*ns*). В данном случае нормальный анортит (*an*) отсутствует в щелочных породах.

5a. Количество Fe_2O_3, равное избытку Na_2O по отношению к Al_2O_3, идет на образование акмита (*ac*).

5b. Если, как редкое исключение, получается избыток Na_2O по сравнению с Fe_2O_3, он входит в натровый метасиликат (*ns*).

5c. Если, — что обычно наблюдается, — имеется избыток Fe_2O_3 над Na_2O, его соединяют с FeO после образования пирита (*pr*), хромита (*cr*), ильменита (*il*) в магнетит (*mt*).

5d. Если и после этого остается избыток Fe_2O_3, он идет на образование гематита (*hm*).

6. Все количество MgO и остаток FeO после выделения его на образование ряда минералов (п.п. 3d, 3e, 3f и 5c) соединяются вместе. При дальнейших расчетах исходят из отношения MgO : FeO.

7a. К количеству CaO, оставшемуся после соединения по п. 4d, прибавляется равное количество (MgO + FeO), взятых в отношении, вычисленном выше, с образованием диопсида (*di*).

7b. При избытке CaO, последний идет на образование в дальнейшем волластонита (*wo*).

7c. Если получается избыток MgO + FeO, по сравнению с тем количеством, которое необходимо для образования диопсида (*di*) по

п. 7a, в дальнейшем он поступает на образование гиперстена (*hy*), иногда также и оливина (*ol*).

После изложенных выше перечислений окислы, входящие в состав горной породы, будут распределяться по нормативным минералам. Распределение SiO_2 между молекулами силикатов производится следующим образом:

8a. SiO_2 и ZrO_2 в отношении 1 : 1 образуют циркон (Z) по п. 3k; SiO_2 и $CaO + TiO_2$ в отношении 1 : 1 образуют титанит (*tn*); SiO_2 в отношении 4 : 1 к Na_2O и Fe_2O_3 дает акмит (*ac*) по п. 5a; SiO_2 в отношении 1 : 1 к избытку Na_2O и K_2O, если он имеется, идет на образование натрового и калиевого метасиликата (*ns* и *ks*) по пп. 4 и 5; SiO_2 в отношении 6 : 1 к K_2O_3 и Al_2O_3 образует ортоклаз (*or*) по п. 4a; Na_2O и Al_2O_3 в том же отношении образуют альбит (*ab*) по п. 4c; SiO_2 в отношении 1 : 1 к CaO и Al_2O_3 берется на образование анортита (*an*) по п. 4; SiO_2 в отношении к CaO и (Mg + FeO), равном 1 : 1, образует диопсид (*di*) по п. 7b; SiO_2 в отношении 1 : 1 прибавляется к избытку CaO для образования волластонита (*wo*) по п. 7.

К избытку (Mg, Fe)O присоединяется SiO_2 в отношении 1 : 1 для образования гиперстена (*hy*) по п. 7c.

После такого распределения SiO_2 сумму ее вычитают из общего количества SiO_2 [1].

8b. Если получается избыток SiO_2, выделяют его в виде *Q*.

8c. Если окажется недостаток SiO_2 после образования соединений по п. 8a, то количество SiO_2, которое пошло на образование гиперстена (*hy*) по п. 7c, вычитается из суммы SiO_2, израсходованной на образование соединений по п. 8a. Получившийся остаток вычитается из общей суммы SiO_2. Если при этом получается избыток SiO_2, больший чем половина SiO_2 и входящий в состав ранее вычисленного гиперстена (*hy*), — он присоединяется к MgO и FeO, распределяясь между молекулами гиперстена (*hy*) и оливина (*ol*), что достигается при помощи следующих уравнений:

$$2x + y = M \qquad x = M - S$$

$$x + 2y = 2S \qquad y = 2S - M,$$

где *x* и *y* обозначают числа молекул оливина (*ol*) и гиперстена (*hy*); *M* — количество (Mg, Fe)O; *S* — SiO_2.

Если нехватает SiO_2 для образования гиперстена (*hy*), образуется только оливин (*ol*), причем количество MgO + FeO вдвое меньше количества SiO_2.

8d. Если и для этого нехватает SiO_2, берут его от титанита (*th*), заменяя последний перовскитом (*pw*).

---

[1] Проще вести вычисление таким образом: после образования волластонита подсчитывают количество израсходованной SiO_2 и вычитают из общего количества SiO_2 в породе.

Тут возможны три случая:

1) SiO_2 остается больше, чем MgO + FeO. Тогда окислы RO насыщают SiO_2, образуя гиперстан (*hy*), а остаток считают за кварц (*Q*).

2) SiO_2 остается меньше, чем MgO + FeO, но больше половины этого количества. Тогда образуют оливин (*ol*) и гиперстен (*hy*), согласно приведенному расчету.

3) SiO_2 остается половина (или меньше) количества FeO + MgO. Образуют только оливин (*ol*), заимствуя недостающее количество SiO_2 от *tn*, переводя последний в *pf*.

Прим. ред.

8e. Если после пересчета по п. 8d SiO_2 не хватает для оливина (*ol*), то вместо альбита (*ab*) вычисляется нефелин (*ne*) согласно уравнению:

$$x = \frac{S - 2N}{4}; \quad y = \frac{6N - S}{4},$$

где x и y количества молекул альбита (*ab*) и нефелина (*ne*); N — Na_2O; S — SiO_2, подлежащей перечислению.

8f. Если не хватает SiO_2 и после замены альбита нефелином, то вместо одного только ортоклаза вычисляем ортоклаз (*or*) и лейцит (*lc*) или только один лейцит согласно уравнениям:

$$x = \frac{S - 4K}{2}; \quad y = \frac{6x - S}{2},$$

где x и y числа молекул ортоклаза (*or*) и лейцита (*lc*), K — число молекул K_2O, S — SiO_2, подлежащей перечислению.

8g. Если нехватает и после этого SiO_2, то после пересчета всего Na_2O на нефелин (*ne*), а K_2O — на лейцит (*lc*), необходимое количество CaO, идущее на образование волластонита (*wo*) и диопсида (*di*), распределяется между Ca_2SiO_4 и ими обоими; (Mg, Fe)O диопсида (*di*) — между диопсидом (*di*) и оливином (*ol*). В зависимости от наличия SiO_2 могут быть два случая: или может быть достаточно перечисления волластонита (*wo*) в кальциевый ортосиликат (*cs*) или же недостаточно, причем волластонит (*wo*) вообще отсутствует; чаще бывает второй случай.

После образования лейцита (*lc*), нефелина (*ne*), анортита (*an*), акмита (*ac*) и оливина (*ol*) по п. 8d, иногда включая также циркон (Z) и натровый метасиликат (*ns*), необходимое для этого количество SiO_2 вычитается из общего его количества.

Для подсчета числа молекул диопсида (*di*), оливина (*ol*) и кальциевого ортосиликата (*cs*) применяются такие уравнения:

$$y = \frac{3M - c - 2S}{4}; \quad z = \frac{3c - M - 2S}{4}; \quad x = \frac{4S - c + M}{4},$$

где x — число новых молекул диопсида (*di*), y — оливина (*ol*), z — ортосиликата (*cs*); S — количество SiO_2, M — (Mg, Fe)O диопсида (*di*), C — CaO диопсида (*di*) и волластонита (*wo*). Если пересчета волластонита (*wo*) на кальциевый ортосиликат (*cs*) достаточно для покрытия недостатка SiO_2, диопсид (*di*) остается неприкосновенным, и недостающее общее количество SiO_2 покрывается пересчетом части или всего волластонита (*wo*) на ортосиликат кальция (*cs*).

8h. В крайне редких случаях, когда после всех приведенных выше пересчетов все же еще нехватает SiO_2 для образования лейцита (*lc*), необходимо часть лейцита (*lc*) заменить калиофиллитом (*kp*). Количество их вычисляется по следующим уравнениям.

$$x = \frac{S - 2K}{2}; \quad y = \frac{4K - S}{2},$$

где S представляет то количество SiO_2, которое необходимо для образования лейцита (*lc*) и калиофиллита (*kp*), K — K_2O, x — число молекул лейцита (*lc*), y — калиофиллита (*kp*).

9. По окончании перечислений всех молекул вычисляются весовые проценты нормативных минералов, путем умножения коли-

чества молекул каждого нормативного минерала на соответствующий молекулярный вес.

10. Из данных нормативного состава вычисляются символы классификации C.I.P.W., с делением на классы, порядки, ранги, субранги.

Класс определяется отношением *SAl* и *FEM*.

Деление на порядки определяется в трех классах (I—III) отношением салических нормативных молекул (кварц—полевые шпаты—лейцит) $Q : F : L$, в двух последних (IV и V) — взаимными отношениями фемических нормативных молекул $P + Q : M$.

Ранги определяются в первых трех классах отношением молекулярных (не весовых) количеств $(Na, K)_2O : CaO$, щелочей и извести, входящих в состав салических минералов, в классах IV и V — отношением $(Mg, Fe)O : CaO$, входящих в состав фемических составных частей.

Субранги определяются молекулярными (не весовыми) отношениями в классах I—III $K_2O : Na_2O$, в классах IV и V — $MgO : FeO$ (фемических элементов).

Пределы величин отношений при всех этих данных на классы, порядки, ранги и субранги принимаются всегда одними и теми же, а именно, как показано в табл. 8.

Таблица 8

Пределы величин отношений для классов, порядков, рангов и субрангов

$>7:1$	от 7:1 до 5:3	от 5:3 до 3:5	от 3:5 до 1:7	$<1:7$
или $>7{,}00$	1,33	0,66	0,14	—
или в % 100—87,5	87,5—62,5	62,5—37,5	37,5—12,5	12,5—0
или I	II	III	IV	V

Для каждого окончательного комплексного символа породы C.I.P.W. предложили специальные в значительной степени искусственные названия [1].

Так, для порфира из Гарца получается символ I311, т. е. I класс, 3 порядок, 1 ранг, 1 субранг. Названия для этих подразделений следующие:

I класс: персалане, 3 порядок: колумбаре, 1 ранг: аласказе, 1 субранг без специального названия.

Для трахита Монте Амиата (Италия) — I423 или персалане, бретаннаре, тосканазе, тосканозе.

Для анортозита Турчинки (СССР) — I543 или персалано, канадаре, лабрадоразе, лабрадорозе.

[1] В системе C. I. P. W. название классов, порядков, рангов, субрангов и пр. составляются по определенному «рациональному» правилу. Классы получают названия: I персалане, II досалане, III салфемане, IV дофемане и V перфемане.

Остальные названия составляются из географического корня и следующих окончаний: для порядков дается окончание *аре*, для рантов — *азе*, для субрангов — *озе*.

Для названий секций (подразделов) вводится впереди суффикса звук «и». Напр., *маориаре*.

Прим. ред.

Для мариуполита (Приазовский район СССР) — I615 или персалане, руссаре, миасказе, мариуполозе.

Для нефелинового сиенита (дитроита) Мадагаскара — II524 или досалане, германаре, монцоназе, акерозе.

Для хибинита (Кольский полуостров) — II714 или досалане, италаре, дуйавразе, луйаврозе.

Для йолита Магнет Кова (Арканзас, США) — III824 или сальфемане, богемаре, алюаназе, ковозе.

Для косьвита (Урал) — IV22132 или дофемане, скотаре, секция паолиаре, ранг паолазе, паолозе.

Для дунита Н. Зеландии — V15111 или перфамане, маораре, секция 5, маориаре, дуниазе, дунозе.

Для перечислений применяются таблицы Заварицкого, также удобна таблица, составленная А. Харкером (1914).

Примеры перечислений горных пород по системе C.I.P.W. даны в табл. 9 и 10.

Таблица 9

Пример перечисления гранита из Гарца

	Состав, %	Молекулярные количества	*ap*	*mt*	*or*	*ab*	*an*	*c*	*hy*	*Q*
SiO_2	72,67	1,211	—	—	0,366	0,300	0,036	—	0,021	0,488
TiO_2	следы	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	13,44	0,132	—	—	0,061	0,050	0,018	0,003	—	—
Fe_2O_3	1,06	0,007	—	0,007	—	—	—	—	—	—
FeO	1,56	0,022	—	0,007	—	—	—	—	0,015	—
MnO	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
MgO	0,23	0,006	—	—	—	—	—	—	0,006	—
CaO	1,15	0,021	0,003	—	—	—	0,018	—	—	—
Na_2O	3,08	0,050	—	—	—	0,050	—	—	—	—
K_2O	5,75	0,061	—	—	0,061	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,12	0,001	0,001	—	—	—	—	—	—	—
SO_3	0,26	0,003	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	0,88	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	100,20									

0,488 мол. кварца (Q) = **29,28**

0,061 „ ортоклаза (or) — 33,92 }

0,050 „ альбита (ab) — 26,20 } 65,12 F } 94,71 SAl

0,018 „ анортита (an) — 5,00 }

0,003 „ корунда (C) — 0,31 }

0,006 × 100 = 0,60 }

0,015 × 132 = 1,98 } 2,58 hy }

0,007 магнетита (mt) 1,62 M } 4,54 FEM

0,001 апатита (ap) 0,34 A }

$$\frac{SAl}{FEM} = \frac{94,71}{4,54} = 20,9: \text{ Класс I}$$

$$\frac{Q}{F} = \frac{29,2}{65,12} = 0,4: \text{ Порядок 4}$$

$$\frac{K_2O + Na_2O}{CaO} = \frac{0{,}061 + 0{,}050}{0{,}018} = 6{,}2\text{: Ранг 2}$$

$$\frac{K_2O}{Na_2O} \geqq \frac{0{,}061}{0{,}050} = 1{,}2\text{: Подранг 3}$$

Таблица 10

Пример перечисления фонолита из Н. Зеландии

	Состав, %	Молекулярные количества	*hl*	*ie*	*or*	*ab*	*ne*	*ac*	*mt*	*di*	*wo*
SiO_2	53,80	0,897	—	—	0,330	0,252	0,174	0,044	—	0,096	0,002
TiO_2	0,30	0,004	—	0,004	—	—	—	—	—	—	—
Al_2O_3	18,72	0,184	—	—	0,055	0,042	0,087	—	—	—	—
Fe_2O_3	4,99	0,031	—	—	—	—	—	0,011	0,020	—	—
FeO	3,59	0,050	—	0,004	—	—	—	—	0,020	0,026	—
MgO	0,86	0,022	—	—	—	—	—	—	—	0,022	—
CaO	2,80	0,050	—	—	—	—	—	—	—	0,048	0,002
Na_2O	8,82	0,142	0,002	—	—	0,042	0,087	0,011	—	—	—
K_2O	5,20	0,055	—	—	0,055	—	—	—	—	—	—
Cl_2	0,14	0,002	0,002	—	—	—	—	—	—	—	—
H_2O	1,90	0,105	—	—	—	—	—	—	—	—	—
	101,12										
$-O =$	0,03										
	101,09										

		%
di	0,026	3,43
	0,022	2,20
	0,048	5,57
		11,20

or 30,58, *ab* 22,01 } 52,59 *F*; *ne* 24,71, *hl* 0,23 } 24,94 *L*; } 77,53 *SAl*

ac 5,08, *di* 11,20, *wo* 0,23, *mt* 4,64, *ie* 0,61 } 21,76 *FEM*

$$\frac{SAl}{FEM} = \frac{77{,}53}{21{,}76} = 3{,}56\text{: Класс II}$$

$$\frac{L}{F} = \frac{24{,}71}{52{,}59} = 0{,}469\text{: Порядок 6}$$

$$\frac{Na_2O + K_2O}{CaO} = \frac{0{,}186}{0} = \infty\text{: Ранг I}$$

$$\frac{K_2O}{Na_2O} = \frac{0{,}055}{0{,}131} = 0{,}42\text{: Подранг 4}$$

Для перечисления молекулярных весов на минеральные молекулы, или, что по существу то же, — на нормативные минералы и относительное содержание их, Харкер дает следующие пояснения, вполне достаточные для того, чтобы можно было пользоваться его таблицей.

Из первых четырех столбцов таблицы (см. приложение к главе II) мы видим на 1 *г* K_2O в том случае когда он входит в состав лейцита, приходится 1,087 *г* Al_2O_3 и 2,548 *г* SiO_2; в совокупности это дает 4,635 *г* лейцита.

Следующие восемь строк представляют собой первую строку, умноженную на соответствующие числа, кончая числом 9, на которое последовательно помножена первая строка.

10-й отсчет равнозначен передвижке занятой на одно число вправо; поэтому первая строка и состоит из трех десятичных знаков.

Каждое число можно разделить на 10 или умножить на числа от 10 до 100, передвигая запятую на одно или два числа влево.

Предположим, что мы хотим определить, какое количество лейцита составляет 5,73% K_2O.

Вычисление мы производим следующим образом, последовательно выписывая числа.

K_2O, %	Лейцит, %
5,00	23,17
0,70	3,244
0,03	0,1390
5,73	26,55

Для упрощения мы можем писать таким образом:

23,17%
3,24%
0,14%

26,55%

Пользуясь той же таблицей, мы можем найти, что 26,55% лейцита соответствуют содержанию в нем 6,22 *г* Al_2O_3 и 14,60 *г* SiO_2. Именно это количество окислов должно быть изъято из общего количества их раньше, чем будет приступлено к определению количеств других нормативных минералов, как это указано выше.

Ряд породообразующих минералов обладает значительно более сложным составом, чем лейцит. Так, например, авгит может содержать в своем составе метасиликаты Ca, Mg, Fe и Mn, силикат Чермака, так же как и примеси молекул жадеита и акмита. Ряд других минералов, в том числе слюды и роговые обманки, обладают слишком сложным составом, чтобы их можно было вычислять со сколько-нибудь большой достоверностью.

Этими небольшими таблицами вполне можно удовлетворяться при вычислении большинства породообразующих минералов, как и части продуктов их выветривания, приведенных в той же таблице.

Совершенно ясно, что при вычислении следует итти от минералов, состав которых нам вполне точно известен, к тем из них, для которых состав может быть менее ясен.

После перечисления минералов, состав которых лучше известен, остатки легче скомбинировать, как предполагаемые минералы, состав которых менее ясен.

ТАБЛИЦЫ ДЛЯ ПЕРЕСЧЕТА ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ ГОРНЫХ ПОРОД (ПО ХАРКЕРУ)

Лейцит Ортоклаз		Лейцит $KAlSi_2O_6$		Ортоклаз муск.	Ортоклаз	Мусковит $H_2KAl_3Si_3O_{12}$			Неф., Альб., Анал., Жад.		Нефелин $NaAlSiO_4$		Альбит $NaAlSi_3O_8$		Анальц., Жадеит., Акмит	Анальцим $H_2NaAlSi_2O_7$		Жадеит	Акмит $NaFeSi_2O_6$		Волластонит $CaSiO_3$			Анортит $CaAl_2Si_2O_8$			Родонит $MnSiO_3$		
K_2O	Al_2O_3	SiO_2	Лейц.	SiO_2	$KAlSi_3O_8$	Al_2O_3	H_2O	Муск.	Na_2O	Al_2O_3	SiO_2	Неф.	SiO_2	Альб.	SiO_2	H_2O	Анал.	$NaAlSi_2O_6$	Fe_2O_3	Акм.	CaO	SiO_2	Волл.	Al_2O_3	SiO_2	Анорт.	MnO	SiO_2	Родон.
1	1,087	2,548	4,635	3,822	5,909	3,261	0,381	8,464	1	1,651	1,935	4,586	5,804	8,455	3,870	0,579	7,099	6,520	2,571	7,440	1	1,072	2,073	1,830	2,145	4,975	1	0,857	1,857
2	2,17	5,10	9,27	7,64	11,82	6,52	0,76	16,92	2	3,30	3,87	9,17	11,61	16,91	7,74	1,16	14,20	13,04	5,14	14,88	2	2,15	4,15	3,66	4,29	9,95	2	1,71	3,71
3	3,26	7,64	13,90	11,47	17,73	9,78	1,14	25,39	3	4,95	5,81	13,76	17,41	25,36	11,61	1,74	21,30	19,56	7,71	22,32	3	3,22	6,22	5,49	6,44	14,93	3	2,57	5,57
4	4,35	10,19	18,54	15,29	23,64	13,04	1,52	33,85	4	6,60	7,74	18,34	23,22	33,82	15,48	2,32	28,40	26,08	10,28	29,76	4	4,29	8,29	7,32	8,58	19,90	4	3,43	7,43
5	5,43	12,74	23,17	19,11	29,55	16,31	1,91	42,33	5	8,25	9,68	22,93	29,02	42,27	19,35	2,90	35,50	32,60	12,85	37,20	5	5,36	10,36	9,15	10,73	24,88	5	4,29	9,29
6	6,52	15,29	27,81	22,93	35,45	19,57	2,29	50,79	6	9,90	11,61	27,51	34,83	50,73	23,22	3,47	42,59	39,12	15,42	44,64	6	6,44	12,44	10,98	12,87	29,85	6	5,14	11,14
7	7,61	17,84	32,44	26,75	41,36	22,83	2,67	59,25	7	11,56	13,55	32,11	40,63	59,19	27,09	4,05	49,70	45,64	17,99	52,08	7	7,51	14,51	12,81	15,02	34,83	7	6,00	13,00
8	8,70	20,38	37,08	30,58	47,27	26,09	3,05	67,72	8	13,21	15,48	36,69	46,43	67,64	30,96	4,63	56,79	52,16	20,56	59,52	8	8,58	16,58	14,64	17,16	39,80	8	6,86	14,86
9	9,78	22,93	41,71	34,40	53,18	29,35	3,43	76,18	9	14,86	17,42	41,28	52,24	76,10	34,83	5,21	63,89	58,68	23,14	66,96	9	9,65	18,65	16,47	19,31	44,78	9	7,71	16,71

Энстатит Силикат Чермака		Энстатит $MgSiO_3$	Сил. Черм. Шпинель Кордиерит		Силикат Чермака	Шпинель $MgAl_2O_4$	Кордиерит $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$		Форстерит Mg_2SiO_4		Гиперстен Альмандин		Гиперстен $FeSiO_3$	Альмандин $Fe_3Al_2Si_3O_{12}$		Файалит Fe_2SiO_4		Магнетит Fe_3O_4		Акмит $NaFeSi_2O_6$			Магнетит Fe_3O_4		Хромит $FeCr_2O_4$			Циркон $ZrSiO_4$		
MgO	SiO_2		Al_2O_3		$MgAl_2SiO_6$		SiO_2	Корд.	SiO_2	Форст.	FeO	SiO_2		Al_2O_3	Альм.	SiO_2	Файал	Fe_2O_3	Магн.	Fe_2O_3	Na_2O	SiO_2	Акм.	FeO	Магн.	Cr_2O_3	FeO	Хром.	ZrO_2	SiO_2	Цирк.
1	1,502	2,502	2,563		5,065	3,563	3,755	7,318	0,751	1,751	1	0,834	1,834	0,474	2,308	0,417	1,417	2,216	3,216	1	0,389	1,505	2,894	0,451	1,451	1	0,475	1,475	1	0,489	1,489
2	3,00	5,00	5,13		10,13	7,13	7,51	14,64	1,50	3,50	2	1,67	3,67	0,95	4,62	0,83	2,83	4,43	6,43	2	0,78	3,01	5,79	0,90	2,90	2	0,95	2,95	2	0,98	2,98
3	4,51	7,51	7,69		15,19	10,69	11,26	21,95	2,25	5,25	3	2,50	5,50	1,42	6,92	1,25	4,25	6,65	9,65	3	1,17	4,51	8,68	1,35	4,35	3	1,42	4,42	3	1,47	4,47
4	6,01	10,01	10,25		20,26	14,25	15,02	29,27	3,00	7,00	4	3,34	7,34	1,89	9,23	1,67	5,67	8,86	12,86	4	1,56	6,02	11,58	1,80	5,80	4	1,90	5,90	4	1,96	5,96
5	7,51	12,51	12,81		25,32	17,81	18,78	36,59	3,76	8,76	5	4,17	9,17	2,37	11,54	2,09	7,09	11,08	16,08	5	1,95	7,52	14,47	2,26	7,26	5	2,37	7,37	5	2,45	7,45
6	9,01	15,01	15,38		30,39	21,38	22,53	43,91	4,51	10,51	6	5,00	11,00	2,84	13,85	2,50	8,50	13,30	19,30	6	2,33	9,03	17,36	2,71	8,71	6	2,85	8,85	6	2,94	8,94
7	10,51	17,51	17,94		35,45	24,94	26,29	51,23	5,26	12,26	7	5,83	12,83	3,32	16,15	2,92	9,92	15,51	22,51	7	2,72	10,54	20,26	3,16	10,16	7	3,32	10,32	7	3,43	10,43
8	12,02	20,02	20,50		40,52	28,50	30,04	58,54	6,01	14,01	8	6,67	14,67	3,79	18,46	3,34	11,34	17,73	25,73	8	3,11	12,04	23,15	3,61	11,61	8	3,80	11,80	8	3,92	11,92
9	13,52	22,52	23,06		45,58	32,06	33,80	65,86	6,76	15,76	9	7,51	16,51	4,26	20,77	3,75	12,75	19,95	28,95	9	3,50	13,55	26,05	4,06	13,06	9	4,27	13,27	9	4,41	13,41

Шпинель Силикат Чермака		Шпинель $MgAl_2O_4$	Силлиманит Силикат Чермака Амезит		Силлиманит Al_2SiO_5	Силикат Чермака $MgAl_2SiO_6$	Амезит $H_4Mg_2Al_2SiO_9$			Анортит $CaAl_2Si_2O_8$			Жадеит $NaAlSi_2O_6$			Пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$			Сфен Перовскит		Сфен $CaTiSiO_5$		Перовскит $CaTiO_3$	Ильменит $FeTiO_3$		Титаномагнетит Fe_2TiO_4		NaCl в содалите			$CaCl_2$ в апатите	
Al_2O_3	MgO		SiO_2				MgO	H_2O	Амез.	CaO	SiO_2	Анорт	Na_2O	SiO_2	Жад.	MgO	SiO_2	Пир.	TiO_2	CaO	SiO_2	Сф.		FeO	Ильм.	FeO	Титан.	Cl	Na_2O	NaCl	CaO	$CaCl_2$
1	0,390	1,390	0,586		1,586	1,976	0,780	0,351	2,717	0,546	1,173	2,719	0,606	2,345	3,950	1,171	1,758	3,929	1	0,683	0,733	2,416	1,683	0,878	1,878	1,757	2,757	1	0,875	1,650	0,789	1,564
2	0,78	2,78	1,17		3,17	3,95	1,56	0,70	5,43	1,09	2,35	5,44	1,21	4,69	7,90	2,34	3,52	7 86	2	1,37	1,47	4,83	3,37	1,76	3,76	3,51	5,51	2	1,75	3,30	1,58	3,12
3	1,17	4,17	1,76		4,76	5,93	2,34	1,05	8,15	1,64	3,52	8,16	1,82	7,03	11,85	3,51	5,27	11,78	3	2,05	2,20	7,25	5,05	2,64	5,64	5,27	8,27	3	2,62	4,95	2,37	4,69
4	1,56	5,56	2,34		6,34	7,91	3,12	1,40	10,86	2,19	4,69	10,88	2,42	9,38	15,80	4,68	7,03	15,71	4	2,73	2,93	9,66	6,73	3,51	7,51	7,03	11,03	4	3,50	6,60	3,16	6,26
5	1,95	6,95	2,93		7,93	9,88	3,90	1,76	13,59	2,73	5,86	13,59	3,03	11,72	19,75	5,86	8,79	19,65	5	3,42	3,66	12,08	8,42	4,39	9,39	8,78	13,78	5	4,37	8,25	3,95	7,82
6	2,34	8,34	3,52		9,52	11,86	4,68	2,11	16,31	3,28	7,04	16,32	3,64	14,07	23,70	7,03	10,55	23,58	6	4,10	4,40	14,49	10,10	5,27	11,27	10,54	16,54	6	5,25	9,90	4,73	9,38
7	2,73	9,73	4,10		11,10	13,83	5,46	2,46	19,02	3,82	8,21	19,03	4,24	16,41	27,65	8,20	12,30	27,50	7	4,78	5,13	16,91	11,78	6,15	13,15	12,30	19,30	7	6,12	11,55	5,52	10,95
8	3,12	11,12	4,69		12,69	15,81	6,24	2,81	21,74	4,37	9,38	21,75	4,85	18,76	31,60	9,37	14,06	31,43	8	5,46	5,86	19,33	13,46	7,03	15,03	14,05	22,05	8	7,00	13,20	6,31	12,51
9	3,51	12,51	5,28		14,28	17,79	7,02	3,16	24,46	4,91	10,56	24,47	5,45	21,10	35,55	10,54	15,82	35,36	9	6,15	6,59	21,74	15,15	7,91	16,91	15,82	24,82	9	7,87	14,85	7,10	14,08

$Ca_3P_2O_8$ в апатите			Серпентин Каолинит		Серпентин $H_4Mg_3Si_2O_9$		Каолинит Анальцим Al_2O_3	Каолинит $H_4Al_2Si_2O_9$	Анальцим $H_2NaAlSi_2O_7$			Мусковит $H_2KAl_3Si_3O_{12}$				Кальцит $CaCO_3$			Na_2SO_4 в содалите			Пирит FeS_2			Фтор, CaF_2 и в апатите			Топаз $Al_2F_2SiO_4$		
P_2O_5	CaO	Апат.	H_2O	SiO_2	MgO	Серп.			Na_2O	SiO_2	Анал.	K_2O	Al_2O_3	SiO_2	Муск.	CO_2	CaO	Кал.	SO_3	Na_2O	Na_2SO_4	S	FeO	Пир.	F	CaO	CaF_2	Al_2O_3	SiO_2	Топаз
1	1,184	2,184	1	3,342	3,337	7,679	2,851	7,193	1,727	6,684	12,262	2,623	8,552	10,026	22,201	1	1,274	2,274	1	0,776	1,776	1	1,122	1,873	1	1,476	2,055	2,700	1,583	4,862
2	2,37	4,37	2	6,68	6,67	15,35	5,70	14,38	3,45	13,37	24,52	5,25	17,10	20,05	44,40	2	2,55	4,55	2	1,55	3,55	2	2,24	3,75	2	2,95	4,10	5,40	3,17	9,72
3	3,55	6,55	3	10,03	10,01	23,04	8,55	21,58	5,18	20,05	36,78	7,87	25,65	30,08	66,60	3	3,82	6,82	3	2,33	5,33	3	3,37	5,62	3	4,43	6,16	8,10	4,75	14,59
4	4,74	8,74	4	13,37	13,35	30,72	11,40	28,77	6,91	26,74	49,05	10,49	34,21	40,10	88,80	4	5,10	9,10	4	3,10	7,10	4	4,49	7,49	4	5,90	8,22	10,80	6,33	19,45
5	5,92	10,92	5	16,71	16,69	38,40	14,25	35,96	8,64	33,42	61,31	13,12	42,76	50,13	111,01	5	6,37	11,37	5	3,88	8,88	5	5,61	9,37	5	7,38	10,27	13,50	7,61	24,31
6	7,10	13,10	6	20,05	20,02	46,07	17,11	43,16	10,36	40,10	73,57	15,74	51,31	60,16	133,21	6	7,64	13,64	6	4,65	10,65	6	6,73	11,24	6	8,85	12,33	16,20	9,50	29,17
7	8,29	15,29	7	23,39	23,36	53,75	19,96	50,35	12,09	46,79	85,83	18,36	59,87	70,18	155,41	7	8,92	15,92	7	5,43	12,43	7	7,85	13,11	7	10,33	14,38	18,90	11,08	34,04
8	9,47	17,47	8	26,74	26,69	61,43	22,81	57,55	13,82	53,47	98,10	20,98	68,42	80,21	177,61	8	10,19	18,19	8	6,21	14,21	8	8,98	14,98	8	11,81	16,44	21,60	12,66	38,90
9	10,66	19,66	9	30,08	30,03	69,11	25,66	64,74	15,54	60,16	110,36	23,61	76,97	90,23	199,81	9	11,47	20,47	9	6,98	15,98	9	10,10	16,86	9	13,28	18,49	24,30	14,25	43,76

Глава III

МАГМЫ И СИЛИКАТНЫЕ СИСТЕМЫ

Магма

Магмой называют природные расплавы, образующиеся в тех частях земной коры, где температура достаточно высока, чтобы силикаты и сульфиды находились в жидком состоянии и где одновременно достаточно велико давление, чтобы удерживать в расплаве также и те летучие вещества, которые присутствуют в магме в больших или меньших количествах.

Следовательно, магма обычно представляет расплав, силикатный или сульфидный, состоящий из жидкой и парообразной фаз. При достаточно низких температурах в магме может появиться также и твердая фаза в виде кристаллов начинающих выделяться минералов.

Магма отличается различной степенью флюидности (вязкости), которая зависит от состава магмы, присутствия в ней летучих компонентов и температуры. Последняя часто играет первенствующую роль в придании магме большой подвижности.

При затвердевании магмы и превращении ее в магматические горные породы она теряет газы и пары воды; следовательно, химический состав ее должен в значительной степени отличаться от состава горных пород, образовавшихся из нее. Поэтому с химической точки зрения горные породы можно определить как магму, затвердевшую и почти лишенную летучих компонентов (минерализаторов).

Тем самым, расплавляя магматическую породу, мы не получаем магмы того же состава, которая дала начало самой горной породе.

Точных сведений о химическом составе магмы мы до сих пор не имеем, так как получить магму с летучими компонентами не представляется возможным и судить о ее составе можно только косвенными путями. Так, например, встречая лакколит лерцолита (Пиренеи) среди осадочных пород, которые по мере приближения к этому лакколиту все более обогащаются щелочными и борными минералами, можно сказать, что в магме, давшей начало этой породе, присутствовали щелочи и бор, которые в ней в настоящее время отсутствуют.

Предполагается, что химический состав пехштейнов, содержащих до 10% воды, особенно близко подходит к химическому составу магмы.

Магма, представляющая собой жидкость, непрерывно находится в движении, в каждый следующий момент изменяя свое положение

в земной коре; по мере охлаждения в ней непрерывно происходят процессы растворения, преобразования, движения, выделения летучих компонентов, кристаллизации, дифференциации, реакций с окружающими породами и т. д.; в конечном результате из магмы получаются разнообразные породы различного состава и структуры.

Среди магм, широко распространенных в земной коре, различают две магмы — *наиболее широко распространенную силикатную* магму, дающую при охлаждении начало магматическим породам крайне разнообразного состава, и *сульфидную* магму, образованную главным образом расплавленными сульфидами, главная масса которых также жидкая, хотя в ней могут присутствовать и газообразная и твердая фазы. Существование сульфидных магм подтверждается существованием сульфидных руд, магматическое происхождение которых так же мало подлежит сомнению, как и — магматических пород. Существуют также и другие магмы, играющие второстепенную роль, именно: окисные, карбонатитовые и др.

В том обстоятельстве, что магма характеризуется как жидкая фаза, к которой присоединяется также и газообразная, — лежит коренное различие между магмами и теми силикатными системами, которые мы изучаем также в виде жидких фаз.

Исследования силикатных систем производятся при чрезвычайно трудных условиях, вызываемых высокими температурами, и газовая фаза обычно отсутствует, так как опыты производятся при нормальном атмосферном давлении.

С другой стороны каждый магматический расплав, каждая магма, обладает более или менее сложным составом, и лишь некоторые магмы дают горные породы, в которых присутствует крайне ограниченное число компонентов; так, магма *анортозитовая*, дает породы, образованные почти исключительно из плагиоклаза, т. е. альбита и анортита; *габбровая* магма отличается тем, что в состав получающихся из нее пород входят иногда только три компонента — альбит, анортит и пироксен; однако и в этих случаях такие магмы характеризуются сравнительно сложным составом.

В отличие от магм, для упрощения процессов и лучшего учета их, экспериментально изучаемые силикатные системы подбираются из компонентов определенного состава либо в виде чистых окислов, например, системы $CaO — Al_2O_3 — SiO_2$ или $MgO — Al_2O_3 — SiO_2$ и т. д., либо — в виде групп минералов вполне определенного и простого состава, например, альбит-анортит-волластонит; кварц-клиноэнстатит и др. Примеси, которые могли бы нарушать условия кристаллизации и с трудом могли бы быть учтены, полностью устраняются.

Поэтому при петрогенетических исследованиях применяются силикатные системы, частью охарактеризованные выше, отличающиеся тем, что они могут быть однокомпонентными, двухкомпонентными, трехкомпонентными; редко удается изучать системы из четырех и большего числа компонентов (поликомпонентные системы); упрощая поликомпонентную систему, сводим ее к трехкомпонентной, например, систему $SiO_2 — Al_2O_3 — Na_2O — K_2O — CaO$ сводим к системе альбит-анортит-ортоклаз, т. е. $NaAlSiO_3O_8 — CaAl_2Si_2O_8 — KAlSi_3O_8$.

Необходимость применять при опытах исключительно чистые компоненты, состав которых точно учтен, обусловлена тем, что эти

примеси могут оказывать чрезвычайно сильное влияние на ряд физических свойств силикатного расплава, как например, на температуру плавления, на вязкость расплава, на кристаллизацию его и т. д.

Силикатные системы и диаграммы, описанные ниже, получены в результате опытов, проведенных вполне чистыми компонентами, к тому же — с малым числом последних в одной системе. Как увидим далее, лишь в исключительных случаях удается ставить, притом с большим трудом, аналогичные опыты при высоких температурах и при большом давлении. В этом случае силикатные системы более приближаются к природным магматическим, так как в таких опытах мы имеем дело не только с жидкой, но одновременно и с газообразной фазами.

Температура плавления минералов

Температуры плавления минералов, в особенности силикатов, определяются с большими затруднениями. Одна из основных причин заключается в том, что часто не известно, с какого именно момента следует считать наступление плавления минералов — с момента ли начала плавления или с момента полного их расплавления. Оказывается, как показали опыты, температуры в эти моменты неодинаковы и могут сильно отличаться между собой.

Дельтер, много работавший по определению температуры плавления минералов, считает, что точке плавления соответствует начало плавления минералов. Наоборот, Грен считает, что точкой плавления может считаться только момент полного расплавления минерала и получения полного перехода твердой фазы в жидкую. Поэтому разница в определениях температуры плавления ряда минералов различными исследователями часто достигает 10—30°.

Большое влияние на температуру плавления оказывают также примеси, хотя бы они присутствовали иногда и в ничтожно малых количествах; к числу их принадлежат прежде всего щелочи, далее — окислы железа, титана и др.

Примеси других веществ могут в некоторых случаях повышать температуру плавления, как, например, окись магния, окись алюминия, часто также и окись кальция.

Так как примеси к одному и тому же минералу в различных горных породах или в различных месторождениях могут быть различны, температура плавления его не будет вполне одинакова; иногда разница этих температур достигает 30° и более.

Влияние вязкости. Большое влияние на определение температуры плавления оказывает также вязкость расплава самого минерала, в значительной степени затрудняющая определение температуры. Как показали опыты Жолли, при очень медленном нагревании минералов состояние вязкости в них может не проявляться; в таком случае обе точки, о которых говорилось выше, — точка начала плавления и точка его окончания — совпадают. Опыты того же автора показали, что многие минералы обнаруживают значительно более низкую температуру плавления, чем та, которая обычно определяется, так как при определении проявилась более или менее значительная вязкость плавящегося минерала. Им установлено, что если опреде-

лять обычными методами температуру плавления кварца, получаем для нее число равное 1700°; если же нагревать тонкие нити кварца, то они начинают переходить в вязкое состояние уже при 900°.

Температура плавления породообразующих минералов. Определение температуры плавления большого числа породообразующих минералов, главным образом силикатов, показало, что температуры плавления их колеблются чаще всего в пределах между 1150 и 1300°. Ниже приведены данные по температуре плавления породообразующих минералов:

Периклаз	MgO	2800°
Шпинель	$MgAl_2O_4$	2135°
Корунд	Al_2O_3	2050°
Циркон	$ZrSiO_4$	1900°
Форстерит	Mg_2SiO_4	1890°
Лейцит	$KAlSi_2O_6$	1820—1830°
Кристобалит	SiO_2	1713° ± 10°
Тридимит	SiO_2	1670° ± 10°
Кварц	SiO_2	около 1600°
Рутил	TiO_2	1700°
Фторапатит	$Ca_4(CaF)P_3O_{12}$	1650°
Клиноэнстатит	$MgSiO_3$	1557° (инконгруентное плавление)
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	1550°
Нефелин (карнегинит)	$NaAlSiO_4$	1526°
Плавиковый шпат	CaF_2	1387° (Дэй)
Диопсид	$CaMg(SiO_3)_2$	1391°
Кальцит (при 1 000 *am*)	$CaCO_3$	1340°
Мусковит		1280°; 1255°
Титанит	$CaTiSiO_5$	1220°
Магнетит	Fe_3O_4	1185°
Слюды	разные	1130—1230°
Ортоклаз	$KAlSi_3O_8$	1170° (инконгруентное плавление)
Пирротин	Fe_mS_n	1185° ± 15°
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	1100° ± 10°
Файалит	Fe_2SiO_4	1065°
Акмит	$NaFe(SiO_3)_2$	990° (инконгруентное плавление)
Разные пироксены		925—1400°
Амфиболы		1025—1085°
Арфведсонит		720° (Дельтер)

Процесс выделения из магмы не находится в прямой зависимости от температуры плавления. Основная причина — растворимость их в магме и реакционные отношения между магмой и выделившимися минералами.

Электропроводность магмы и силикатных расплавов. Так как магматический расплав является расплавом, состоящим из диссоциированных в большей или меньшей степени молекул различного состава, в ряде случаев может оказать помощь знание электрических свойств расплавов отдельных минералов. Эти свойства пока очень мало изучены.

Каждый минерал характеризуется тем, что по мере повышения температуры повышается его электропроводность.

Из нескольких минералов, обладающих различной сложностью состава, т. е. участием в их составе большого количества молекул различного рода, проводит ток лучше минерал более сложный, чем

минерал с более простой структурой. Кроме того, повышается электропроводность и по мере повышения молекулярного веса.

Магма, насыщенная парами воды и минерализаторами, особенно способна к дифференциации и лучше проводит электричество, чем магма, обедненная газовой фазой.

Опыты Сорреля показали, что газы являются особенно хорошими проводниками электричества. Следовательно, проводимость увеличивается вместе с повышением температуры газов; в то же время она понижается с повышением давления.

Крупнейшее значение в петрогенезисе имеет вязкость магмы: по мере повышения температуры она понижается, а вместе с понижением вязкости магмы увеличивается электропроводность расплавленной силикатной массы (следовательно, и магмы). Расплавленный кварц — очень плохой проводник электричества; в то же время в кислых магмах, несмотря на присутствие большого количества SiO_2, электропроводность магм, даже вязких, — довольно высокая; это связано с электролитической диссоциацией полевых шпатов, в частности альбита и ортоклаза.

Благодаря опытам в направлении изучения электропроводности магм удалось установить, что магму нельзя сравнивать с металлами; в металлах с повышением температуры электросопротивление повышается, в то время как в расплавленных силикатах оно понижается.

Дельтер, как и ряд других минералогов и петрографов, приходит, в частности, на этом основании к выводу относительно того, что магмы необходимо рассматривать как систему, состоящую из диссоциированных и недиссоциированных молекул.

Вязкость магмы и силикатных расплавов

Вязкость магмы имеет огромное значение в процессах ее кристаллизации и дифференциации. Чем больше вязкость магмы, тем соответственно меньше текучесть ее, тем медленнее происходит процесс диффузии, играющий крупную роль при кристаллизации магмы: в ней замедляется рост кристаллов, затрудняется передвижение кристаллов и летучих компонентов (если они в ней выделяются), затрудняется передвижение самой магмы.

Большую роль играет вязкость также в процессах интрузии и эффузии магмы.

Вязкость обусловлена тем, что молекулы жидкости при взаимном передвижении оказывают более или менее сильное влияние друг на друга. Получается сила трения, которая зависит от скорости относительного движения молекул; скорость v_1 прилипшей молекулы будет равна скорости движущейся — v_2. Разность скоростей их будет равна 0. Если разность скоростей двух молекул равна $v_1 - v_2$ (сила вязкости), d — толщина слоя молекул, s — сечение их, η — удельный коэфициент вязкости, f — сила трения, зависимая от скоростей, — получим формулу:

$$f = \eta \cdot s \frac{v_1 - v_2}{d},$$

через η обозначается текучесть жидкости.

Стокс предложил для характеристики вязкости следующую формулу:

$$x = \frac{(d_1 - d_2)\, R^2 \cdot 2g}{9\eta},$$

где x — расстояние, которое проходит шарик, погружаясь в жидкость определенной вязкости, R — радиус шарика, g — напряжение силы тяжести, η — вязкость, d_1—d_2 — разность между плотностями шарика и жидкой среды.



Рис. 8. „Игла" на горе Пеле, о. Мартиника.

Расстояние x зависит, таким образом, от плотности шарика и жидкой среды и от величины радиуса шарика.

Вязкость обратно пропорциональна этому расстоянию или скорости движения шарика.

Присутствие в магме минерализаторов значительно уменьшает ее вязкость; наоборот, потеря магмами минерализаторов сильно увеличивает вязкость не только кислых, но и средних магм, и значительно меньше влияет на вязкость основных магм.

Значительную вязкость (малую подвижность) магмы можно видеть на примере извержения горы Пеле (рис. 8), где в результате удаления газовой фазы из андезитовой магмы получилась чрезвычайно густая, вязкая масса, образовавшая «иглу». Наоборот, лава Гавайских островов всего в 20 раз более вязка, чем вода. Наблюдалась скорость ее течения до 17,7 *км*/час (рис. 9).

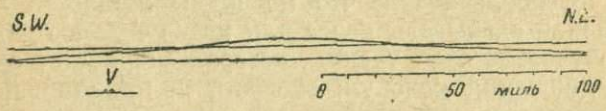


Рис. 9. Схематический разрез через вулкан Мауна Лоа.

Кислая магма, отличающаяся чрезвычайно большой вязкостью, медленно перемещающаяся и еще более медленно кристаллизующаяся, в ряде случаев приобретает чрезвычайно большую подвижность (аплитовые и пегматитовые образования в земной коре). Магма такого рода может содержать значительные количества летучих ве-

ществ, весьма сильно повышающих ее подвижность или, другими словами, уменьшающих ее вязкость.

Если магма, обогащенная газовой фазой, попадает в условия, при которых газы из данной камеры, из данной пустоты не могут удаляться, то, при медленном остывании, наступают условия, чрезвычайно благоприятствующие кристаллизации: в такой пустоте получаются крупные кристаллы отдельных минералов. Таковы пегматитовые жилы и выделения, выполняющие крайне неправильной формы камеры, в которых образуются кристаллы иногда огромных размеров.

Но если до начала кристаллизации стенки той пустоты, куда проникла магма с минерализаторами, были смяты и разбиты трещинами, газовая фаза легко удаляется из пустоты; в таком случае вязкость магмы увеличивается; в результате этого кристаллизация будет в значительной степени затруднена.

Следовательно, уже геологическая обстановка может оказать крупное влияние на вязкость магмы, изменяя содержание H_2O и минерализаторов в ней.

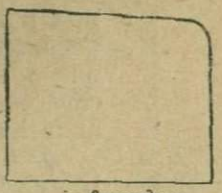


Рис. 10. Схематическая диаграмма флюидности лавы „аа" (по Вашингтону).

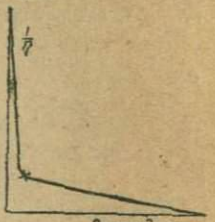


Рис. 11. Схематическая диаграмма флюидности лавы „пахоехое" (по Вашингтону).

Влияние присутствия газов на вязкость хорошо проявляется в двух типах лав: «аа» и «пахоехое». Лава «аа»— более легкоподвижна, отличается более значительным содержанием летучих компонентов, в связи с чем быстро кристаллизуется; наоборот, магма «пахоехое» — малоподвижная, бедна газами, при застывании дает стекло, так как вязкость ее увеличена и она не может кристаллизоваться.

Согласно Эмерсону (1926), при охлаждении «аа»-лавы флюидность ее (величина обратно пропорциональная вязкости) остается почти без изменения в течение долгого времени; поэтому она течет, как глетчерный лед, после чего флюидность ее сразу падает, когда вся масса ее уже закристаллизовалась. Наоборот, при охлаждении лавы типа «пахоехое» флюидность с падением температуры очень быстро уменьшается (рис. 10 и 11).

Большое влияние на вязкость имеет также и температура магмы в каждый данный момент. Кислотность магмы оказывает влияние на температуру плавления магмы в присутствии газовой фазы. Чем магма более кислая, тем ниже температура ее плавления, достигая всего около 800—1000°; чем она более основная, тем температура плавления ее выше и достигает в базальтовой магме 1200—1300°, в более основных — еще более высокой.

На процесс кристаллизации высокая температура влияет в обратном направлении; в результате этого мы обычно наблюдаем среди основных магм особенно крупнозернистые структуры.

Влияние давления на вязкость магмы. Вязкость магмы зависит также и от давления. Чем больше давление, тем больше вязкость магмы при одном и том же составе ее. Магма, поэтому, на глубине

находится в вязком пластичном состоянии; при выходе на поверхность, где давление сводится к одной атмосфере, она переходит в мало вязкое, жидкое состояние, тем более подвижное, чем меньше SiO_2 содержится в магме.

Возможно, что то давление, которое получается во время излияния особенно крупных масс базальтовых магм, вызывает в различной степени увеличение вязкости магмы внутри одного и того же мощного покрова. В крупных массах магм, находящихся в недрах земли, как мы видели выше, при высоких температурах, с увеличением глубины, стадии состояния вязкости магмы будут сменяться в такой последовательности: *минимальная вязкость — разжиженное состояние — максимальная вязкость.*

Опыты при давлении 10 000 *ат* показывают, что давление значительно увеличивает вязкость некоторых жидкостей. Полевые наблюдения над структурой гранитов показывают, что вязкость гранитных магм, находящихся под большим давлением, перед концом кристаллизации очень велика, — этим можно объяснить образование в них трещин, заполняемых аплитами и лампрофирами.

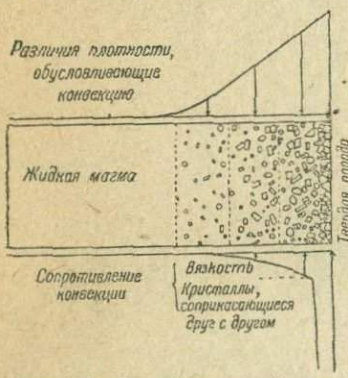


Рис. 12. Схематический разрез через краевую часть магматического бассейна в период кристаллизации магмы. Стрелки указывают на вероятные силы, которые вызывали конвекцию и препятствовали ей.

Влияние примесей на вязкость магмы. Примеси, присутствующие в магме, могут влиять в одних случаях в направлении уменьшения вязкости ее, в других — в направлении увеличения ее.

К числу примесей, уменьшающих вязкость, относятся отчасти CaO, далее H_2O, различные соли; однако с увеличением давления влияние их может в значительной степени уменьшаться.

Влияние размеров очага на вязкость магмы. К числу факторов, косвенно влияющих на вязкость, можно отнести также и влияние размеров очага: чем больших размеров достигает очаг, тем медленнее протекает процесс остывания и тем дольше поддерживается малая вязкость магмы, тем больше сохраняется легкоподвижность ее и способность ее к кристаллизации.

Влияние на вязкость магмы процесса кристаллизации. По мере увеличения количества кристаллов, магма становится все более и более вязкой; тем самым затрудняется ее передвижение. Пока в магме 50% кристаллов, она может изливаться. При 80% — она становится особенно вязкой, на нее влияет давление, вызывая процессы пьезокристаллизации. Одновременно могут происходить также процессы фильтрпрессования ее, когда кристаллы приходят в соприкосновение друг с другом (рис. 12); они в таком случае образуют как бы сетку, в пустотах которой сохраняется жидкость; при сдавливании такой системы сетка из кристаллов играет роль фильтра, через который при давлении (прессовании) выдавливается жидкость (фильтрпрессование).

Определение вязкости магмы в расплавленных горных породах. При определении вязкости силикатных расплавов, играющей круп-

ную роль в петрогении, петрургии и металлургии, применяются различные методы: метод падающего шарика с противовесом, метод вращающегося цилиндра из платины (Воларович) и др.

При пользовании методом вращающегося цилиндра Воларович применял обычную формулу:

$$\eta = K \frac{P}{\Omega},$$

где η — вязкость, P — величина падающего противовеса после вычета собственного трения шара, Ω — угловая скорость вращения внутреннего цилиндра и K — константа, установленная путем градуирования прибора; контрольные исследования определения этого коэфициента производятся при помощи $Na_2B_4O_7$ и B_2O_3 при температуре до 900°.

Опыты проводились Воларовичем с различными породами, в частности, с основными — базальтами, диабазами, андезитами, тешенитами; как видно на рис. 13, установлено резкое увеличение вязкости с понижением температуры. При низких температурах основные породы обнаруживают ненормальную вязкость; это связано с началом процесса кристаллизации.

Связь между текучестью данной жидкости и ее вязкостью обратно прямолинейная.

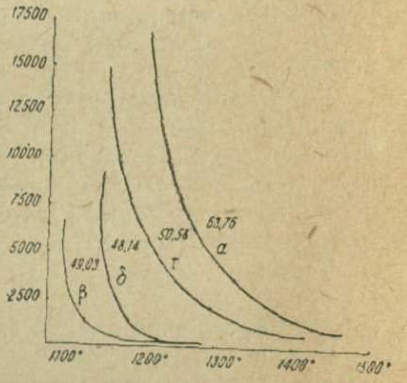


Рис. 13. Вязкость расплавленной массы пород (по Воларовичу).
α — андезит; τ — тешенит; δ — диабаз (Карелия); β — базальт (Закавказье) с указанием содержания кремнекислоты.

Вязкость обычно измеряется специальными единицами, названными Максвеллем пуазами, обозначающими тангенциальную силу на квадратный сантиметр неподвижной поверхности, отделенной слоем жидкости в 2 *см* толщиной от другой поверхности, движущейся с единицей скорости в горизонтальном направлении.

Согласно Г. Морею (1932) вязкость силиката калия (от $K_2O \cdot 2SiO_2$ до $K_2O \cdot 4SiO_2$) при 500° равна примерно от 10^{12} до 10^{15} пуазов; при содержании воды от 10 до 15%, вязкость его уменьшается до 1 000 пуазов и даже до 100 пуазов; это также указывает на значительную роль воды и других веществ в уменьшении вязкости магмы.

Процессы кристаллизации

Отдельные частицы вещества, постепенно накопляясь в определенном пространстве, взаимно притягиваясь, образуют в конце концов элементарную пространственную решетку, с чего и начинается рост кристалла.

Для того чтобы мог образоваться центр кристаллизации, естественно, должны столкнуться не менее восьми частиц.

Чем больше концентрация раствора или вообще частиц данного вещества в данном объеме, тем больше сила притяжения между ними благодаря уменьшению взаимных расстояний и тем более

вероятна возможность одновременного столкновения восьми частиц.

Кристаллизации способствует также понижение температуры, так как оно замедляет скорость движения частиц и облегчает действие силы притяжения между ними и самопроизвольное образование зародышей.

После возникновения первичного простейшего ядра кристаллизации (центра кристаллизации), представленного как минимум восьмью частицами, начинается рост кристалла путем присоединения к первому кристаллическому центру новых частиц. Так идет образование кристаллов, отличающихся от аморфного вещества определенным закономерным расположением частиц.

Дальнейшая скорость роста кристаллов обусловливается иными причинами, чем начальные моменты образования центров кристаллизации или зародышей кристаллов; именно, основную роль начинает играть диффузия.

Роль затравок при кристаллизации. Во время остывания расплавленной массы, в частности силикатной, кристаллизация может задерживаться благодаря процессу переохлаждения (пересыщения). Если в такой переохлажденный расплав бросить кристалл вещества, пересыщающего данный раствор, или вещества изоморфного с ним, то присутствие такого кристалла вызывает кристаллизацию.

Такая спонтанная или искусственно вызванная, запоздавшая кристаллизация может повести и к изменению порядка кристаллизации минералов в данном расплаве.

Большим затруднением при проведении опытов такого рода является то, что магма слишком вязка и не поддается кристаллизации, как видно из сказанного выше. Большое значение в смысле благоприятствования кристаллизации, как показали опыты с расплавами, имеют также такие вещества как вольфрам и молибден, понижающие вязкость расплава и тем способствующие большему или меньшему устранению пересыщения расплава.

В качестве примеров такого рода опытов можно привести следующее.

Расплав из 3 частей геденбергита и 1 части анортита, без применения затравок, дает при остывании снова анортит и геденбергит; оба образуются снова, так как для их образования не нужна газовая фаза. Если к тому же расплаву прибавить после переохлаждения осколок анортита, получается агрегат иного минералогического состава, именно, выделяются — анортит, магнетит и стекло; геденбергит не образуется.

Опыты такого рода имеют большое петрогенетическое значение, так как они указывают на то, что при кристаллизации из сухого расплава ряд минералов не получается, а присутствие затравки может изменить характер выделения минералов и вызвать появление совершенно новых минералов, устойчивых в условиях высоких температур и низких давлений.

Газовые примеси, облегчающие кристаллизацию определенных минералов, играют особенно крупную роль при кристаллизации таких вязких силикатных масс, какими являются кислые магмы. Магма основная, с большим содержанием Mg, Ca, Fe и малым — кремнекислоты, щелочей и Al, не нуждается в такого рода минерализато-

рах. В присутствии газовой фазы кислая магма не уступает во *флюидности и способности к кристаллизации магме основной.*

Газовая фаза влияет также на формы выделяющихся кристаллов в последней фазе.

Скорость роста кристаллов. При изучении процессов кристаллизации большое значение имеет скорость роста кристаллов в магме.

Скорость роста кристаллов измеряется линейным увеличением (в миллиметрах) кристалла в единицу времени по определенному направлению.

Скорость роста сначала незначительна, затем увеличивается и позже снова уменьшается. Наибольшая скорость роста получается, когда переохлаждение достигнет 40—50°.

Наибольшая скорость роста наблюдается у авгита; на его кривой роста также можно видеть подъем, затем наибольшую скорость и в конце *падение скорости.*

Сравнительная таблица скорости роста кристаллов отдельных минералов (по Дельтеру)

Скорость роста	авгита	принимается за 100
„ „	лабрадора	— 35, т. е. в 3 раза меньше
„ „	оливина (мало FeO)	от 15 до 50
„ „	„ (много FeO)	от 50 до 100
„ „	лейцита	„ 15 до 20
„ „	магнетита	„ 5 до 10
„ „	мейонита	„ 10 до 15

Скорость кристаллизации вначале возрастает с понижением температуры; по мере понижения температуры возрастает число центров кристаллизации, при условии малой вязкости среды, что способствует диффузии.

Число центров зависит от ряда причин; среди них имеет значение присутствие в расплаве или растворе тех мельчайших частиц, которые могут способствовать зарождению кристаллов, степень концентрации раствора, возможность образования центров роста, степень вязкости расплава и скорость охлаждения. Образовавшиеся центры роста кристаллов постепенно увеличиваются, и в конце концов вся жидкая масса превращается в твердый агрегат.

Кристаллизационная способность магмы измеряется числом центров роста кристаллов, которые образуются в единице объема расплава (магмы) через определенный промежуток времени.

Если в тот момент, когда рассматривается капля расплава под микроскопом, не видно появления ни одного кристалла, скорость перехода расплава в кристаллическое состояние равна 0. Наблюдая через некоторое время появление кристалликов в капле и сосчитывая число кристалликов, появляющихся в ней через определенные промежутки времени, равные друг другу, определяем скорость перехода расплава в кристаллическое состояние. Мы можем при этом получить такие числа:

Время	5	10	15	20	25	30	35
Число центров	0	2	5	9	9	9	7

По этим числам составляем кривую. Кривая эта — весьма характерна.

Показательным для центров кристаллизации является то, что вблизи точки затвердевания число их в значительной степени умень-

шается и увеличивается на несколько более ранних стадиях остывания, где достигает максимального размера; при дальнейшем повышении температуры оно сводится к 0.

В том случае, когда температура расплава близка к температуре застывания, получаются крупные кристаллы, при более низких температурах — мелкие [1].

По мере понижения температуры расплава увеличивается вязкость его, притом неодинаково для расплавов различного состава. Так, например, гранитные расплавы, богатые щелочами и кремнекислотой, дают вязкую жидкость задолго до полного затвердевания и соответствующего ее охлаждения; наоборот, базальтовые магмы, богатые магнием и железом, бедные кремнекислотой, отличаются очень малой вязкостью даже при температурах, близких к температуре застывания.

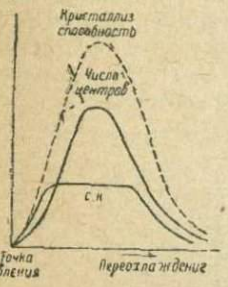


Рис. 14. Связь между кристаллизационной способностью и переохлаждением (по Таманну).

При особенно быстром застывании расплава или при значительной вязкости его совершенно устраняется возможность образования кристаллических центров; происходит почти полное прекращение их роста на начальных стадиях его; в конечном результате получается аморфная масса, которая лишь в твердом состоянии и в общем без изменения температуры может постепенно перекристаллизоваться.

Зависимость между числом центров кристаллизации, скоростью роста кристаллов и кристаллической способностью была установлена Таммaном.

Как известно, под точкой плавления понимается кинетическое равновесие между определенным числом атомов, в единицу времени переходящих из кристаллической фазы в изотропную жидкую фазу, с одной стороны, и равным числом атомов, которые образуют в то же время кристаллическую решетку, — с другой.

В самой точке плавления не может быть и речи о росте кристаллов и новообразованиях центров кристаллизации; следовательно, число центров кристаллизации и скорость кристаллизации (*СК*) равны 0 (рис. 14).

Если происходит переохлаждение, что связано в значительной степени с слишком большим увеличением вязкости расплава, число центров кристаллизации заметно не увеличивается; также не заметно увеличения скорости кристаллизации уже ранее образовавшихся кристаллических центров — кристаллизация задерживается иногда на чрезвычайно долгое время.

В условиях нормальной вязкости жидкости число центров роста увеличивается, скорость кристаллизации также увеличивается, но только до определенного предела, после чего идет на убыль; снова

[1] Проф. И. Ф. Пономаревым был предложен простой способ определения кристаллизационной способности силикатов. Расплав вводится в платиновой лодочке в печь, так что в разных частях лодочки устанавливается различная температура. Изучая состояние расплава в разных частях, можно подсчитать количество кристаллов в определенном объеме, образовавшихся в единицу времени. *Прим. ред.*

все значения как чисел центров кристаллизации, так и скорости кристаллизации и способности кристаллизации сводятся к 0. По мере увеличения вязкости все кривые становятся более низкими и растянутыми, т. е. уплощаются.

Это все имеет большое значение при разрешении ряда вопросов как петрогенезиса, так и связанных с практикой, например, кристаллизация стекла, каменное литье и пр.

Дельтер располагает минералы в такой последовательности:

I. Наибольшая способность кристаллизации: окислы, представленные корундом, железным блеском, шпинелью.

II. Несколько более слабая способность кристаллизации: магнетит, оливин, бронзит, гиперстен, авгит.

III. Значительно меньшая степень способности кристаллизации: нефелин, анортит, лабрадор, лейцит.

IV. Особенно слабая способность кристаллизации: щелочные полевые шпаты (альбит и ортоклаз).

V. Наименьшая способность кристаллизации: кварц.

Характерно, согласно Киттлю, то, что ортосиликаты в общем способны образовать большое число индивидуумов при малых размерах кристаллов, в то время как метасиликаты, наоборот, отличаются способностью к образованию меньшего числа кристаллизационных центров, но зато дают лучше образованные кристаллические индивидуумы.

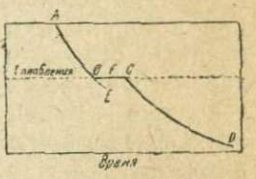


Рис. 15. Ход нормальной кристаллизации при переохлаждении.

Смешанные кристаллы часто хуже кристаллизуются, чем каждый компонент их в отдельности; щелочные силикаты обычно обладают меньшей способностью кристаллизации, чем щелочноземельные или железистые, за исключением литиевых силикатов.

Присутствие глинозема до известной степени понижает способность кристаллизации силикатов.

Скорость кристаллизации различных силикатов различна: в среднем можно считать ее близкой к 20 *µ/мин*. Конечно, на скорость влияет состояние жидкости, присутствие в ней минерализаторов и другие факторы.

Магмы различного состава, как было указано в свое время Тамманом, обладают неодинаковой способностью кристаллизации. Для того чтобы магма могла начать кристаллизоваться, она должна несколько переохладиться (рис. 15).

В то же время в ряде случаев, в зависимости от степени вязкости магмы, последняя переохлаждается без проявления признаков кристаллизации; кристаллизация ее начинается в переохлажденном состоянии при температурах, более или менее отличающихся от температур плавления тех компонентов, которые в ней присутствуют, т. е. при более низких температурах, чем температуры плавления этих компонентов. Магмы различного состава обладают различной способностью к переохлаждению и к переходу их в кристаллическое состояние; способность эта при разных физико-химических условиях может быть различна.

Кристаллизации способствуют два обстоятельства: скорость перехода магмы в кристаллическое состояние и скорость роста кристал-

лов; оба фактора помогают друг другу в одном и том же направлении.

Может быть три случая:

1. В поле зрения имеется ограниченное число центров кристаллизации, находящихся на сравнительно больших расстояниях один от другого; скорость кристаллизации малая; кристаллы получаются сравнительно крупных размеров.

2. В поле зрения центров кристаллизации много, скорость кристаллизации наибольшая; поэтому вся среда переходит сравнительно быстро в кристаллическое состояние; но так как центров кристаллизации много, получающиеся кристаллы обладают малыми размерами.

3. В поле зрения число центров кристаллизации невелико; скорость кристаллизации большая; также происходит полная кристаллизация магмы, кристаллы сравнительно крупные.

То же происходит в природной обстановке, где наблюдается несколько фаз кристаллизации в зависимости от изменений физико-химических условий, при которых остывает магма. Например, влияние оказывают: увеличение вязкости, замедляющее кристаллизацию, появление большого числа центров роста кристаллов, время, в течение которого продолжается та или другая фаза кристаллизации, а также относительное количество в магме летучих компонентов и характер процесса накопления в последних фазах. Естественно, что основные и кислые магмы должны обладать различным характером этих стадий кристаллизации при остывании в определенных условиях.

При кристаллизации кислых магм мы можем наблюдать такие фазы ее:

А. Медленная кристаллизация при высокой температуре. Благодаря последней магма обладает малой вязкостью. Образуются немногочисленные кристаллы крупных размеров.

В. Более замедленная кристаллизация и увеличение числа центров кристаллизации. Образуется основная масса порфировых пород.

С. Остаточная магма, накопляясь, дает начало пегматитам.

А — особенно характерно для основной магмы, В — для средней и кислой магм, и, наконец, С — остаточная магма — для пегматитов.

В природных условиях основные магмы в общем более крупнозернисты, чем кислые, например, габбровые породы более крупнозернисты, чем гранитные.

В некоторых случаях вовсе не происходит кристаллизации магмы, например, при большом содержании в ней щелочей и кремнекислоты; в таком случае получается лишь стекловатая масса. Ортоклазовая порода, состоящая почти исключительно из ортоклаза, без достаточного количества газовой фазы, — застывает в виде стекла, в отличие от оливина и авгита, прекрасно кристаллизующихся и без наличия газов.

Это различие находится в непосредственной зависимости от вязкости расплава и величины ее.

Если внутреннее трение расплава, т. е. его вязкость, слишком велика, то к центру кристаллизации не поступают молекулы того материала, который должен итти на постройку кристаллической решетки, и получается стекловатая масса.

Стекловидное состояние. Сходство между стеклами и жидкостями заключается в том, что в обоих случаях частицы располагаются в хаотическом беспорядке. Однако различие, и притом очень резкое, заключается в том, что в то время как в настоящей жидкости все частицы находятся в состоянии свободного передвижения, в стекле все они закреплены в одном и том же положении и почти не имеют поступательного движения.

При охлаждении настоящей жидкости в стекло наблюдаются уменьшение объема и переходная зона между температурами T_{cm} и $T_{эк}$, т. е. получается аномальная полоса вязкой жидкости с постепенным уменьшением объема ее.

В том случае, когда происходит кристаллизация раствора, в том числе и силикатного, молекулярная концентрация находится в зависимости и от температуры; и для каждого отдельного раствора имеется характерная постоянная, как видно из уравнения:

$$\Delta T = k\mu,$$

где T — абсолютная температура, μ — молекулярная концентрация и k — постоянная.

Для переохлаждения силикатных расплавов очень характерны формы, в которых образуются те или другие кристаллы тех или иных веществ и минералов. Общие критерии этого установить очень трудно.

Широко распространено появление при остывании переохлажденных расплавов микролитов, например, плагиоклаза, характеризующихся скелетными очертаниями, как например, скелетные кристаллики олигоклаз-альбита Ab_3An_1, описанные Иддингсом. В переохлажденных кварцево-порфировых магмах наблюдаются скелетные кристаллики кварца, внешние очертания которых очень сходны с нормальными кристаллами его, но состоят только из тонкой пустотелой скелетной решетки с небольшим количеством вещества кварца; пустоты выполнены стеклом.

Сферолиты. Особенно часто при переохлаждении в технической практике наблюдается образование сферолитов. Они же широко развиты в переохлажденных магматических породах (липаритах, кварцевых порфирах и др.). Сферолиты состоят из тонких удлиненных игольчатых образований, расходящихся по всем возможным направлениям из одного центра; острия этих игольчатых образований располагаются на поверхности шара. Число и величина сферолитов могут быть крайне разнообразны в зависимости от состава переохлажденного расплава и от условий, при которых он застывает.

Объясняется образование сферолитов тем, что в переохлажденной жидкости на поздних стадиях ее переохлаждения могут появляться разрозненные центры кристаллизации; затем начинается чрезвычайно быстрая кристаллизация, при которой кристаллы растут по одному направлению с некоторыми, в общем незначительными, отклонениями от него.

Опыты Бакена с органическими веществами показали, что рост сферолитов наблюдается только при особенно значительном переохлаждении с преобладанием тех направлений роста, которым соответствуют наибольшие скорости роста кристаллизованного вещества

вообще; благодаря этому в ряде случаев кристаллы могут приобретать волосовидную форму.

Если удавалось искусственно задерживать кристаллизацию, уменьшать переохлаждение в опыте Бакена, получались полиэдрические кристаллы. При полном отсутствии переохлаждения, например, всего около 0,5°, получались даже шаровые формы.

Роль давления. Роль давления заключается в том, что магма при особенно больших давлениях может не начать кристаллизоваться. Когда магма, перемещаясь по направлению кверху, достигает земной поверхности, давление в ней уменьшается. Одновременно благодаря тому, что растворимость минералов увеличивается, происходит растворение или ресорбция ранее выделившихся минералов, которые растворяются полностью, либо частично.

Так как одновременно оказывают влияние низкая температура и быстрое охлаждение, увеличивается вязкость магмы; получаются мелко- или тонкокристаллические структуры или структуры стекловатые, когда кристаллизация вовсе не происходит.

Иногда, в случае переохлаждения магмы или усиления вязкости ее, могут присутствовать одновременно две фазы — кристаллическая (тонкокристаллическая) и стекловатая; при этом стекловатая магма, благодаря указанным выше условиям, оказывается построенной из стекла и удлиненных кристалликов, столбиков и иголочек. Это характерно для основной массы ряда базальтов, андезитов и других излившихся пород.

Смена температур и давления в ряде случаев является одной из причин образования зонарных структур.

Пирогенные минералы

Пирогенными минералами называются такие, которые образуются в магмах во время их кристаллизации. Так как в составе магм главную роль играют O и Si, естественно, что главная масса пирогенных минералов представляет собой либо простое соединение Si и O в виде SiO_2, образующее кварц или иные модификации кремнекислоты, или соединения SiO_2 с различными другими окислами; среди последних особенно важную роль играют две группы их: 1) щелочные окислы, к которым принадлежат главным образом K_2O, Na_2O и 2) окислы магнезиально-железистые Fe_2O_3, FeO, MgO; промежуточное положение занимает CaO, образующий то алюмосиликаты, то — вместе с магнезиально-железистыми окислами — метасиликаты.

Кроме того, SiO_2 чрезвычайно часто дает соединения с широко распространенным окислом Al_2O_3. Характерно, что щелочи и значительная часть CaO образуют сложные соединения, в состав которых кроме щелочей и кремнекислоты, входит также и глинозем; получаются алюмосиликаты; в состав молекул магнезиально-железистых окислов в большем числе случаев глинозем не входит.

Другие окислы и соединения присутствуют в пирогенных минералах только в ограниченном количестве.

Большое значение как в процессе образования пирогенных минералов, так и в самом составе их имеют галоиды, в первую очередь, F, иногда Cl, далее H_2O часто в виде OH, реже B и другие летучие элементы. В то время как эти летучие элементы в магме играют

огромную роль, в составе магматических пород роль их, за немногими исключениями, второстепенна.

Для SiO_2 характерно, что она часто может выделяться в виде чистой SiO_2, которая дает минералы, имеющие постоянный состав, представленные различными многочисленными модификациями. Как редкое исключение среди других породообразующих минералов, SiO_2 не дает изоморфных смесей с другими веществами [1].

Обычно кремнекислота дает ряд кислот, среди которых различаются:

1. Ортокремневая кислота $H_4SiO_4 = 2H_2O \cdot SiO_2$. Характерными минералами для солей ортокремневой кислоты могут служить следующие: среди первой группы минералов — щелочных — нефелин $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 = 2NaAlSiO_4$; среди второй группы — магнезиально-железистых минералов — оливин $2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2 = (Mg, Fe)_2SiO_4$; среди Ca-силикатов — анортит $CaOAl_2O_3 \cdot 2SiO_2 = CaAl_2Si_2O_8$.

2. Метакремневая кислота $H_2SiO_3 = H_2O \cdot SiO_2$. Характерными минералами являются следующие; из числа щелочных алюмосиликатов — лейцит $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 = 2KAlSi_2O_6$, из числа магнезиально-железистых — энстатит $(Mg, Fe)O \cdot SiO_2 = (Mg, Fe)SiO_3$. Сюда же относятся моноклинические и триклинические пироксены.

3. Поликремневые кислоты различного состава. Среди них особенно характерна поликремневая кислота состава $2H_2O \cdot 3SiO_2 = H_4Si_3O_8$.

---

[1] В современных иностранных курсах и справочниках по минералогии классификация кристаллических силикатов ведется по принципу построения их пространственных решеток. Учитывая, что Al играет в решетке роль аналогичную Si, можно дать следующую таблицу различных групп силикатов (табл. 11).

Таблица 11

Отношение (SiAl) к O	Кислотный радикал	Группировка радикалов	Примеры	
			формула	название минерала
12 : 48	SiO_4	Простой тетраэдр	Mg_2SiO_4	Форстерит
12 : 42	Si_2O_7	Двойной тетраэдр	$Ca_2MgSi_2O_7$	Акерманит
12 : 36	SiO_3	Тригональное кольцо	$BaTiSi_3O_9$	Бенитоит
12 : 36	SiO_3	Тетрагональное кольцо	Si_4O_{12}	?
12 : 36	SiO_3	Гексагональное кольцо	$Be_3Al_2Si_6O_{18}$	Берилл
12 : 36	SiO_3	Цепи	$MgSiO_3$	Энстатит
12 : 33	Si_4O_{11}	Полосы (ленты)	$(OH)_2Mg_7(Si_4O_{11})_2$	Антофиллит
12 : 30	Si_4O_{10}	*Слои*	$(OH)_2Mg_3Si_4O_{10}$	*Тальк*
12 : 30	Si_4O_{10}	Слои	$KF2Ca_2Si_4O_{10}8H_2O$	Апофиллит
12 : 24	SiO_2	Решетки	SiO_2	Кварц
12 : 24	$(Si_3Al)\ O_8$	Решетки	$K\ (Si_3Al)\ O_8$	Ортоклаз
12 : 24	$(Si_2Al)\ O_8$	*Решетки*	$Na\ (Si_2Al)\ O_6H_2O$	*Анальцим*
12 : 24	$(SiAl)\ O_4$	Решетки	$Na\ (SiAl)\ O_4$	Нефелин

Строение силиката, повидимому, имеет значение и для физических свойств расплавов. Так, расплавы, дающие силикаты с группой SiO_4, значительно менее вязки, чем с группами SiO_3 (цепями). Отсюда же ясно, что едва ли правильно считать нефелин и анортит за ортосиликаты: их структура указывает на одинаковую роль Si и Al в построении решетки; следовательно, эти минералы следует относить к алюмосиликатам. То же можно сказать об альбите и ортоклазе. Исходя из предположения, что и слюды являются не ортосиликатами, а алюмосиликатами, становится ясным обычное накопление их с кварцем. *Прим. ред.*

Типичными минералами для солей поликремневой кислоты являются ортоклаз

$$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 = 2KAlSi_3O_8$$

и альбит

$$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 = 2NaAlSi_3O_8.$$

Из числа тех окислов, которые входят в состав пирогенных минералов, наиболее энергичными среди оснований, присутствующих в магмах, являются щелочи; несколько менее активна CaO, слабее всех — окислы магния и железа. В этой последовательности проявлено сродство этих оснований с SiO_2.

Для этих оснований характерно, что CaO почти никогда не встречается в виде ортосиликатов; если CaO все же образует ортосиликат, например, в виде Ca_2SiO_4, то это явление остается исключительным, а сам минерал неустойчив. Наоборот, окислы магния и железа часто дают наряду с метасиликатами также и ортосиликаты (оливин).

В тех случаях, когда кремнекислоты в магме недостаточно для образования поликремневых кислот, например таких, как поликремневые кислоты (ортоклаз или альбит), могут образовываться минералы с меньшим содержанием молекул SiO_2; вместо ортоклаза — лейцит:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{\overset{\text{полисиликат}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2}} - 2SiO_2 = \underset{\text{лейцит}}{\overset{\text{метасиликат}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2}}$$

При отнятии еще большего количества молекул SiO_2 вместо ортоклаза получается калиофиллит, вместо альбита — нефелин:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2} - 4SiO_2 = \underset{\text{калиофиллит}}{\overset{\text{ортосиликат}}{K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2}}$$

$$\underset{\text{альбит}}{Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2} - 4SiO_2 = \underset{\text{нефелин}}{Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2}$$

Можно считать, что молекулы складываются аддитивно:

нефелин $NaAlSiO_4 + SiO_2$	ортосиликат
анальцим $NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O + SiO_2$	метасиликат
альбит $NaAlSi_3O_8$	полисиликат

или же

калиофиллит $KAlSiO_4 + SiO_2$	ортосиликат
лейцит $KAlSi_2O_6 + SiO_2$	метасиликат
ортоклаз $KAlSi_3O_8$	полисиликат

Аналогичное происходит в магмах, обогащенных магнием и железом, при недостатке в них SiO_2, или на первых стадиях кристаллизации магмы, дающих часто минералы очень сложного состава.

При высоких температурах вместо метасиликатов образуются ортосиликаты:

$$\underset{\text{клиноэнстатит}}{\overset{\text{метасиликат}}{2(Mg, Fe)O \cdot 2SiO_2}} - SiO_2 = \underset{\substack{\text{оливин (форстерит-}Mg_2SiO_4,\\ \text{фаялит } Fe_2SiO_4)}}{\overset{\text{ортосиликат}}{2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2}}$$

В том случае, когда кремнекислоты много, часто получаются особенно насыщенные ею минералы, причем, благодаря указанному выше сильному сродству щелочей, на 1 молекулу щелочи может приходиться до 6 молекул SiO_2 (ортоклаз, альбит), в то время как

в магнезиально-железистых силикатах (метасиликатах) отношения между основаниями и кремнекислотой достигают всего лишь 1 : 1, т. е. на 1 молекулу основания приходится всего 1 молекула SiO_2.

Охарактеризованные только что реакции — обратимые; насыщенные могут переходить в ненасыщенные и обратно.

В состав ряда минералов входят, кроме того, фтор (ряд щелочных амфиболов, слюды, топаз и другие минералы), вода (амфиболы, анальцим и др.); при этих обстоятельствах реакция, в случае удаления летучих, при уменьшенном давлении становится необратимой.

Обыкновенно принято думать, что кварц не может находиться вместе с ненасыщенными минералами. Однако, на самом деле, это имеет место в ряде случаев, частью благодаря переохлаждению (кварц вместе с оливином в рапакиви), а также и по другим причинам.

Шенд дает следующий перечень минералов, насыщенных кремнекислотой и не насыщенных ею.

Насыщенные:	*Ненасыщенные:*
Все полевые шпаты	Лейцит
Все пироксены	Нефелин
Все амфиболы	Содалит, гаюин, нозеан.
Все слюды	Канкринит
Турмалин	Анальцим
Файалит (железистый оливин)	Оливины (кроме файалита)
Спессартин	Меланит (андрадит)
Альмандин	Пироп
Титанит	Перовскит
Топаз	Мелилит
Магнетит	Корунд
Ильменит	Кальцит
Апатит	
Циркон	

К ненасыщенным минералам он относит те из них, которые в присутствии свободной кремнекислоты в магме становятся неустойчивыми и комбинируются с кремнекислотой, образуя более сложные силикаты.

Характерно то, что хотя ряд минералов, как например, магнетит, ильменит, апатит, титанит, циркон, минералы с редкими землями — присутствуют в магматических породах в очень малом количестве, однако благодаря своей очень слабой растворимости в магмах, они кристаллизуются обычно первыми. Они образуют включения в минералах, выделяющихся из магмы после них (за немногими исключениями).

Следует, однако, иметь в виду, что в том случае, когда магмы обладают способностью при высоких температурах растворять эти вещества в большом количестве, они могут выделяться последними, например, хромиты в оливиновых магмах (перидотитовых и др.).

Большое петрогенетическое значение имеет знание не только каждого минерала в отдельности (в первую очередь, в данном случае, пирогенного), входящего в состав магмы, но и взаимоотношений отдельных минералов, их молекул друг с другом, также и тех изменений, которые претерпевают минералы при повышении и понижении температуры.

Химический состав породообразующих минералов (нормативный)

	SiO_2	Al_2O_3	K_2O	Na_2O	CaO	MgO	FeO	Fe_2O_3	H_2O
Кварц	100	—	—	—	—	—	—	—	—
Ортоклаз	64,7	18,4	16,9	—	—	—	—	—	—
Альбит	68,7	19,5	—	11,8	—	—	—	—	—
Анортит	43,2	36,7	—	—	20,1	—	—	—	—
Лейцит	55,0	23,5	21,5	—	—	—	—	—	—
Нефелин	42,3	35,9	—	21,8	—	—	—	—	—
Мусковит	45,2	38,5	11,8	—	—	—	—	—	4,50
Диопсид	55,6	—	—	—	25,9	18,5	—	—	—
Авгит	47,6	7,4	—	—	20,9	12,6	6,9	4,6	—
Роговая обманка	37,0	10,5	—	—	5,8	8,3	22,1	16,3	—
Биотит	43,1	24,4	11,2	—	—	19,2		—	2,1
Форстерит	42,9	—	—	—	—	57,1	—	—	—
Файалит	29,4	—	—	—	—	—	70,6	—	—
Магнетит	—	—	—	—	—	—	31,0	69,0	—
Энстатит	60,0	—	—	—	—	40,0	—	—	—
Гиперстен	51,8	—	—	—	—	17,3	30,9	—	—

Обратимые и необратимые превращения и реакции

При разрешении вопросов петрологии крупное значение имеют обратимые и необратимые превращения и реакции. Типичные примеры обратимых превращений наблюдаются в воде.

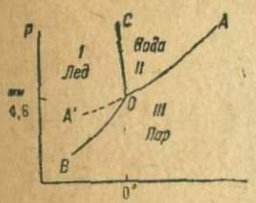


Рис. 16. Система воды.

При температуре выше 0° вода находится в жидком состоянии, при изменении температуры ниже 0° она переходит в твердое состояние, в лед, который при повышении температуры снова переходит в жидкое состояние. В том же направлении воздействует на воду и давление, как это видно в диаграмме на рис. 16.

Обратимое превращение наблюдается также тогда, когда вода, находящаяся в закрытом сосуде, нагревается и переходит в парообразное состояние, причем одновременно увеличивается и давление ее пара. При остывании давление уменьшается и одновременно выделяется вода в жидком состоянии — она конденсируется, и первоначальное состояние восстанавливается.

Каждой температуре соответствует вполне определенное давление пара, и бесконечно малому повышению или понижению температуры соответствует бесконечно малое повышение или понижение давления пара.

Типичным примером необратимой реакции может служить взрыв аммонала; система аммонал — кислород переходит в совершенно новую систему, в совершенно новое химическое состояние; для восстановления первоначального состояния необходимо производство ряда сложных реакций.

В современной петрологии, как и в учении о минералообразовании, учение об обратимых и необратимых реакциях имеет широкое применение.

I тип обратимой реакции. Характерным примером обратимой химической реакции может служить реакция между хлористым кальцием и сернокислым натрием; этот пример можно выделить как I тип обратимых химических равновесий.

$$CaCl_2 + Na_2SO_4 \rightleftarrows CaSO_4 + 2NaCl$$

Все четыре вещества находятся при данном давлении и температуре в определенном равновесии по отношению друг к другу, оставаясь в растворе и не выделяя кристаллов.

Изменение давления и температуры изменяет условия равновесия, изображаемые данным уравнением, в ту или в другую сторону.

В данном случае реакция не протекает до конца и для каждой температуры и давления устанавливается определенное равновесие между указанными в уравнении четырьмя веществами, пока при охлаждении или испарении раствора какое-либо из них не начнет кристаллизоваться.

II тип обратимой реакции. В растворе находятся два вещества, в отдельности сравнительно легко растворимые и дающие при взаимодействии друг с другом трудно растворимый осадок. Раствор Na_2SO_4 и $BaCl_2$ дает трудно растворимый белый осадок $BaSO_4$, который, будучи выделен из раствора, в дальнейшей реакции участия не принимает; лишь незначительное количество его остается в растворе.

Реакция осаждения при этом протекает до тех пор, пока в растворе не иссякнет весь присутствующий в нем Na_2SO_4. В данном случае равновесие устанавливается между веществами, находящимися в растворе, и твердым веществом, образующим твердый осадок на дне сосуда или бассейна.

Первый случай происходит в однородной среде и носит название равновесия *гомогенного* или *однородного*, при котором имеется одна фаза — жидкая.

Второй случай служит примером равновесия *гетерогенного* или *неоднородного*, при котором имеются две фазы: жидкая и твердая.

Действие масс. Действие масс в петрологии играет очень большую роль. Свободная кремнекислота в соприкосновении с газовой атмосферой в условиях магматических или искусственных (например, в заводских печах) может обнаруживать способность к передвижению в газообразном состоянии. Количество улетучивающегося кремния, при взаимодействии кремнекислоты с водородом по уравнению $SiO_2 + 2H_2 \rightleftarrows Si(\ ) + 2H_2O$, очень невелико.

В данном случае применим закон действия масс, который может быть выражен в виде такого уравнения

$$\frac{P_{Si} \cdot P^2_{H_2O}}{P_{SiO_2} \cdot P^2_{H_2}} = K, \text{ постоянное при данной температуре,}$$

где P — давление пара соответствующего вещества.

Так как давление пара SiO_2 при данной температуре остается постоянным независимо от количества твердой фазы, можно уравнение для K написать более упрощенно:

$$\frac{P_{Si} \cdot P^2_{H_2O}}{P^2_{H_2}} = K.$$

Температурный коэфициент этой постоянной K определяется по реакционной изохоре Вант Гоффа отношением:

$$\frac{d \ln K}{dT} = \frac{Q}{RT^2},$$

где Q — функция теплоты процесса, протекающего слева направо в направлении реакционной схемы, т. е. количество теплоты, выраженное в калориях, развивающееся при постоянном объеме при замещении молекулярных количеств реагирующих веществ; R — газовая постоянная, которая в тепловых единицах, в круглых числах, равна 2 *м. кал.*; Q может быть измерено калориметрическими методами; T_1 и T_2 — в градусах абсолютных температур.

Для сравнительно небольшого температурного интервала эти взаимоотношения могут быть выражены также и в таком виде согласно предложению Вант Гоффа:

$$\ln K_2 - \ln K_1 = -\frac{Q}{R}\left(\frac{1}{T_1} - \frac{1}{T_2}\right),$$

где K_1 и K_2 — постоянные равновесия при абсолютных температурах T_1 и T_2.

Если мы знаем растворимость вещества при температуре T_1 и теплоту его растворения Q, то можно вычислить растворимость его при других даже высоких температурах, недоступных нам при проводимых экспериментах.

Так как величина теплового эффекта Q также является функцией температуры, применение этой формулы практически возможно лишь при сравнительно малых температурных интервалах.

Благодаря этому обстоятельству затрудняется применение закона масс для разрешения ряда вопросов, касающихся петрологических процессов; пока необходимо ограничиваться только качественной стороной данного закона.

Как пример обратимых реакций, находящихся в зависимости от P и T, можно привести уравнение равновесия между водой и фтористым кремнием

$$SiF_4 + 2H_2O \rightleftarrows SiO_2 + 4HF$$

Закон действия масс для данного случая:

$$\frac{C_{SiF_4} \cdot C^2_{H_2O}}{C_{SiO_2} \cdot C^4_{HF}} = K,$$

при предположении, что все компоненты данной системы находятся в газовой фазе.

Если температура понизится настолько, что SiO_2 перейдет в твердое состояние, SiO_2 выпадает из равновесия и данное уравнение можно будет заменить упрощенным:

$$\frac{C_{SiF_4} \cdot C^2_{H_2O}}{C^4_{HF}} = K,$$

где, как и ранее, C обозначает любую молекулярную концентрацию, т. е. число молей на литр, когда твердый кварц находится в равновесии с газовой фазой.

3 молекулы SiF_4 и пара H_2O дают 4 молекулы пара HF, следовательно, при повышении температуры равновесие должно перемещаться в левую сторону, т. е. в сторону увеличения концентрации H_2O и SiF_4.

Опыты Баура показали, что при 104° в указанной выше формуле $K = 163 \cdot 10^2$, при 270° $K = 540 \cdot 10^2$.

Из этих числовых данных можно сделать вывод, что при охлаждении магматического пара, в котором присутствуют H_2O, SiF_4 и HF, по пути к земной поверхности выделяется SiO_2. При высоких давлениях и температурах образуются пары SiF_4. Понижение давления при выделении газов ведет к образованию кварца и HF, так как эта реакция сопровождается увеличением, как мы видели выше, числа молекул.

Образование SiO_2 и HF сопровождается выделением значительных количеств тепла. Поэтому повышение температуры должно смещать равновесие в сторону возрастания K, т. е. увеличения концентрации SiF_4 и H_2O.

Процесс образования паров HF сопровождается значительным увеличением объема, следовательно, и увеличением давления.

Благодаря вязкости силикатных растворов химическое равновесие в них устанавливается очень медленно; по существу, полное равновесие обычно не достигается.

Так как новые фазы в силикатных растворах образуются с значительным трудом, происходит образование все более и более сложных модификаций вместо более простых соединений.

Фазовое равновесие

Согласно предложению Гиббса фазами называются среды, отделенные одна от другой пограничными плоскостями или части однородной по химическому составу системы, отделенные от других однородных химических систем поверхностями раздела; очевидно, что фазы, при таком их понимании, легко отделить одну от другой чисто механически.

Как пример фаз, можно привести раствор поваренной соли и кристаллы ее в нем. Здесь имеются две фазы, из которых каждая химически однородна; одна из них жидкая, другая — твердая; имеется поверхность раздела между ними; они могут быть отделены одна от другой чисто механически.

Другой пример — вода и амиловый спирт, из которых последний окрашен в красный цвет; после перемешивания они отделяются друг от друга горизонтальной поверхностью, разделяющей два горизон-

тально расположенных слоя; при этом спирт содержит небольшие количества воды, в свою очередь, вода содержит некоторое количество спирта, поэтому она окрашена в розовый цвет. В случае увеличения концентрации красителя в амиловом спирте одновременно увеличивается концентрация последнего в воде во столько же раз, во сколько раз концентрация ее увеличилась в амиловом спирте: это соответствует закону Генри, согласно которому концентрация растворимого вещества в двух несмешивающихся друг с другом взаимно соприкасающихся жидкостях взаимно пропорциональна; закон изображается следующей формулой:

$$C_1 = KC_2,$$

где C_1 — концентрация вещества в первом несмешивающемся веществе, C_2 — концентрация его во втором растворителе, K — коэфициент пропорциональности.

В том случае когда имеется несколько твердых веществ в виде осадков, мы имеем столько же твердых фаз, как если бы эти вещества были отделены друг от друга поверхностями раздела; следовательно, мы можем их при самом сильном измельчении отделить одно от другого

Под *числами компонентов* понимается наименьшее число компонентов, необходимое для выражения состава системы.

Можно привести, как случай наличия трех фаз, систему

лед — вода — пар.

Здесь число компонентов — 1, число фаз — 3.

Другим характерным примером является процесс образования и разложения $CaCO_3$, для которого получаем следующее уравнение, находящееся в зависимости от температуры и давления:

$$CaCO_3 \rightleftarrows CaO + CO_2.$$

Реакция — обратимая, поэтому вместо знака равенства ставятся две стрелки между двумя частями уравнения, указывающие на то, что с изменением физических условий изменяется и направление реакции: либо влево, в сторону увеличения количества $CaCO_3$, либо вправо — в сторону все большего разложения его на CaO и CO_2, т. е. в сторону усиления диссоциации $CaCO_3$.

В этом уравнении одна составная часть, $CaCO_3$, определяется двумя независимыми компонентами — CaO и CO_2 — или иными, в зависимости от того, как мы изобразим уравнение:

$$CaCO_3 - CO_2 = CaO; \quad CaCO_3 - CaO = CO_2$$

В данном случае равновесие устанавливается между тремя фазами: двумя твердыми (CaO и $CaCO_3$) и одной газообразной (CO_2).

Правило фаз

Кроме понятия о компонентах выделяют еще понятие о числе *степеней свободы;* под ними понимают то число независимых переменных, которые возможно свободно изменять, не нарушая равновесия системы.

Гиббс установил следующее правило фаз, в виде простой формулы

$$F = K + 2 - P,$$

где F — число возможных изменений степеней свободы, K — самое малое число независимых переменных компонентов и P — число фаз; для уравнения $CaCO_3 \rightleftarrows CaO + CO_2$ число фаз равно трем (две твердые, CaO и $CaCO_3$, и одна газообразная, CO_2).

Число независимых компонентов два — CaO и CO_2, так как из CaO и CO_2 образуется $CaCO_3$, который определяется первыми двумя, независимыми друг от друга:

$$K = 2;\ P = 3;\ F = 2 + 2 - 3 = 1$$

Следовательно, данная система может быть изменена только в одном направлении, так как имеется одна свобода.

Так как давление пара остается одинаковым, может изменяться только температура. При повышении температуры увеличивается давление, и равновесие сдвигается в сторону углекислоты.

Если при постоянной температуре повысить давление, система может измениться: углекислота может исчезнуть, и останутся только *две фазы.*

Если T изменяется, то для каждой определенной T будет вполне определенное P и вполне определенная концентрация C; следовательно, будет одна степень свободы.

Если имеется раствор и кристаллы поваренной соли в нем, то каждой температуре будет соответствовать строго определенная концентрация, которая очевидно будет функцией T. Число степеней *свободы будет 1.*

Взмученный $BaSO_4$ в растворе Na_2CO_3 частично переходит в $BaCO_3$; одновременно образуется некоторое количество Na_2SO_4. Равновесие устанавливается, когда концентрация $BaSO_4$ в растворе достигнет определенной величины. Уравнение равновесия следующее.

$$\underset{\text{твердый}}{BaSO_4} + \underset{\text{в растворе}}{Na_2CO_3} \rightleftarrows \underset{\text{твердый}}{BaCO_3} + \underset{\text{в растворе}}{Na_2SO_4}$$

Эти три вещества определяют присутствие четвертого.

Число независимых переменных компонентов будет 4. Число фаз 3 — две твердые и одна жидкая. Число степеней свободы 3.:

$$F = 4 + 2 - 3 = 3.$$

Из этих степеней свободы одна известна — это давление, так как опыт производится при атмосферном давлении. Следовательно, остается еще две свободы, которыми мы можем располагать — температура T и концентрация C.

Число степеней свободы может быть равно 0, 1, 2 и т. д.

Если число степеней свободы равно 0, система носит название *инвариантной*, если оно равно 1 — *моновариантной* и т. д.

Система лед — вода — пар характеризуется тем, что все три фазы могут существовать одновременно только при определенной температуре и давлении. Изменение одной из трех переменных (объем V, давление P и температура T) нарушает равновесие; следовательно, такая система не обладает ни одной степенью свободы, т. е. она *инвариантна.*

Для каждой определенной температуры (T) должно быть также и новое, определенное давление (P). Следовательно, одна из переменных может быть установлена произвольно, другая вытекает из

нее. Такая система будет *моновариантной*, так как имеет одну степень свободы.

В том случае, когда присутствует только одна фаза, например, пар, для определения его объема мы должны располагать двумя степенями свободы (давление и температура), следовательно, такая система *бивариантна*.

При исследовании гетерогенных систем мы все эти системы можем распределить по числу компонентов:

1. Системы с одним компонентом; однокомпонентные системы.
2. Системы с двумя компонентами: двухкомпонентные системы.
3. Системы с тремя компонентами: трехкомпонентные системы и т. д.

При этом общее число фаз возрастает с увеличением числа компонентов.

Основное значение правила фаз Гиббса заключается в том, что им определяется число возможных фаз, которые могут существовать одновременно друг с другом в равновесии при меняющихся условиях.

Отсюда мы можем сделать вывод, что, если присутствует три компонента, как, например, часто присутствующие в определенных типах магматических пород MgO, SiO_2, H_2O, теоретически могло бы существовать одновременно 5 фаз. Максимальное число фаз будет наблюдаться, как и в других случаях, при условии, что и давление, и температура будут вполне определенные, т. е. если система инвариантна. Но, так как в природе такие условия невероятны, потому что во время геологических процессов P и T будут изменяться в больших пределах, обе эти величины будут переменными; следовательно, налицо будут *две степени свободы*. Отсюда мы можем сделать вывод, что уравнение Гиббса должно быть сведено к следующему: $P = K$. Исходя из этого, Гольдшмидтом при изучении метаморфических сланцев было установлено *минералогическое правило фаз*, согласно которому при числе компонентов n и произвольных давлении и температуре, не может существовать свыше n минеральных фаз. Так, если имеется система MgO, SiO_2, Al_2O_3, могут получиться только такие типы совместного присутствия следующих минералов:

1. Форстерит ($2MgO \cdot SiO_2$) — шпинель ($MgO \cdot Al_2O_3$) — периклаз (MgO).
2. Корунд (Al_2O_3) — шпинель ($MgO \cdot Al_2O_3$) — кордиерит ($2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$).
3. Форстерит ($2MgO \cdot SiO_2$) — шпинель ($MgO \cdot Al_2O_3$) — энстатит ($MgO \cdot SiO_2$).
4. Андалузит ($Al_2O_3 \cdot SiO_2$) — кварц (SiO_2) — кордиерит ($2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$).
5. Энстатит ($MgO \cdot SiO_2$) — кварц (SiO_2) — кордиерит ($2MgO \cdot 2Al_2O_3 \cdot 5SiO_2$).

Следует, однако, иметь в виду, что на практике могут быть и отклонения от этого правила.

При применении правила Гиббса предполагается, что между реагирующими фазами достигается полное равновесие. На самом деле в природе равновесие далеко не всегда достигается. Так, например, происходит быстрое падение температуры, расплавы застывают слишком быстро, чтобы могло установиться равновесие.

Это особенно относится к силикатным расплавам, например к кислым лавам, которые застывают при быстром понижении температуры и давления.

Поэтому при применении правила фаз нередко говорят о «действительном» и «кажущемся» равновесиях.

Системы равновесий

Среди систем равновесия различается большое число типов их, в зависимости от числа компонентов, входящих в их состав. По мере увеличения числа компонентов система усложняется и в ряде случаев не поддается пока изучению, в особенности, когда мы имеем дело с веществами, системы которых могут изучаться только при высоких температурах (например, с системами силикатов).

Особенно большие усложнения наблюдаются в магматических системах, где число компонентов обычно очень велико, а самые процессы протекают при особенно высоких температурах. Кроме того, усложнение увеличивается наличием в магматических системах, наряду с большим или меньшим количеством жидких и твердых фаз, также и газообразных фаз.

Благодаря наличию одновременно жидких и газообразных фаз, в особенности, благодаря присутствию одновременно и жидких и газообразных компонентов разного состава (пока эксперименты с такими системами остаются в большинстве недоступными), приходится иметь дело только с простейшими системами или с подбором небольшого числа компонентов, входящих в состав магм.

Эти трудности в разрешении законов, регулирующих влияние температуры и давления на многокомпонентные системы магм, затрудняют в значительной степени разрешение вопросов магматических процессов, их кристаллизации, дифференциации; пока удается разрешить только простейшие вопросы в этой области кристаллизации силикатных растворов. Значительно более детально разрешаются аналогичные вопросы, когда мы имеем дело с соляными водными растворами, например с вопросами кристаллизации таких сложных растворов, какими являются морские воды.

Особенно просто, хотя далеко не всегда, обстоит дело с однокомпонентными системами, более сложно — с двухкомпонентными, еще труднее — с трехкомпонентными и, в особенности, сложно — с четырехкомпонентными. Более сложные системы, не связанные с водными растворами, пока почти не поддаются разрешению, тем более, что и изображения процессов в них достигают особенно большой сложности.

Между тем в магматических системах, представляющих собой почти исключительно силикатные расплавы, присутствует большое число компонентов, представленных различными молекулярными комбинациями ряда элементов, входящих как главные, в состав большинства магм — Si, Ti, Al, Fe, Mg, Ca, Na, K, H, O также таких как F, Cl, P и др.

При таком большом числе компонентов разрешение ряда вопросов кристаллизации их, как и иных процессов, происходящих в их присутствии, с изменением температуры и давления, — эмпирическим путем не всегда удается.

Однокомпонентные системы

В состав однокомпонентной системы входит только одно вещество, которое может находиться в трех фазах — твердой, жидкой, газообразной.

Дело усложняется тем, что одно и то же вещество, в особенности в твердой фазе, может быть представлено несколькими модификациями, имеющими различное кристаллическое строение; эти модификации, кристаллизуясь в различных сингониях или, при одной сингонии, в различных классах ее, или, наконец, отличаясь различным строением пространственных решеток, — обладают различной температурой плавления. Они отличаются также различными другими физическими свойствами; некоторые из них могут быть и аморфными [1].

Вода

Типичной однокомпонентной системой является система воды, в которой наблюдаются изменения фазового состояния в зависимости от температуры и давления, с переходом в различные фазы и с получением различных модификаций, как это изображено на рис. 17.

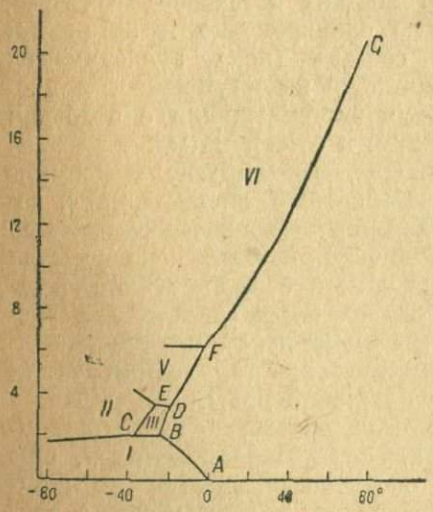


Рис. 17. Состояние равновесия лед — вода.

При давлении до 20 000 *ат* и температуре до +80° вода дает 6 модификаций льда (I—VI), из которых одна, именно III, устойчива в очень ограниченных пределах.

В пределах до 3 500 *ат* Тамман установил существование трех модификаций (I, II и III).

Это положение Таммана подтвердил и развил в пределах температур от 80° до +78° Бриджман (1912) при давлении до 20 500 *кг/см²*.

Каждой данной температуре соответствует определенное давление пара, а каждому внешнему давлению — вполне определенная температура кипения. Исходя из этого, мы можем построить кривую, в которой каждому определенному давлению соответствует вполне определенная температура испарения. На рис. 18 — это кривая *AB*; вдоль этой линии пар и жидкость будут находиться в равновесии.

Система *PT* для воды изображена диаграммой, на которой нанесены кривые упругости пара воды *AB*, упругости пара льда *AC*, изменения температуры плавления с повышением давления для льда I *AD*, то же для льда II *DE*.

---

[1] Примером могут служить силлиманит и андалузит, оба минерала состава $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ и кристаллизующиеся в классе $3L_2$, $3Pc$, но отличающиеся отношением осевых единиц $a : b : c$. У силлиманита это отношение: 0,970 : 1 : 2; у андалузита 0,98613 : 1 : 0,70275. *Прим. ред.*

Все три кривые сходятся в одной точке A. Эта тройная точка лежит при 4,6 *мм* ртутного столба и около 0,008° С.

Кривая плавления образует угол с линией давления. Это указывает на то, что точка плавления льда понижается по мере увеличения давления.

Если вода будет находиться только в соприкосновении с паром, мы получаем *один* компонент и *две* фазы его, следовательно,

$$F = 1 + 2 - 2 = 1,$$

т. е. система будет обладать только одной степенью свободы; поэтому взаимоотношения между двумя фазами изображаются линией.

Если же будем иметь воду без пара, то здесь будет два измерения, так как налицо *один* компонент и *одна* фаза — жидкая. Следовательно, изменения системы будут изображены плоскостью с двумя измерениями.

Аналогичная упругость пара имеется также на границе между льдом и паром. Поэтому система лед — пар изображается кривой AC с одним измерением, также с одной степенью свободы; вдоль этой линии пар и лед будут находиться в состоянии равновесия; это линия возгона; для нее

$$F = 1 + 2 - 2 = 1.$$

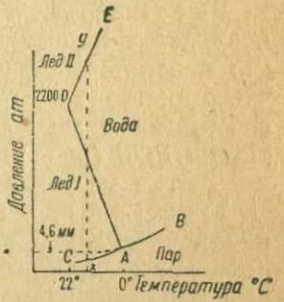


Рис. 18. Система лед — вода — пар.

AB — упругость пара воды; AC — упругость пара льда; A — *тройная точка плавления* льда при давлении 4,6 *мм*; AD — изменение температуры при плавлении льда с повышением давления для льда *I*, ED — то же для льда *III*; D — точка перехода льда *I* в лед *III*, *II*.

Обе линии пересекаются в одной точке, которая называется *тройной*, так как здесь три фазы одного и того же компонента соприкасаются друг с другом. В этой точке мы имеем *один* компонент, *три* фазы; следовательно, число степеней свободы будет равно нулю, т. е. в данной точке система инвариантна.

$$F = 1 + 2 - 3 = 0.$$

Пока эти три фазы существуют рядом, мы не можем изменять условий ни температуры, ни давления.

Если же мы изменим одно из условий, изменяется вся система, так как изменение давления или температуры вызывает исчезновение одной из фаз.

Такого рода инвариантная точка для воды находится при 0,008° и при давлении ртутного столба 4,6 *мм*.

Когда повышается температура, исчезает лед, когда она понижается — исчезает жидкость (жидкая вода).

При повышении давления получается новая система: лед — вода, которая дает почти прямую линию до давления 2 200 *ат* в точке D, где она оканчивается. Температура точки D —22°. Налево от этой кривой — I модификация льда. При повышении давления за пределы 2 200 *ат* получается новая модификация льда — II.

По мере повышения давления реакция идет с увеличением объема; точка плавления (таяния) при повышении давления будет понижаться.

Значение того, что по мере увеличения давления понижается температура плавления льда, в геологии огромно; в частности, оно способствует движению ледников.

Изменение системы воды при наличии тех или других фаз имеет огромное значение для суждения о процессах дифференциации магмы, кристаллизации ее, процессов разного рода минералообразования и передвижения воды в земной коре при разных условиях температуры и давления и при различных условиях пористости горных пород, в частности в капиллярных и субкапиллярных порах, а также при кристаллизации солей из растворов и т. д.

Крупное значение имеет и изменение объема воды при ее переходе в твердое состояние — вода нагретая до температуры кипения, по мере охлаждения, при обыкновенном давлении, до +4° постепенно уменьшает свой объем; ниже 4° она начинает расширяться и при 0° переходит в лед, причем объем ее увеличивается примерно на 10%.

При дальнейшем охлаждении льда его объем постепенно уменьшается, что характерно для нормального льда (модификация I).

При температуре около —22° и давлении около 2 050 *ат* (2 *т/см*²) получается модификация III, более тяжелая чем вода. Возможно, что в некоторых районах Арктики и Антарктики, где температура часто ниже —22°, а давление льдов огромно может существовать эта своеобразная модификация III; область существования ее — площадь *CBDE* (рис. 17, стр. 62).

Другие модификации очень мало изучены.

Кривые на рис. 18 *AB*, *AC* и *AD* носят название *линий моновариантных условий* и изображают соответственно линии упругости пара воды, упругости пара льда и изменения температуры плавления с повышением давления.

Полиморфизм. Способность одного и того же химического вещества образовывать несколько различных кристаллических решеток носит название полиморфизма.

Примером полиморфизма являются алмаз и графит, модификации серы, фосфора, пирит и марказит, полиморфные модификации твердой воды — лед I, лед II, лед III, лед IV, лед V, лед VI, далее — многочисленные модификации кремнекислоты: α = кварц $\rightleftarrows$ $\rightleftarrows$ α-тридимит $\rightleftarrows$ α-кристобалит. Полиморфизм элементов называется еще *аллотропией*.

Эти вещества не образуют также и химических соединений друг с другом, но переходят друг в друга при изменениях условий температуры и давления. Каждая полиморфная разность существует в определенных пределах T и P.

В зависимости от того, каким образом одна полиморфная модификация переходит в другую, различают несколько полиморфных групп именно *монотропные* и *энантиотропные*.

Монотропные полиморфные модификации переходят друг в друга только в одном направлении, как например, алмаз в графит; обратного преобразования не наблюдается. Точка превращения в них лежит выше температуры плавления твердого тела при обыкновенном давлении.

Энантиотропные модификации отличаются тем, что они могут взаимно переходить одна в другую, например, сера ромбическая —

в моноклиническую и обратно, при условии изменения температуры и давления.

В ряде случаев полиморфные модификации могут находиться иногда чрезвычайно длительные промежутки времени в так называемом перегретом или переохлажденном состоянии. Энантиотропные модификации отличаются определенными пределами устойчивости для постоянного (стабильного) существования и способны к обратному превращению.

В случае монотропных модификаций одна из твердых форм стабильна вплоть до точки плавления, другая же оказывается метастабильной. Изменения таких форм происходят только в одном направлении. Различают также псевдомонотропные модификации, когда стабильность является по всем признакам ограниченной пределами ниже температур плавления, как например, в случае графита и алмаза.

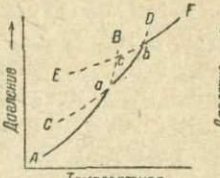


Рис. 19. Схема энантиотропных модификаций.

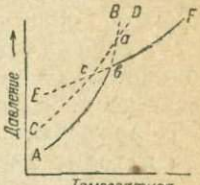


Рис. 20. Схема монотропных модификаций.

На рис. 19 изображен случай энантиотропного превращения. Оно возможно, когда температура a плавления твердого вещества выше температуры c превращения одной стабильной при данных условиях формы в другую, стабильную при других, — при более высокой температуре. Здесь AB — кривая упругости пара твердой формы A, CD — кривая упругости пара твердой формы B, a — энантиотропная точка перехода A в B ($A \rightleftarrows B$), EF — кривая упругости пара расплава, b — температура плавления устойчивости формы B, c — температура плавления неустойчивой формы A.

Диаграмма равновесия монотропного тела представлена на рис. 20, где изображены переходы одного монотропного вещества в другое, без обратного процесса.

Определенное вещество при повышении температуры частью испаряется; при определенной температуре оно плавится в точке b; AB — кривая упругости пара первой твердой формы; CD — кривая упругости пара второй твердой модификации; кривая EF — кривая упругости пара расплава; a — точка перехода. Очевидно, реализовать переход одной разности в другую в данном случае нет возможности, так как точка перехода a находится выше температуры плавления. В некоторых органических веществах бывает, что первая модификация плавится, затем из расплава получается вторая модификация, отделенная от первой жидкой фазой.

Во втором случае мы можем превратить одну модификацию в другую, но не получим превращения в обратном направлении.

В первом случае точка перехода лежит при более низкой температуре, чем точка плавления b, поэтому возможен непосредственный переход их в одном и другом направлениях. При этом модификация A переходит в модификацию B, так как последняя при более высокой температуре имеет более низкую упругость пара и потому является более устойчивой; если температура повышается и далее, модификация B переходит в расплавленное состояние.

Из этих диаграмм следует также, что менее устойчивая форма плавится при более низкой температуре, чем более устойчивая.

Это видно из того, что точка пересечения кривой давления и кривой упругости пара менее устойчивой формы всегда находится при более низкой температуре, чем точка пересечения тех же кривых более устойчивой формы.

Основными признаками более устойчивой формы, в отличие от менее устойчивой, являются:

1. Упругость пара устойчивой формы ниже чем у неустойчивой.
2. Растворимость ее меньше.
3. Точка плавления ее располагается выше.

Переход одной модификации в другую не всегда происходит в тот момент, когда условия температуры и давления делают это возможным; при слишком быстром охлаждении или вообще при быстрых изменениях температуры и давления, процессы превращения могут запаздывать; в таком случае в пределах существования второй модификации может продолжаться существование первой; такое положение носит название метастабильного состояния.

Переохлаждение. Если изменение условий температуры и давления заходит слишком далеко, например, произойдет слишком сильное переохлаждение воды, то независимо от того, прибавлена ли вторая модификация к первой или нет, наступает переход во вторую модификацию. Такого рода состояние носит название неустойчивого.

Для того чтобы по возможности устранить процесс переохлаждения или вообще задержки перехода в новую модификацию, необходимо прибавление к ней мелких зерен второй модификации. Такого рода затравка вызывает быстрое превращение в новую модификацию и предупреждает, например, переохлаждение жидкостей.

Вызвать переохлаждение жидкостей не всегда легко.

Что касается перехода одной твердой модификации в другую, то задержка происходит нередко и притом в значительной степени так же, как и при переходе изотропного вещества в кристаллическое, стекловатой фазы — в кристаллическую.

На начало перехода в новую модификацию оказывают влияние мельчайшие зародыши кристаллов, в ряде случаев также и газовые ионы.

Согласно Тамману число зародышей, приходящихся на единицу объема вещества, образующихся в определенный промежуток времени, зависит от степени переохлаждения и достигает максимума при некоторой степени переохлаждения, характерной для каждого отдельного вещества.

Загрязнение может увеличивать или уменьшать количество зародышевых центров, не оказывая большого влияния на температуру максимальной скорости превращения.

Повышение температуры вызывает повышение максимального образования зародышевых центров.

Отмер пришел к заключению, что число центров роста кристаллов в переохлажденной жидкости тем меньше, чем выше была температура жидкости до начала ее охлаждения.

Устойчивость модификаций. Вообще менее устойчивые монотропные разности имеют меньшую упругость пара и обладают меньшей температурой плавления, т. е. легче испаряются и легче плавятся.

При переходе неустойчивой разности в устойчивую выделяется тепло.

При увеличении давления возникает более плотная модификация; поэтому на больших глубинах образуются минералы с большим удельным весом. Опыты Спиринга показали, что при увеличении давления моноклиническая сера переходит в ромбическую (более плотную).

Для различных минералов существуют свои определенные границы существования в виде полиморфной модификации; такими примерами могут быть следующие:

Арагонит	до	410°	выше	может	существовать	кальцит
Энстатит	„	1290°	„	„	„	клиноэнстатит
Андалузит	„	1300°	„	„	„	силлиманит
Марказит	„	400°	„	„	„	пирит
Волластонит	„	1190°	„	„	„	псевдоволластонит

Эти числа имеют большое значение, так как они указывают нам на те пределы, в которых могут в природных условиях существовать различные минералы.

Однокомпонентные системы среди минералов. Среди однокомпонентных систем пирогенных минералов особенно большое значение имеет кремнекислота (рис. 21).

Кремнекислота отличается тем, что в зависимости от физико-химических условий она дает до восьми различных модификаций, устойчивых в определенных интервалах температуры и давления, именно:

β-кварц (обыкновенный кварц)
α-кварц
γ-тридимит
β-тридимит
α-тридимит
β-кристобалит
α-кристобалит
халцедон (?)
опал

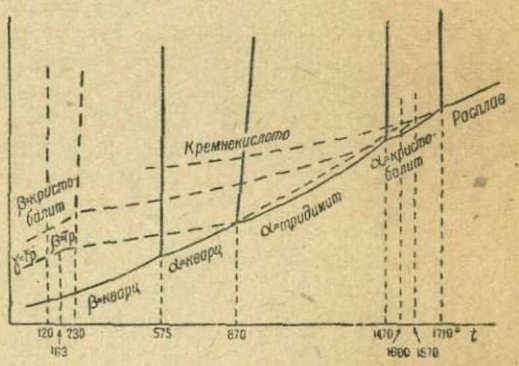


Рис. 21. *pt*-диаграмма состояния кремнекислоты.

Каждое превращение одной модификации в другую связано одновременно с изменением скрытой теплоты превращения. Большое значение имеют также и поверхностные свойства кристаллов, изменение двойниковых структур. Так, например, β-кварц при нагревании переходит в однородный, без двойниковой структуры, α-кварц (отсутствуют правые и левые двойники).

Температуры устойчивости и образования различных полиморфных разновидностей кремнекислоты следующие:

Переход β-кварца в α-кварц	573°
Пределы устойчивости тридимита	870—1470°
Переход тридимита в кристобалит	1470°

α-кварц $\rightleftarrows$ β-кварц $\rightleftarrows$ тридимит $\rightleftarrows$ кристобалит $\rightleftarrows$ расплав
573° 870° 1470° 1713°

При низких температурах в области неустойчивого состояния тридимит и кристобалит дают следующие неустойчивые модификации:

$$\gamma\text{-тридимит} \underset{163^\circ}{\rightleftarrows} \beta\text{-тридимит} \underset{117^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-тридимит};\quad \beta\text{-кристобалит} \underset{180-270^\circ}{\rightleftarrows} \alpha\text{-кристобалит}$$

Изменения происходят чрезвычайно медленно; тридимит может существовать долгое время, как метастабильная форма. Благодаря этому можно определять температуру его плавления, близкую к 1670°, а также изучать его при обыкновенной температуре.

γ-тридимит при 163° переходит в β-тридимит, причем обе формы гексагональные, одноосные; одна из них вероятно гемиэдрическая, другая — голоэдрическая.

Высокотемпературный α-кристобалит (кубический) табличатый выше 1470° и метастабилен — ниже 1470°. Если не происходит превращения кристобалита в тридимит при температуре ниже 1470°, он дает β-кристобалит, квадратный, одноосный, обычно со сложным двойниковым сложением.

Из этих превращений особенно большое значение имеет превращение при 575°; эта температура превращения довольно твердо установлена; превращение полностью обратимое. Температура этого превращения имеет то петрогенетическое значение, что по нему определяются температуры при процессах выделения кварца; в ряде случаев возможно довольно точно устанавливать температуру, при которой происходят некоторые процессы, например, пегматитовые.

Температуру превращения β-кварца в α-кварц сравнительно легко определить как по методу, применявшемуся впервые Лешателье, именно, по определению линейного расширения палочек, вырезанных из кварца в разных направлениях, так и оптическими и иными методами. Точность относительного определения достигает всего 20° благодаря плохой теплопроводности кварца.

Дэй, Сосман, Гоштеттер (1914) делали опыты определения изменения объема при нагревании кварца до 1500° и установили, что кривая $V - T$ дает резкий перелом при температуре около 573°; при более высоких температурах наблюдались нарушения правильного изменения линии объемного расширения вследствие выделения газов и образования кристобалита.

Таким образом, кварц является хорошим геологическим термометром, на что было обращено внимание впервые Мюгге (1907). Метод его был уточнен Ларсеном (1909), изучившим в этом направлении ряд месторождений кварца. Это явление имеет крупное значение также и для керамики.

Гибсон указал на влияние давления на точку перехода β-кварца в α-кварц и установил следующую зависимость между давлением и температурой превращения его:

Давление в мегабарах	Глубина в км	Температура перехода
0	0	573°
300	1	580°
1500	5	606°
2700	9	636°
3000	10	644°
6000	20	(730°)
9000	30	(832°)

Наконец, как указывает Ферсман, при определенных условиях в земной коре кварц делается неустойчивым и образовываться не может. Согласно Джонсену, такого рода критический момент может наступить при температуре 639° и давлении 5 272 *ат*, т. е. на глубине 21 *км*.

Переход *α*-кварца в тридимит происходит, по Феннеру, при 870° и сопровождается сильным увеличением объема — на 14%; определить эту точку чрезвычайно трудно, так как при нагревании кварца наблюдать переход его в тридимит можно только при применении катализаторов.

Двухкомпонентные системы

Значительно большее значение в петрологии, чем однокомпонентные системы, имеют системы двухкомпонентные.

Простейшие случаи двухкомпонентных систем получаются при одной гомогенной жидкой фазе.

Возможны несколько различных типов процессов застывания, в зависимости от того, могут или нет твердые продукты застывания давать гомогенные или негомогенные смеси. При этом мы встречаемся здесь иногда с процессами крупнейшего практического значения, именно, с процессами изоморфизма и образования двойных солей. По существу, все три последние выражения относятся к одному и тому же процессу; мы можем скорее всего, как предлагают некоторые петрографы, говорить о *гомогенной твердой фазе*.

Два твердых вещества могут: 1) быть совершенно неспособны к смешению и к образованию химических соединений, 2) частично смешиваться, 3) полностью смешиваться в любых относительных количествах; в каждом таком отдельном случае диаграммы затвердевания будут совершенно различны.

Наиболее прост тот случай, когда оба вещества совершенно не способны смешиваться, но дают при плавлении жидкости, в которых они полностью смешаны, т. е. дают одну жидкую и две твердых фазы. Опыты показали, что прибавление к жидкости растворимого в ней вещества вызывает понижение затвердевания ее.

Так, например, соленая вода затвердевает при более низкой температуре чем чистая вода; при этом понижение температуры пропорционально количеству прибавленной соли.

Вместе с тем, процесс растворения вещества всегда сопровождается определенным термическим эффектом — либо поглощением, либо отдачей тепла, одновременно также изменением объема — либо увеличением, либо сокращением его.

Вант Гофф дал формулу для вычисления понижения точки затвердевания чистого вещества A при добавлении к нему небольших количеств чистого вещества B, если известна скрытая теплота плавления растворителя A. Он дал следующее уравнение для одной грамм-молекулы B, растворенной в 100 *г* вещества A:

$$\Delta t = \frac{0{,}0198\,T^2}{Q} \text{ или, приближенно, } \Delta t = \frac{0{,}02\,T^2}{Q},$$

где T — температура затвердевания A, выраженная в абсолютных градусах (C° + 273°), Q — скрытая теплота плавления, выраженная в *кал/г*.

Следовательно, понижение температуры не зависит от природы растворимого вещества, при том обязательном условии, что вещества A и B не дают изоморфных смесей (смешанных кристаллов), и не зависит от состояния вещества.

Как пример применения приведенного выше закона молекулярного понижения температуры плавления Рауля — Вант Гоффа можно указать на такие минералы как ортоклаз, альбит и анорит, для которых температура плавления и теплота плавления определены достаточно точно:

	T	Q	Δt
Ортоклаз $KAlSi_3O_8$ . . . . . ок.	1473°	109,4	ок. 397°
Альбит $NaAlSi_3O_8$	1373°	48,5	777°
Анортит $CaAl_2Si_2O_8$	1823°	104,2	638°

Строго говоря, характерно то, что прибавление незначительной доли (x) грамм-моли какого-либо вещества в 100 *г* «растворителя» должно вызвать понижение температуры плавления, равное $x \cdot \Delta t$.

Боуен, применяя несколько иной расчет, предложенный Эйтелем, в системе анортит — нефелин, определил понижение температуры плавления анортита равным 27,5°, если к 90 *г* анортита прибавить 10 *г* нефелина, или на 100 *г* анортита — 11,1 *г* нефелина.

Отсюда следует, что понижение температуры плавления, отнесенное к 1 *г* нефелина, составляет 2,48°, а — к грамм-моли (или 142,4 *г*) нефелина — 353,2°. Если вычислить то же понижение, пользуясь формулой Вант Гоффа, приведенной выше, получается 638°. Поэтому правильнее применять вместо Δt $\Delta t\,(1 - \alpha)$, где α степень ассоциации вещества в двойные молекулы, в результате чего уменьшается общее количество растворенного вещества.

Эвтектика. Каждое из двух веществ A и B, в жидком состоянии полностью смешивающихся, при затвердевании понижает температуру другого с прогрессивным увеличением этого понижения по мере увеличения относительных количеств того или другого компонента.

Очевидно получаются две кривые, которые должны пересечься в какой-либо точке E. Эта наиболее низкая из всех возможных точек затвердевания для смеси двух компонентов A и B носит название *эвтектической точки*. Перпендикуляр EE_1, опущенный из точки E на абсциссу, дает нам относительные количества обоих компонентов с наиболее низкой температурой затвердевания; при этом получаются гетерогенные смеси *эвтектической смеси*. Горизонтальная линия, проведенная через точку E, дает нам *эвтектическую температуру* T_e, наименьшую температуру затвердевания или плавления смеси двух веществ A и B.

Обе кривые представляют собой несколько выпуклые линии. Эвтектическая точка очевидно лежит ниже точки затвердевания каждого из обоих компонентов в отдельности.

Кривые T_aE и T_bE дают нам верхний предел кристаллизации. Каждая точка этих кривых дает нам состав насыщенных растворов для различных температур.

Рассмотрим процесс кристаллизации в такой системе (рис. 22). Пусть состав гомогенной смеси в жидком состоянии будет n; при постепенном охлаждении смесь остается жидкой до тех пор, пока она

не достигнет p; линия *np* изображает изменения, происходящие в данной системе по мере понижения температуры. В этот момент, когда достигается точка *p*, жидкость будет насыщена веществом *A*, т. е. в данный момент получится система равновесия при температуре T_p между твердой (кристаллы) и жидкой фазами *A*. При дальнейшем понижении температуры *A* выделяется в твердом состоянии, т. е. происходит кристаллизация его. В результате этого концентрация раствора изменяется вследствие выделения *A*, и система равновесия постепенно передвигается по кривой *pE*. Жидкость постепенно обогащается веществом *B*, как результат выпадения из расплава вещества *A*; $F = 2$ (два компонента *A* и *B*) $+ 2 - 2$ (две фазы: *B* — жидкая, *A* — твердая) $- 1$ (*постоянное давление*) $= 1$; кристаллизация происходит при постоянной температуре.

Когда система достигнет точки *E*, она встретится здесь с системой равновесия *B* — твердой и жидкой фазами его.

Поэтому при дальнейшем понижении *T* оба вещества — *A* и *B* — начнут выпадать из общего раствора одновременно, в постоянных относительных количествах, и образуют эвтектическую смесь состава *AE* для *A* и *EB* для *B*; получающиеся при этом взаимоотношения *A* и *B* называются *эвтектическими*.

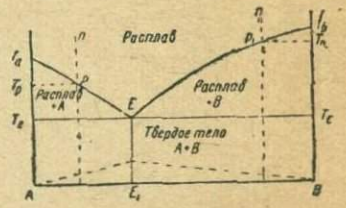


Рис. 22. Диаграмма нормальной эвтектики при полном отсутствии образования двойных солей и твердых растворов.

В конечном результате мы получим кристаллы *A*, плавающие в эвтектической смеси *A* и *B*. В точке *E* $F = 2 + 2 - 3$ (две твердые фазы и одна жидкая) $- 1 = 0$.

Если точка начала кристаллизации первичной смеси будет избрана справа, в точке p_1, — получится тот же конечный результат, как и в первом случае с эвтектической смесью из тех же относительных количеств *A* и *B*, но с той разницей, что в ней будут рассеяны кристаллы не *A*, а *B*.

До конца кристаллизации температура эвтектическая T_e не изменяется, что характерно для эвтектики.

Основной вывод заключается в том, что выпадением кристаллов руководит в данном случае не температура их первичной кристаллизации из чистого расплава их и не их температура плавления, но относительные количества их по сравнению с эвтектической точкой.

Не следует однако думать, что это — единственный фактор, оказывающий влияние на порядок кристаллизации минералов; существует и ряд других факторов.

Выше линии плавкости $T_a - E - T$ находится однородная жидкость — жидкая фаза (расплав), ниже горизонтальной линии $T_e - E - T_e$ стабильна только *твердая фаза*; внутри треугольников $T_a - E - T_e$ и $T_b - E - T_e$ одновременно существуют жидкость и *A*, соответственно *B*. Если два тела *A* и *B* обладают температурами затвердевания, близкими к эвтектической температуре, эвтектическая точка располагается почти посередине между ними. Если разница велика, она располагается ближе к той точке, которая обладает более низкой температурой затвердевания.

При прочих равных условиях эвтектическая точка располагается ближе к тому компоненту, который обладает более низкой скрытой теплотой плавления.

Эвтектическая точка располагается ближе к тому компоненту с более низкой температурой плавления, который обладает и сравнительно большим молекулярным весом.

На предыдущих диаграммах не предусматривается переохлаждение (пересыщение), которое играет значительную роль в процессе кристаллизации расплавов (растворов).

В действительности расплав может быть переохлажден или пересыщен по отношению к одному или к обоим составным частям его, в результате чего получаются различные системы равновесия.

На рис. 23 пунктирные линии указывают на возможные пределы переохлаждения (пересыщения). Вместо одной эвтектики здесь получается не менее трех *псевдоэвтектик*, в дополнение к нормальной, что является следствием выделения тепла; благодаря кристаллизации переохлажденного расплава H или F могут получиться очень сложные влияния охлаждения и на порядок кристаллизации минералов в горных породах.

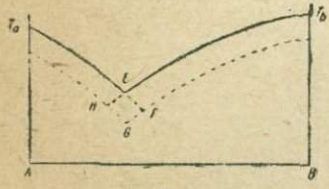


Рис. 23. Ложное равновесие, обусловленное пересыщением.

В некоторых случаях переохлаждение может быть настолько большим, что остаток после начала кристаллизации или эвтектическая смесь затвердевает в виде стекла.

Могут быть такие случаи кристаллизации эвтектических смесей:

1. Кристаллизация компонента A, затем эвтектики $A + B$
2. Кристаллизация компонента B, затем эвтектики $A + B$
3. Кристаллизация компонента A, затем B и, наконец, эвтектики $A + B$.
4. Кристаллизация компонента A, затем остатка в виде стекла.
5. Кристаллизация компонента A, после него B; остаток затвердевает в виде стекла.

Влияние давления на кристаллизацию. Большое значение для разрешения вопросов, связанных с условиями и результатами кристаллизации на больших глубинах, имеет выяснение влияния давления на кристаллизацию двухкомпонентной системы того же типа, какой был рассмотрен выше.

Еще в 1850 г. Бунзен высказал предположение, что давление должно влиять на температуру плавления различных минералов; в результате этого может изменяться порядок кристаллизации минералов в магме. Как показали дальнейшие исследования, влияние давления на температуру плавления не очень велико.

Как общее правило, температура плавления с увеличением давления повышается. Исключениями из этого правила являются лед и висмут, температура плавления которых понижается с повышением давления.

Обычно изменение температуры плавления с повышением давления отличается очень малыми размерами, составляя около 0,09° на 1 *ат* давления с положительным значением; исключением является вода, где эта величина отрицательная и равна 0,07° на 1 *ат* давления.

Это явление имеет большое петрологическое значение. Объем расплава с повышением давления увеличивается, согласно формуле Клазиуса и Клапейрона (Вант-Гоффа):

$$\frac{dT}{dP} = \frac{T(V_2 - V_1)}{Q},$$

где T — абсолютная температура, V_2 и V_1 — объемы жидкости и, соответственно, твердого тела, Q — скрытая теплота плавления, выраженная в калориях; $V_2 > V_1$ для магматических пород.

Так как жидкости сокращают свой объем под влиянием увеличивающегося давления сильнее, чем твердые тела, то по мере увеличения давления разность $V_2 - V_1$ должна постепенно уменьшаться.

Отсюда можно сделать следующий вывод: кривая затвердевания магматических пород вообще должна быть обращена вогнутой стороной к оси давления P и, когда $V_2 = V_1$, кривая проходит через максимум (рис. 24).

Для льда кривая имеет другую форму (рис. 25).

Такой результат Тамман получил, производя соответствующие исследования органических соединений; не исключена возможность,

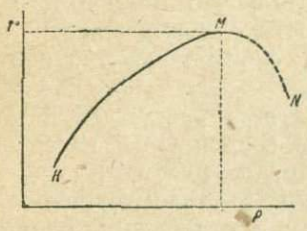


Рис. 24. Диаграмма, показывающая повышение температуры плавления при понижении давления, до максимума M, где $V_2 - V_1 = 0$.

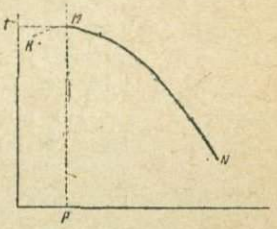


Рис. 25. Диаграмма, показывающая понижение температуры плавления при понижении давления когда $V_2 - V_1 < 0$ (лед).

что того же рода процесс может наблюдаться и на больших глубинах внутри земного шара при огромных давлениях, которые там существуют.

Некоторые геологи и геофизики при рассмотрении внутреннего состояния земного шара исходят из представления, согласно которому давление повышает температуру плавления горных пород, и что, следовательно, на больших глубинах земного шара все горные породы должны находиться в твердом состоянии.

Пользуясь вышеприведенной формулой, Томпсон вычислил, что температура плавления при давлении 450 *ат*, — что соответствует 1,6 *км* глубины ниже поверхности земли, — у анортита повышается на 1,7°, у диопсида — на 8,9°.

В том случае, если имеется эвтектическая смесь двух минералов, смещение эвтектической точки составит лишь 0,4 на 100 делений, т. е. вместо эвтектического отношения, равного при 1 *ат* давления 65 : 35, при давлении в 450 *ат* получится отношение 65,4 : 34,6.

Фогт пришел к заключению, что в глубинных и излившихся породах на эвтектические смеси давление оказывает весьма малое

влияние. Вант Гофф пришел к тому же заключению по отношению к водным растворам солей.

Некоторое влияние на ресорбцию минералов из эвтектического расплава может производить и внезапное понижение давления.

Предположим, что начинает кристаллизоваться вещество A (рис. 26). Когда точка равновесия достигнет точки q, может произойти внезапное понижение температуры плавления (например, при внезапном излиянии на поверхность земли). При этом кривые ae и eb перемещаются в положение a_1b_1 и e_1b_1. В таком случае магма в точке q не будет более насыщенной. В силу этого часть кристаллов должна будет раствориться; магма будет обогащена кристаллами A; температура будет падать как благодаря абсорбции скрытой теплоты, так и благодаря теплопроводности, пока не восстановится положение равновесия в точке r. Так как перемещение этих кривых незначительное, то и процесс ресорбции происходит лишь в очень ограниченных размерах. Сам процесс ресорбции тотчас сменяется процессом новой кристаллизации A вдоль кривой re_p. Вполне возможно, что корродированные кристаллы могут быть полностью залечены.

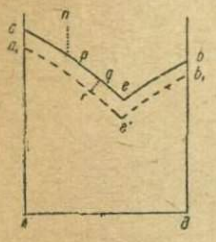


Рис. 26. Диаграмма перемещения кривой плавления при понижении давления

Харкер предполагал, что полное или частичное исчезновение интрателлурических роговых обманок или биотита связано именно с этим процессом.

Во время предыдущих рассуждений не принималась во внимание возможность переохлаждения (пересыщения), которая может иметь место в процессе охлаждения расплавов. Расплав может быть пересыщен как в отношении одного, так и другого компонента или обоих одновременно; может получиться ложная картина равновесия. На рис. 23 границы возможных пересыщений представлены пунктирными линиями.

Очевидно, что здесь могут быть три эвтектические точки H, F, G, кроме действительной E; в результате этого получаются значительные усложнения как в процессе направления кривых охлаждения, так и в порядке кристаллизации минералов.

Система кварц—калиевый полевой шпат. В магматических горных породах, в особенности породах кислых, очень часто наблюдается одновременное присутствие кварца и калиевого полевого шпата; поэтому система кварц—калиевый полевой шпат имеет большое петрогенетическое значение.

Существуют четыре модификации калиевого полевого шпата, получающихся в зависимости от физико-химических условий в среде во время образования той или другой из этих модификаций.

Эти модификации следующие:

Моноклинические и псевдомоноклинические

1. Ортоклаз, обычно мутный, непрозрачный или просвечивающий, широко распространенный как в глубинных, так и в излившихся породах.

2. Санидин, прозрачный, стекловидный, входящий в состав ряда

новейших излившихся пород; иногда (Кавказ) он входит в состав также и глубинных магматических пород (неогранитов).

3. Адуляр, прозрачный и стекловидный, как и санидин, но с иными оптическими свойствами, белый или светлоокрашенный, образующийся часто в виде хороших кристаллов в пустотах гнейсов и иногда также в друзах гранитов при гидротермальных процессах.

Триклинические

4. Микроклин, с теми же свойствами как и ортоклаз, макроскопически почти неотличимый от ортоклаза, но достаточно резко отличающийся от него под микроскопом; присутствует в гранитах, аплитах и других близких к ним породах.

Ортоклаз и микроклин обладают совершенно одинаковыми физическими свойствами: плотностью, показателями преломления, температурой плавления и т. д.; представляют собой по существу структурные модификации одного и того же вещества. Можно рассматривать ортоклаз как субмикроскопический сдвойникованный микроклин.

Это до известной степени подтверждается также и тем, что натровый полевой шпат существует только в триклинной форме; моноклинная модификация его неизвестна.

Изучение системы кварц — ортоклаз связано с большими затруднениями вследствие перехода кварца при повышении температуры в иные модификации, в особенности же — ввиду того, что при плавлении этой системы образуется чрезвычайно вязкая масса; поэтому получается несовершенное равновесие всей системы. Кроме того, вообще щелочные (калиевые и натровые) полевые шпаты в сухом виде из расплава пока не получены — они дают стекловатую массу. Благодаря этому определение температуры плавления чрезвычайно трудно, тем более, что ортоклаз плавится инконгруентно. Распадение ортоклаза на лейцит и стекло происходит при 1215°. Температура плавления альбита, по Боуену, 1100° ± 100°. В природе никогда не наблюдается образование твердых растворов между кварцем и полевым шпатом, но исключительно — эвтектики. При этом получаются характерные эвтектические структуры вплоть до микроэвтектических структур кварца и полевого шпата (микропегматит). Эти структуры указывают на взаимное прорастание обоих минералов и на их одновременную кристаллизацию, характерную для эвтектических смесей.

Подтверждением этого положения является обстоятельство, которое было установлено Фогтом: в том случае, когда над эвтектическим отношением между кварцем и полевым шпатом преобладает кремнекислота, выпадает первым избыточный кварц; наоборот, когда преобладает полевой шпат, в микропегматите первым выделяется полевой шпат.

Эвтектика кварца и полевого шпата характеризуется довольно постоянным относительным количеством обоих компонентов, именно: 26% кварца, 74% полевого шпата. Фогт давал несколько иные числа — 27,5% кварца и 72,5% полевого шпата.

То обстоятельство, что щелочные полевые шпаты, в том числе ортоклаз, особенно хорошо кристаллизуются в ряде магматических пород, достигая наиболее крупных размеров в пегматитах, обусло-

влено тем, что магма таких пород содержит значительные количества летучих веществ (минерализаторов), в том числе и воду; они способствуют кристаллизации, делая магму менее вязкой и могущей оставаться в жидком состоянии при температуре ниже 1215°.

Лишь когда магма подходит к поверхности земли и, в особенности, когда она выливается на поверхность земли в виде лавы, она теряет летучие вещества и становится очень вязкой; происходит застывание ее в виде тонкозернистой или стекловатой основной массы соответствующих пород (липариты, кварцевые порфиры, перлиты, обсидианы и т. д.). В то же время в гранитах и, особенно, в пегматитах условия кристаллизации являются наиболее благоприятными.

Характерно, что кислые излившиеся породы, аналогично пегматитам, обладают составом, близким к эвтектическому; согласно предложению Фогта, такой состав называется *анхиэвтектическим*. Выходя на поверхность земли к моменту своего застывания, эти породы обладают температурой, близкой к 870°; по Брену, температура обсидианов в этот момент равна 870°; свободная кремнекислота кристаллизуется в виде тридимита, который затем последовательно превращается в α-кварц и далее в β-кварц.

Возможно, что некоторые микропойкилитовые структуры, наблюдаемые в основной массе кислых излившихся пород, обусловлены образованием тридимита, с последующим превращением его в α-кварц.

Система анортит—кремнекислота. Значительно лучше, чем щелочные полевые шпаты, кристаллизуются из расплава кальциевые полевые шпаты, именно анортит; это связано с тем, что Са-алюмосиликаты дают расплав, отличающийся сравнительно малой вязкостью, и что анортит плавится конгруентно. Поэтому Андерсену и другим удалось исследовать систему кремнекислота — анортит и прийти к выводу, согласно которому оба компонента образуют типичную эвтектическую пару. Так как расплав все же отличается значительной вязкостью, эта система не вполне изучена. Эвтектическая точка находится при температуре 1352° ± 2°, при содержании 52% анортита и 48% тридимита, т. е. при содержании в эвтектической смеси 70,4% SiO_2, 19,2% Al_2O_3 и 10,4% CaO. Такие системы в природе пока найдены не были.

Двухкомпонентные системы с междумолекулярным соединением

Когда два вещества, *A* и *B*, дают друг с другом соединение (интрамолекулярное) определенного состава $A_m B_n$ и других соединений или смесей между $A_m B_n$ и *A* или *B* не существует, они могут находиться в эвтектических взаимоотношениях и давать эвтектические смеси (т. е. $A_m B_n$ как с *A*, так и с *B*). В таком случае эвтектическая система становится сложной, состоящей из двух отдельных эвтектических систем равновесий между *A* и $A_m B_n$ и $A_m B_n$ и *B* (рис. 27). Могут быть такие случаи, когда температура плавления сложного компонента выше, чем температура каждой части его *A* и *B* в отдельности.

В случае отсутствия образования соединений и смесей между $A_m B_n$ и *A* и *B* взаимоотношения этих пар — такие же, как в случае простой эвтектической смеси, рассмотренной нами выше.

Каждая пара образует эвтектику, кривые $AE_1 - A_mB_n - E_2$ изогнуты выпуклой стороной вверх.

Пользуясь данной диаграммой, можно выявить процессы кристаллизации при различных температурах и при различных составах начальной жидкости.

Для каждой пары веществ получается по отдельной самостоятельной эвтектической точке E_1 и E_2 не находящихся на середине между этими веществами.

Переохлаждение несколько усложняет процесс.

Система $Na_2O \cdot SiO_2 - SiO_2$ (Боуен, 1924). В этой системе компоненту A соответствует $Na_2O \cdot SiO_2$, B — SiO_2, A_mB_n — $Na_2O \cdot 2SiO_2$, температуры плавления которых следующие: для $Na_2O \cdot SiO_2$ — 1088°, $Na_2O \cdot 2SiO_2$ — 874° и SiO_2 — 1713°.

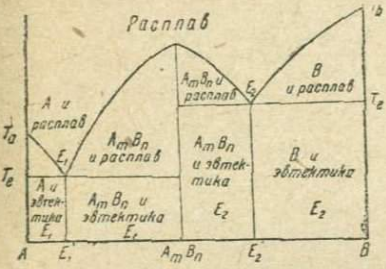


Рис. 27. Диаграмма остывания двухкомпонентного расплава в присутствии двойного соединения A_mB_n, Твердые растворы отсутствуют.

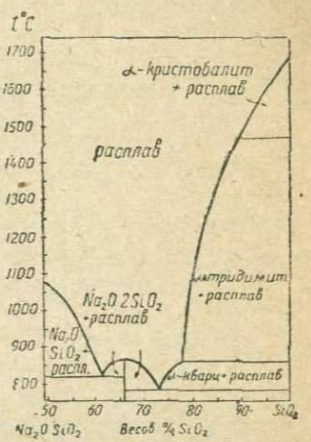


Рис. 28. Система $Na_2O - SiO_2$.

Плавление Na_2O $2SiO_2$ конгруентное, т. е. жидкость того же состава как и плавящееся тело (рис. 28).

При обратном процессе, т. е. при процессе плавления эвтектической смеси, кристаллическая смесь с конгруентной температурой плавления сложного компонента ведет себя обратно тому, что было при охлаждении, т. е. первая жидкость образуется при эвтектической температуре.

Двухкомпонентная система со сложным компонентом, имеющим инконгруентное плавление

Система лейцит—кремнекислота. В 1922 г. Боуен и Морей при температуре 1200° получили из ортоклаза расплав, в котором заметна после затвердевания была очень тонкая решетчатая структура, которая при повышенной температуре опыта давала ясно выраженные скелетные изометричные кристаллы лейцита. При температурах свыше 1400° кристаллизовались круглые кристаллики лейцита, с сильно двоякопреломляющими пятнами натяжения, в окружающем их стекле. Это последнее явление было связано с тем, что при превращении лейцита в другую его модификацию происходит увеличение объема на 2% (рис. 29).

Присутствие молекул альбита в ортоклазе несколько снижает температуру инконгруентного плавления (1170°). В совершенно чи-

стом ортоклазе достигается вполне жидкое состояние при 1530° и, следовательно, получается интервал плавления в 360°.

Инконгруентное плавление калиевого полевого шпата имеет большое петрогенетическое значение при разрешении вопросов кристаллизации ортоклаза, образования щелочных пород, кристаллизации полевых шпатов и их заместителей в магматических породах.

В том случае, когда кристаллы лейцита покрываются защитными оболочками других минералов или когда они удаляются из данного магматического расплава путем кристаллизационной дифференциации, при дальнейшей кристаллизации оставшегося остаточного расплава получается агрегат в виде кварцево-полевошпатовой породы.

Следовательно, выделение лейцита, как первого минерала, следует ожидать во всех богатых ортоклазом магмах. Такие лейциты, выделившиеся первыми, наблюдались в виде псевдолейцитов в лей-

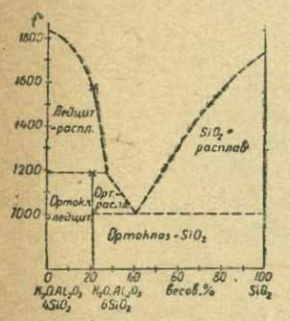


Рис. 29. Система лейцит — кремнекислота.

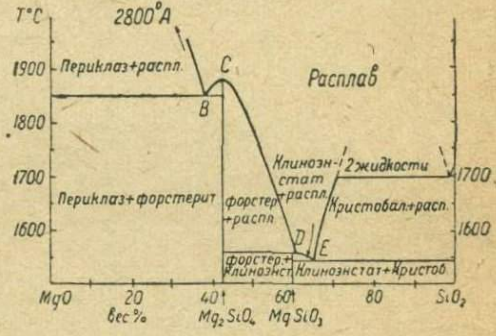


Рис. 30. Система $MgO—SiO_2$.

цитовых гранит-порфирах Бразилии. В Уайоминге Кросс наблюдал присутствие кристаллов лейцита в очень богатой кремнекислотой основной массе.

Для самого лейцита чрезвычайно характерно его обратимое превращение, именно ромбического псевдокубического лейцита в действительно кубический. Температура превращения лежит по более новым данным (Гроссман, 1917) при 620°, а не 560°, как думали до него. Разница в определениях температуры зависит и от неодинаковой точности методов определения, и от не вполне постоянного состава лейцита, дающего изоморфные смеси; теоретическая формула: $KAlSi_2O_6$; более точная $(K, Na)AlSi_2O_6$.

Температура плавления лейцита очень высокая и, по Буке и Эйтелю, лежит выше температуры плавления платины, т. е. около 1860°.

Характерно, что в глубинных породах лейцит почти совершенно отсутствует, зато он встречается в бескварцевых эффузивных породах.

По всем признакам имеется особое ограниченное поле существования лейцита, аналогично тому, что наблюдается с серой или азотнокислым аммонием.

Система $MgO—SiO_2$ (рис. 30). Эта система (по Андерсену и Боуену) имеет петрогенетическое значение, так как ряд минералов,

широко распространенных среди магматических пород, в особенности среди основных, принадлежит именно к этой системе.

К числу таких минералов относятся энстатит (клиноэнстатит) и форстерит. Эта система обладает значительной сложностью, так как образуется сложное соединение, наблюдается инконгруентное плавление и явления ликвации; имеются две эвтектики, которые получаются между следующими компонентами:

Периклаз	—	Форстерит
14% MgO	—	86% Mg_2SiO_4
Клиноэнстатит	—	Кристобалит
87,5% $MgSiO_3$	—	12,5% SiO_2

$MgSiO_3$ кристаллизуется при высоких температурах в виде клиноэнстатита; это наиболее устойчивая форма при обыкновенном давлении и всех температурах. Сложным компонентом является клиноэнстатит $\alpha = MgSiO_3$. Он плавится при 1557°; получается форстерит и жидкость, отличающаяся бо́льшим содержанием SiO_2, чем $MgSiO_3$, т. е. плавление *инконгруентное*.

Когда в расплаве достигается полное равновесие между $MgSiO_3$ и Mg_2SiO_4, первым начинает кристаллизоваться *форстерит*, который выпадает, пока температура жидкости не достигнет 1557°; при такой температуре жидкость имеет состав *D*.

При этой температуре начинает образовываться $MgSiO_3$, а форстерит начинает одновременно *растворяться*; т. е. форстерит реагирует с расплавом; в результате этого в расплаве появляется все больше и больше клиноэнстатита. Реакция такого рода происходит до тех пор, пока вся жидкость не будет израсходована на образование клиноэнстатита. В конечном итоге получится смесь форстерита и клиноэнстатита.

В случае чистого клиноэнстатита при плавлении его происходит частично выделение форстерита, который постепенно при охлаждении переходит в раствор, и реакция заканчивается образованием агрегата, состоящего из кристаллов клиноэнстатита. На промежутке между Mg_2SiO_4 и составом D($MgSiO_3$) форстерит выделяется первым; это выделение имеет большое петрогенетическое значение, если имеется избыток $MgSiO_3$.

В той точке, где происходит реакция, форстерит ресорбируется и его место занимает выделяющийся клиноэнстатит. Клиноэнстатит продолжает выделяться и далее при понижении температуры до температуры *E*, соответствующей 1543°. Эта точка характеризуется, как точка с наименьшей температурой плавления (затвердевания) данной системы и тем, что в дальнейшем происходит выделение в данной точке как клиноэнстатита, так и кристобалита.

Вся масса из клиноэнстатита и кристобалита кристаллизуется при температуре T_E.

Такого рода процесс происходит при условии медленного охлаждения и отсутствия явлений переохлаждения. Когда кристаллизация происходит быстро, делаются заметными явления переохлаждения; в результате не получаются условия нормального равновесия, и масса, имеющая состав клиноэнстатита, будет кристаллизоваться в виде смеси из клиноэнстатита, кристобалита (кремнекислоты) и форстерита.

То же самое происходит и со смесями, имеющими состав между точкой D и $MgSiO_3$, при быстром охлаждении, так как в этом случае жидкость при 1557° не вступает в реакцию с форстеритом (последний не растворяется), и жидкость продолжает кристаллизоваться по мере падения температуры; образуется смесь клиноэнстатита с кремнекислотой.

Смесь такого рода содержит одновременно как кремнекислоту, так и форстерит; при медленном охлаждении такая система неустойчива, при достаточно быстром — может сохраняться неопределенное время.

Если бы во время охлаждения жидкости состава D происходило удаление выделяющихся кристаллов форстерита, в некоторых местах жидкости происходило бы одновременное накопление форстерита и энстатита.

В тех местах, где из жидкости удаляется (оседает) форстерит, получается, наоборот, избыток жидкости; жидкость должна кристаллизоваться в виде агрегата клиноэнстатита с избытком кремнекислоты.

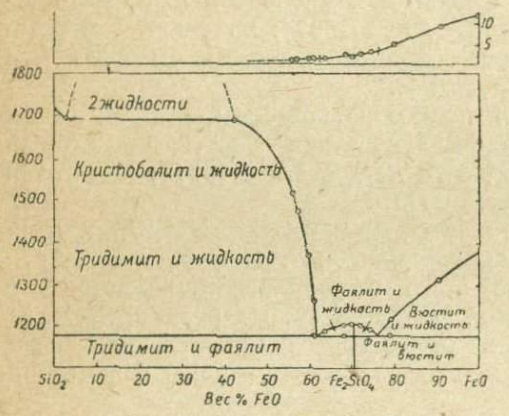


Рис. 31. Система SiO_2—FeO.

Этот процесс выделения кристаллов, в данном случае форстерита, и удаление их из кристаллизующейся жидкости в другую часть жидкости, где образования форстерита не происходит, носит название процесса фракционной кристаллизации. Как увидим далее, этот процесс, по мнению некоторых петрологов, в частности Боуена, играет значительную роль в процессе диференциации магмы.

В результате этого перераспределения кристаллов и жидкости, из которой они образуются, может получиться перераспределение минералогического состава в первично однородной жидкости. Так, например, богатая форстеритом жидкость может быть обеднена форстеритом, погружающимся в более глубокие горизонты, а из жидкости будут выкристаллизовываться клиноэнстатит и свободная кремнекислота.

Основным фактором, благодаря которому может происходить такого рода процесс, является инконгруентное плавление $MgSiO_3$.

Система FeO—SiO_2. В данной системе (рис. 31) имеется одно соединение, $2FeO \cdot SiO_2$ (ортосиликат — файалит), температура плавления которого достигает всего 1065°; температура плавления крайних членов: FeO — 1541°, SiO_2 — 1713°.

Системы MgO—SiO_2 и FeO—SiO_2 дают сложные твердые растворы в разнообразных отношениях и входят в состав ряда таких минералов, как оливины и пироксены.

Изученность системы FeO—SiO_2, затрудняется тем обстоятельством, что окислы железа обладают чрезвычайно высокой реакционной активностью.

В природе встречаются минеральные виды, состоящие из FeO и SiO_2, в виде файалита $2FeO \cdot SiO_2$ и др.

Температура плавления оливинового молекулярного соединения $2FeO \cdot SiO_2$ — 1065° — определена пока только приблизительно; что температура плавления файалита очень низкая — установлено уже давно судя по технологическим процессам.

Большим затруднением при определении температуры плавления в данном случае является то обстоятельство, что при нагревании закисные соединения железа легко окисляются с образованием магнетита.

Относительное содержание окислов железа $Fe_2O_3 : FeO$, по мере возрастания величины его, вызывает изменение окраски минералов и соединений от интенсивно красной и желтой до зеленой и синей в почти чистых закисных, в почти чистых окисных — от серой до почти черной.

Двухкомпонентные системы с несколькими инконгруентно плавящимися соединениями

В некоторых бинарных системах конечные члены могут давать друг с другом несколько соединений, обладающих инконгруентными точками плавления.

Точки инконгруентного плавления будут выделяться на кривых плавкости переломами их.

Система $K_2SiO_3 - H_2O$. Типичный пример такой системы — метасиликат калия K_2SiO_3 и H_2O (Боуен и Морей, 1924, рис. 32).

Они дают два инконгруентно плавящихся соединения — полугидрат $K_2SiO_3 \cdot \frac{1}{2}H_2O$ и моногидрат $K_2SiO_3 \cdot H_2O$.

При температуре ниже 800° начинается выделение кристаллов K_2SiO_3 в точке *x*, по мере охлаждения жидкости. Кристаллизация продолжается до температуры 600°; фигуративная точка приходит в точку *B*, где жидкость имеет состав *B*.

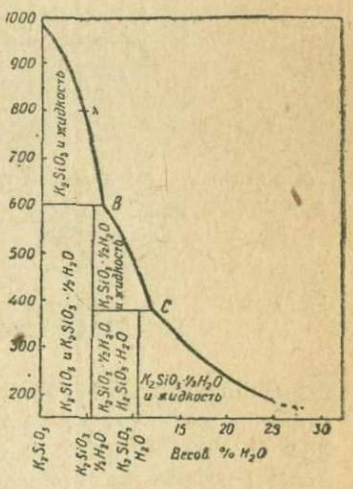


Рис. 32. Система калиевый силикат — вода.

При 600° жидкость вступает в реакцию с кристаллами K_2SiO_3 и преобразует их в полугидрат $K_2SiO_3 \cdot \frac{1}{2}H_2O$. Температура остается постоянной, пока не будет израсходована вся жидкость на образование этого нового соединения; на этом данный процесс заканчивается.

Если во время этой реакции будет происходить фракционирование, т. е. если каким-либо способом из жидкости будут удаляться кристаллы, эти последние должны скопиться в одной части жидкости, другая часть которой осталась бы без них. В таком случае в точке *B* получится избыток жидкости над той, которая должна была бы вступить в реакцию с K_2SiO_3. Жидкость будет и далее выделять кристаллы $K_2SiO_3 \cdot \frac{1}{2}H_2O$ *до температуры 380°, при которой состав* жидкости будет *C*.

При 380° жидкость снова вступает в реакцию с имеющимися в ней кристаллами; в результате этой реакции получатся кристаллы моногидрата $K_2SiO_3 \cdot H_2O$; реакция заканчивается, когда вся жидкость будет исчерпана.

Здесь также может иметь место фракционирование кристаллов, скопление их в одной какой-либо части жидкости. В таком случае выделение кристаллов из жидкости продолжится, пока температура не достигнет, по крайней мере, 200°.

Таким образом, данная система дает для смеси K_2SiO_3 и H_2O температуру 600°, как предельную, при которой вся система превращается в кристаллический агрегат, если не происходит фракцио-

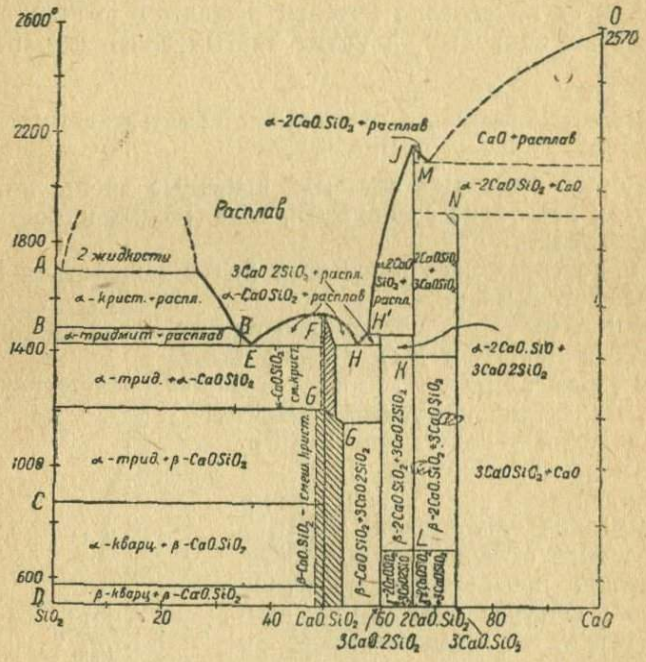


Рис. 33. Система SiO_2—CaO (по Фергусону и Мервину).

нирования кристаллов. Если же процесс фракционирования кристаллов происходит, то температура может понизиться до 380°, далее до 200° и ниже с выделением кристаллов, уходящих за пределы реакции их с жидкостью; раствор продолжает выделять кристаллы нового состава.

Система SiO_2—CaO. Очень сложна бинарная система SiO_2—CaO с молекулярными соединениями, инконгруентным плавлением и с рядом полиморфных компонентов. В магматических породах она играет лишь незначительную роль, так как простые свободные силикаты кальция в них почти не встречаются и входят в состав Mg—Fe-изоморфных силикатных смесей.

Для диаграммы данной системы характерно поведение более богатой SiO_2 смеси при разделении ее на две несмешивающиеся жидкие фазы, как это изображено на рис. 33.

Разделение на две жидкие фазы, находящиеся в равновесии друг с другом, наблюдается при 1698° в пределах состава между 0,6% и около 28% CaO. Кривая плавления кристобалита на значительном протяжении располагается почти горизонтально с незначительным понижением температуры, близкой к 1700°, при сравнительно малом содержании CaO.

Наблюдается образование двух соединений с более высокими температурами плавления и конгрентным плавлением, именно одного состава $CaO \cdot SiO_2$, с очень пологим падением температуры по обе стороны и $2CaO \cdot SiO_2$, дающего очень сильно заостроенный максимум.

Диаграмма усложняется тем, что как $CaO \cdot SiO_2$, так и $2CaO \cdot SiO_2$ дают полиморфные разности; $CaO \cdot SiO_2$ дает полиморфное превращение *α-волластонит* (псевдогексагональный) $\leftrightarrows$ β-волластонит (моноклинный) при 1200°; $2CaO \cdot SiO_2$ дает полиморфное превращение $\alpha \leftrightarrows \beta$ при 1420° и дальнейшее $\beta \leftrightarrows \gamma$ при 675°.

Последнее превращение $\beta \leftrightarrows \gamma$ сопровождается значительным изменением объема (примерно на 10%). Благодаря этому происходит разрушение кристаллов модификации β, что, например, наблюдается в производстве клинкера из портландского цемента. Кроме того, наблюдалась модификация $2CaO \cdot SiO_2$ при 1425°.

Кривые FH и FE дают кристаллы $CaO \cdot SiO_2$, *обладающие не* вполне постоянными оптическими свойствами; это может быть объяснено частичным образованием смешанных кристаллов с избытком либо CaO, либо SiO_2.

Очень характерно, далее, что при превращении $CaO \cdot Sio_2$ $\alpha \leftrightarrows \beta$ присутствие некоторого количества насыщенных CaO смешанных кристаллов вызывает понижение температуры плавления до 1170°, увеличенное содержание в них SiO_2 повышает ее до 1210°; устойчивые при более низких температурах кристаллы могут содержать избыток до 3% CaO или SiO_2.

Это непостоянство температуры преобразования, в связи с превращением полиморфных модификаций с образованием смешанных кристаллов, заставляет особенно осторожно подходить к использованию *таких превращений в качестве геологического термометра*, поскольку температура их превращения непостоянна, да и другие примеси, как, например, щелочи, MgO и др. также могут ее значительно изменять.

В отличие от первых двух молекулярных соединений — $CaO \cdot SiO_2$ и $2CaO \cdot SiO_2$, молекулярное соединение $3CaO \cdot 2SiO_2$ плавится *инконгруентно*, распадаясь при 1475° $2CaO \cdot SiO_2$ и переходную жидкость.

В первичном состоянии это соединение сохраняется только в очень ограниченных пределах и с изменением температуры распадается.

До температуры 1900° сохраняется агрегатная смесь $2CaO \cdot SiO_2$ и $3CaO \cdot SiO_2$; при температуре, превышающей 1900°, происходит распадение агрегата в твердом состоянии на $2CaO \cdot SiO_2$ и CaO.

Положение усложняется в данном случае тем, что иногда модификации α- и β-$2CaO \cdot SiO_2$ содержат некоторое количество избытка CaO в смешанных кристаллах и превращение их в γ-модификацию задерживается вязкостью массы. Благодаря этому они могут зна-

чительно переохлаждаться; этим объясняют, в частности, большую реакционную способность клинкера.

Можно думать, что и в природе наблюдается иногда стабилизация β-фазы $2CaO \cdot SiO_2$ в виде кальциевого оливина, присутствие которого наблюдалось в некоторых нефелин-эвдиалитовых базальтах. Кальциевые ортосиликаты встречаются очень редко, а именно: ларнит (α-Ca_2SiO_4), встреченный в контактах Скоут Хилл (Шотландия), и шаннонит (β-Ca_2SiO_4) — в эвдиалитовом базальте Тасмании и мелилит-нефелиновом базальте Квебека (Канада).

Система Al_2O_3—SiO_2. Эта система (рис. 34) особенно интересна по той причине, что она связана с условиями образования ряда алюмосиликатов и имеет большое научное и практическое значение. Так как температура плавления веществ, входящих в эту систему, очень высока — для Al_2O_3 она выше 2000°, — при опытах с ней применялась специальная иридиевая печь.

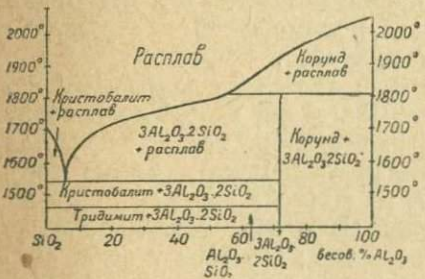


Рис. 34. Система SiO_2—Al_2O_3.

Боуен и Грей (1924), поставив исследования этой системы, пришли к выводу, что здесь имеет место *инконгруентное плавление* химического соединения состава, дающего кристаллы с отношением между $Al_2O_3 : SiO_2 = 3 : 2$.

При опытах с отношением $Al_2O_3 : SiO_2 = 1 : 1$, при температурах свыше 1810°, получились прекрасные кристаллы корунда. Одновременно получалась богатая кремнекислотой стекловатая основная масса с иголочками, сходными с силлиманитом; прибавление к раствору избытка Al_2O_3 уменьшало содержание SiO_2 в нем; получались кристаллики, сходные с силлиманитом, но состава $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

Исходя из этого, Боуен и Грей пришли к выводу, что при 1810° происходит *инконгруентное плавление* вещества, названного ими *муллитом*, имеющего состав $3Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$.

Следовательно, образования эвтектики между корундом и силлиманитом не происходит; в данной системе сохраняется только одна эвтектика, именно между муллитом и кристобалитом, при 1545°.

С другой стороны, удалось установить выделение корунда при инконгруентном распаде до 1920°.

Лишь при температуре выше 1920° получается однородный расплав муллита.

По мнению Боуена, часть тех образований в глинистых контактово-метаморфических сланцах, которые относили к силлиманитовым, должна быть отнесена к муллитовым образованиям.

Кристаллизация с неограниченным твердым раствором. Случай полного изоморфизма

Так как случай образования частичных твердых растворов с разрывом между ними — более сложный, усваивающийся с бо́льшим трудом, чем случай с образованием непрерывных твердых растворов, мы начинаем с характеристики второго случая.

Для данного случая характерным условием является наличие двух компонентов, которые непрерывно смешиваются друг с другом как в жидком, так и в твердом состояниях; из такого рода смеси нет возможности выделить чистый компонент, что доказывается термодинамическими рассуждениями и выводится из опытов.

Характерно, что как жидкость, так и твердое тело, находящееся в равновесии в данной точке, обладают различными степенями концентрации; кривые, изображающие процессы плавления и затвердевания, непрерывны и не могут пересекаться друг с другом под острыми углами.

Так как в данном случае жидкость и кристаллическое тело обладают различным составом, должны существовать *две* кривые, из которых одна носит название *солидус*, другая — *ликвидус*. То же относится и к точкам плавления и затвердевания на этих кривых. Все эти кривые *непрерывны*.

Однородные фазы расплавов и смешанных кристаллов разделяются областью, в которой одновременно находятся как смешанные кристаллы, так и расплавы. Если провести горизонтальные (изотермические) линии, пересекающие кривые солидуса и ликвидуса, места пересечения дадут нам состав одновременно существующих — жидкости и смешанных кристаллов; кривая ликвидуса показывает при этом состав жидкости, кривая солидуса — состав смешанных кристаллов, одновременно выделяющихся.

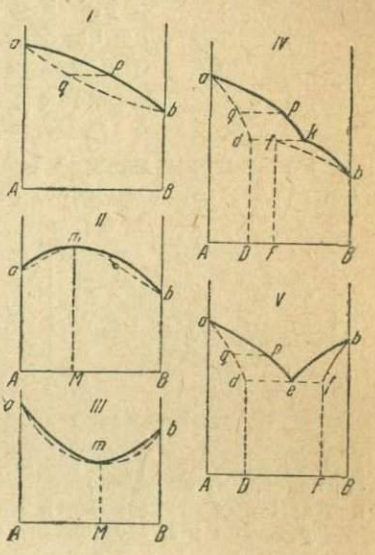


Рис. 35. Диаграмма Розебума.

Может быть несколько типов этих кривых (по Розебуму): 1) обе кривые располагаются полностью между точками температур плавления двух компонентов (рис. 35, *I*); 2) кривые показывают максимум (рис. 35, *II*); 3) кривые показывают минимум (рис. 35, *III*); рис. 35, *IV* и *V* — типы с неполным изоморфизмом.

Из трех первых случаев второй среди минералов не был встречен, третий встречается очень редко. Первый случай имеет крупнейшее петрогенетическое значение и широко распространен в магматических породах.

Следует прежде всего обратить внимание на то, что, по существу, разницы между жидким и твердым растворами нет.

Твердые растворы, как и жидкие, могут быть насыщенные, ненасыщенные и пересыщенные.

Для твердых растворов характерно то, что они часто кристаллические, в них два или более компонентов находятся в произвольных относительных количествах.

Твердые растворы всегда о д н о ф а з н ы е, аналогично жидким растворам вообще.

Характерными примерами могут служить следующие: азотнокислый калий и азотнокислый натрий, альбит и анортит, форстерит — файалит.

В твердых растворах упругость пара раствора ниже упругости пара чистого растворителя.

Свойства меняются непрерывно от одного компонента к другому, через ряд твердых растворов, постепенно изменяющих свой состав. Если скорость диффузии невелика, то происходит наслоение друг на друге твердых растворов с разным составом. В последний момент кристаллизации состав твердого раствора будет отвечать составу жидкого раствора.

Изоморфно могут смешиваться, т. е. образовывать твердые растворы:

1. Вещества одинакового размера атомов.
2. » одинаковой валентности, например, Mg и $Fe^{\cdot\cdot}$, Al и $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ и т. д.
3. » одинакового числа молекул кислорода.
4. » с близкими по величине радиусами ионов, замещающих друг друга элементов, например, Fe — 0,33 Å и Mg — 0,78 Å, но не Ca — 1,06 Å.

Рассмотрим прежде всего тот случай, когда имеется два компонента A и B, полностью смешивающиеся друг с другом как в жидком, так и в твердом состоянии. Их ликвидус и солидус (кривая затвердевания) полностью лежат между точками их плавления — тип I Розебума (рис. 36).

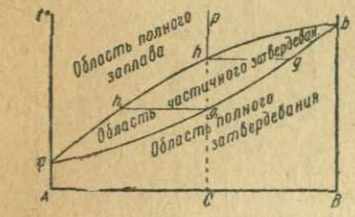


Рис. 36. Кривые ликвидуса и солидуса, при образовании непрерывных твердых растворов. Тип I Розебума.

Кривые диаграммы можно вывести, как функции термодинамического потенциала, также и из данных экспериментальных исследований.

Система эта имеет огромное значение в петрогенезисе, именно в процессе кристаллизации ряда минералов, входящих в состав магматических пород как первичные образования. В частности, выделение кристаллов плагиоклазов из магматического раствора происходит по данной схеме.

Пусть состав жидкой смеси двух полностью смешивающихся компонентов A и B будет p.

При понижении температуры в точке h, находящейся на кривой ликвидуса, начинают выделяться кристаллы, имеющие состав g, который мы определяем, проводя горизонтальную линию до пересечения ее с кривой солидуса в точке g; эта линия носит название изотермической линии.

Точки g и h изображают солидус и ликвидус в положении равновесия при данной температуре.

Выделение некоторого хотя бы небольшого количества вещества B в точке g, естественно, изменяет состав жидкости, и в дальнейшем g не может находиться в равновесии с раствором, так как содержит избыток вещества B. Поэтому этот избыток должен раствориться и возвратиться в жидкость.

Так как температура раствора понижается и выпадают новые количества твердого вещества, точка h движется по кривой ликвидуса до точки h_1, по отрезку hh_1; одновременно выпадают кристаллы, и точка g движется по линии gg_1 до точки g_1; следовательно, обе

точки тесно связаны друг с другом и движутся одновременно по двум кривым: ликвидуса и солидуса.

Когда достигается точка g, вся масса имеет состав g, являющийся составом первоначальной жидкости p. Очевидно, последняя капля жидкости должна иметь состав h_1.

Этот процесс носит название *непрерывной реакции*, так как здесь наблюдается непрерывный процесс изменения состава выделяемого твердого вещества и состава остающейся жидкости, пока не иссякнет последний остаток жидкости.

Данный процесс протекает именно так, как он только что был описан, лишь в том случае, если переохлаждение отсутствует или проявляется сравнительно слабо; равновесие восстанавливается в каждый данный момент периода понижения температуры, т. е. ранее образовавшийся кристалл более обогащенный A в каждый следующий момент сменяется кристаллом, более богатым B.

Особенно большие затруднения встречает данный процесс при кристаллизации силикатов, в виду их значительной вязкости вблизи точки плавления.

Если равновесие не достигается полностью, то на первых стадиях получаются кристаллы, с избытком B, на последних — с избытком A; благодаря этому образуются зонарные кристаллы, особенно характерные для плагиоклазов, в частности, для андезинов.

Чрезвычайно характерно, в отличие от затвердевания чистого компонента или эвтектических смесей, что застывание смеси происходит не при определенной температуре, но на более или менее значительном интервале между точками h и g_1.

Для данного вещества p имеет место начало кристаллизации в точке h и окончание его при составе g_1. При плавлении, наоборот, процесс проходит в строго противоположном направлении — сплав начинает плавиться при g_1 и заканчивает свое плавление при h.

Этот именно интервал g_1—h между началом и концом плавления чрезвычайно характерен для твердых растворов и отличает их от простых соединений или эвтектических смесей.

Системы полевых шпатов. Полевые шпаты в магматических породах играют исключительную роль. Лишь крайне ограниченное число магматических пород лишено полевого шпата. Кроме того, в большом числе этих пород присутствуют одновременно как калиевые полевые шпаты, так и плагиоклазы, при выделении расплавов из магмы взаимодействующие друг с другом.

Системы эти частью хорошо изучены.

Плагиоклазы. Плагиоклазы образуют непрерывную систему твердых растворов с конечными компонентами — альбитом AB на одном конце (температура плавления 1100°) и анортитом An на другом конце (температура плавления 1550°).

Температура плавления, плотность и показатели преломления их меняются и приведены в табл. 13.

Эту систему можно рассматривать так же как четверную систему SiO_2 — Al_2O_3 — CaO — Na_2O, которую мы объединяем в одну двухкомпонентную систему.

Другая система, которая может входить в состав этой же четырехкомпонентной системы — система нефелин (карнегиит) — анортит.

Таблица 13

Изменения свойств плагиоклазов с изменением их состава

Плагиоклаз	Состав	Плавление		Плотность		Показатель преломления	
		начало	конец	кристалл	стекло	кристалл	стекло
Альбит	Ab	1100°	—	2,605	2,382	1,534	1,4890
Олигоклаз	$Ab_6\,An_1$	—	1265°	—	—	—	—
	$Ab_4\,An_1$	—	1334°	—	—	—	—
Олигоклаз-андезин	$Ab_3\,An_1$	1175°	1362°	2,649	2,458	—	—
Андезин	$Ab_2\,An_1$	1205°	1394°	2,660	2,483	1,549	1,5166
Андезин-лабрадор	$Ab_1\,An_1$	1287°	1450°	2,679	2,533	1,533	1,5967
Лабрадор	$Ab_1\,An_2$	1372°	1490°	2,710	2,591	1,568	1,5452
Битовнит	$Ab_1\,An_5$	1465°	1521°	2,733	2,648	1,577	1,5600
Анортит	An	1550°	1550°	2,765	2,700	1,587	1,5755

Обе системы имеют крупное петрографическое значение, в особенности первая.

Система плагиоклазов представляет затруднения для изучения их в части ее, наиболее обогащенной натрием; вязкость расплава в значительной степени с увеличением щелочей повышается, поэтому трудно определить температуры плавления при помощи кривых нагревания. Вычисленные кривые ликвидуса (температур начала затвердевания) и солидуса (соответствующих сплавов, получающихся при выпадении кристаллов) были статическим методом получены Боуеном. Точность определения для солидуса составляет 5°, для кривой ликвидуса — 2° (рис. 37).

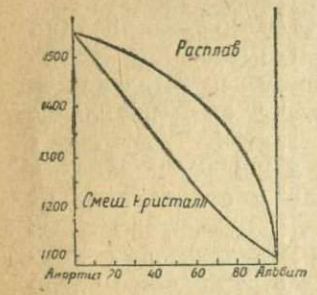


Рис. 37. Диаграмма кристаллизации плагиоклазов (по Боуену).

Из данной диаграммы видно, как это было охарактеризовано на стр. 86, что по мере хода процесса охлаждения и по мере кристаллизации выделяются плагиоклазы, все более и более богатые альбитовыми молекулами; получаются кристаллы, наружная оболочка которых более богата альбитом, чем внутреннее ядро, обогащенное анортитом.

Если же иногда наблюдается обратное распределение анортитового и альбитового веществ, то это обусловлено либо процессами переохлаждения, либо вплавления, например, известняков и растворения их, с соответствующим обогащением расплава CaO.

В данном случае нет понижения температуры в одной точке (эвтектической), но получаются непрерывные кривые плавления (ликвидус) и кристаллизации (солидус).

Если на поверхности уже выпавших кристаллов, до того, как они успеют раствориться и потерять часть компонента *An*, образуются слои иного состава, более богатые *Ab* в соответствии с изменением

состава магмы, из которой они образовались, — получается зонарная структура. Средний состав кристаллов к тому времени, когда кристаллизация закончится, должен быть такой же, как и состав исходной магмы, но ядра кристаллов, выделившихся ранее, более богаты одним из компонентов, в то время как оболочки должны быть более богаты другим компонентом.

Одновременно с изменением состава минерала, от центра к периферии кристалла изменяются и оптические свойства минерала, что хорошо наблюдается под микроскопом (рис. 38, 39).

Особенно резко проявляется зонарная структура тогда, когда во время процесса остывания магмы и ее кристаллизации периодически происходит временная ресорбция ранее выделившихся кристаллов.

Зонарная структура в плагиоклазах проявляется на всей поверхности растущего кристалла в отличие от другого типа зонарной структуры, которая наблюдается в призматических кристаллах, например в авгитах. В таких кристаллах ресорбция происходит особенно интенсивно в экваториальной части этих кристаллов, в результате чего получается так называемая «*часовая*» структура.

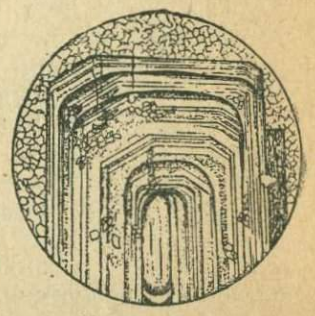


Рис. 38. Многократно зонарный кристалл плагиоклаза.

При равных остальных условиях изъятие данного количества вещества при кристаллизации его должно изменить состав остаточной магмы в той же пропорции, в какой уменьшается количество магмы. Поэтому состав магмы (также и кристаллов) меняется более быстро к концу этого процесса, а следовательно, структура особенно резко проявляется на краях зонарных кристаллов.

Отсутствие зонарной структуры может быть обусловлено двумя причинами. Первая причина может быть обусловлена тем, что приспособление во время процесса кристаллизации и ресорбции происходит непрерывно, без того процесса, который носит название фракционирования кристаллов и отделения ранее образовавшихся кристаллов от влияния окружающего его расплава (магмы). Второй причиной может быть наличие процесса пересыщения. Если для начала кристаллизации требуется значительное пересыщение, последняя не начнется ранее, чем температура не снизится до той, при которой может происходить изменение состава; в таком случае получаются кристаллы, обладающие составом, соответствующим составу самой магмы, как это было доказано при опытах Дэя и Аллина с плагиоклазами.

Когда пересыщенная магма начинает кристаллизоваться при температуре лишь незначительно более низкой, чем температура, соответствующая точке p (рис. 40), согласно схеме Харкера, тепло, освобожденное при быстрой кристаллизации может снова поднять температуру переохлажденной массы. После этого равновесие может быть достигнуто лишь тогда, когда снова магма и кристаллы не попадут в условия, представленные точками x и y, лежащими на одной горизонтальной линии. При дальнейшем охлаждении снова

может получиться зонарная структура. Этим именно можно объяснить некоторые ненормальности зонарной структуры, наблюдаемой иногда в плагиоклазах.

Что плагиоклазы представляют собой непрерывный изоморфный ряд или непрерывный ряд твердых растворов, было впервые на основании оптических данных установлено Шустером. Затем, на основании синтетических экспериментальных исследований это было окончательно доказано (Дэй и Аллин, 1905).

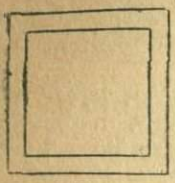


Рис. 39. Диаграмма зонарного кристалла плагиоклаза. Узкая наружная зона кристалла кубической формы имеет объем, равный объему центральной части кристалла.

Удельный объем плагиоклазов полностью соответствует непрерывному изоморфному ряду.

То обстоятельство, что плагиоклазы более поздних генераций обладают более кислым составом, совершенно ясно вытекает из только что рассмотренных взаимоотношений между анортитом и альбитом. Еще задолго до работ Дэя и Аллина этот закон был установлен рядом создателей современной петрографии, именно сперва Фуке, затем Мишель Леви, Розенбушем и др.

Точно также уже давно был установлен Бекке (1897) закон петрографии, согласно которому наружные зоны плагиоклазов в магматических породах обладают более кислым составом, чем внутренние зоны их. Как видим, этот же закон вытекает из физико-химических условий кристаллизации плагиоклазов как изоморфных смесей двух компонентов анортита и альбита и, вообще, из закона кристаллизации изоморфных смесей, установленного Кюстером.

Система энстатит—гиперстен. Система $MgSiO_3$ и $FeSiO_3$ образует непрерывные изоморфные смеси с постепенно меняющимися свойствами, если не вмешиваются другие примеси (например, $CaSiO_3$, Al_2O_3, окислы железа MnO и др.), которые в большей или меньшей степени влияют на физические, в частности оптические, свойства этих изоморфных смесей.

В общем, состав пироксенов отличается уменьшением содержания $FeSiO_3$ по мере того, как мы переходим от более кислых к более основным породам, в которых они присутствуют. В прилагаемой таблице указано содержание весовых процентов FeO в пироксенах различных пород.

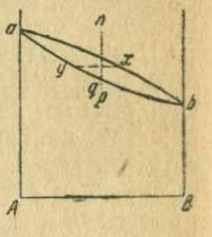


Рис. 40. Диаграмма переохлаждения полевых шпатов

Сиенит	50%	Трахит	53%
Диорит	30%	Роговообманково-слюдяной андезит	46%
Биотитово-рогообманковое габбро	45%	Пироксеновый андезит	44%
Габбро	31%	Базальт	22,5%
Перидотит	14%	Лимбургит	13%

Система форстерит—файалит. Ортосиликаты, в свою очередь, образуют довольно большую и важного петрогенетического значения группу оливина из изоморфного ряда файалита Fe_2SiO_4 с темпера-

турой плавления около 1100° и форстерита Mg_2SiO_4 с температурой плавления 1890° ± 20°.

Они образуют непрерывный изоморфный ряд с меняющимися так же постепенно, как и в плагиоклазах, всеми физическими свойствами — плотностью, показателями преломления и др.

Для этой группы минералов характерно то, что в содержащих полевые шпаты породах оливины, как правило, более богаты магнезиальным силикатом, чем пироксены; в бесполевошпатовых породах FeO и MgO в общем распределены равномерно в обоих группах минералов. Характерно присутствие Ni, Co в перидотитовых породах.

Система $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$. Система клиноэнстатит — волластонит очень сложна благодаря инконгруентному плавлению $MgSiO_3$ и скрытому максимуму для диопсида, что дает основание считать диопсид двойной солью состава $CaMgSi_2O_6$, дающей эвтектику диопсид — форстерит (рис. 41); температура конгруэнтного плавления его 1391°. Система клиноэнстатит — волластонит принадлежит к типу IV Розебума.

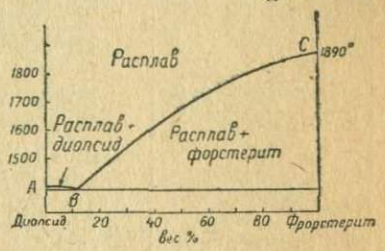


Рис. 41. Система диопсид — форстерит.

В части, относящейся к диопсид-клиноэнстатиту, система относится к V типу, поскольку это касается пары диопсид-псевдоволластонит (волластонит). Кроме того, имеется точка перехода между β-волластонитом и α-волластонитом (псевдоволластонитом) при температуре 1180°.

Кристаллизация с ограниченным твердым раствором

В ряде случаев наблюдается, что из двух компонентов каждый в отдельности обладает способностью растворять некоторое сравнительно небольшое количество другого вещества. Получается неполная смешиваемость такого рода веществ.

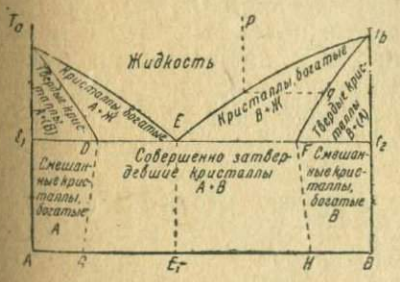


Рис. 42. Ограниченные твердые растворы.

Промежуточные твердые растворы существовать не могут.

При таких условиях могут образовываться одновременно эвтектические смеси; они образуются именно на этом промежуточном интервале без твердых растворов.

Поэтому диаграмма ликвидуса для такого рода веществ представляет собой комбинацию как смешанных кристаллов, так и эвтектических смесей.

Может быть несколько типов ограниченных твердых растворов, из которых разберем случай, когда точка плавления смешанных кристаллов ниже температуры плавления чистых компонентов (рис. 42). На диаграмме T_a и T_b — точки плавления компонентов A и B, E — эвтектическая температура, ниже которой в данной системе не может существовать жидкость в равновесии с твердым телом и имеется только твердая фаза.

Если состав расплавленной массы p, то при постепенном охлаждении этого расплава, когда точка достигает кривой ликвидуса ET_b, выделится первое твердое вещество, которое будет иметь состав q, как это мы только что видели.

Рассуждая так, как и раньше, мы увидим, что когда при дальнейшем понижении температуры точка передвинется в точку E (эвтектическую), точка q передвинется в точку F. Очевидно, точка F будет точкой с наибольшим содержанием A, которое при данной температуре (эвтектической) может раствориться в твердом веществе B.

То же мы получим и для левой части диаграммы, где точка D будет точкой с наибольшим возможным при данной эвтектической температуре содержанием вещества B в твердом растворе в A.

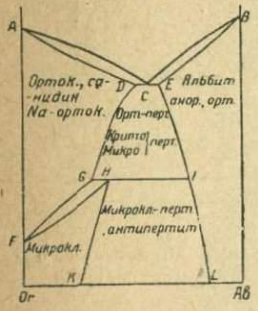


Рис. 43. Гипотетическая диаграмма равновесия системы калиевый полевой шпат — натровый полевой шпат (по Мекинену).

На данной диаграмме мы имеем поля с различными условиями равновесия: I. область расплава (жидкая фаза); II. область смешанных кристаллов, с преобладанием компонента A, и жидкость (твердая и жидкая фазы); III. область смешанных кристаллов, с преобладанием компонента B, и жидкость (твердая и жидкая фазы); IV. область смешанных кристаллов, с преобладанием B (твердая фаза); V. область смешанных кристаллов, насыщенных A и B (твердая фаза — гетерогенная область).

Эта система характерна для таких групп алюмосиликатов, как ортоклаз и альбит, ортоклаз и анортит. Это связано с тем, что ни отртоклаз с альбитом, ни ортоклаз с анортитом не образуют непрерывных изоморфных смесей.

Анализы полевых шпатов показывают, что калиевые полевые шпаты содержат незначительные количества Na_2O и CaO; наоборот, плагиоклазы никогда не содержат сколько-нибудь значительного количества K_2O. Это обусловлено тем, что, если в жидкой фазе калиевые полевые шпаты и плагиоклазы могут смешиваться друг с другом в неограниченных количествах, в твердой фазе они способны только к *ограниченному* смешению и никогда не образуют непрерывных изоморфных смесей в виде твердых фаз. Они образуют только прерывные серии, ортоклаз — альбит и ортоклаз — анортит.

Характерно далее то, что молекулы анортита входят в значительно меньшем количестве в состав калиевого полевого шпата, чем молекулы альбита. Следовательно, можно рассматривать бинарную систему ортоклаз — плагиоклаз, как систему ортоклаз — альбит, в которой часть альбитовых молекул замещена молекулами анортита.

Так как смешиваемость альбита и ортоклаза является ограниченной, они могут давать эвтектические смеси.

Как показал впервые Фогт, диаграмма системы ортоклаз — альбит должна быть отнесена к типу V по классификации Розебума. Для этой системы характерно, что температуры плавления ортоклаза и альбита очень мало отличаются одна от другой (рис. 43). С другой стороны, вполне точно установлено существование эвтектической точки плавления этих двух компонентов. В этой системе эвтекти-

ческая смесь имеет состав примерно такой: ортоклаза 40—44%, альбита (с некоторой примесью анортита) 60—65%, т. е. примерно 45% ортоклаза и 55% альбита. Твердые растворы содержат в ортоклазе как максимум до 28% альбита с примесью анортита; в альбите с примесью анортита — до 12% ортоклаза, так же как максимум. Следовательно, эвтектическая смесь будет содержать смешанные кристаллы ортоклаза с небольшой примесью альбита и кристаллы альбита с небольшой примесью ортоклаза.



Рис. 44. Микропертитовая структура.

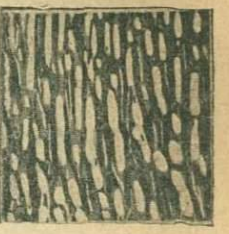


Рис. 45. Микропертитовая структура.

Так как температура плавления альбита несколько выше, чем ортоклаза, эвтектическая точка должна лежать несколько ближе к ортоклазу.

Такого рода смесь ортоклаза и альбита дает пертитовую структуру. В зависимости от тонкости ее, она может быть: *пертитовой*, когда она видна хорошо и при малых увеличениях; *микропертитовой* (рис. 44, 45) когда она очень тонка и с трудом обнаруживается при изучении ее под микроскопом при малых увеличениях, и — *криптопертитовой*, когда ее присутствие под микроскопом не заметно или почти совершенно не видно; в таком случае минерал получает название *анортоклаза*.

В лаурвикитах состав анортоклаза близок к Or_2Ab_3 или примерно 45% *Or* и 55% *Ab*, т. е. приблизительно соответствует эвтектической смеси альбита и ортоклаза.

Согласно Фогту, который произвел перечисление большого количества анализов анортоклазов и криптопертитов, это отношение равно 42 : 58, что вполне согласуется с отношением, получающимся при изучении условий, при которых из магматических полевошпатовых пород выделяются первыми либо ортоклазы, либо альбиты (плагиоклазы) и которое колеблется между 40—44% и 60—56%.

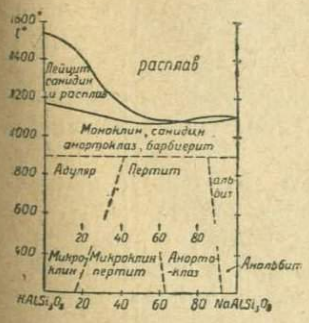


Рис. 46. Гипотетическая диаграмма состояния системы K—Na полевых шпатов (по Аллину).

Особенно часто наблюдается состав однородных смесей в виде анортоклаза состава $(Na, K)_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$, в пределах Or_2Ab_3 до Or_1Ab_6 при содержании *Ab* около 3%.

Некоторые считают, однако, что до настоящего времени вопрос об ограниченной смешиваемости ортоклаза и плагиоклаза не вполне решен; не исключена возможность существования непрерывного изоморфного ряда смесей их.

Брегтер высказал предположение, что при образовании пертита и его разновидностей разных размеров зерен происходит распадение сперва однородного кристаллического состава, каким является α-анортоклаз, на два минерала — ортоклаз и альбит с примесью анортита.

Мекинен различает два вида пертитов: один тип — *первичный*, который образуется непосредственно из анортоклаза, и другой *вторичный*, присутствие которого наблюдается в гранитах и пегматитах и который содержит либо ортоклаз, либо плагиоклаз.

Схема Аллина (1926) совершенно отлична от всех остальных (рис. 46). Числа температур плавления взяты в значительной степени произвольно. Основывается он на триморфизме щелочных полевых шпатов.

Ограниченное смешение в жидкой фазе (ликвация)

Те примеры бинарных систем, которые приведены были выше, характеризуются тем, что во всех случаях при достаточном повышении температуры получаются расплавы, жидкости совершенно однородные, за исключением инконгруентного плавления.

В ряде других случаев могут получаться при расплавлении смеси двух компонентов также две жидкости, которые при понижении температуры не смешиваются друг с другом. Это явление представляет большой промышленный, технологический интерес, так как ряд металлических сплавов дает при высокой температуре однородные жидкости, которые при охлаждении распадаются на две не смешивающиеся друг с другом жидкости; то же явление наблюдается в природе, в первую очередь, при расплавлении силикатной жидкости с содержащимися в ней сульфидами или окислами металлов, которые в совокупности дают однородную жидкость, но при охлаждении распадаются на две несмешивающиеся жидкости. Это имеет петрогенетическое значение; некоторые геологи и петрографы придавали этому процессу преувеличенное значение.

Для несмешивающихся жидкостей характерно, что при высокой температуре они дают однородную жидкость, которая при охлаждении распадается на две несмешивающиеся жидкости. Имеется несколько типов такого взаимного отношения жидкостей при сравнительно низких температурах.

1. Две жидкости не смешиваются; после энергичного взбалтывания они дают эмульсию, которая не представляет собой взаимного раствора. Таковы масло и вода.

2. Две жидкости не смешиваются полностью друг с другом; каждая из них содержит в своем растворе некоторое количество другой жидкости; характерным примером такого рода частично смешивающихся жидкостей является смесь фенола или эфира с водой; находясь в покое, они образуют два отдельных слоя; в воде остается небольшая примесь растворенного в ней эфира или фенола, в феноле или эфире — небольшое количество воды.

3. Жидкости полностью смешиваются, как например, алкоголь и вода.

Взаимная смешиваемость во втором случае постепенно возрастает с повышением температуры, и при достаточно высокой температуре получается однородная жидкость.

Частичная смешиваемость может быть выражена диаграммой такого рода, как изображена на рис. 47, где A и B компоненты (жидкости), на ординате откладывается t.

В точке x — состав смеси двух жидкостей в соответствующих

относительных количествах. Они разделяются на два слоя, состав которых дан на кривой в точках y и z; это — так называемые пáрные жидкости; состав их определяется путем проведения из этих точек перпендикуляра на абсциссу.

По мере повышения температуры обе жидкости содержат все больше и больше другой парной жидкости; состав каждой из них

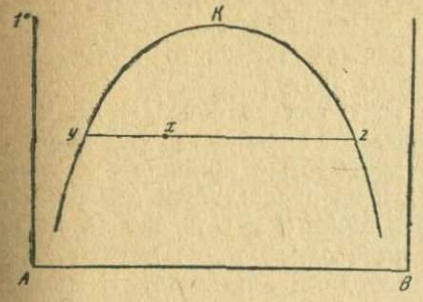


Рис. 47. Кривые растворимости для двух частично смешивающихся жидкостей.

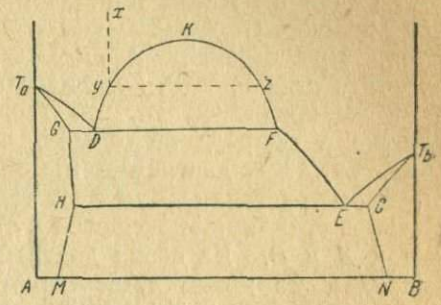


Рис. 48. Диаграмма ограниченной смешиваемости в жидкой стадии вместе с твердым раствором.

меняется по кривой yK и zK вплоть до наиболее высокой точки K, где получается при температуре t_k *одна однородная фаза*. Точка K называется критической температурой раствора.

При понижении температуры происходит обратный процесс; очень редко получается совершенно чистая жидкость к моменту ее застывания.

Более общий случай изображен на диаграмме (рис. 48), когда имеется ограниченная смешиваемость двух жидких фаз с одновременным образованием твердых растворов. Предположим, что состав смешанной жидкости x; по мере понижения температуры точка постепенно опускается пока не встретит кривую DKF в точке y; жидкость распадается на две парные жидкости y и z. Точка равновесия y движется по кривой yD, точка z по кривой zF. Когда точка y достигнет точки D, начинается выделение твердого вещества в соответствующей точке G, и состав жидкости при постоянной температуре начинает изменяться по линии DF. Когда наша точка *достигнет точки F, последняя капля жидкости D исчезнет* и остается только жидкость F. Из точки F начинается выделение твердого вещества по линии FE, как это вообще характерно для эвтектических смесей, и когда точка достигнет точки E, начинают выделяться одновременно вещества G и C. Линии GHM и CN — такие же, какие получены были и на диаграмме (рис. 47, стр. 95).

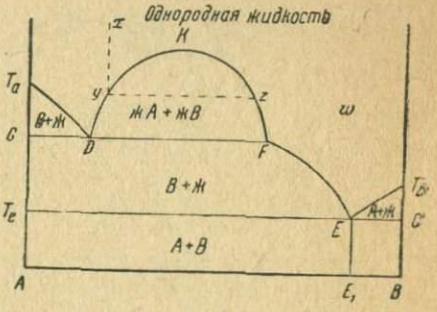


Рис. 49. Диаграмма равновесия при частичной смешиваемости в жидком состоянии и при отсутствии твердых растворов.

Если плотность вещества больше, чем плотность жидкости, оно по мере выделения будет опускаться на дно сосуда (бассейна), если она меньше, то вещество будет подыматься. Однако вязкость жидкости, обычно более или менее значительная, затрудняет их передвижение; поэтому среди одной жидкости образуются не передвигающиеся далее капли другой, находящиеся во взвешенном состоянии (шлак в металле или, наоборот, металл в шлаке); теоретически обе жидкости должны разделиться и образовать два отдельных слоя. При дальнейшем охлаждении каждая жидкость кристаллизуется в отдельности, независимо одна от другой.

Если предположить, что твердые растворы не образуются, чего обычно в природе не бывает, то процесс несколько упрощается (рис. 49). На диаграмме мы имеем две чистые жидкости *A* и *B*. Процесс кристаллизации идет так, как и на предыдущей диаграмме. Главное отличие заключается в том, что точки *G* и *C* лежат на ординатах *A* и *B*. На обеих диаграммах ни в одной точке внутри кривой *DKF* не может существовать однородная жидкость. В любой точке выше кривой $T_a DKPET_b$ устойчивой является только одна жидкая фаза, в любой точке ниже линии *DOFEC* — одно твердое тело.

При охлаждении жидкости состава *w*, лежащей вправо от *F*, не может существовать двух жидких фаз.

Трехкомпонентные системы

Трехкомпонентные системы, т. е. системы, в которых содержится три компонента, *A*, *B* и *C*, различного состава, имеют в петрологии крупнейшее значение, так как состав ряда горных пород приближается к составу таких именно ситем; сюда относятся, в частности, группы таких сложных соединений как альбит—анортит—диопсид и др.; в ряде случаев они соответствуют системам трех отдельных окислов крайне разнообразного состава, образующим характерные и интереснейшие в петрогенетическом отношении системы как, например, $CaO—Al_2O_3—SiO_2$. $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ и ряд других. Поэтому этой группе систем придается большое значение.

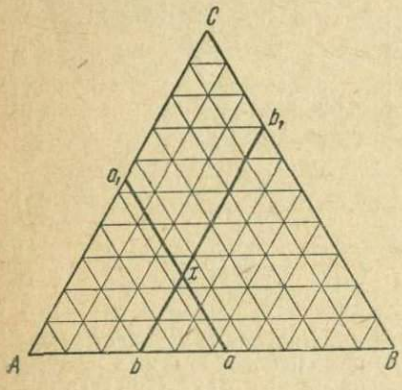


Рис. 50. Проекционный треугольник.

Трехкомпонентную систему можно рассматривать также как такую, в состав которой входят три двухкомпонентные системы *AB*, *AC* и *BC*. Каждая из этих двухкомпонентных систем может представлять собой любой из типов двухкомпонентных систем, описанных выше. Изучая такого рода трехкомпонентные системы, выясняем те взаимоотношения, которые получаются в результате наличия этих трех- двухкомпонентных систем одновременно. Типы трехкомпонентных систем, таким образом, могут быть очень сложными; мы рассмотрим ограниченное число наиболее характерных и часто наблюдаемых.

Основная диаграмма, которая широко применяется для изображения взаимоотношений трех компонентов, имеет в своем основании равносторонний треугольник, т. е. систему из трех координат, пересекающихся друг с другом под углами 60°. Углы треугольников A, B и C соответствуют 100% содержанию компонентов A, B и C; на этом равностороннем треугольнике наносят относительные количества всех трех компонентов в %. Каждую из сторон треугольника делят на 100 частей (в случае малых размеров его — на 20 частей); каждая точка на данной стороне, например AB, определяет относительное, в процентах, содержание компонентов, в данном случае A, B и C (рис. 50).

Пример вычисления: пусть состав смеси, проекция которой помещается внутри треугольника, содержит A — 45%, B — 30% и C — 25%. На стороне AB откладываем от точки B, т. е. вершины B, по направлению к A 45% A и проводим через эту точку линию aa_1, параллельную стороне BC (точка a); от вершины A по направлению к B — 30% (точка b) проводим линию bb_1, параллельную AC. Отрезок ba, очевидно, соответствует содержанию C, т. е. 25%. Искомая точка проекции состава A, B, C и будет дана пересечением этих двух линий, aa_1 и bb_1.

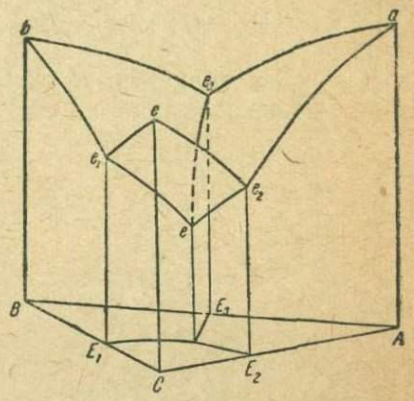


Рис. 51. Модель тройных эвтектических поверхностей.

Диаграмма взаимоотношений между тремя компенентами усложняется тем, что помимо состава требуется наносить на нее также температуры плавления, вообще фазы состояния этих компонентов и их смесей друг с другом. Для этого в вершинах треугольника A, B и C восстанавливают перпендикуляры, на которых соответственно откладываются температуры плавления этих трех компонентов (рис. 51).

Очевидно, каждая из трех вертикальных плоскостей, образующих в совокупности трехгранную призму, представляет собой проекцию двухкомпонентной системы, в основании которой располагается одна из сторон треугольника — AB, AC или BC. На этих именно плоскостях наносятся температуры плавления, характерные для той или иной из двухкомпонентных систем.

Для получения возможности изображать ее в возможно более наглядном виде на плоскости, вся пространственная проекция проектируется на площадь равностороннего треугольника ABC. Направления, по которым происходят падение температуры и, следовательно, процессы плавления или затвердевания, изображаются стрелками.

Если нанесем эвтектические точки, то точки двухкомпонентных систем будут лежать на сторонах треугольника, эвтектическая же точка трех компонентов — внутри треугольника; каждая точка внутри треугольника, как мы видели, соответствует определенному составу тройной смеси.

Главнейшие типы их, особенно широко распространенные среди минералов и окислов, входящих в состав горных пород, могут быть сведены к четырем основным:

I тип. Все компоненты в жидком состоянии смешиваются друг с другом без ограничения. В твердой фазе все они ни в какой мере не смешиваются.

II тип. Два компонента, например *A* и *B*, дают твердые непрерывные растворы, третий *C* образует с ними полностью не смешивающиеся твердые агрегаты.

III тип. Два компонента образуют химическое соединение, третий образует с ними несмешивающиеся твердые агрегаты, в твердом состоянии.

IV тип. Все три компонента образуют тройное химическое соединение.

Для ряда силикатных двойных и тройных систем характерно, кроме вышеизложенного, то, что в ряде случаев наблюдается инконгруентное плавление, усложняющее процесс кристаллизации. Инконгруентное плавление наблюдается, например, в системах $MgO—FeO—SiO_2$, $MgO—Al_2O_3—SiO_2$ и в ряде других.

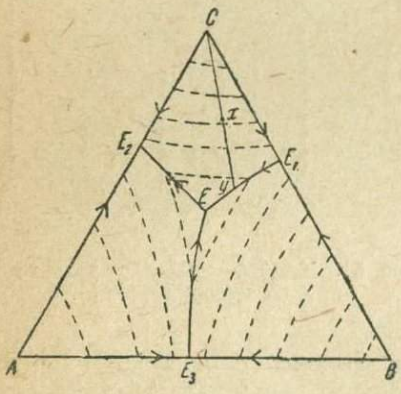


Рис. 52. Ход кристаллизации в простой эвтектической системе.

I тип. В системе (рис. 51, стр. 97) полностью смешивающихся жидких фаз и полностью не смешивающихся твердых фаз каждая пара компонентов дает эвтектические смеси, отличающиеся особенно низкой температурой плавления и затвердевания компонентов; кроме того, получается тройная эвтектическая смесь с наиболее низкой для данной системы температурой плавления.

Зная температуры плавления *A*, *B* и *C*, т. е. каждого компонента в отдельности, мы можем построить на вертикальных плоскостях с основаниями *AB*, *AC* и *BC* кривые плавления двухкомпонентных систем и затем определить место нахождения тройной эвтектической точки.

Состав тройной смеси (рис. 52) по мере охлаждения жидкости не меняется, пока точка не дойдет до кривой поверхности плавления в точке *p*, где и начинает выделяться то вещество, которое находится в избытке над тройной эвтектикой. По мере охлаждения точка *x* передвигается по кривой поверхности до точки *y*, где она пересекается с кривой плавления компонентов *CB*; здесь происходит одновременная кристаллизация компонентов *C* и *B*, и точка движется по кривой до эвтектической точки.

На проекции направление движения точки *x* находим, соединяя ее прямой линией с точкой *C* и проводя ее до кривой эвтектики *CB* в точке *y*.

Процесс идет по такому направлению: $p—x—y—E$; при этом на протяжении px процесс идет в однородной среде (жидкая фаза); C начинает выделяться в x, по кривой xy; в точке y к нему прибавляется еще B.

При дальнейшем охлаждении расплава происходит дальнейшая кристаллизация этих двух компонентов C и B, дающих несмешивающиеся агрегаты, пока точка y не достигает точки E — тройной эвтектики. Здесь происходит кристаллизация всех трех компонентов одновременно, причем температура не изменяется, пока вся жидкость не будет полностью использована, и вся масса не перейдет в твердую фазу.

II тип. Два компонента (например, A и B) образуют друг с другом твердые растворы (изоморфные смеси), третий не смешивается с ними в твердой фазе. В жидком виде все компоненты неограниченно смешиваются друг с другом.

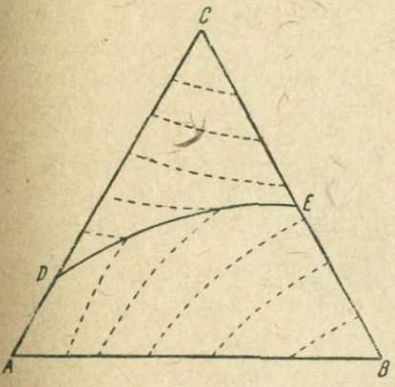


Рис. 53. Форма поверхности ликвидуса, изображенная изотермами. *A* и *B* образуют твердые растворы, с *C* оба образуют эвтектику.

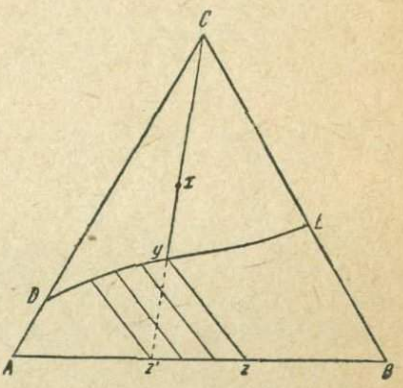


Рис. 54. Ход кристаллизации системы, изображенной на диаграмме (рис. 53).

В этом случае одна из двухкомпонентных систем дает характерную систему двух кривых — солидуса и ликвидуса, между которыми находятся одновременно твердая и жидкая фазы; третий компонент образует с первыми двумя две пары эвтектических систем.

Усложнением, притом значительным, данной системы является то, что все кристаллы серии, дающей изоморфные растворы, представляют собой твердые растворы, например AB на рис. 51, 52, и не обнаруживают определенной температуры плавления.

Система делится на две части: одна с компонентом C и вторая с компонентами A и B; C дает эвтектики с B и с A в точках E и D (рис. 53).

Каждое вертикальное сечение, проходящее через C, в свою очередь, дает эвтектические смеси с A_xB_y, образуя двухкомпонентную систему $C—A_xB_y$. Отношение $x : y$ может иметь все возможные значения от 100% A и 0% B и обратно. Следовательно, и величина A_xB_y в системе $C—A_xB_y$ будет иметь все возможные значения.

На проекции эти точки соединяются в виде кривой линии, носящей название *эвтектической линии DE* (рис. 54).

Как видно из диаграммы (рис. 33), эвтектическая линия отделяет две среды, дающие друг с другом эвтектические смеси меняющегося состава. Тройная эвтектика здесь отсутствует.

Характерным примером такой системы является система альбит—анортит—диопсид (рис. 55); альбит и анортит образуют непрерывную серию твердых растворов; диопсид образует как с альбитом, так и с анортитом эвтектические смеси. Между диопсидом и твердыми растворами альбит—анортит (плагиоклазами) образуется ряд эвтектических смесей переменного состава; плагиоклазы и диопсид отделены друг от друга эвтектической линией.

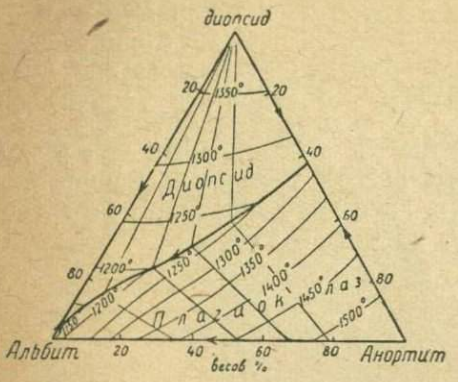


Рис. 55. Диаграмма тройной системы альбит — анортит — диопсид.

Тип III. Одна из двухкомпонентных систем, например AC, образует двойное молекулярное соединение состава A_mC_n, причем двойные твердые растворы отсутствуют. Компоненты образуют молекулярное соединение D, которое обладает определенной сравнительно высокой температурой плавления (рис. 56).

Так как это соединение образует эвтектические смеси с A и C, температура плавления по обе стороны от него падает и получаются две эвтектические точки E_3 и E_4.

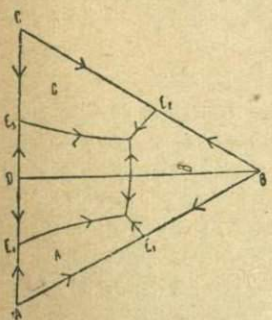


Рис. 56. Тройная система с одним двойным соединением.

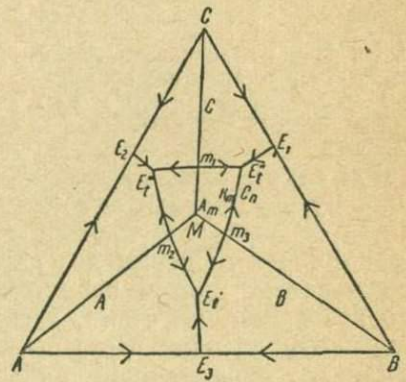


Рис. 57. Компоненты A, B и C образуют тройное соединение, состав которого изображен точкой M в середине треугольника.

Точно также и третий компонент образует с компонентами A и C эвтектические смеси, и эвтектические точки их будут E_1 и E_2.

Стрелками указаны направления падения температуры и, что то же, направления наклона кривых поверхностей плавления.

На этой же диаграмме указаны поля устойчивости A, B и C,

также и *D*. Совершенно ясно, что *A* и *C* не могут выделяться в чистом виде из одного и того же расплава.

Тип IV. Образуется тройное молекулярное соединение *ABC*, конгруентно плавящееся. Состав этого соединения может быть представлен точкой внутри треугольника (*M*) и поэтому одно из соединений обязательно обладает наиболее высокой температурой плавления и располагается либо на кривой линии, либо на кривой поверхности (рис. 57). Поэтому на треугольнике получается повышение, со всех сторон окруженное кривыми линиями.

Таким образом, здесь образуются три двойные эвтектики, три тройные эвтектики и поле устойчивости для *ABC* в соприкосновении с жидкой фазой, ограниченной со всех сторон.

С целью упрощения, двойные соединения не приняты во внимание, хотя в природе такие именно случаи трудно подобрать.

Как видно из приведенных примеров, в тройных системах можно привести бесконечно разнообразное число типов усложнений, когда в одних случаях имеет место, кроме указанных случаев, неполная смешиваемость, инверсия с конгруентным или инконгруентным плавлением (точка *U*) и т. д. (рис. 58).

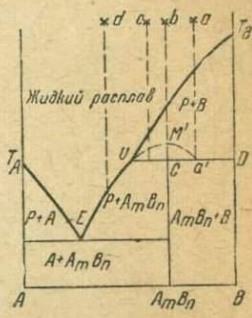


Рис. 58. Двойное инконгруентно плавящееся соединение.

Система $Na_2O - Al_2O_3 - SiO_2$. Эта тройная система дает возможность усвоить образование ряда щелочных алюмосиликатов. Произведенные опыты плавления соответствующих смесей дали возможность получить ряд соответствующих минералов; Уоллес получил (1909) корунд, муллит, нефелин.

В составе этой системы образуется альбит, $NaAlSi_3O_8$, плавящийся при температуре 1100°. Состав альбита всегда строго соответствует данной формуле, так как его компоненты неспособны каждый в отдельности переходить в раствор, что отличает его от нефелина.

Так как в ортоклазе часто находится значительное количество альбита, высказано было предположение о существовании моноклинического натрортоклаза, барбиерита, такого же состава как и альбит. В свободном состоянии такой минерал найден не был.

Чистый нефелин состава $NaAlSiO_4$ в природе встречен не был, хотя и получен искусственно. Обычно в нем часть натрия замещена калием. Одновременно несколько колеблется отношение оснований к кремнекислоте; обычно оно несколько больше, чем предполагается по формуле.

Это и есть причина того, что состав нефелина изображают крайне разнообразно. Согласно Футу и Брадлею, причина лежит в том, что нефелин обладает способностью захватывать некоторое количество SiO_2 в виде твердого раствора. Шаллер и Боуен высказали предположение, что колебания состава обусловлены тем, что в нефелине в непостоянном количестве растворены молекулы не кремнекислоты, а альбита. Это объяснение значительно проще первого.

При высокой температуре (по Боуену, около 1248° ± 5°) нефелин переходит в трехклинную модификацию — *карнегиит* (*Cn*), $NaAlSiO_4$, —

который плавится при 1526° и всегда кристаллизуется в виде полисинтетических двойников, сходных с микроклином.

Для нахождения карнегинита в магматических породах слишком высока температурная область его образования. Его можно рассматривать как *натровый анортит*.

При 692° триклинический карнегинит превращается в кубическую α-модификацию типа лейцита.

Сюда же относится занимающий промежуточное место между лейцитом и альбитом моноклинический натровый пироксен ж а д е и т, физико-химическое положение которого в системе SiO_2 — Al_2O_3 — Na_2O

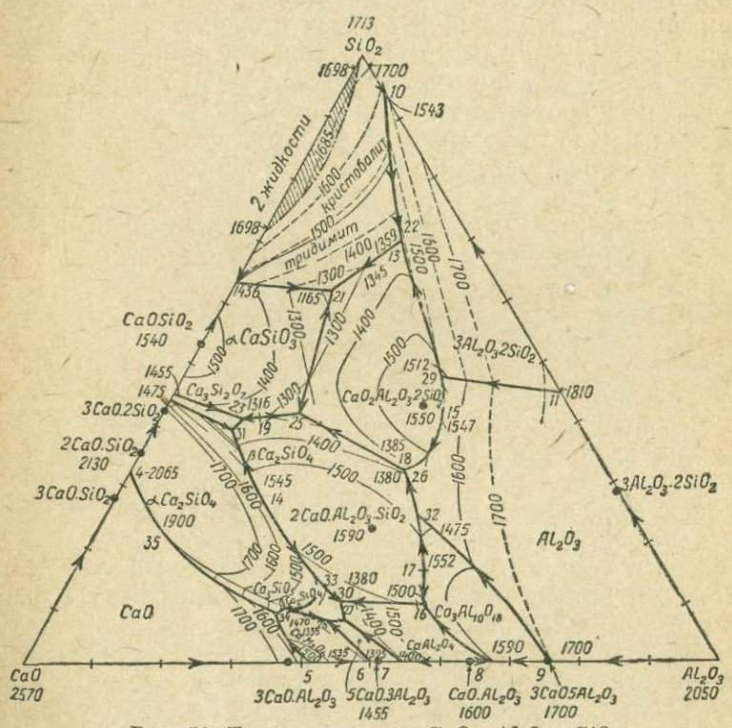


Рис. 59. Тройная система CaO—Al_2O_3—SiO_2.

пока недостаточно изучено. Жадеит отличается очень низкой температурой плавления; он плавится в пламени бунзеновской горелки при 1000—1060°, при затвердевании дает стекло.

Примером усложнения может служить система CaO — Al_2O_3 — SiO_2, где имеются три возможные двухкомпонентные системы, в каждой из которых образуются молекулярные соединения; кроме того, ряд компонентов может быть представлен в виде двух (или более) полиморфных форм; имеется также один случай инконгруентного плавления (рис. 59).

Система ортоклаз—альбит—анортит (рис. 60, стр. 103). Часто в природе среди магматических пород встречается тип, представленный сложной комбинацией с одновременным присутствием трех компонентов, взаимодействующих друг с другом, именно система ортоклаз — анортит — альбит с различным относительным содержанием

того или иного из компонентов в зависимости от состава магматических пород; обычно по мере уменьшения содержания кремнекислоты увеличивается содержание анортита, частично также альбита и уменьшается содержание ортоклаза; заметно также увеличение содержания анортита сравнительно с альбитом.

Несомненно, что на ход кристаллизации этих трех компонентов большое влияние оказывает присутствие и других компонентов, в частности, цветных; однако влияние их в общем не так велико, чтобы при изучении трех указанных компонентов получалась большая ошибка.

Все же в ряде случаев это обстоятельство может влиять на то, что между нашими теоретическими построениями и тем, что мы видим на практике, могут быть некоторые несогласия. Так например, на эвтектические отношения ортоклаз альбита может оказывать влияние присутствие третьего независимого от них компонента; по всей вероятности, этим объясняется не вполне постоянный состав криптопертитов и анортоклазов.

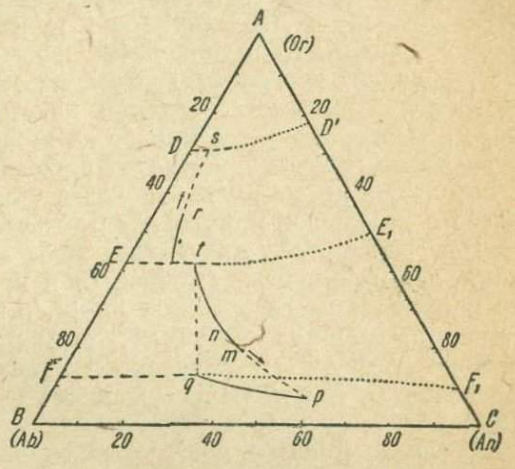


Рис. 60. Диаграмма отношений кристаллов полевых шпатов к составу магмы, из которой они образовались.

После производства пересчетов химического состава той или иной полевошпатовой породы на количественный минералогический состав, мы можем иметь в виду содержание в первичной магме только трех компонентов — ортоклаза, альбита и анортита. Состав такой магмы, выраженный только в относительных количествах этих трех компонентов, наносят на тройную диаграмму (равносторонний треугольник, рис. 60).

На диаграмме точка *m* изображает процентный состав первичной магмы андезита из Костарики, по данным анализа Лагорио, с таким отношением:

19,5 *Or*, 45,5 *Ab*, 37 *An*.

Фенокристы плагиоклаза, выделившиеся первыми из первичной магмы, имеют следующий состав:

7 *Or*, 35 *Ab*, 58 *An*,

который дается точкой *p*.

Из диаграммы видно, что кристаллы обогащены *Ab* + *An* и обеднены *Or* и что, в то же время, они обогащены *An*, сравнительно с *Ab*.

Точка *r* изображает состав гранит-порфира из Роде, в Швеции, по данным Гольмквиста. Состав, в его полевошпатовой части, — сле-

дующий:

52,5 *Or*, 41 *Ab*, 6,5 *An*.

Точка *S* изображает следующий состав фенокристов ортоклаза:

70 *Or*, 26 *Ab*, 4 *An*.

Здесь, наоборот, наблюдается обогащение *Or* за счет *Ab* + *An* и слабое обогащение *Ab* за счет *An*.

Нанеся на диаграмму результаты перечисления ряда аналогичных анализов, Фогт показал, что для системы *Or* — *Ab* — *An* получается, как мы рассматривали и ранее, эвтектическая линия $E - E_1$, идущая в общем параллельно линии *Ab* — *An*, выпуклой стороной обращенная к этой последней.

Точки *E* и E_1 — эвтектические точки для двухкомпонентных систем *Ab* — *Or* и *An* — *Or*. Если точка состава попадает в область между кривой EE_1 и точкой *Or*, первым выделяется ортоклаз; если она попадает в область диаграммы между кривой EE_1 и линией *Ab* — *An*, первыми выделяются кристаллы плагиоклаза. Когда по мере охлаждения точка придет на кривую EE_1, как и в первом, так и во втором случае происходит одновременное выделение ортоклаза с небольшой примесью плагиоклаза (как мы видели выше) и плагиоклаза с небольшой примесью ортоклаза.

Все гомогенные кристаллы типа ортоклаза представлены точками, лежащими между точкой *Or* и кривой DD_1, которая указывает на максимальное содержание *Ab* + *An* в кристаллах *Or*. Точно так же гомогенные кристаллы плагиоклаза представлены точками, лежащими между *BC* и определенной кривой FF_1.

Точки *D*, *E* и *F* нанесены менее определенно, так как фактический материал отсутствует.

Согласно Бекке, в магматических породах редко встречается первичный чистый альбит.

Изъятие кристаллов состава *p* из магмы состава *m* изменяет состав последней в какой-либо близлежащей точке *n* на продолжении кривой. Если кристаллизация происходит непрерывно, изменение состава магмы должно быть изображено кривой *mnt*; очевидно, *mp* будет касательной к точке *m* на этой кривой. Изменение состава последовательно, с образованием зон кристаллов, происходит, очевидно, по кривой *pq*, пока магма не иссякнет; обе кривые пересекутся в точке *t*, соответственно *q*; *tq* является касательной к предыдущей кривой в точке *t*, где она встречается с эвтектической линией.

Если магма обладает в самом начале составом *m*, образующийся полевой шпат не может быть богаче альбитом, чем *q*; для того чтобы, в конце кристаллизации образовался полевой шпат, особенно близкий к альбиту, необходимо, чтобы первичная магма была особенно богата альбитом, бедна анортитом, так же как и ортоклазом.

Распределение встречающихся в действительности комбинаций *Ab* — *An* — *Or* изображено на рис. 61 по данным Фогта (1926).

Система кварц—альбит—ортоклаз. Такого рода система очень часто наблюдается в магматических породах, например, в гранитах и гранодиоритах; при рассмотрении этой системы мы не будем иметь в виду анортит, который присутствует обычно в сравнительно незначительном количестве; это тем более, что ряд производных магм

приближается к такому именно сотаву, притом почти без примеси цветных компонентов (пегматиты).

Система кварц — альбит — ортоклаз поддается изучению с большим трудом. Процесс кристаллизации этих трех компонентов, одно-

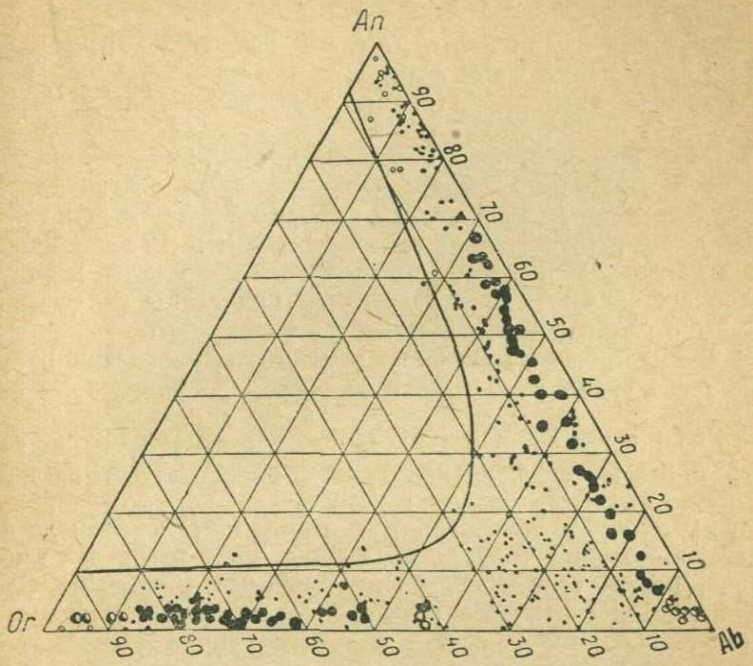


Рис. 61. Диаграмма тройной смешиваемости в системе $An — Ab — Or$.

временно присутствующих в ряде горных пород, изложенный в дальнейшем по Харкеру, носит весьма схематический характер. В естественной обстановке крупную роль играют также и другие компоненты, присутствующие в кислой магме, могущие оказывать значительное влияние на ход кристаллизации; усложнение повышается благодаря образованию остаточных расплавов, явлений ресорбции, замещений и т. д.

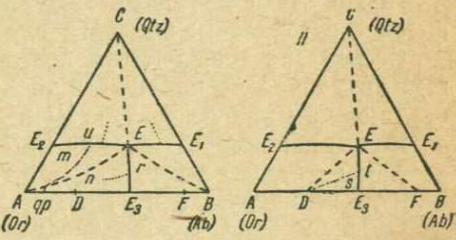


Рис. 62. Тройная система $Q—Ab—Or$.

В этой системе мы будем иметь, по Харкеру, три системы уже известные нам из сказанного выше, именно систему — кварц — ортоклаз с эвтектической точкой E_2, кварц — альбит с эвтектической точкой E_1 и систему альбит — ортоклаз из частично смешивающихся компонетов (рис. 62).

Эвтектическая смесь, согласно Фогту, представлена составом смеси из 27,5% кварца и 72,5% полевого шпата. Для различных видов полевых шпатов это отношение меняется лишь незначительно. Таким образом, устанавливается положение точек E_2 и E_1; E будет тройной

эвтектической точкой, линии EE_2 и EE_1 будут почти прямыми линиями.

Если присутствие кварца не оказывает особенно большого влияния на отношения ортоклаза и альбита, то мы можем найти эвтектическую точку E, проводя прямую из C через E до пересечения ее с линией $Or — Ab$.

Эвтектические линии EE_1, EE_2 и EE_3 разделяют треугольник на три поля; в зависимости от того, в каком из этих полей располагается точка начального состава магмы, выделяется первым либо ортоклаз, либо кварц, либо альбит.

Далее мы проводим еще три линии, соединяя точку тройной эвтектики с вершинами тругольника, — получается шесть полей; можно судить о том, какой третий минерал должен выделиться при том или ином первоначальном составе магмы. В зависимости от того, при каких условиях будут выделяться кристаллы, мы получим два основных случая: 1) выделяющиеся кристаллы полевого шпата покрываются оболочкой и, следовательно, образуются зонарные кристаллы; 2) кристаллы непрерывно изменяются благодаря ресорбции и поэтому все время находятся в состоянии равновесия по отношению к магме.

Пусть состав исходной магмы (рис. 62, стр. 105) будет соответствовать точке m, находящейся внутри площади AE_2EE_3 недалеко от AC.

Если мы проведем теперь прямую линию из C через m до пересечения ее со стороной треугольника $Or — Ab$ в точке p, то точка p будет изображать состав полевошпатовой части магмы. Следовательно, кристаллы полевого шпата, выделяющиеся первыми, особенно богаты Or и имеют состав q, так как точка q связана с точкой p, как это ясно из схемы смешанных кристаллов Розебума.

Показательная точка движется прямо от q, так что линия qm будет касательной в точке m.

Так как сменяющие друг друга оболочки кристалла содержат все большие количества Ab, кривая обращена выпуклой стороной к точке B. Эта кривая встретит эвтектическую линию EE_2 в точке u. Выделяющийся полевой шпат будет иметь состав между q и D.

После этого начинает выделяться кварц в виде эвтектической смеси с ортоклазом; показательная точка движется от u к E.

Состав зон плагиоклаза постепенно изменяется по мере приближения к точке D; наконец, в точке E происходит эвтектическая кристаллизация кварца состава D и плагиоклаза состава F.

Если первичный состав магмы будет соответствовать точке n, кривая движения показательной точки nr встретится с эвтектической линией не на EE_2, а на EE_3.

Эвтектическая кристаллизация D и F начнется в точке r и продолжится по линии rE. В конце концов начнет выделяться такая же тройная эвтектика, как и в первом случае.

Система $FeO — MgO — SiO$. Очень показательная тройная система $FeO — MgO — SiO_2$, имеющая большое петрогенетическое значение благодаря тому, что она соединяет в себе ряд систем довольно сложного характера, объясняющих некоторые своеобразные комбинации минералов в горных породах. Система эта особенно тщательно изучена Боуеном и Шерером (1935).

Диаграммы построены ими на инвариантных точках, которые даны в табл. 14.

Таблица 14

Инвариантные точки к диаграмме Боуена и Шерера

Точки	T	Фазы
		Простые
A	1713° ± 5°	Кристобалит и жидкость SiO_2 (Грейг)
N	1890° ± 20°	Форстерит и жидкость Mg_2SiO_4
P	1205° ± 3°	Файалит и жидкость Fe_2SiO_4
V	2800°	Периклаз и жидкость MgO (Канольт)
		Двойные
B	1695° ± 5°	Кристобалит, жидкость B (MgO 0,8; SiO_2 99,2) и жидкость D (MgO 31; SiO_2 69) (Грейг)
D	1695° ± 5°	То же, что и B (Грейг)
C	1689° ± 15°	Кристобалит, жидкость C (FeO 3; SiO_2 97) и жидкость E (FeO 42; SiO_2 58) (Грейг)
E	1689° ± 15°	То же, что и C (Грейг)
F	1543° ± 2°	Кристобалит, клиноэнстатит и жидкость F (MgO 35; SiO_2 65)
K	1557° ± 2°	Форстерит, клиноэнстатит и жидкость K (MgO 39; SiO_2 61)
H	1470° ± 10°	Кристобалит, тридимит и жидкость H (FeO 57,5; SiO_2 42,5)
M	1278° ± 2°	Тридимит, файалит и жидкость M (FeO 62; SiO_2 38)
Q	1850° ± 20°	Форстерит, периклаз и жидкость Q (MgO 64; SiO_2 36)
S	1177° ± 5°	Файалит, вюстит и жидкость S (FeO 76; SiO_2 24)
		Тройные
G	1470° ± 10°	Кристобалит, тридимит, клинопироксен ($MgSiO_3$ 86 $FeSiO_3$ 14) и жидкость G (MgO 23,5; FeO 20; SiO_2 56,5)
I	1305° ± 5°	Тридимит, клинопироксен ($MgSiO_3$ 38; $FeSiO_3$ 62), оливин ($MgSiO_4$ 32; Fe_2SiO_4 68) и жидкость I (MgO 9; FeO 46; SiO_2 45)

FeO и MgO образуют непрерывный ряд твердых растворов, начиная от периклаза и до вюстита на диаграмме. Получается поле изоморфных смесей MgO и FeO (рис. 63).

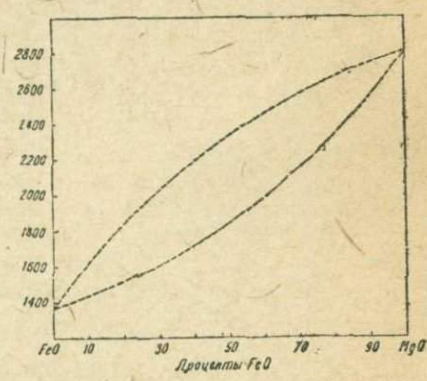


Рис. 63. Система FeO—MgO (по Боуену и Шереру).

Значительно более сложны взаимоотношения в системе SiO_2 — FeO, изученные Боуеном и Шерером (1932) рис. 31 (стр. 80), как и система MgO — SiO_2 (Андерсен и Боуен, 1914), рис. 30 (стр. 78).

Очень сложна диаграмма равновесий схемы двух метасиликатов — $MgSiO_3$—$FeSiO_3$ (рис. 64), эстатит—грюнерит.

Эта схема представляет интерес при обсуждении процессов кристаллизации одновременно двух минералов — энстатита и грюнерита. Первый встречается обычно в смеси с грюнеритовой молекулой в двух модификациях: высокотемпературной — клинопироксена, и низкотемпературной — ортопироксена.

Из диаграммы отчетливо выступает образование при определенных термических и химических условиях кристобалита, причем поле

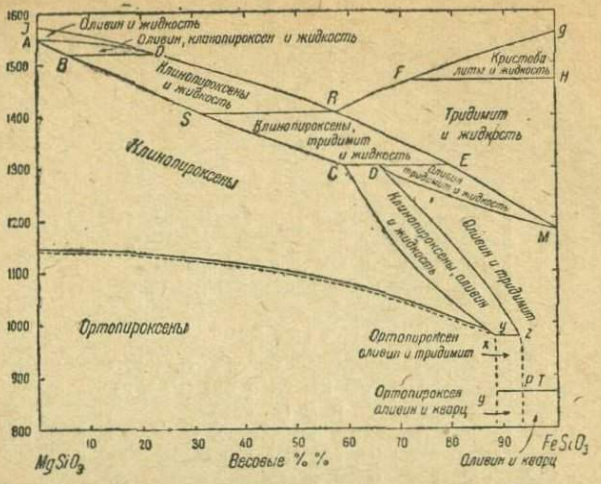


Рис. 64. Диаграмма равновесия смесей метасиликатов магния и железа (по Боуену и Шереру).

гридимита в известной своей части находится в непосредственном соприкосновении с полем оливина и может происходить (как это наблюдается в естественных условиях, хотя и не часто) одновременная кристаллизация оливина и свободной кремнекислоты (тридимита)[1].

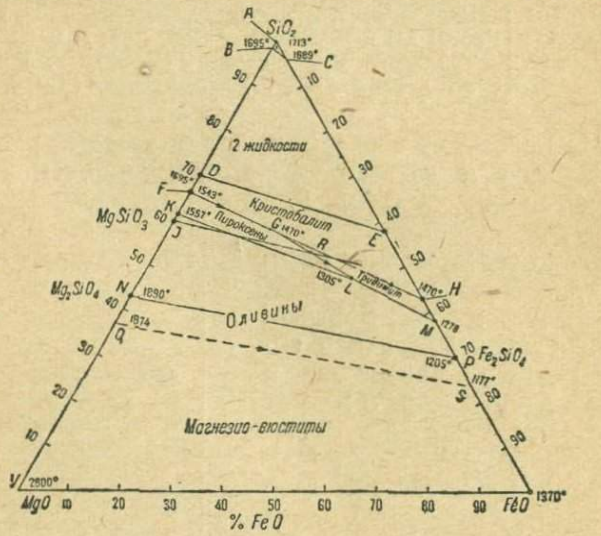


Рис. 65. Диаграмма равновесия системы MgO—FeO—SiO_2, показывающая поля устойчивости кристаллических фаз в контакте с жидкостью (по Боуену и Шереру).

[1] Наиболее интересным является в этой системе отсутствие чистого $FeSiO_3$. Что касается возможности эвтектики тридимита с файалитом, то она наблюдается

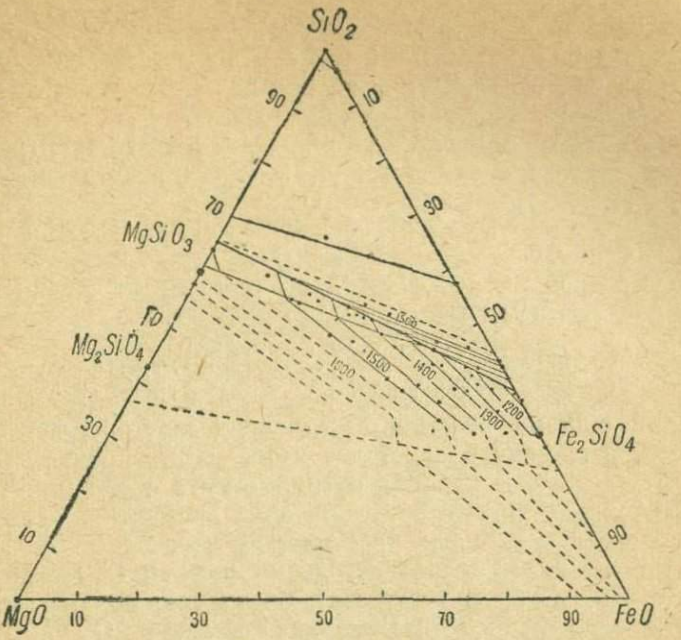


Рис. 66. Диаграмма равновесия системы MgO—FeO—SiO_2, с нанесением изотерм.

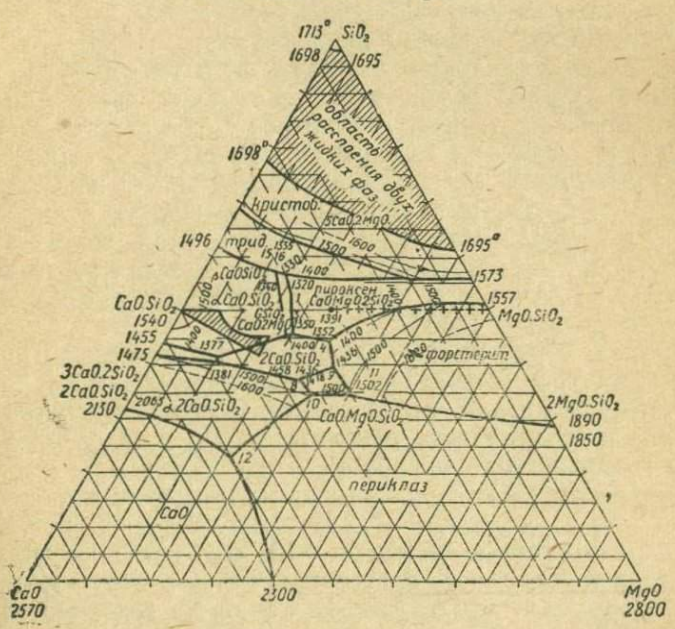


Рис. 67. Положение диопсида в системе MgO—CaO—SiO_2.

в некоторых технических образованиях, как например, приварочные шлаки при отливке плохо восстановленной стали в песчаные формы.

Присутствие же файалита в пегматитах неоднократно упоминается в литературе. *Прим. ред.*

Очень велика сложность тройной системы $FeO - MgO - SiO_2$, изображенной на диаграмме (рис. 65); то же изображено на диаграмме (рис. 66), с нанесением на ней изотермических линий.

Система $MgO - CaO - SiO_2$ (рис. 67). Эта система отличается значительной сложностью. Она охватывает важнейшую группу кальциево-магнезиальных силикатов, к которым относятся такие как диопсид, клиноэнстатит, энстатит, форстерит.

Особенно детально она была изучена Фергусоном и Мервином, а также Боуеном.

Наряду с диопсидом $CaMgSi_2O_6$ среди тройных соединений здесь имеются следующие:

Монтичеллит	$CaO \cdot MgOSiO_2$
Окерманит	$2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$
Сложное соединение	$5CaO \cdot 2MgO \cdot 6SiO_2$

Двойная система окерманит — диопсид дает простые эвтектические смеси, в системе волластонит — окерманит проявляется неодинаковая смешиваемость с окерманитом β-волластонита и α-волластонита. Для лучшего уяснения системы необходимо разобрать ее, сперва исходя из системы $CaO - MgO - SiO_2$, рассматривая последнюю по частям.

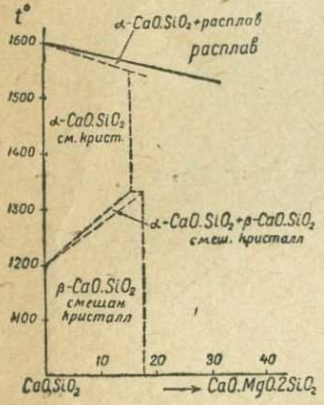


Рис. 68. Система $CaO \cdot SiO_2 - CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$, или волластонит—диопсид.

а) Бинарная система $CaO \cdot SiO_2 - CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$ или волластонит — диопсид. Диопсид представляет важнейшую часть данной системы (рис. 68).

Для диопсида характерно, что он очень точно плавится при температуре 1391°, без разложения. В тройной системе он занимает очень небольшое пространство, на котором он выделяется. Характерно далее обратимое превращение волластонита в псевдоволластонит, при 1200° в случае совершенно чистого волластонита. Если получается твердый раствор его с диопсидом, последний может повысить температуру превращения до 1360°.

Это обстоятельство имеет то значение, что в природе при определении температуры геологических процессов пользуются определением точки превращения волластонита, которая в действительности непостоянна и ограничивает точность этого метода определения температуры геологического процесса.

Система волластонит — диопсид в магматических породах отсутствует.

в) Бинарная система диопсид — SiO_2 дает нам простые эвтектики (1362°) с точкой обратимого превращения SiO_2 в новую модификацию при 1470° (α-тридимит ⇆ α-кристобалит, по Боуену); состав эвтектической смеси — 84% диопсида и 16% тридимита; твердые растворы не образуются.

Расплав из 85% диопсида и 15% SiO_2 (Боуен, 1914) при остывании дает *известково-магнезиальный амфибол*, с показателями преломления $Ng = 1{,}638$ и $Np = 1{,}620$; $2V$ около $+45°$, со спайностью, характерной для амфиболов.

Позже (1931) Позняк и Боуен показали, что амфибол из сухих расплавов не выделяется, так как при 900° происходит выделение из амфибола конституционной воды состава его $H_2CaMg_5(SiO_3)_8$ (рис. 69).

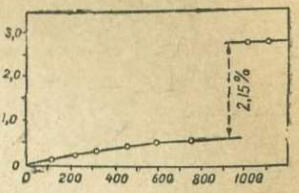


Рис. 69. Кривая дегидратизации тремолита (по Боуену и Позняку).

с) Бинарная система диопсид — форстерит или $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2 - 2MgO \cdot SiO_2$, по Боуену (рис. 41, стр. 91) образует простую эвтектику с эвтектической точкой плавления 1387° при составе эвтектики из 88% диопсида и 12% форстерита.

Очень пологий максимум для диопсида указывает на далеко ушедший процесс диссоциации диопсидового расплава.

Система SiO_2—диопсид—форстерит (рис. 70). В состав этой системы входят следующие части: *тридимит (кристобалит), форстерит* и непрерывный изоморфный ряд от *клиноэнстатита* до *диопсида.*

На данной диаграмме нанесены также частично изотермы, очень быстро возрастающие в форстеритовом поле, так же как и в поле SiO_2 вблизи поля со смешанными кристаллами: в поле смешанных кристаллов наиболее высокая температура 1597° (клиноэнстатит) падает полого до минимума, находящегося около чистого диопсида (1391°). Поле SiO_2 делится на две части — поле кристобалита и поле тридимита, разделенные изотермой превращения 1470°.

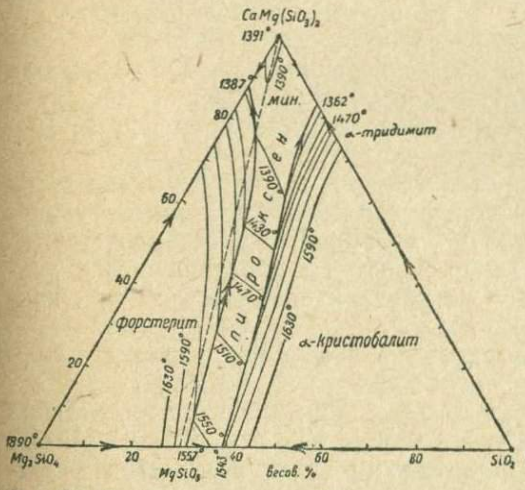


Рис. 70. Тройная система SiO_2 — диопсид — форстерит.

В данной системе совершенно отсутствуют такие изоморфные смеси как смесь $CaSiO_3$ и $MgSiO_3$, т. е. метасиликаты с меняющимся содержанием CaO и MgO.

Так как линия (пунктир) смешанных кристаллов диопсида и клиноэнстатита лежит на большей части своей длины в форстеритовом поле, естественно, что при нагревании смешанные кристаллы пироксена инконгруентно плавятся, распадаясь на форстерит и расплав. Если данный состав отличается значительным содержанием MgO, т. е. точка его попадает в форстеритовое поле, то богатые магнием кристаллы пироксена не образуются непосредственно из расплава: после охлаждения сперва выделяется форстерит, при дальнейшем охлаждении вторым начинает выделяться пироксен и после растворения всего форстерита все затвердевает в виде смешанных кристаллов пироксена.

За исключением небольшого участка около точки диопсида смешанные кристаллы значительно богаче $MgO \cdot SiO_2$, чем рядом при-

сутствующий расплав. Отсюда мы можем сделать вывод, подобный тому, который мы делали при изучении аналогичных условий кристаллизации плагиоклазов, что в данном случае должна получаться зонарная структура кристаллов пироксена благодаря фракционной кристаллизации их, причем центральные части смешанных кристаллов с зонарной структурой более богаты магнезиальным силикатом, чем оболочка.

Валь (1907) в большом числе пород описал кристаллы такого рода, принадлежащие к кальций-магниевым пироксенам с избытком $MgO \cdot SiO_2$ и назвал их *энстатит-авгитами*.

По мере увеличения содержания в таких кристаллах $MgSiO_3$ уменьшается угол угасания на (010), от 38,5° до 22°; средний показатель преломления уменьшается от 1,676 до 1,554 двойное лучепреломление от 0,030 до 0,009, угол оптических осей при 30% диопсида понижается до 0° и затем плоскость оптических осей располагается перпендикулярно к (010), до того — она параллельна (010).

Те же свойства обнаруживают встречающиеся в природе энстатит-авгиты, они же магнезиальные диопсиды или пижониты.

Процесс кристаллизации системы форстерит — диопсид — SiO_2 имеет большое значение, по Боуену, для выяснения явлений, происходящих при гравитационной (кристаллизационной) дифференциации, так как тяжелые кристаллы оливина, а позже пироксена, спускаются на дно бассейна, в то время как более легкие кристаллы тридимита подымаются вверх.

Боуеном установлено отсутствие непрерывного ряда от диопсида до энстатита; в природе находят только моноклинический диопсид и ромбический пироксен, которые непосредственно изоморфных смесей образовывать не могут, редко — клинопироксены.

Правильность идеи Боуена заключается в том, что низкотемпературный энстатит является модификацией высокотемпературного $MgSiO_3$; в первом угол угасания 0°, во втором 22° (клиноэнстатит).

Все охарактеризованные выше продукты кристаллизации данной системы могут получаться из расплавленной массы при нормальном давлении из сухих расплавов.

Получение же термолита по причине, указанной выше, ни разу не удавалось; при нагревании актинолита до 800° в воздушном сухом потоке вода из него постепенно удаляется; при этом минерал не изменяется, судя по отсутствию изменений его оптических свойств.

Реакция — обратимая, и в присутствии воды, при высокой температуре (400°), конституционная вода в тремолите появляется снова в том же количестве, в каком она присутствовала в тремолите до его прогревания.

Только что описанную систему Боуен выделяет как систему с серией твердых растворов, которые плавятся инконгруентно.

Система анортит—форстерит—SiO_2 (рис. 71). Эта система Боуеном выделяется как система тройная с двойным сложным компонентом и с инконгруентной точкой плавления.

Эта система была детально изучена Андерсеном (1916). Данную систему можно также рассматривать как часть четверной системы $SiO_2 — Al_2O_3 — MgO — CaO$. Ее можно изобразить в виде тетраэдра, в четырех углах которого располагаются эти окислы. На этой проекции выделяются точки состава форстерита, клиноэнстатита, между

точками MgO и SiO_2, точки диопсида, анортита, также точка шпинели по середине линии $MgO — Al_2O_3$.

Из этой четверной системы выделяется разрез в виде правильного треугольника точки SiO_2, *An* и *Fo*. Из расплава такого состава кристаллизуется, при определенных относительных количествах их, шпинель.

Основными соединениями данной системы являются следующие: анортит, форстерит, клиноэнстатит, тридимит, кристобалит и шпинель. Смешанных кристаллов они не образуют, обладают каждый в отдельности вполне определенными оптическими свойствами.

Рассмотрим отдельные части данной упрощенной системы.

а) Бинарная система анортит — SiO_2 была рассмотрена ранее. Она дает эвтектику при 1353°, при составе ее 52% *An* и 48% SiO_2 Выше 1470° SiO_2 из расплава выделяется в виде кристобалита, при более низкой температуре — в виде тридимита. Расплав — богатый SiO_2, очень вязкий, что затрудняет кристаллизацию.

b) Система форстерит — анортит не может рассматриваться как бинарная, так как между пунктами *B* и *C* выделяется шпинель переменного состава — в точке *B* 14% F_o и 86% *An* при 1444° ± 2° и в точке *C* (соответственно) 46% и 54% при температуре 1466° ± 4°.

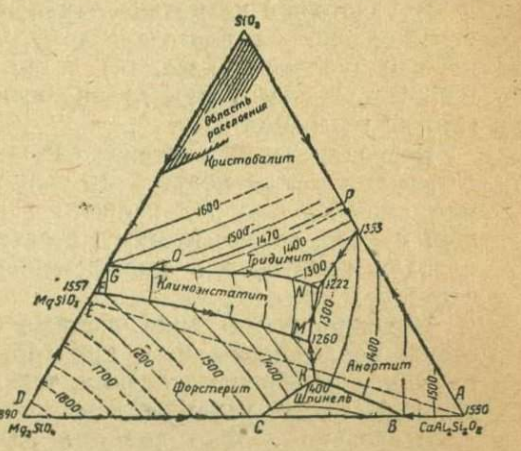


Рис. 71. Диаграмма тройной системы анортит — форстерит — SiO_2.

c) Система диопсид—анортит (1915) простая эвтектическая пара.

В системе анортит — форстерит — SiO_2 после шпинели лежит между точками *B* и *C*, указанными выше, и точкой *K* 29,5% *Fo*, 61% *An* и 9,5% SiO_2 при 1320° (рис. 71).

В этом поле во всех смесях, содержащих клиноэнстатит и анортит, справа от линии *MK* выпадает анортит, слева — форстерит.

При этом происходит в дальнейшем ресорбция форстерита и замена его клиноэнстатитом, как это охарактеризовано было выше.

Линия $MgSiO_3$ (точка *E*) — $CaAl_2Si_2O_8$ (точка *A*), т. е. линия *AB*, является соединительной линией, проходящей через поле форстерита, следовательно, по всей этой линии происходит инконгруентное плавление выпадающего первым клиноэнстатита.

Вдоль линии *KM* проходит одновременно кристаллизация анортита и форстерита; кристаллизация передвигается к точке *M*, после чего сменяется одновременной кристаллизацией анортита и клиноэнстатита до точки *N*.

Точка *M* (переходная) находится при 55% *An*, 25,5% *Fo* и 19,5% SiO_2 при 1260°. Другая тройная эвтектическая точка находится в точке *N*, которая лежит при 50,5% *An*, 16,5% *Fo*, 33% SiO_2 при 1222° + 2°. Эта последняя эвтектическая смесь должна состоять из анортита, клиноэнстатита и тридимита.

Из этой системы следует ряд важнейших петрогенетических выводов, которые сделаны были Андерсеном и Боуеном.

Присоединение еще FeO в виде изоморфной примеси железистого силиката оливина $2(Mg, Fe)O \cdot SiO_2$, вместо форстерита, не меняет сколько-нибудь заметно условий равновесия.

Если оливин присутствует в пироксеновых породах, он должен выделяться до выделения пироксена, и кристаллизация его заканчивается до начала выделения пироксена. Исключения наблюдаются в породах магматических, содержащих диопсид.

Благодаря процессам ресорбции оливиновые кристаллы в породах такого рода должны обнаруживать следы коррозии, как следствие магматических реакций во время охлаждения магмы.

В некоторых магматических породах могут наблюдаться две генерации оливина благодаря тому, что оливин начинает выделяться первым (первая генерация), затем может быть полностью замещен клиноэнстатитом и при дальнейшем охлаждении снова выделиться (вторая генерация).

Корродированные зерна оливина при дальнейших процессах остывания магмы могут быть защищены оболочками из пироксенов или амфиболов от дальнейшего растворения и ресорбции окружающей магмой, частью поэтому, в отдельных случаях, в магматических породах встречаются одновременно оливин и свободная кремнекислота.

Все затронутые выше тройные системы представляют собой системы конденсированные, при обсуждении которых не принято во внимание изменение давления, так как иначе рассуждения в значительной степени усложнились бы.

Насколько велико влияние давления, видно из того, что при обыкновенном давлении нет возможности получить гранат, между тем в земной коре он образуется очень часто, но только при очень высоких давлениях. Поэтому мы никогда не встречаем образования граната в породах, затвердевающих у поверхности земли при малых давлениях, близких к атмосферному, в таких системах, как $CaO — Al_2O_3 — SiO_2$ или $MgO — Al_2O_3 — SiO_2$.

Общие выводы

Учение об эвтектике и кристаллизации смесей двух и более компонентов имеет большое петрогенетическое значение; оно оказало сильное влияние на выяснение вопроса последовательности выделения кристаллов и на выяснение структуры агрегатов кристаллов магматических горных пород.

При эвтектическом составе смеси под влиянием давления эвтектическая точка может сместиться; в таком случае вместо эвтектической точки E получается новая эвтектическая точка E_1, в результате чего частично меняется и порядок выделения кристаллов; такого рода изменения порядка кристаллизации авгита и плагиоклаза наблюдаются в диабазах и мелафирах.

В диабазах с офитовой структурой видно, что плагиоклаз выделился ранее авгита; в других случаях наблюдается обратное: первым выделился авгит, позже плагиоклаз; в таком случае кристаллы

авгита, как например, в авгитовых порфиритах, образуют фенокристы, а плагиоклаз входит в состав основной массы [1].

Нередко считают, что состав этих пород очень близок к эвтектическому. Фогт указал на то, что наиболее широко распространенные кислые гранитные и основные габбро-базальтовые породы являются почти эвтектическими, почему он и назвал их *анхиэвтектическими*. Этим породам Фогт противопоставляет *анхимономинеральные*, отличающиеся тем, что они являются продуктами, выделенными из предыдущих, во время процессов дифференциации.

На образование структур и текстур влияние оказывают, кроме эвтектических взаимоотношений между минералами, также давление, уменьшающееся при извержении магм, потеря летучих компонентов, быстрый переход от медленного к быстрому охлаждению, связанное с последним переохлаждение и другие причины.

В недавнее время почти все явления, происходящие в магме, объясняли эвтектикой.

В настоящее время эвтектика отступает на задний план и вместо нее выдвигаются, как играющие крупную роль в процессе кристаллизации магмы, такие явления как образование твердых растворов большинством породообразующих минералов, также и явления инконгруентного плавления.

В результате новейших исследований фазовые реакции оказались значительно более сложными, чем это предполагалось ранее.

Кроме того, в особенности работами самых последних лет все более и более выясняется, что в ряде случаев большую роль играют в фазовых реакциях также и явления образования несмешивающихся жидкостей.

О современном положении учения о фазовых равновесиях Боуен образно говорит, что когда инконгруентное плавление и твердые растворы входят в двери, эвтектика вылетает в окно (1933).

Поликомпонентные системы

Поликомпонентные системы, в том числе четырехкомпонентные, в ряде случаев имеют крупное петрогенетическое значение; трактовка их слишком сложна, ознакомиться с ними можно в более детальных руководствах (проф. А. Н. Заварицкий, «Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород», 1926; Эйтель, «Физическая химия силикатов», 1936).

Для облегчения усвоения и представления взаимоотношений между компонентами прибегают к построению диаграмм от однокомпонентной системы до трехкомпонентной, все более усложняющейся.

В четырехкомпонентной системе применяется диаграмма в виде правильного тетраэдра, в четырех трехгранных углах которого помещаются точки четырех компонентов *A*, *B*, *C* и *D*.

---

[1] Согласно исследованиям Бочвара по кристаллизации эвтектических смесей, на порядок кристаллизации весьма сильно влияет степень переохлаждения расплава. Отсюда офитовая структура может оказаться эвтектической, образовавшейся при умеренном переохлаждении.

Более сильное переохлаждение даст образование эвтектических сферолитов, т. е. вариолитовую структуру. *Прим. ред.*

Этот метод часто применяется, в частности, при проектировании четырехкомпонентных систем растворов различных солей.

Пятикомпонентная система SiO_2—Al_2O_3—MgO—CaO—Na_2O

Для этой системы особенно детально и полно изучена часть ее Боуеном (1915) в виде системы *диопсид — анортит — альбит* (рис. 55, стр. 100).

Особенно интересна эта система по той причине, что она очень близка к системе, часто наблюдаемой среди магматических пород типа габбро; из смеси этих компонентов выкристаллизовываются диопсид и плагиоклаз.

Представители этой системы:

1. В случае состава ее из основного плагиоклаза и авгита — упрощенные базальто-габброидные магмы.

2. При наличии более кислых плагиоклазов — упрощенные диоритовые (авгитово-диоритовые) магмы.

Такого рода магмы, обладающие сравнительно с составом соответствующих магматических пород, упрощенным составом, Боуен назвал *гаплобазальтовыми* или *гаплодиоритовыми* (от греческого слова «гаплос» — простой).

Бинарная система анортит — диопсид — простая эвтектическая с 42% анортита и с эвтектической точкой при 1270°.

Точно также простой эвтектической системой является бинарная система альбит — диопсид. Эвтектическая смесь с 97% альбита и с эвтектической точкой около 1085°. Благодаря вязкости расплава точных результатов Боуену получить не удалось.

Плагиоклазы альбит—анортит дают непрерывный изоморфный ряд.

Благодаря последнему тройная эвтектика отсутствует и получается тот тип тройной трехкомпонентной системы, который был рассмотрен раньше; получается эвтектическая кривая, идущая от эвтектических точек альбит — диопсид и анортит — диопсид (на диаграмме нанесены также и изотермы).

Эвтектическая кривая делит поле диаграммы на две части — диопсидовую и плагиоклазовую, находящиеся одна к другой в эвтектическом отношении. Жидкая фаза в каждом из этих полей будет находиться в равновесии: в первом поле — с кристаллами диопсида, во втором — с кристаллами плагиоклаза.

Ход кристаллизации такой же, как он описан в общем случае на стр. 71.

Вдоль эвтектической линии жидкая фаза может существовать в равновесии одновременно и с плагиоклазами, и с диопсидом.

Если точка в поле диопсида изображает состав расплава, то проведя линию, соединяющую вершину (диопсид) с этой точкой и продолжив ее до пересечения с эвтектической кривой, получаем направление изменения жидкости расплава по мере выделения кристаллов диопсида.

Достигнув эвтектической кривой, расплав дает в дальнейшем эвтектическую смесь из плагиоклаза состава, соответствующего точке на диаграмме.

Если точка состава расплава лежит на вертикальной линии, проходящей из той же вершины выше эвтектической кривой, эта пря-

мая пересекает последнюю в точке, соответствующей составу из 50% диопсида и 50% плагиоклаза состава Ab_1An_1, и состав начинающего выделяться в этот момент плагиоклаза будет № 80 или Ab_1An_4.

По мере понижения температуры будут выделяться кристаллы все более и более кислого плагиоклаза; жидкость будет менять свой состав по кривой эвтектики по направлению к *Ab*. На диаграмме указаны линии выделения. Одновременно будет менять свой состав и плагиоклаз. Связь состава плагиоклаза в жидкости и выделяющегося из нее изображена на диаграмме прямыми линиями из вершины (диопсид) до эвтектической кривой и из точек 1, 2, 3, 4 пересечения ее — до пересечения их с основанием *Ab—An*. Эти точки дают для выделяющегося плагиоклаза всегда состав более основной, чем для находящегося в растворенном состоянии. Одновременно с плагиоклазом выделяется и диопсид. Смесь состава из 85% Ab_1An_1 и 15% диопсида начинает кристаллизоваться при температуре 1375°; плагиоклаз, выделяющийся при этом, имеет состав Ab_1An_4.

Рассмотренная система диопсид — альбит — анортит чрезвычайно интересна и имеет большое значение при изучении вопросов дифференциации и кристаллизации магмы.

Важно обратить внимание на то, что благодаря образованию оболочек получается зонарная структура плагиоклазов и их выделение одновременно с диопсидом. Такого рода процессы наблюдаются в габбровых породах.

В зависимости от того, в какое поле попадает первичный состав данной магмы, кристаллизация ее начинается либо плагиоклазом, и тогда плагиоклаз лучше образован, более идиоморфен, чем авгит, либо — наоборот; такие разного типа структуры с более ранними выделениями в одних породах, более поздними в других плагиоклаза или авгита наблюдаются среди соответствующих основных магматических пород, таких как габбро, диабазы и др.

При кристаллизации может выделяться первым форстерит; в таком случае, когда магма (расплав) достаточно жидкая, вязкость ее очень невелика; первыми выделившиеся тяжелые кристаллы оливина могут опускаться на дно бассейна или сосуда и там накопляться, в то время как расплав оказывается более бедным магнезиально-железистыми силикатами и кристаллизуется в этом случае отдельно, образуя иные породы; в первом случае образуются оливиновые и пироксеновые породы (перидотиты и пироксениты), во втором — обогащенные полевым шпатом лейкократные габбро.

Тем самым происходит дифференциация магмы. Опыты накопления оливиновых кристаллов наблюдались Боуеном при его работах с соответствующими расплавами.

Так как более ранние компоненты обогащены теми составными частями, которые обладают более высокой температурой плавления, к концу кристаллизации накопляются кристаллы с меньшей температурой плавления. Поэтому оливины и пироксены габбровых пород характеризуются тем, что они более богаты железом и более бедны магнием, чем те же минералы перидотитов и пироксенитов, так как оливины и пироксены кристаллизовались позже в первых, чем во вторых. В табл. 15 приведены эти отношения по Тиррелю.

Таблица минералов, обогащенных различными составными частями в зависимости от стадии выделения их из магмы

Серия смешанных кристаллов	Ранние кристаллы, обогащенные	Поздние кристаллы, обогащенные
Оливин $2MgO \cdot SiO_2 — 2FeO \cdot SiO_2$	Mg-компонент	Fe-компонент
Ромбические пироксены $MgO \cdot SiO_2 — FeO \cdot SiO_2$	Mg-компонент	Fe-компонент
Моноклинные пироксены $CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2 — CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$ (с молекулами, включающими в себя $Al_2O_3 \cdot Fe_2O_3 \cdot TiO_2 \cdot Na_2O$ и др.)	Mg-компонент	Fe-компонент. Компоненты с Al_2O_3 Fe_2O_3, TiO_2, Na_2O и др. также некоторое обогащение CaO
Плагиоклазы (альбит-анортит)	*An*-компонент	*Ab*-компонент

Статистический метод решения вопроса о пределах смешиваемости различных компонентов и показан на опыте с трехкомпонентной системой $CaSiO_3$ — $MgSiO_3$ — $FeSiO_3$ (рис. 72) (Сосман, 1911).

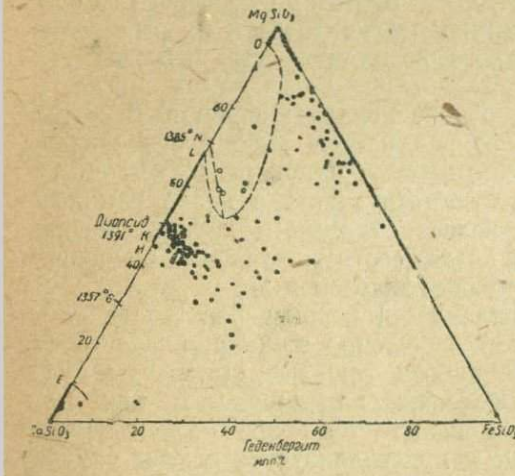


Рис. 72. Статистическая диаграмма состава диопсидовых пироксенов в системе $MgSiO_3$—$FeSiO_3$—$CaSiO_3$ (по Сосману).

На диаграмме видно, что наиболее полная смешиваемость этих трех компонентов получается около проекции диопсида и геденбергита ($CaO \cdot FeO \cdot 2SiO_2$), в то время как между диопсидом и энстатитом ($MgO \cdot SiO_2$), также и между диопсидом и волластонитом — имеется резко выраженный перерыв смешиваемости; благодаря этому получается тройной термический пункт смешиваемости.

Для обыкновенных нещелочных глиноземистых авгитов характерно, что они концентрируются около диопсида в четверной системе SiO_2 — (Mg, Fe, Mn)O — CaO — $(Al, Fe, Cr)_2O_3$.

Для установления взаимоотношений и резко отличных свойств мусковита и биотита, Буке (1916) составил диаграммы на основании экспериментальных исследований, доказавши полинарную природу слюд. В системе $R_2O \cdot RO \cdot R_2O_3 \cdot SiO_2$ чрезвычайно интересны были данные, полученные при изучении гранатов (Буке, 1911), именно трех групп представителей их: пиропа $3MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$, спессартина $3MnO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ и альмандина $3FeO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$, в которых наблюдается большое тройное поле отсутствия смешиваемости с критической точкой смешиваемости. Частичное отсутствие смеши-

ваемости наблюдается также у таких кальциевых гранатов как гроссуляр $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$ и андрадит $3CaO \cdot Fe_2O_3 \cdot 3SiO_2$. В то же время, последние два смешиваются друг с другом без перерывов.

Влияние давления. В кратких чертах влияние давления на систему равновесия охарактеризовано было выше.

В общем это влияние очень не велико. Кривые несколько передвигаются в ту или иную сторону, но сохраняют в общем свои очертания. Давление очень мало влияет и на эвтектическую точку. Так, Фогтом было установлено, что эвтектика кварц—полевой шпат почти не зависит от давления; поэтому пегматитовые прорастания кварца и полевого шпата остаются одинаковыми и в глубинах, и в изливнихся породах.

Давление может оказывать очень значительное влияние на изменение точек превращения, если при такого рода превращениях происходит значительное изменение объема; давление может оказывать влияние и на химические реакции и на направление их течения.

Это влияние наблюдается особенно хорошо на системе анортит—форстерит. При давлении в 1 *ат* в такого рода системе образуются кордиерит и, в широких пределах, шпинель, в то время как в глубинных магматических породах при тех же относительных количествах компонентов, но при сильном давлении, образуются анортитово-оливиновые породы — форелленштейны.

Точно также у поверхности, при малом давлении, образуются лейцитовые породы, на глубине — того же химического состава ортоклаз-нефелиновые породы.

Как характерный пример можно привести смену базальта, образующегося на поверхности земли, при малом давлении, — на глубине авгититом.

$$\underset{\text{Базальт}}{Mg_2SiO_4} + \underset{}{CaAl_2Si_2O_8} \rightleftarrows \underset{\text{Авгит}}{CaMg_2Al_2Si_3Ol_{12}} \text{ (ортосиликат)}$$

или

$$CaMg_2(SiO_3)_3 \cdot Al_2O_3 \text{ (метасиликат)}$$

Таким образом, в связи с изменением давления в самой магме происходят явления то ресорбционного, то аддитивного характера.

По мере снижения температуры процесс усложняется: вместо тех сравнительно простых молекул, которые имеются в жидкой магме, образуются все более сложные молекулы, выделяющиеся из магмы в виде кристаллов минералов; это связано, в первую очередь, с накоплением в магме все более и более увеличивающейся концентрации окислов летучих компонентов по мере выделения части минералов по реакционной схеме Боуена, причем в этом случае также большую роль играет давление. Этим объясняется присутствие в глубинных породах амфибола, в то время как в излившихся он заменяется пироксеном (напр., роговообманковые диориты — пироксеновые андезиты), причем роговая обманка обычно богаче MgO и FeO и, отчасти, SiO_2, чем пироксены; последние богаче CaO и Al_2O_3.

Две глубинные породы образуются на различных глубинах: горнблендит на больших глубинах и того же химического состава,

вебстерит (ромбический + моноклинический пироксен) — ближе к поверхности земли.

Биотит образуется после роговой обманки, на его образование также оказывает влияние давление. При определенном составе магмы на глубине образуется биотитовый сиенит; та же магма при излиянии дает начало лейцитовому базальту.

Биотитовый сиенит $\rightleftarrows$ Лейцитовый базальт

Биотит + 3 ортоклаза $\rightleftarrows$ 11 лейцита + 5 форстерита + 2 H_2O.

Химический состав пород не меняется, и реакция — обратимая.

Глава IV

ЛЕТУЧИЕ КОМПОНЕНТЫ В МАГМЕ

Состав летучих компонентов

В магматических породах обычно присутствует более или менее значительное количество остатков тех летучих компонентов, которые содержатся в самой магме. Так, в большом числе минералов наблюдаются обычно очень мелкие, микроскопически малые включения жидких и газовых фаз воды и углекислоты.

В ряде стекловатых пород, как, например, в пехштейнах и вообще вулканических стеклах, представляющих собой переохлажденные излиянием магмы, также присутствуют значительные количества, главным образом, воды, до 10% и более.

Во время извержения вулканов наблюдается выделение из лавы часто огромных количеств летучих веществ, представленных обычно, в первую очередь, парами воды. Совершенно так, как в бутылке с газированной водой углекислота при большом давлении находится в невидимом, растворенном состоянии, а при устранении этого давления (вынута пробка) углекислый газ выделяется из раствора в виде пузырьков и стремится вырваться наружу. Точно так же, пока магма находится на глубине в земной коре, газы не могут сколько-нибудь свободно удаляться за пределы магматического бассейна или пустоты и сохраняются в самой магме в растворенном состоянии. Но когда магма приближается к поверхности земли или выходит на нее, газы вырываются из магмы с колоссальной силой и в огромных количествах.

При давлении 980 баров (соответствует глубине 3½ *км*) расплавленный гранит при 750° содержит не более 6,5% воды. Увеличение давления в 10 раз увеличивает растворимость воды в гранитном расплаве всего в 2 раза.

Можно считать, что пегматитовые жидкости закипают иногда также и на значительно меньших глубинах.

Если нет благоприятных условий для кристаллизации остаточной жидкости, она также может закипеть.

При прокаливании ряда магматических пород в вакууме Чемберлен (1908) получил следующие результаты (*табл. 16*).

Весовое процентное содержание воды в ряде пород было установлено Вашингтоном и Дэли в следующих размерах:

Гранит	0,69	Габбро	1,10	Фонолит	1,79
Сиенит	0,72	Липарит	1,54	Андезит	1,20
Нефелин. сиенит	1,38	Трахит	1,09	Базальт	1,69
Диорит	1,12				

Таблица 16

Количество газа, содержащегося в различных магматических породах

Название породы	В объемных %, при 100°/1 *ат*						
	H_2S	CO_2	CO	CH_4	H_2	N_2	Общее колич. газов, включая H_2O
Диабаз и базальт . . .	0,19	3,96	0,44	0,12	2,54	0,11	1066
Габбро и диорит . . .	0,02	2,31	0,13	0,07	2,09	0,11	6,46
Гранит и гнейс	0,00	1,47	0,22	0,05	1,36	0,09	4,36
Сиенит	0,00	0,18	0,07	0,05	0,91	0,04	1,71
Андезит	0,00	1,86	0,18	0,06	0,20	0,09	3,27
Липарит	0,00	0,09	0,05	0,02	0,06	0,05	1,19

При 100 *ат* гранит выделяет количество воды в 30 раз больше своего объема, базальт — в 87 раз.

В ряде случаев при нагревании вулканических стекол до температуры 800—1100° с большой силой выделяются летучие вещества; иногда выделение носит характер взрыва; в составе этих летучих компонентов видную роль играют, кроме воды, также CO_2, CO, CH_4, H и NH_4Cl, хлориды.

Изучение выделений фумарол показало, что в зависимости от их температуры [1] выделяются крайне разнообразные, характерные для каждой из температурных степеней летучие вещества. Среди них, кроме H_2O, выделяются H, N, Cl и его соединения — HCl, такие хлориды как NaCl, KCl, NH_4Cl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, $AlCl_3$, $FeCl_2$, $FeCl_3$, что имеет огромное петрогенетическое и, в особенности, металлогенетическое значение. Встречаются также хлориды таких тяжелых металлов, как Pb, Cu, Ni, Co, Sn, Mn и др. Выделяются также соединения F, главным образом HF и SiF_4, разнообразные фториды и соли кремнефтористоводородной кислоты.

Кроме того, выделяется в крайне разнообразных видах сера и ее соединения — сероводород, SO_2, H_2SO_4, мышьяк и его соединения — As, AsS, As_2S_3, также P, нередко B, H_3BO_3.

Более низкотемпературные газовые выделения вулканов — мофетты выделяют в крупных массах CO_2, в небольшом сравнительно количестве CO, а также разнообразные углеводороды, в частности CH_4, и т. д.

Кроме того, из магм (лав) выделяются такие вещества как O, N, H, местами также и благородные газы, в том числе, в небольших количествах, Ar и He.

Привнос летучих компонентов в окружающие магму породы выражается в виде крайне разнообразных проявлений метаморфизации этих пород — в процессах образования скарнов, когда в известняки

[1] *В районе Везувия наблюдаются следующие температурные условия выделения летучих веществ:* при температуре около 1000° выделяются хлористые щелочи; от 1000 до 400° — хлористый водород и сернистый газ; от 400 до 350° — хлористый аммоний, углекислый аммоний, аммиак и хлористый водород; около 350° — сероводород и при более низких температурах — углекислый газ. *Прим. ред.*

привносятся из магм разнообразные летучие вещества, часто также и соединения редких элементов, в процессах грейзенизации, фельдшпатизации с привносом Al, Si, Na и ряда других элементов из магмы, далее феррификации с привносом железа; в ряде случаев наблюдается перенос в летучем состоянии, в процессе пневматолиза, Sn, Ag, Cu, Zn, Pb и др.

Наконец, нередко происходит перенос тех же элементов, в частности кремнекислоты, фтористого кальция и т. д., горячими водами, как продуктами остывания паров воды (гидротермальные процессы).

Во время этих процессов, температура которых все более и более понижается, можно выделить определенную закономерность переноса определенных типов элементов и соединений их. Большое петрогенетическое и металлогенетическое значение имеет то обстоятельство, что легкоподвижные летучие компоненты дают в ряде случаев комплексные молекулы, также легкоподвижные и летучие, одновременно с тяжелыми металлами, и тем облегчают возможность передвижения последних в более высокие части земной коры.

Передвижение этих составных частей находится в зависимости от давления (P) и температуры (T), так как они устойчивы только при определенных условиях T и P.

Благодаря этому образуются *перимагматические* (находящиеся около магмы) и *апомагматические* (вдали от магмы) месторождения минералов и руд. Установить связь с магмой апомагматических месторождений труднее, чем перимагматических.

В первые фазы переносятся галоиды, в частности ряд тяжелых металлов. Тяжелые металлы, такие как Cu, Pb, Zn и др., переносятся в дальнейшем горячими водами и осаждаются из них в виде сернистых соединений, т. е. крупную роль здесь играет сероводород. На первой стадии гидротермальных процессов особенно велико значение сероводорода, на последней стадии — углекислоты.

В пегматитовой фазе, при кипении пегматитовой жидкости, переходит в газовое состояние ряд таких составных частей как H, O, Cl, P, B, K, Na, Fe, Ti, Al, из тяжелых элементов Pb, Cu, Ag и др. Характерно отсутствие Mg и Ca.

Показательным для летучих компонентов в магмах является также присутствие в глубинных магматических породах ряда минералов, содержащих H_2O, галоиды, B и другие летучие компоненты; к этим минералам относятся амфиболы, слюды, турмалин и т. д. Образование таких минералов связано с тем, что силикаты магмы дают те или иные соединения с летучими компонентами, находящимися в магме.

Все рассмотренные ранее системы равновесия мы изучали при том условии, что все компоненты были нелетучими и сохранялись в системе при обыкновенном давлении до конца кристаллизации системы.

Следовательно в рассмотренных нами ранее системах давление P оставалось неизменным, менялась только температура T. В дальнейшем дается краткая характеристика явлений при переменных T, P, x (состав), в присутствии летучих компонентов.

Жидкость испаряется, если давление не превышает определенного размера. В закрытом помещении (закрытый сосуд, бассейн) величина давления на стенки его координируется температурой. Тем самым система *жидкость — пар моновариантна.* Значения всех точек *PT* дают в совокупности *кривые давления*, как это изображено на рис. 73 для воды.

Над кривой *PT* существует только жидкость, под ней только пар. Кривая быстро идет вверх с повышением температуры. Если *T* в данной системе настолько велика, что давление пара ее превышает наружное давление, жидкость *закипает.* Точка, соответствующая *T*, при давлении в 1 *ат* называется *точкой кипения.*

Точно также и кристаллы обладают некоторым давлением пара, которое однако сводится обычно, практически, почти к нулю. Система кристалл — пар также моновариантна. Кривая давления пара для такой системы носит название кривой *возгона (сублимации)*; при определенных величинах *P* и *T* для данного кристаллического вещества сублимация аналогична кипению жидкости.

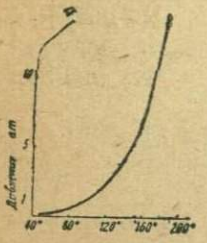


Рис. 73. Кривая давления при разных температурах.

Критические явления. При плавлении (или сублимации) происходит резкий переход от одного состояния к другому; переход совершается от кристаллического вещества с закономерным пространственным расположением частиц к жидкой или газовой фазе с полным отсутствием закономерности в расположении частиц. Такой переход происходит при определенной температуре, которая может быть понижена или повышена давлением, но всегда он резко выраженный, *прерывный.* Явление носит полностью *обратимый* характер.

Совершенно иное наблюдается в случае перехода жидкости в газовое состояние. Для определенных *PT* однородные тела — жидкое и газообразное — отделены друг от друга пограничной плоскостью; при повышении *P* свойства обоих состояний все более и более сближаются друг с другом; могут быть такие условия *PT*, когда жидкая и газовая фазы неотличимы друг от друга. Такое состояние носит название *критического*, а температура и давление, при которых такое явление наблюдается, называются *критическими.* Для каждой критической точки имеются следующие три параметра — *критическое давление*, *критическая температура* и *критический объем.*

Характерные критические явления наблюдаются в системе CO_2, по данным Эндрьюса, с ее переходами от жидкой к газовой фазе.

При 13°,1 1 *г* CO_2, при давлении 47 *ат*, занимает в виде газа объем 7 *см*^{3}. При уменьшении объема до 6,4 *см*^{3}, при давлении 50 *ат*, достигается определенная граница. При дальнейшем уменьшении объема газ начинает конденсироваться с образованием двух фаз — жидкой и газовой — до полной конденсации CO_2 в виде жидкости; при этом изотерма 13°,1 все время располагается горизонтально. Правый конец этой части кривой дает удельный объем газовой, левый — жидкой углекислоты (рис. 74).

За пределами кривой, налево от последней точки получается слишком малая способность к дальнейшему сжатию жидкости; в связи со слишком малыми изменениями объема в дальнейшем кривая резко поднимается вверх, почти по вертикали.

Изотерма 21°,5 носит аналогичный характер; двухфазный отрезок ее значительно короче, т. е. удельные объемы жидкой и газовой фаз сближаются. При изотерме 31°,4 они совмещаются, т. е. они идентичны; тем самым достигается критическая точка. Параметры этой критической точки следующие:

$$T_k = 31°,4;\ P_k = 75\ ат;\ V_k = 2,2\ см^3.$$

Для воды получаются следующие параметры:

$$T_k = 374°,\ P_k = 217,5\ ат.$$

Выше критической температуры никакими способами нет возможности разделить систему CO_2 соответственно H_2O (или иную) на две фазы.

Внутри пограничной кривой одновременно существуют жидкая и газообразная фазы. Здесь находится *насыщенный пар* данной жидкости. Давление пара зависит не от объема V, но исключительно от T.

Направо от пограничной кривой до критической изотермы, вплоть до P_k находится область *ненасыщенного* или *перегретого пара*, который при увеличении давления может быть переведен в двухфазную область.

Область между критической изотермой от KP и до левой ветви пограничной кривой представляет жидкость. При изотермическом расширении она распадается, при определенном P, на жидкость и насыщенный пар.

Выше критической изотермы получается область однородного газового состояния.

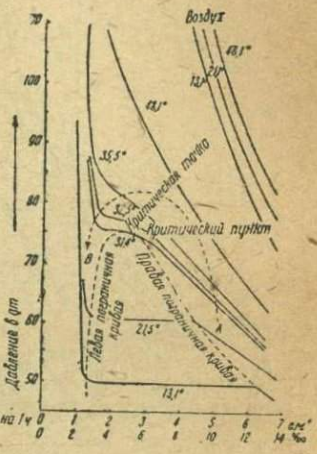


Рис. 74. Критические явления в системе CO_2.

Переход от газового состояния до жидкого — постепенный, без перерывов, в противоположность случаю с кристаллическим телом. Поэтому некоторые исследователи (Ван-дер Ваальс) рассматривают жидкость, пар и газ как одно физическое состояние, именно, как *флюидное*.

Растворимость газов в жидкости. Растворимость газов в жидкости, в частности в магме, имеет большое петрогенетическое значение. Каждая жидкость растворяет в себе газ до состояния полного насыщения им; при этом получается *бивариантная система*.

Согласно закону Генри, *количество растворенного газа пропорционально давлению*.

Когда остывает расплав, содержащий газы, летучие вещества скопляются в остаточной жидкости, давление ее увеличивается и в конечном результате может вызвать бурное выделение газов.

Точно также магмы, находящиеся под большим давлением, растворяют газы; при уменьшении давления, во время извержения

магмы на поверхность земли, газы выделяются с огромной силой, при этом летучие вещества захватывают с собой капли и массы жидкой лавы, остывающие в воздухе и падающие на поверхность земли в виде вулканических бомб, лапилли, вулканического песка, пепла; газы, выделяясь из магмы, дают начало пузыристым структурам магматических пород, таких как структуры шлаковых пемз и туфовых лав.

Крупные выделения газообразных веществ происходят также при глубинных передвижениях и охлаждении магмы (образование пегматитов, контактных превращений и т. д.).

Образование пара в бинарных смесях жидкостей. Выше рассмотрены были системы двух жидкостей, смешивающихся друг с другом в неограниченных количествах (например, система альбит — анортит), дающих при охлаждении характерные кривые ликвидуса и солидуса.

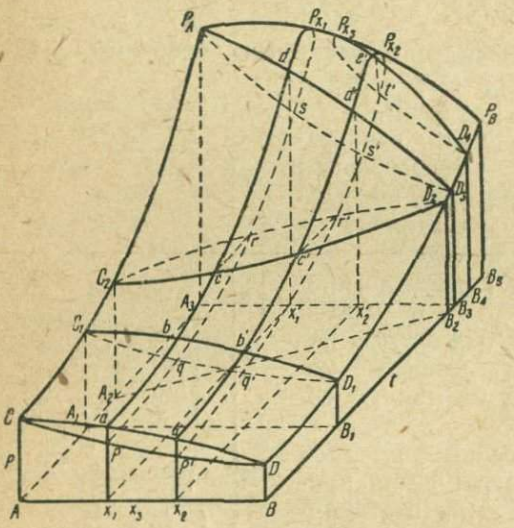


Рис. 75. *Ptx* — пространственная фигура для жидко-газовой стадии двух летучих компонентов.

Аналогичное происходит и в случае системы жидкость — газ, смешивающихся друг с другом также в неограниченных пределах.

Поле жидкости ограничивается кривой жидкости или кипения, поле газа — кривой газа или конденсационной кривой. Обе кривые начинаются в точке чистого компонента; обе ограничивают двухфазное поле жидкость-газ. Каждой смеси жидкости соответствует находящаяся в ней в равновесии газовая смесь. Горизонтальная линия, соединяющая точки жидкости и газа, находящиеся в равновесии, называется *связующей* или *узловой* линией.

Общая система *Ptx* изображена на рис. 75.

Ниже охарактеризованы отдельные части этой системы.

1. Равновесие при постоянном P — изобарная диаграмма (рис. 76). На пространственной фигуре данный разрез будет соответствовать сечению $C_2\ C\ C^1\ D_2\ r\ r^1$; A — компонент с большой летучестью и очень низкой температурой кипения, с большим трудом конденсирующийся, с более высоким давлением пара. Для любой температуры мы получаем здесь определенные точки состава жидкой и газовой фаз, существующих одновременно; всегда газовая фаза богаче более легколетучим компонентом; FE — конденсационный интервал.

В конечном итоге получается жидкость в данном случае первичного состава.

2. Равновесие при постоянной t; изотермическая диаграмма P_x (рис. 77) представляет один из разрезов через пространственную фи-

гуру (рис. 75, стр. 126), каждый из которых соответствует тем или иным определенным температурам, например $ABCD$, $A_1 B_1 C_1 D_1$ и т. д.

Кривые падают от компонента A по направлению к компоненту B, т. е. обратно тому, что наблюдается для проекции T_x. Пар бинарной смеси, таким образом, содержит большое количество того компонента, прибавление которого *увеличивает* давление пара (положение Коновалова).

Понижение давления ведет к *испарению*.

Первый пар имеет состав F, жидкость становится более бедной A, показательная точка ее движется по кривой жидкости в направлении к G. Точно также точка газа движется от F к H. При P, соответствующем H, исчезает последний след жидкости, и газ имеет тот же состав, как и вся первичная жидкость.

Сжатие (увеличение давления) будет производить обратный эффект, именно процесс конденсации. Самый процесс носит характер дестилляции.

3. Равновесие при постоянной концентрации. В разрезе (рис. 78) $x_1^1 x_1$ $abcd$ Px смеси определенного состава при переменном P и в соответствующем разрезе $x_2 a^1$ P_{x^2} получается двухфазный язык с кристаллической точкой смесей Px_1, Px_2 и Px_3. B простой фазе параметры критической точки имеют максимальное значение; в бинарной системе на газовой кривой находится своеобразная точка R, около которой обе фазы находятся в равновесии и при одной и той же температуре располагаются выше, чем в точке P; точно также на кривой жидкости располагается такой же максимум давления в точке M. Точка P не является максимальной ни для давления, ни для температуры.

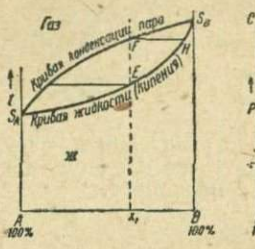


Рис. 76. tx — проекция в жидко-газовой системе.

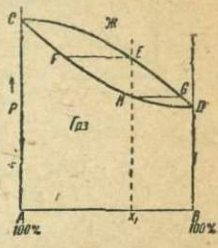


Рис. 77. Проекция системы Px в жидко-газовой системе.

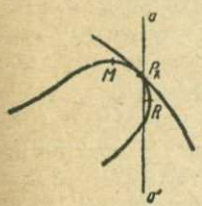


Рис. 78. Явления около критической точки.

На изотерме между P_x и R $(a\text{-}a^1)$ выделяется жидкость также и при падении P в пределах определенного интервала давления. Такое явление носит название *ретроградной конденсации*.

Пространственная проекция *Ptx* Если соединить вместе проекции Pt, Px и tx, получается пространственная проекция, изображенная на рис. 81. Эта проекция имеет также существенное значение при обсуждении тех или иных петрогенетических вопросов, связанных с присутствием летучих компонентов в магме.

В магме часто происходит разделение жидкой и газовой фаз путем процесса фракционной дестилляции. Во время этого процесса происходит постепенное обогащение менее летучего компонента более летучим, с образованием остаточной жидкости.

Системы с летучими компонентами без критических состояний могут быть представлены помимо однокомпонентных систем, характеристика которых дана ранее, также бинарными, тройными и т. д.

Бинарные представлены одним нелетучим и одним летучим компонентами.

Тройные системы представлены: 1) системой с двумя нелетучими и одним летучим компонентами, 2) системой с одним нелетучим и двумя летучими компонентами.

Усложнения могут заключаться в том, что кроме систем, в которых компоненты не образуют непрерывных смесей, они могут образовывать друг с другом также непрерывные смеси или химические соединения.

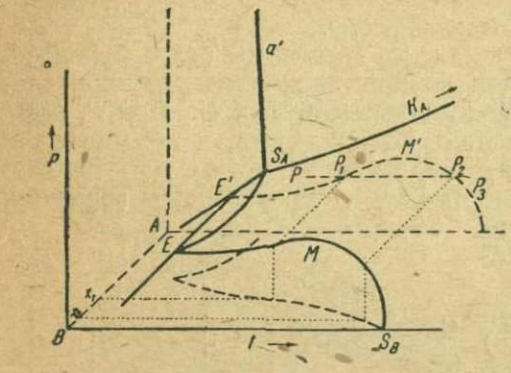


Рис. 79. *Ptx* — пространственная фигура системы одного летучего и одного нелетучего компонентов.

Мы рассмотрим простейший случай, как примерный, именно случай бинарной системы с одним нелетучим и одним летучим компонентами без критических состояний.

Другими словами, критические состояния будут иметь место при значительно более высоких температурах, чем те, при которых данная система изучается.

В данном случае мы имеем систему *Ptx* (меняющиеся температура, давление и состав), т. е. имеем три параметра, как в случае, рассмотренном выше (рис. 77, стр. 127).

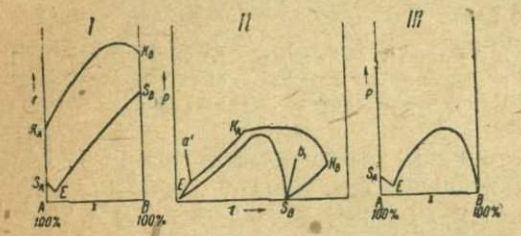


Рис. 80. *tx*, *Pt* и *Px* — проекции системы с одним летучим и одним нелетучим компонентами без критических явлений в насыщенном растворе.

Данная система характеризуется как система без образования изоморфных смесей и соединений; следовательно в ней имеются эвтектические взаимоотношения между обоими компонентами.

На данной диаграмме (рис. 79) обозначены: S_A — тройная точка для легколетучего компонента A, S_B — тройная точка для труднолетучего компонента B. Так как компонент B труднолетучий, упругость пара его может быть принята практически очень малой и, следовательно, в данной точке B она сводится к незаметно малой величине.

Отдельные части данной системы даны на отдельных проекциях рис. 80.

Кривые выделения *tx* даны на рисунке 80,*I* (разрез в плоскости AS_BB на рис. 79) при постоянном давлении P парообразной фазы. Перпендикуляры к данной проекции дают соответствующие давления пара P. Получается пространственная кривая S_AE; она отвечает равновесию: твердый компонент A — бинарный расплав — пар A и пространственная кривая EMS_B, которая изображает равновесие: твердый компонент B — бинарный расплав — пар A (рис. 79). Эти пространственные кривые изображают линии, отвечающие трем фа-

зам. Кривая EMS_B показывает упругость пара насыщенного раствора; она имеет максимум в точке M, далее она быстро падает; благодаря трудной летучести компонента B она равна в точке S_B нолю, так как практически компонент B нелетучий. Своеобразный ход этой кривой обусловливается противоположным действием двух факторов.

1. Содержание B увеличивается по направлению к S, поэтому упругость пара одновременно падает.

2. С другой стороны, вследствие повышения температуры упругость пара увеличивается.

На рис. 80, *II* проекция pt нанесена на плоскость APP_3 (рис. 79). Следим за изобарой $P - P_3$, начиная от P; при повышении температуры в P_1 достигается линия, соответствующая трем фазам. Двигаясь далее по направлению к P входим в поле, в котором жидкость концентрации x, должна закипеть. Это *первая точка кипения* данной системы. В точке P_2 будет достигнута при дальнейшем повышении температуры *вторая линия, отвечающая также* трем фазам равновесия; вслед за ней пары жидкости x_2, т. е. иной концентрации, чем x_1, конденсируются в жидкость. Между точками P_1 и P_2 B будет находиться в равновесии с ненасыщенным паром.

В P_2 при падении температуры t произойдет кипение жидкости. Поэтому эта точка называется *второй точкой кипения*, а сам процесс *ретроградным кипением*.

Все эти процессы происходят и в магмах во время их остывания, на известных определенных стадиях его, в связи также с изменениями давления, переходя и через трехфазные линии; при этом далее происходит переход сперва газовой фазы в жидкую, затем жидкости в газ.

По мере выделения B, труднолетучего компонента, например силиката, остаточная магма обогащается летучими компонентами, давление системы *увеличивается* до максимального значения в точке M. Если внешнее давление значительно больше чем в M, то двухфазная область (твердый компонент — газ) может быть не достигнута; в таком случае не произойдет выделения газа. Если внешнее давление будет меньше, произойдет кипение жидкости и переход ее в газообразное состояние. Если этот процесс охлаждения происходит в замкнутом пространстве, давление может вызвать разрыв его.

Диаграмма Ниггли. *В связи с только что высказанными* рассуждениями относительно явления затвердевания в случае присутствия двух компонентов — труднолетучего и легколетучего, Ниггли построил свою диаграмму (рис. 81), примененную им для выяснения процессов, происходящих при больших давлениях, в несколько сотен атмосфер на глубинах 2 *км* ниже поверхности земли, в магме во время ее остывания.

Он принимает, что на таких глубинах все летучие компоненты в общем похожи друг на друга, а жидкая часть магмы может также считаться одним труднолетучим компонентом (силикаты, руды).

На этой глубине летучие вещества находятся в растворе в магме независимо от того, будет ли температура для отдельных веществ ниже или выше критической.

На чертеже (рис. 81) в левой части изображены самые простые *взаимоотношения между двумя компонентами — летучим* A *и нелетучим* B, не образующими друг с другом ни смешанных кристаллов,

ни химических соединений. Летучее вещество A — например, вода; нелетучее (трудноплавкое) B — силикаты или руда.

Состав магмы соответствует концентрации, близкой к 90%; это число характерно для магмы. При охлаждении такой магмы первым будет выпадать компонент B в виде кристаллической массы. Так как небольшие примеси летучего компонента значительно понижают температуру плавления компонента B, кристаллизация его начнется в точке на пересечении линии X_1X_1 с кривой выделения B при температуре t_1. Выше этой точки магма будет находиться в жидком состоянии в виде смеси обоих компонентов A и B; по Ниггли это — так называемая *ликвидно-магматическая стадия*.

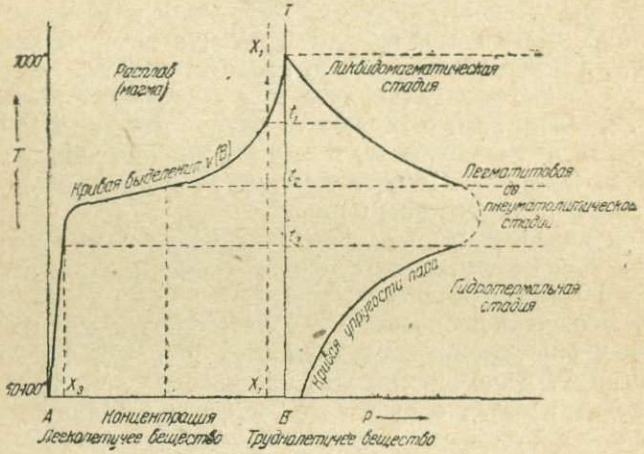


Рис. 81. Система TP для магмы (по Ниггли).

Кристаллизация начнется «акцессорными минеральными месторождениями и в некоторых случаях рудными месторождениями вполне определенного характера».

Главная масса этих минерально-рудных образований выделяется также довольно быстро, причем образуются минералы с не особенно ясными кристаллическими очертаниями (пологая часть кривой до начала ее перелома).

Крутая часть кривой отражает ту стадию, когда остаточная магма, особенно обогащенная летучими компонентами, начинает кристаллизоваться и дает пегматиты.

При дальнейшем падении температуры в пересыщенной летучим компонентом остаточной магме кристаллизация происходит очень медленно, выделяются в строго определенной последовательности минералы, образуя довольно хорошо ограненные кристаллы; судя по характеру кристаллизации минералов в друзах, перерывов в выделении кристаллов, в нормальных условиях остывания магмы, такого рода не наблюдается.

В первой стадии кристаллизации остаточной магмы выделяются силикаты, фосфаты, ниобаты, танталаты, титанаты, именно в пределах температур T_2 и T_3. Это указывает на то, что остаточная магма содержит довольно значительные количества силикатов. При более низких температурах выделяются цеолиты, руды и карбонаты.

Ниггли на основании этого выделяет следующие стадии кристаллизации магмы при ее остывании.

1. *Ортомагматическая стадия*, во время которой образуются собственно магматические породы. Летучие компоненты играют роль главным образом минерализаторов; они способствуют кристаллизации, уменьшая вязкость магмы, понижают температуру плавления ее; фигуративная точка *b* будет двигаться по кривой *ba* одновременно с изменением соответствующего расплава. Сперва кристаллизация происходит, как видно из кривизны кривой, довольно медленно; затем, так как кривая становится более пологой, почти горизонтальной, скорость кристаллизации значительно увеличивается. *Очевидно, на этом этапе достаточно небольшого изменения температуры*, чтобы кристаллизация ускорилась и произошли сильные изменения состава магмы. Повидимому в течение этого времени формируется сама магматическая порода. К тому моменту, когда температура магмы достигает t_2, из магмы будет выделена значительная часть компонента *B* и период фактического формирования магматической породы примерно заканчивается.

Во *второй половине эвмагматического процесса*, по мере приближения к стадии образования остаточной магмы, она постепенно обогащается летучими компонентами; эти последние воздействуют на ранее образовавшиеся компоненты, вызывая постепенное их преобразование и замену их новыми минералами, сперва обогащенными небольшими количествами воды, затем все большим и большим количеством ее; к воде присоединяются также галоиды — в первую очередь, фтор; одновременно в новообразующихся *минералах* все в большем количестве накопляются сперва соединения кальция, затем также щелочей; получается типичный реакционный ряд Боуена: оливин — ромбические пироксены — моноклинические пироксены — амфиболы — слюды.

Эти компоненты, сменяющие друг друга, выделяются в определенной последовательности, нерезко отграниченные одни от других; время выделения некоторых из них заходит в период выделения других; в то же время, они реагируют друг с другом и с окружающей жидкой средой.

Таким образом, мы можем различать первую эвмагматическую стадию выделения минералов, не содержащих летучих компонентов (ортосиликаты и метасиликаты магния и железа), и вторую эвмагматическую стадию выделения минералов, содержащих летучие компоненты во все большем количестве и, в то же время, обогащающиеся большим числом других элементов (щелочных земель и щелочей); образование минералов второй стадии тесно связано с заменой (вытеснением) ранее образовавшихся *минералов более простого состава* минералами все более сложного состава при одновременной смене более основных плагиоклазов все более кислыми.

Одновременно же накопляется жидкая остаточная магма, содержащая сравнительно мало компонента *B* и много компонента *A*, легко летучего. Очевидно характер остаточной магмы будет совершенно иным, чем был состав магмы в начале кристаллизации ее и во время главного периода этого процесса.

Кристаллизация происходит на большей или меньшей глубине, первая стадия переходит в другую непрерывно, при продолжающейся

кристаллизации. Такого рода условия остывания и затвердевания магмы носят название *плутонических* или *интрузивных*. Соответственные названия получают и образующиеся в течение первого периода кристаллизации магматические породы.

Продукты, которые получаются в процессе кристаллизации второй стадии из остаточной магмы, обогащенной летучими веществами, оказывают влияние на внутримагматические химические процессы, например, на образование амфиболов, слюд, минералов, содержащих фтор, хлор и т. д.

2. *Пегматитовая и пневматолитовая стадии* связывают две стадии образования минералов; они являются промежуточными между кристаллизацией магматических пород и расплавленных силикатных масс, с образованием магматических пород, и водными растворами, характерными для следующей стадии.

В пегматитовую стадию температура вероятно достигает 500—600°; одновременно господствует сильное давление; в остаточной магме присутствуют в растворенном виде все еще большие количества нелетучих компонентов.

На последующих стадиях магматического процесса — в стадии образования остаточной магмы, также с неясным переходом от второй стадии эвмагматического процесса, происходит особенно обильное накопление летучих составных частей, притом разного состава, с различными критическими температурами, в различных количествах и с различной растворимостью их в магме. Все это вносит чрезвычайно большие осложнения в процесс кристаллизации, вызывает разрывы постепенного хода этого процесса, обусловливает растворение ранее выделившихся кристаллических компонентов, выпадение анхиэвтектических смесей, явления сильного переохлаждения, новую группировку окислов и т. д. Происходит образование *пегматитов* в характерной физико-химической стадии застывания очень сложного силикатного расплава, богатого летучими компонентами.

При температуре между 360 и 400°, т. е. близкой к критической температуре воды, по Накену наблюдается новый постепенный перелом и смена магматических процессов гидротермальными.

Кристаллизация остаточной магмы с образованием пегматитов является одной из стадий кристаллизации магмы вообще. В этом заключается причина того, что необходимо — как это делает Сперр — тесно связывать с магматическими породами минеральные и жильные образования.

Пегматиты. Для большинства пегматитов, среди которых чрезвычайно широко распространены гранитные пегматиты, связанные с гранитной магмой, особенно богатой летучими компонентами, а, следовательно, и остаточной магмой, показательно то, что они носят лейкократный характер; в то же время, шлировые накопления, состоящие из остатков магнезиально-железистых соединений, дают часто рудные образования. Это связано с указанной выше последовательностью кристаллизации и с выпадением минералов наиболее богатых, в частности железом, на первых стадиях кристаллизации магмы.

В щелочных магмах, обогащенных окислами натрия, нередко наблюдается обратный ход кристаллизации в следующей последовательности, как например, в хибинитах Хибинских тундр: нефелин — ка-

лиевый полевой шпат и альбит — альбит — цирконо-силикаты — титаносиликаты — натрожелезистые силикаты (эгирин, арфедсонит, титаномагнетит, ильменит, железотитановый гранат). Такой тип обратной последовательности кристаллизации был назван Уссингом агпаитовым. Гольдшмидт связал с этим избыток щелочей над глиноземом ($Na + K > Al$). При разъединении этих компонентов в процессе кристализации магмы в одних местах накопляются первые минералы (нефелин — полевые шпаты), в других — вторые. Накопления первых минералов образуют шлиры, в данном случае они лейкократные; вторые, наоборот, образуют жилы типа пегматитов; они носят меланократный характер, так как состоят из минералов, особенно сильно обогащенных окислами железа и, в то же время, летучими компонентами. Аналогичная картина *агпаитового* характера последовательности кристаллизации с образованием аналогичных лейкократных шлиров и меланократных пегматитов наблюдается и в других нефелин-сиенитовых массивах.

Пегматиты, образующиеся из остаточной магмы, Ферсман называет *остаточными* или *настоящими* пегматитами; обычно они близки к эвтектическим образованиям.

Ферсман (1932) различает следующие типы комбинаций минералов на последних стадиях кристаллизации магмы:

1. *Остаточные пегматиты* или настоящие пегматиты, по составу близкие к эвтектическим точкам.

2. *Протектиты* — рудные скопления в пегматитах, гранитах, содалитово-нефелиновые в агпаитах.

3. *Ортотектиты* — крупнозернистые породы, по составу близкие к материнской породе, но образующие жилы.

Ферсман (1932) различает 10 фаз развития гранитной магмы на конечных стадиях ее остывания:

A. 900—800°: *магматическая фаза* (по Ниггли — магматическая). Последние стадии остывания гранитного массива. Прото- и мезо-кристаллизация.

B. 800—700°: *собственно эпимагматическая фаза* (по Беккe — эпимагматическая) с образованием контактных зон.

C. 700—600°: *собственно пегматитовая фаза* или *графическая* (по Ниггли — магматически-флюидная) с образованием письменного гранита.

Граница *α*; окончание образования письменного гранита и скачок к образованию крупнозернистой пегматоидной структуры; *α*-кварц замещается β-кварцем.

D — E. 600—500°: *пегматоидная фаза* (по Ниггли — флюидно-газовая) с образованием шерла, мусковита, берилла, топаза (1. молибденитовые жилы, 2. оловяннокаменные жилы).

Нередко перерыв β; граница между пегматоидной и надкритической фазой.

F — G. 500—400° и немного ниже: *надкритическая фаза* (по Ниггли — флюидно-гидротермальная) с новообразованием зеленых слюд, альбита, литиевых соединений и др. (3. вольфрамитовые жилы, 4. шеелитово-золотые жилы).

Перерыв γ около критической точки воды.

H — I — K. 400—100°: *гидротермальные фазы* начинаются с образования зеленых слюдок, переходят через фазу образования сульфи-

дов к образованию цеолитов и карбонатов; *высокие, средние* и низкие термы, они же гипо-, мезо- и эпитермы (5. медные жилы, фаза *H*, 6. свинцово-цинковые жилы, фаза *H — I*, 7. кобальтово-никелевые жилы, фаза *K*).

Обычно резкий перерыв δ.

L. 100—50°: *гипергенная фаза* с образованием глинистых материалов, иногда вторичного кальцита, с повторным образованием халцедона, кварца и др. (8. сурьмяные жилы, *фаза K — L*).

Бреггер разделяет пегматит окрестностей Осло, связанный с щелочными (натровыми) породами, на следующие группы:

1. *Магматическая пегматитовая фаза.* После выделения силикотельных минералов и ряда минералов, содержащих такие элементы как F, Cl, B, Nb, Ta и др., кристаллизуются силикаты — полевые шпаты, нефелин, эгирин, слюда и др. В кварцевых пегматитах выделение кварца следует обычно за *полевым шпатом*, частью же происходит одновременная кристаллизация обоих. Из двух последних минералов состоит главная масса пегматитов этого типа.

2. *Пневматолитовая пегматитовая фаза.* Пустоты, присутствующие в образованиях предыдущей фазы, выполняются — полностью или частично — минералами, выпавшими уже из газовой или флюидно-газовой фазы, т. е. еще при высокой температуре; ранее образовавшиеся минералы подвергаются *часто очень* сильным изменениям; нефелин переходит в содалит, микропертит, в альбит и т. д. Действие F вызывает образование большого количества плавикового шпата.

3. *Гидротермальная пегматитовая фаза.* В промежутке температур между 700° и 500° выделяются такие минералы как анальцим, эвдидимит, натролит, томсонит, десмин, апофиллит и др., частью при одновременном превращении ранее образовавшихся минералов — нефелина, отчасти — эгирина, в анальцим или гидронефелин, содалита и канкринита — в натролит, биотита — в хлорит (при 400°).

4. *Фаза фторкарбонатов и карбонатов.* В эту фазу с пониженной температурой происходят преобразование более древних алюмосиликатов в каолин, частью в серицит или кальциевую слюду, хлоритизация и т. д., с переходом к процессам выветривания.

Если будем рассматривать последовательность минералообразования в отдельных друзах, то увидим, что в них она, естественно, очень близка к только что охарактеризованной.

На прилагаемом чертеже (рис. 82) изображена последовательность образования минералов в друзах гранитных массивов по Кенигсбергеру.

Очень богаты минеральными друзами также щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, хотя и не всегда; *значительно* менее богаты ими габбро, эссекситы, тералиты и бесполевошпатовые породы, в которых они почти совершенно отсутствуют.

Это вполне естественно, так как магмы этого типа образовались в первые стадии остывания, когда среднее содержание летучих компонентов в ней было сравнительно незначительно, а концентрация их совершенно отсутствовала.

Ниггли выделяет следующие *группы пегматитов* по составу их:

1. Обыкновенные слюдяные пегматиты
2. Гранатовые пегматиты

3. Глиноземистые пегматиты (с андалузитом, корундом, дюмортьеритом)
4. Ниобат-танталатовые пегматиты (с колумбитом, эвксенитом)
5. Цирконат-титанатовые пегматиты (меланофан, лейкофан)
6. Бор-фтор-пегматиты (турмалин)
7. Фтор-бор-пегматиты (топаз, турмалин)
8. Фтор-вольфрам-пегматиты (касситеритовый парагенез без лития)
9. Литий-фтор-вольфрамовые пегматиты (касситеритовый парагенез, литиевая слюда, сподумен, амблигонит)

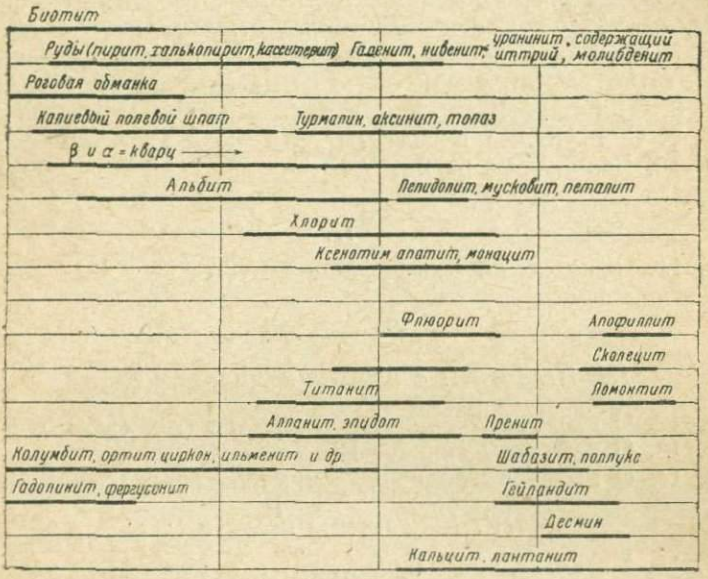


Рис. 82. Последовательность образования минералов в друзах гранитных массивов (по Кенигсбергу).

10. Марганцовые и фтор-марганцовые пегматиты (триплит, трифилин)
11. Na-Li-Al-пегматиты (криолитовые пегматиты)
12. Карбонатные пегматиты (паризит)
13. Письменные пегматиты
14. Рудные пегматиты (халькопирит, арсенопирит).

Пегматиты, связанные с средними и основными породами (диоритами, габбро) играют совершенно второстепенную роль.

Вне сомнения, схема Кенигсбергера — односторонняя, не полная и охватывает главным образом пегматиты щелочно-земельных гранитных массивов.

Значительно более рациональная классификация гранитных пегматитов, особенно хорошо изученных, составлена Ферсманом в следующем виде, с разделением на пегматиты чистые, т. е. чисто магматические, и пегматиты иных видов — либо с заражением их соседними вмещающими породами, либо с заражением их процессами метасоматоза разного рода.

A. Чистая линия

I.

Тип. 1. Протопегматиты: a) обыкновенные, b) монацитовые, c) ортитовые, d) гранатовые

Тип. 2. Пегматиты с редкими землями (Ta, Nb, Zr, U, V и др.).

Тип. 3. Бор-фторовые пегматиты: a) турмалиновые, b) слюдяные.

Тип. 4. Фтор-бериллиевые пегматиты: a) бериллиевые, b) топазовые

Тап 5. Натрово-литиевые пегматиты: a) альбитовые, b) лепидолит-рубеллитовые

Тип 6. a) натрово-фосфорные пегматиты, b) литий-фосфорные пегматиты, c) натрово-кальциевые пегматиты

Тип. 7. a) фтор-натровые пегматиты, b) фосфат-карбонатные пегматиты, c) альбит-жильбертитовые пегматиты

Тип. 8. Фтор-карбонатные пегматиты

Тип. 9. Сульфидные пегматиты

Тип. 10. Цеолитовые пегматиты

II.

Тип. 11. Выполнения миаролитовых пустот

B. Боковые линии

III. Пегматиты с избытком минерализаторов

Тип 12. С избытком сернистых металлов (Zn, Cu, Pb, Fe)

Тип. 13. С избытком Sn, W, Bi

Тип. 14. С избытком H_2O (гидролизированные пегматиты)

IV. Контактные пегматиты

Тип. 15. Магнетитовые пегматиты

Тип. 16. Диопсид-титанитовые пегматиты

Тип. 17. Плагиоклаз-турмалиновые пегматиты

Тип. 18. Кордиерит-биотитовые пегматиты

Тип. 19. Скаполит-цеолитовые пегматиты

Тип. 20. Глиноземистые пегматиты (андалузит-дюмортьеритовые)

V. Магматитовые пегматиты

Тип. 21. Альбититы

Тип. 22. Плагиоклазиты

Тип. 23. Плумазиты

Тип. 24. Марундиты

Тип. 25. Мигматиты (артериты и т. д. Седергольма)

VI. Пегматиты особого рода

Тип 26. Графитовые пегматиты

Тип 27. Церитовые пегматиты

Тип 28. Марганцово-цинковые пегматиты и др.

По условиям происхождения пегматиты можно разделить на 1) первичные пегматиты, 2) палингенетические и 3) силифицированные пегматиты основной магмы.

В зависимости от того, с какими глубинными магматическими породами связаны пегматиты, Ферсман выделяет следующие типы их:

1. Пегматиты оливиново-пироксеновых пород
2. Пегматиты габбро-норитов
3. Пегматиты сиенитов: a) щелочного ряда, b) щелочно-земельного ряда
4. Пегматиты нефелиново-сиенитовых пород: a) миаскитового ряда, b) агпаитового ряда, c) карбонатитового ряда
5. Пегматиты щелочных гранитов
6. Пегматиты щелочно-земельных гранитов (гранодиоритовый ряд)
7. Пегматиты лампритовых (сульфидных) пород.

Особенно большую роль играют среди пегматитов таковые гранитов, так как последние составляют, по Лодочникову, до 95% всех кристаллических пород; на долю габбро, норитов и перидотитов приходится 4%, на долю нефелиновых сиенитов и щелочных сиенитов — всего 1%.

Минералы, входящие в состав пегматитов, Аллин делит на следующие группы в зависимости от роли их в генезисе пегматитов.

I. Магматические минералы: микроклин, микроклин-пертит, кварц, олигоклаз, альбит, биотит, мусковит, магнетит.

II. Минералы-заместители: альбит-клевлендит (листоватый), берилл, турмалин, гранат, апатит, титанит, молибденит, топаз, флюорит, марганцовый апатит, танталит, колумбит, монацит, сподумен, кальцит, лепидолит, циннвальдит, амблигонит — $Li(AlF)PO_4$, литиофиллит — $Li\,(Mn, Fe)\,PO_4$, пирит, арсенопирит, пурпурит — $2(Fe, Mn)\,PO_4 + H_2O$, цоизит.

С пегматитами обычно тесно связаны аплиты, имеющие состав пегматитов, но отличающиеся мелкозернистой структурой и отсутствием тех минералов с редкими элементами, которые характерны для пегматитов. Причина та, что аплиты образуются при быстром понижении давления в связи с открытием трещин; при этом из них удаляются летучие вещества и одновременно образуется большое число центров кристаллизации; благодаря этому при быстрой кристаллизации получается панидиоморфная структура.

Остывание сопровождается медленным осаждением минералов из водных растворов различной, постепенно понижающейся температуры, обогащенных главным летучим компонентом — водой, критическая температура которой 374°.

Основным практическим выводом, который получается из данной схемы остывания и кристаллизации магмы, является то, что на первой стадии остывания магмы получаются магматические породы, на последних — минеральные выделения, в частности ряд крупных месторождений, образующихся из остаточных водных растворов, неизбежно получающихся во время развития описанного только что процесса.

На границе между пегматитовой и пегматоидной фазами происходит резкая смена пирамидальных кристаллов α-кварца удлиненными кристаллами более низкотемпературного β-кварца.

Гиротдермальные образования. По мере выделения из остаточной магмы, дающей начало пегматитам, составных частей, прежде всего полевого шпата, заканчивается развитие пегматитов и происходит

смена их кварцевыми жилами, которые, в свою очередь, сменяются аплитовыми жилами. Начало такой смены проявляется, в частности, в дисимметричной структуре части пегматитов, когда полевой шпат (частью слюда и турмалин) скопляются по краям жилы, внутри выполняемой кварцем.

Кварцевые жилы обычно носят *апомагматический* характер.

Кварцевые жилы нередко являются рудоносными; ряд месторождений, тесно связанных с пегматитами и аплитами, характеризуется тем, что они имеют характер *золотоносных жил*; иногда с ними связаны также и оловяннокаменные кварцевые жилы, также жилы, содержащие вольфрамит, медный колчедан, арсенопирит, молибденовый блеск и другие ценные сульфиды. В некоторых случаях с пегматитовыми выделениями связаны также месторождения турмалиново-кварцевых жил с Cu, Ag, Pb, пиритом и т. д.

Продукты выделения остаточной магмы, проникающие в соседние породы, дают начало пневматолитовому метасоматозу, во время которого образуются типичные перимагматические месторождения.

Из всего, что говорилось ранее относительно порядка кристаллизации магмы, ясно, что выделение летучих компонентов должно быть особенно тесно связано с магмами гранито-диоритового характера, частью также сиенитовыми, а из последних особенно с магмами щелочно-сиенитовыми; во всех этих магмах происходит выделение минералов по вполне определенной последовательности:

Безводные силикаты — силикаты с водой, образующиеся на более поздних стадиях, частью и гидротермальной.

Летучие компоненты проникают в окружающие породы не с одинаковой легкостью.

При рассмотрении схем кристаллизации магмы, как видно не всегда (кроме схемы Ферсмана) обращалось внимание на возможность присутствия газовой фазы. Это обусловлено тем, что, если магма находится в замкнутом пространстве под большим давлением, господствующим на глубинах, газы в ней растворены; газовая фаза может проявиться только в том случае, когда на известной стадии остывания магмы давление паров ее будет выше, чем внешнее давление.

Этот вывод можно основывать, согласно Ниггли, на следующем.

Правая половина рис. 81 (стр. 130) представляет собой дополнительную диаграмму, на которой показан ход изменения внутримагматического давления в связи с понижением температуры, предполагая, что все время магматический раствор насыщен летучим компонентом *A*. На абсциссе отложено *P*, на ординате — *T*.

Кривая давления может рассматриваться, как непрерывная, притом чрезвычайно характерная.

На первых стадиях остывания магмы, несмотря на охлаждение ее, давление в ней повышается.

Это связано с тем, что остаточные растворы по мере своего накопления в магме увеличивают свое давление пара; это вполне естественно, так как концентрация их увеличивается. Если бы первого компонента (нелетучего *B*) не было, второй (*A*) должен был бы находиться в это время в виде газа.

Максимум достигается внутримагматическим давлением на стадии пневматолитовой; затем, в связи со слишком большим остыва-

нием остаточной магмы, оно начинает падать все более и более интенсивно.

Имеется также и надкритическая стадия, наблюдаемая при наибольшем развитии давления, обозначенная на рисунке пунктиром; здесь получается надкритическое состояние флюидов, газовая и жидкая фазы неотличимы одна от другой.

Отсюда мы можем сделать заключение, что флюидная надкритическая фаза должна быть приурочена к стадии пневматоливой, притом плутонической, как мы видели выше, при условии достаточно большого давления на глубине.

Флюидные растворы относятся Ниггли к плутонической пневматолитовой стадии; ни на какой иной стадии остывания магмы не встречаются такие чрезвычайно легкоподвижные растворы, с такой ничтожно малой вязкостью и, в то же время, находящиеся под

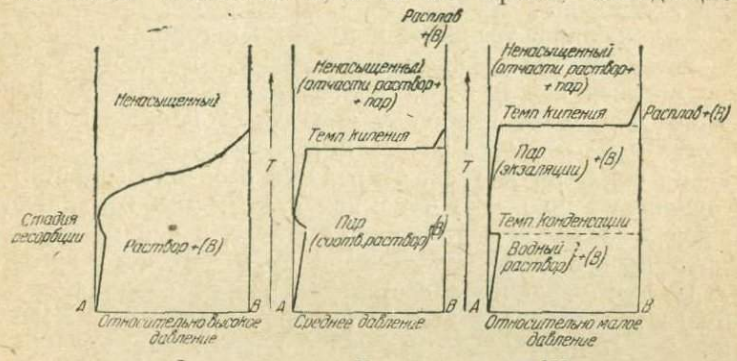


Рис. 83. Изменения PT при различных давлениях.

огромным внешним давлением. Эти растворы ни в коем случае, как указывает Ниггли, нельзя смешивать с эманациями, физическое состояние которых совершенно иное.

Постепенно изменяясь, эти флюидные растворы переходят в растворы водные гидротермального типа.

Влияние давления и температуры на застывание магмы. Влияние изменений P и T на остывание магмы и процессы, происходящие в ней, очень велико, как видно из схематических рисунков и простых рассуждений.

Внешнее давление P_a выше, чем внутримагматическое давление паров насыщенных растворов (рис. 83, *I*). Ход процесса тот же, что и на рис. 81, с той разницей, что гидротермальная кривая растворимости имеет временно обратный ход, благодаря чему ранее образовавшиеся кристаллы могут растворяться.

Если времени для растворения недостаточно, происходит только частичная ресорбция минералов, выделившихся ранее (рис. 83, *I*).

Внешнее давление сравнительно низкое (рис. 83, *II*); оно меньше, чем внутримагматическое; давление меньше, чем высшее критическое и больше, чем низшее (критическое давление). В таком случае пегматитово-пневматолитовая стадия отсутствует. Происходит кипение раствора, образуется парообразная фаза, которая из флюидного состояния переходит в гидротермальное. Кипение начинается тогда, когда P_1 (давление пара жидкости) равно P_a (внешнее давление).

При этом происходит кристаллизация тугоплавкого нелетучего компонента *B* и выделяется фаза, богатая *A*. Эту последнюю можно считать флюидом, если давление достаточно велико; если оно относительно низкое — паром.

Высокое давление магмы в пегматитовую стадию, как и, в особенности, в стадию флюидную, дают возможность остаточной магме проникать на большие расстояния от магматического очага по мельчайшим трещинам и пустотам в окружающие породы, обогащая их до известной степени чуждыми им составными частями.

Характерно то, что флюидная магма по своей малой вязкости приближается к газам, а по содержанию растворенных силикатных составных частей к концентрации раствора их — к жидкости. С этим, именно, обстоятельством и связаны процессы окремнения (силификации), например, порфировых пород, превращающихся во вторичные кварциты.

Внедрение магмы в трещины и пустоты в горных породах зависит от ее вязкости. На глубине 3 *км* магма с вязкостью, равной 1, проникает в отверстия в породе, имеющие по диаметру 0,001 *мм*, чрезвычайно медленно; наоборот, флюидные растворы проникают в них быстро и на большие расстояния.

Флюидная фаза, по Ниггли, отличается особенно большим содержанием одновременно также и компонента *B*. Так как магма представляет собой сложную полинарную систему, в ней могут при этом происходить процессы *дестилляции*; в виду того, что критическая температура для различных составных частей неодинакова, могут дестиллироваться определенные составные летучие части магмы неодновременно. При среднем давлении кривая растворения также показывает обратный ход.

Если давление низкое, примерно такое, какое наблюдается при вулканических извержениях, при излияниях магм на поверхность земли в виде лав (рис. 83, *III*), — легколетучие компоненты выделяются в виде газов и паров и только сравнительно незначительные количества их остаются в магме. При более низких температурах они снова конденсируются, и снова могут иметь место процессы ресорбции.

На самых низких стадиях охлаждения образуются термальные воды, которые могут давать осадки при самых низких температурах.

Причина выделения газов из магмы — повышение температуры, уменьшение давления, изменение химического состава в связи с процессом кристаллизации магмы.

Сопоставление процессов остывания магмы на разных глубинах приведено в табл. 17.

Согласно Ниггли, во всех своих стадиях магматические растворы, дающие нормальную и полную последовательность минеральных продуктов, могут встречаться только на средних глубинах и в условиях умеренных глубин. Ниже такого среднего уровня последние стадии выпадают и сливаются с пегматитово-пневматолитовой стадией, в которую они как-бы втискиваются. На уровнях более близких к поверхности такое втискивание происходит при гидротермальных условиях, пневматолитовая же стадия отсутствует. Поэтому естественной отправной точкой для полного обзора магматических процессов должны служить гипабиссальные процессы и продукты их.

Таблица 17

Процессы остывания магмы на разных глубинах

Глубины	Образования	Породы
Большие	Эвмагматические Пегматитово-пневматолитовые	Интрузивные
Средние	Эвмагматические Пегматитово-пневматолитовые Гидротермальные	Интрузивные Гипабиссальные
Незначительные	Эвмагматические Гидротермальные	Гипабиссальные Эффузивные

Некоторые элементы встречаются во всех группах.

Если кристаллизация гранитной магмы происходит медленно, то присутствующие в ней в начале кристаллизации летучие компоненты идут, вследствие полных реакций их с минералами, на образование ряда последних, содержащих H_2O, F и другие летучие компоненты. В такой магме к концу ее кристаллизации все летучие компоненты останутся в силикатных соединениях, образуя такие минералы как амфиболы, слюды, плавиковый шпат и др.

Наоборот, при сравнительно быстрой кристаллизации такого рода процессы не происходят; получаются значительные остатки летучих компонентов, идущие вместе с остаточной магмой на образование пегматитов и других пород.

Скарны. Особенно легколетучие компоненты проникают в карбонатные породы, в которых легко происходят изменения состава в связи с большой подвижностью входящей в них CO_2. Поэтому метасоматические процессы особенно интенсивно происходят именно около них. Известняки являются в этом отношении наиболее способными к реакции. В связи с этим в них, на контакте с породами, отдающими в большом количестве летучие компоненты, происходит весьма значительное количество изменений и накоплений новых составных частей с полной перекристаллизацией самих пород — с образованием скарнов.

Сами карбонаты играют роль фильтров для этих летучих компонентов, задерживая их.

Последовательность выделения минералов в такого рода скарновых образованиях далеко не одинакова, как видно из приводимых ниже примеров.

Хорошо изученная последовательность в районе оловяннорудных месторождений Эренфриденсдорфа: кварц I, оловянный камень, мышьяковый колчедан, берилл, топаз, фенгит, молибденит, гердерит $CaBe_2[F_2(OH)_2][PO_4]_2$, апатит, шеелит I, хлорит, плавиковый шпат, шеелит II, кварц II, жильбертит, шеелит III и т. д.

Не вполне одинаковая последовательность объясняется тем, что сами месторождения образовались на разных глубинах, т. е. при различном давлении.

Характерным признаком наличия пневматолитового генезиса месторождений может служить присутствие в них бор-силикатов — турмалина, датолита, аксинита и др.

Хотя пневматолиз основных пород, например габбровых, наблюдается редко, он все же установлен в ряде мест. Характерным примером могут служить в настоящее время лучше, чем раньше, изученные траппы Сибири; в них присутствуют Cl-, реже F-апатиты; в контактах иногда образуются скаполитово-роговообманковые скарны и т. д.

Остаточная магма основных магм. Ряд габброидных магм характеризуется тем, что с ними генетически связаны сульфидные и окисные рудные месторождения, которые получаются из этих остаточных магм, накопляющихся к концу кристаллизации родоначальной магмы и затем выделяющихся в жидком виде из нее. Сульфидные и остаточные магмы образованы главным образом пиритом, халькопиритом, пирротином, которые часто поступают в породы, окружающие габбровые массивы. Таковы сульфидные месторождения Сулительмы в Норвегии. Процесс дифференциации таких магм вполне ясен — они образуют остаточную магму, наиболее легкоподвижную, но, в то же время, связанную с летучими компонентами, и выжимаются из первичной затвердевшей габброидной или иной магмы при достаточно низкой температуре. В зависимости от условий давления и температуры, они приобретают черты то магматического, то пневматолитового, то, иногда также, гидротермального характера. По минералам, содержащимся в них, можно судить и о температурах их образования. Присутствие геологических термометров в месторождении пирротина Боденмайса — корунда, кордиерита и др. указывает на высокие температуры образования этой колчеданной залежи (Вейншенк, 1901). Наоборот, присутствие в колчеданных залежах пирита указывает на сравнительно низкую температуру их застывания, более низкую, чем пирротиновых. В месторождении Хуэльва имеются черты, типичные для гидротермальных месторождений.

Окисные месторождения хромитов, титаномагнетитов также и магнетитовых руд в ряде случаев представляют собой полную аналогию с сульфидными месторождениями; их следует рассматривать, как продукты выжимания остаточных магм из остывающей массы родоначальной уже застывшей (или застывающей) более или менее вязкой магмы; продукты выжимания внедряются по трещинам или по более легко поддающимся продвижению местам в самой первоначальной породе.

При изучении титаномагнетитовых руд Урала (Малышев, Пантелеев и Пэк, 1934) установлено, что рудная титаномагнетитовая магма была особенно богата летучими компонентами, главным образом парами воды, и представляла собой остаточную магму после кристаллизации всей остальной части магмы состава, близкого к габбро. Рудная остаточная магма в ряде случаев образовала шлиры среди габбровых пород, либо выжималась в другие части габбро, уже более застывшие, или же в трещины в верхних частях затвердевших ча-

стей интрузии (Кусинское, Копанское и другие месторождения), размещаясь по наиболее слабым зонам интрузии.

Порядок образования пород был здесь следующий: габбро (состава близкого к первоначальной магме) — пироксениты — горнблендиты — руды.

Что в этом процессе принимали участие летучие компоненты, видно из образования горнблендитов, роговая обманка которых содержит H_2O, причем сами кристаллы роговой обманки достигают очень крупных размеров.

Жильная форма рудных тел показывает, что остаточная рудная масса отличалась большой подвижностью в связи со скопившимися в ней газами.

Хромистые руды обычно считаются образованиями *эвмагматическими*. В действительности, как показывают исследования последних лет на Урале, их следует считать также, как сульфидные и титаномагнетитовые руды, связанными обычно с ультраосновными породами, продуктами кристаллизации остаточных рудных магм, получающихся при кристаллизации перидотитовых пород; в последних также могут сохраняться некоторые количества летучих компонентов, образующих соединения и дающих начало хромитовой остаточной магме.

Рудные жилы. Картина процессов диференциации магмы не может быть полностью уяснена, если не будут затронуты также вопросы образования рудных жил.

Большинство их находится в тесной связи с остаточной магмой, концентрирующейся на последних стадиях остывания родоначальной магмы. В тех случаях, когда рудные жилы удалены от мест выходов магматических пород, их генезис менее ясен, — это так называемые *апомагматические рудные жилы*.

Обычно рудные и нерудные жилы теснейшим образом связаны с определенными магматическими застывшими телами; они пересекают либо эти магматические тела, либо соседние с ними породы.

Для рудных жил характерно то, что по присутствию в них определенных минералов возможно довольно точно устанавливать температуру их образования. Эта температура обычно сравнительно низкая. Точно также можно по геологическим данным судить о том давлении, при котором протекал процесс кристаллизации рудных тел.

В рудных жилах процесс кристаллизации протекает при условиях гидротермальных. Привнос металлических компонентов происходит в водном растворе, т. е. при температурах не выше 374°.

Не всегда составные части рудных минералов получаются непосредственно из магмы; в некоторых случаях они могут получаться при выщелачивании горячими растворами тех пород, по которым эти воды протекают.

Что во время гидротермальных процессов горячие воды могут действовать разрушающим образом на окружающие или вмещающие породы, видно из тех изменений, которые эти породы претерпевают.

Одним из наиболее распространенных процессов является процесс пропилитизации андезитовых и дацитовых пород, с которыми месторождения такого рода особенно часто связаны при новообразо-

вании хлорита, эпидота, пирита, в ряде случаев также алунита, кальцита и др.

По Линдгрену, для средних зон наиболее характерны процессы образования серицита и кальцита, на меньших глубинах — адуляра, у самой поверхности, частью на больших глубинах, благодаря действию SO_3 — каолинита.

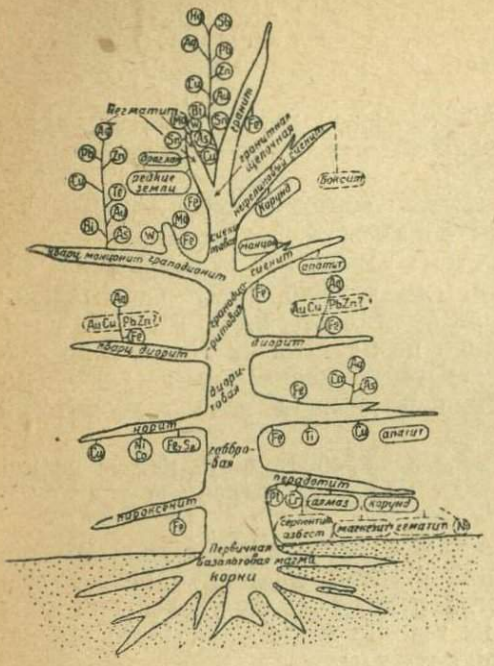


Рис. 84. Отношения изверженных пород различных типов к полезным ископаемым. Элементы, расположенные на ветвях, подымающихся вверх, присутствуют в жилах, удаляясь от изверженных пород в порядке их расположения. Элементы, висящие вниз, концентрируются в магме. Упавшие на землю — продукты выветривания.

Алуниты образуются в результате сложного обмена компонентами при воздействии восходящих богатых щелочами сероводородных растворов и нисходящих сернокислотных вод на соседние породы.

Связь различных типов руд и неметаллов с теми или иными породами довольно ясно представлена на схеме Граута (1932) (рис. 84), где изображены магматические породы различного состава с теми рудами, металлами и неметаллами, которые с этими породами связаны.

Элементы, подымающиеся вверх, присутствуют в рудных жилах обычно в связи с теми породами, с которыми они соединены чертой; элементы, изображенные висячими кружками, наподобие фруктов, сегрегируются в соответствующих магматических породах. Те элементы, которые изображены упавшими на землю и взяты в пунктирные линии, связаны с продуктами выветривания.

Очень наглядно связь между рудными жилами, металлами, в них присутствующими, глубинами в батолитовом массиве, а также частью связь с формой его поверхности, выступает на схеме Эммонса (рис. 85). Здесь изображен поперечный разрез через батолит. Точками показаны наиболее благоприятные положения для рудных месторождений (рудных жил). Линии изображают стадии эрозии батолита.

Эммонс характеризует следующим образом эти шесть групп месторождений:

1. *Криптобатолитовая* — около скрытых, не выявленных эрозией батолитов

2. *Акробатолитовая* — в куполах (или выступах) или вблизи них.

3. *Эпибатолитовая* — над батолитами вблизи их краевых частей, но ниже эродированных куполов или высших точек батолита. В районах такого рода месторождений преобладают вмещающие породы

4. *Эмбатолитовая* — среди или между густо расположенными батолитами. Вмещающие породы преобладают и образуют остов района, содержащего батолит.

5. *Эндобатолитовая* — внутри и вблизи вдавленных частей кровли батолитов. Интрузивные породы преобладают и образуют остов площади, содержащей эти месторождения.

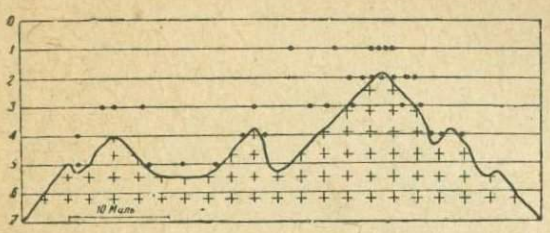


Рис. 85. Схема расположения месторождений металлов по отношению к батолиту гранита по (Эммонсу).

6. *Гипобатолитовая* — в глубоко эродированных батолитах, где снесены даже остатки вдавленностей кровли.

Для пояснения зонального распределения металлов в рудных жилах Эммонс дает диаграмму (рис. 86), на которой изображены относительные количества различных металлов, отлагающихся в жилах, при шести различных положениях их относительно родоначального батолита.

Эпимагматические компоненты достигают самой поверхности в виде газов и паров обычно с большим количеством H_2O, частью

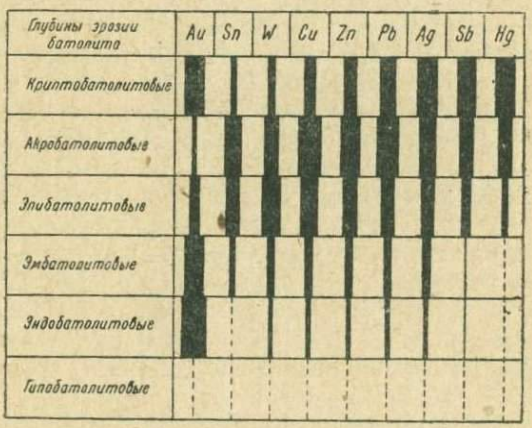


Рис. 86. Роль некоторых металлических элементов в месторождениях, занимающих то или иное положение относительно родоначального батолита.

также и вадозной; они частично образуют соединения с теми веществами, которые находятся на поверхности земли.

Наиболее распространенные минералы, образующиеся этим способом, который носит иногда название сублимации — сера, NaCl, NH_4Cl, хлористая медь, хлорное и хлористое железо, борная кислота, реальгар, киноварь, свинцовый блеск, тридимит, опал, сульфаты и карбонаты щелочей, соединения тяжелых металлов и некоторые другие минералы. Все это подтверждает накопление ряда летучих или нелетучих веществ в остаточной магме.

Глава V

КРИСТАЛЛИЗАЦИЯ МАГМЫ. СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ

Основные факторы кристаллизации магмы. Фактором, обусловливающим выделение тех или иных минералов из магмы, является прежде всего химический состав той магмы, которая дает начало различным магматическим породам, далее — те физические условия, при которых происходит охлаждение магматического бассейна или вообще данной магмы. Другими словами, ход кристаллизации магмы находится в зависимости от трех основных факторов, от давления P, температуры T и состава X, т. е. от системы PTX. Кроме того, крупную роль играет, в особенности в связи с огромной вязкостью магм во время их кристаллизации, также и время.

Последовательность выделения минералов из магмы. О последовательности выделения минералов из магмы до недавнего времени судили главным образом по внешним признакам; на основе этих признаков Розенбуш установил определенную закономерность в последовательности выделения минералов из магмы; эта закономерность получила название «правила Розенбуша». В основе его лежит внешняя форма кристаллов минералов, относительная степень их идиоморфизма и аллотриоморфизма, также образование более ранними минералами включений в более поздних. Правило Розенбуша, построенное на этих основных признаках, изложено им в следующем общем виде:

1. Наиболее ранними выделениями из кристаллизующейся магмы являются некоторые второстепенные составные части, такие как фосфаты, железные руды, шпинели, циркон, титанит, перовскит и др. Эта группа объединяется Розенбушем в группу *апатит и руды*.

2. После них следует выделение Mg, несколько позже — Mg-, Ca- и Fe-силикатов, таких как оливин, биотит, амфиболы, пироксены и т. д. Розенбуш называет их *цветными силикатами*. В пределах этой группы выделение *ортосиликатов предшествует выделению метасиликатов;* поэтому оливины выделяются ранее пироксенов и других метасиликатов.

3. Позже выделяется Ca-, Ca—Na-, Na- и K-силикаты в порядке понижения их основности; именно, анортит кристаллизуется раньше известково-натровых полевых шпатов, последние — ранее щелочных полевых шпатов, нефелин — ранее лейцита и т. д. Минералы этой группы Розенбуш называет *бесцветными* минералами, хотя в эту

группу входят такие сильно окрашенные минералы, как эгирин, арфведсонит, рибекит и др.

4. Ряд выделяющихся минералов заканчивают свободная кремнекислота (кварц) и аморфные продукты затвердевания (вулканическое стекло).

При этом нет резкой границы между выделяющимися минералами и группами их: еще до конца кристаллизации более ранних минералов начинается выделение более поздних; в ряде случаев более поздняя стадия кристаллизации минералов захватывает очень ранние стадии кристаллизации первых. Правило Розенбуша не всегда выдерживается в полной мере — наблюдается ряд исключений из него; так, иногда группа 3 является более ранней, чем группа 2; это наблюдается при кристаллизации таких пород, как диабазы.

Тот принцип, который лежит в основе правила Розенбуша, именно принцип определения степени взаимного идиоморфизма минералов, не всегда может быть признан как вполне правильный.

Характер и степень идиоморфизма минералов может осуществляться не только последовательностью выделения, но и неодинаковой способностью к образованию кристаллических плоскостей; минералы с большой кристаллизационной способностью обладают большей степенью идиоморфизма, чем другие.

Это особенно резко проявляется, когда образуются эвтектические смеси, в которых принимают участие авгит и плагиоклаз; первый обладает меньшей кристаллизационной способностью, чем второй; поэтому плагиоклаз обладает более резко выраженным идиоморфизмом; точно также давление граней растущего кристалла неодинаково у различных веществ; этим можно объяснить резко выраженный идиоморфизм, например, таких минералов, как эгирин, турмалин и др.

Следовательно, при решении вопроса о том, какой минерал образовался ранее других, необходимо с большой осторожностью относиться к решению его по степени идиоморфизма.

Реакционная схема Боуена. Из тех диаграмм и рассуждений, которые приведены были выше, совершенно ясно выступает огромная роль, которую играет во время выделения из расплавов, в данном случае из магмы, взаимодействие между выделяющимися и растущими кристаллами и окружающей их средой, т. е. между жидкой и твердой фазами. К этому присоединяется еще и газовая фаза, которая, при давлении, в магме обычно находится в растворе в жидкой фазе.

Самый ход кристаллизации зависит от того, образуют ли кристаллы различных минералов изоморфные смеси друг с другом или двойные соли, или не образуют ни тех, ни других, а только эвтектики.

При выделении кристаллов из магмы могут происходить, кроме того, процессы инконгруентного плавления; в ряде случаев, реагируя с раствором, обогащенным каким-либо компонентом, например SiO_2, кристаллы, выпавшие при более высоких температурах, при понижении температуры попадают в иные условия равновесия, чем первоначально; они, реагируя с избыточным компонентом — SiO_2, дают новые, более богатые им, соединения в результате реакции их

с жидкостью; Боуен на основании этих реакционных взаимоотношений между жидкостью и выпадающими кристаллами установил свою реакционную схему, расположив кристаллы в порядке их реакции с постепенно охлаждающейся магмой.

Совершенно ясно, что магма, как мы видели, выделяя в начале своей кристаллизации более тугоплавкие составные части, все более и более обогащается другими компонентами, в частности такими, как кремнекислота и летучие компоненты, реагирующие с ранее выделившимися минералами, далее — Ca, в конце также Na и K. В результате этого, в присутствии в магме магнезиально-железистых молекул и молекул Ca, также Na и K, — выделяются минералы в такой последовательности (см. ранее охарактеризованные схемы).

1. Оливин в виде изоморфных смесей $(Mg, Fe)_2 \cdot SiO_4$.

2. Ромбические пироксены также в виде изоморфных смесей — метасиликаты без летучих компонентов — $(Mg, Fe) \cdot SiO_3$.

3. Моноклинические пироксены, содержащие наряду с Mg и Fe также Ca — метасиликаты без летучих компонентов — $(Mg, Fe)Ca(SiO_3)_2$ с Fe_2O_3, Al_2O_3.

4. Амфиболы, метасиликаты Mg, Fe и др., содержащие летучие компоненты в связи с обогащением последними магмы, частью с примесью щелочей.

5. Биотит, обогащенный щелочами и летучими компонентами (H_2O, F и др.), которыми еще более сильно обогащена магма; в ней присутствуют также K и другие элементы.

Таким образом, при остывании магмы сперва начинают выделяться особенно высокотемпературные минералы; из магнезиально-железистых — оливин, но не в равновесном состоянии. По мере его выделения содержание кремнекислоты в магме увеличивается до такого количества, что избыточная кремнекислота при более низкой температуре начинает реагировать с ним; начинается выделение пироксена, в то время как оливин растворяется; кристаллизация пироксена будет продолжаться до тех пор, пока не будет израсходована вся SiO_2.

Процесс соединения оливина с SiO_2 — реакция экзотермическая; поэтому выделяющееся тепло задерживает понижение температуры до конца кристаллизации пироксена.

Во время кристаллизации ромбического пироксена одновременно происходит выделение плагиоклаза; при этом сперва образуется более основной, богатый CaO минерал, сменяющийся по мере понижения температуры магмы и ее кристаллизации более бедным CaO плагиоклазом. В магме получается сравнительно большое содержание CaO, которая реагирует с молекулами ромбического пироксена и дает начало диопсидовым молекулам; получается моноклинический пироксен.

Так как более кислые плагиоклазы более бедны Al_2O_3, чем более основные, в магме сравнительно увеличивается содержание глинозема, который частично входит в состав молекул моноклинического пироксена.

Во время кристаллизации обоих рядов, магнезиально-железистого и плагиоклазового, идет взаимное реагирование между ними; в некоторых случаях первые могут прекратить выделение плагиоклазов.

В данной последовательности выделяются все магнезиально-же-

лезистые минералы с постепенным усложнением их состава, последние — с обогащением соответствующими компонентами магмы по мере ее кристаллизации.

Одновременно отдельно, независимо от реакционной группы Mg—Fe-силикатов, выделяется группа Na—Ca-алюмосиликатов, именно плагиоклазов, которые образуют непрерывные изоморфные смеси.

Порядок их последовательной кристаллизации от анортита до альбита достаточно ясен из диаграммы (стр. 88) и объяснений к ней.

После выделения Mg—Fe-силикатов и Ca—Na-алюмосиликатов магматический раствор, естественно, сильно обогащен избытком K, в ряде случаев также и Al. Поэтому в конце кристаллизуется калиевый полевой шпат и обычно последний — кварц; перед ним иногда также богатый K и летучими компонентами мусковит.

Эту последовательность кристаллизации минералов двух отдельных групп — магнезиально-железистых и кальциево-натровых минералов Боуен чрезвычайно удачно изобразил в виде сменяющих друг друга двух ветвей минералов, соединяющихся в остаточной магме, в связи с обогащением ее K, Al, Si и летучими компонентами в одну группу калиевого полевого шпата, мусковита и кварца.

Схема Боуена



В этой схеме Боуен различает *непрерывные* реакции, представленные серией плагиоклазов, и *прерывные*, представленные отдельными изоморфными реагирующими друг с другом сериями от оливина до биотита через пироксены и амфиболы.

Боуен указывает на то, что чем дальше минералы находятся один от другого в его схеме, тем реже они встречаются совместно в магматических породах. Так например, чрезвычайно редко встречаются одновременно кварц и оливин, именно в так называемых ненормальных породах; зато оливин и ромбический пироксен часто встречаются вместе.

Каждый минерал, расположенный ниже в данной схеме, образовался за счет предыдущего, выше расположенного, благодаря реакции последнего с жидкостью.

Полностью происходит замещение одного минерала другим только в том случае, когда процессы протекают до конца. Если же проис-

Форстеритовый оливин
1. Непрерывное приспособление

↓

Файолитовый оливин
2. Перитектическая реакция

↓

Энстатитовый пироксен
3. Непрерывное приспособление и инверсия

↓

Диопсидовый пироксен
4. Непрерывное приспособление

↓

Пижонитовый пироксен
5. Непрерывное приспособление

↓

Авгитовый пироксен
6. Реакция

↓

Роговообманковый амфибол
7. Непрерывное приспособление

↓

Натровый пироксен
8. Реакция

↓

Биотитовые слюды
9a. Прерывная реакция 9b

Шпинель
15. Непрерывное приспособление

↓

Герцинит
16. Непрерывное приспособление

↓

Пикрохромит
17. Непрерывное приспособление

↓

Хромит
18. Непрерывное приспособление

↓

Магнезиоферрит
19. Непрерывное приспособление

↓

Ильменит
20. Непрерывное приспособление

↓

Магнетит

↓

Мартит

Анортитовый плагиоклаз
10. Непрерывное приспособление

↓

Битовнитовый плагиоклаз
11. Непрерывное приспособление

↓

Лабрадоровый плагиоклаз
12. Непрерывное приспособление

↓

Андезиновый плагиоклаз
13. Непрерывное приспособление

↓

Олигоклазовый плагиоклаз
14. Непрерывное приспособление

↓

Лейцит-нефелин
21a. Перитектическая реакция 21b

↓

Калиево-натровый полевой шпат
22. Выщелачивание

↓

Ортоклаз-альбит
23. Прерывная реакция

↓

Микроклин
24. Прерывная реакция

↓

Мусковитовая слюда
25. Прерывная реакция

↓

Кварц
26. Прерывная реакция

↓

Сульфаты
27. Прерывная реакция

↓

Карбонаты
28. Прерывная реакция

↓

Сульфиды

ходит задержка в замене предыдущего минерала последующим, например, задерживается преобразование оливина в пироксен благодаря переохлаждению, образованию зон и т. д., получается избыток кремнекислоты, которая идет на образование кварца; последний в данном случае называется *освобожденным минералом*; такого типа порода состоит из оливина, пироксена и кварца. Те породы, в которых освобожденные минералы играют крупную роль, называются *долиоморфными*. Примером таких пород служит лампрофир с Мадагаскара, состоящий из биотита и кварца с небольшим количеством роговой обманки. В нормальном случае должна была бы получиться порода, состоящая из пироксена и ортоклаза, как видно из следующего уравнения:

$$\underset{\text{биотит}}{K_2Al_2(Mg,\ Fe)_2\ Si_3O_{12}} + 5\underset{\text{кварц}}{SiO_2} = 2\underset{\text{ортоклаз}}{KAlSi_3O_8} + 2\underset{\text{энстатит}}{(Mg,\ Fe)\ SiO_3}.$$

Для дополнительной иллюстрации того, что представляет собой реакционный принцип, можно указать на преобразование биотита в магнетит, авгита в амфибол, амфибола в биотит. Когда эти продукты преобразования свежи, можно быть уверенным, что они получились в результате магматических реакций. Таковы процессы ресорбции оливина или кварца, также зонарные структуры в плагиоклазах, являющихся характерными примерами реакций минералов с магматическим раствором.

Применяя схему Боуена и расширяя ее, Аллин следующим образом изображает эволюцию изверженных пород (1936) (стр. 150—151).

Из схем Боуена и Аллина видно, что реакция 2 вызывает необходимость использования кремнекислоты, реакция 6 — кремнекислоты и воды. Отсюда следует громадное значение в образовании роговой обманки участия сверхплавких компонентов.

Переход от роговой обманки к натровым амфиболам (реакция 7) считается, по Аллину, непрерывным приспособлением в предположении, что в этих минералах преобладающую роль играют твердые растворы. В действительности здесь видную роль играют, кроме того, также и такие сверхплавкие компоненты, как OH и F.

Реакции перехода амфиболов в биотитовые слюды в деталях не известны. Слюды обладают несомненно значительно более сложным составом, чем амфиболы. Во всяком случае, при понижении температуры и усилении роли сверхплавких компонентов должен начаться гидролиз компонентов, увеличивается количество щелочей, которые предуказывают появление полевых шпатов и их заместителей. Из реакции 8 можно предполагать, что одновременно с биотитом должно итти образование также и энстатита согласно упрощенному уравнению:

$$\underset{\text{амфибол}}{H_2Mg_7(SiO_3)_8} + K_2SiO_3 + Al_2O_3 + H_2O + O_2 \rightarrow$$
$$\rightarrow \underset{\text{биотит}}{H_4K_2Mg_6Al_2(SiO_4)_8} + \underset{\text{энстатит}}{MgSiO_3}.$$

Однако образование одновременно биотита и энстатита наблюдается далеко не часто. Обогащение щелочами ведет к образованию заместителей полевых шпатов. Присутствие же избытка кремнекислоты дает начало, вместо лейцита, ортоклазу, вместо нефелина —

альбиту. Для схемы Аллина характерна такая последовательность образования минералов, обычно происходящая по мере дальнейшего понижения температуры:

Калиево-натровый полевой шпат (анортоклаз)
↓
Криптопертит
↓
Микропертит
↓
Пертит
↓
↓ Ортоклаз ↓ Альбит

Таблица 18

Калиево-натровые полевые шпаты (по Альпину)

Кристаллическая система	Формула	Название	Температура
Калиевые миналы			
Моноклиническая	δ-$KAlSi_3O_8$	Санидин	Высокая
„	γ-$KAlSi_3O_8$	Ортоклаз	Средняя
Триклиническая	β-$KAlSi_3O_8$	Микроклин	Низкая
Моноклиническая	α-$KAlSi_3O_8$	Адуляр	Гидротермальная
Натровые миналы			
Моноклиническая	$NaAlSi_3O_8$	Барбиерит	Высокая
Триклиническая	$NaAlSi_3O_8$	Альбит	Средняя
„	$NaAlSi_3O_8$	Анальбит	Низкая
„	$NaAlSi_3O_8$	Клевлендит	Гидротермальная

Таким образом, получается тетраизоморфизм и, в общем, восемь миналов, число возможных серий — 4. Из них только высокотемпературные миналы дают непрерывный ряд твердых растворов, устойчивых при высоких температурах, т. е. санидин и барбиерит — миналы анортоклаза.

С дальнейшим понижением температуры и увеличением содержания в магме сверхплавких компонентов ортоклаз замещается мусковитом:

$$\underset{\text{Калиевый полевой шпат}}{2KAlSi_3O_8} + 2Al_2O_3 + 2H_2O \rightarrow \underset{\text{Мусковит}}{H_4K_2Al_6(SiO_4)_8}$$

Мы находимся в данном случае на границе двух стадий — магматической и гидротермальной, во время которых образуется мусковит. Некоторые петрографы считают, что мусковит может образовываться и в магматическую стадию.

За мусковитом следует кварц, который, однако, может выпадать иногда и на магматической стадии. Несомненно, что он может быть

также магматическим, дейтерогенным, гидротермальным или вторичным.

Прибавленные Аллином по почину Бутлера сульфаты, карбонаты и сульфиды носят гидротермальный характер и не могут считаться вполне аналогичными членами реакционной серии Боуена. Обычно они входят в состав жил; Сперр причисляет их к жильным дайкам и к рудным магмам.



Рис. 87. Мирмекит.

Мирмекит и реакционные оболочки. Наблюдаемые в ряде магматических пород мирмекиты, располагающиеся на краях кристаллов, представляют собой продукты реакции минерала и остаточной магмы (рис. 87).

Седергольм относил мирмекит к дейторогенным минералам, т. е. получившимся на последних стадиях остывания магмы. Он в значительной степени тесно примыкает к ряду взаимных прорастаний кварца и полевых шпатов, известных под названиями письменный гранит — микропегматит — гранофир. Генезис их довольно разнообразный, что видно из определения их в различных случаях как образований эвтектических, эвтектоидных, котектитовых или перитектитовых.

В ряде пород наблюдаются характерные реакционные оболочки, особенно часто наблюдаются они в габбровых породах, где зерна корродированного оливина окружены оболочками из пироксена, наружные края которого также корродированы; пироксены, в свою очередь, окружены оболочками амфибола, за которыми следует биотит.

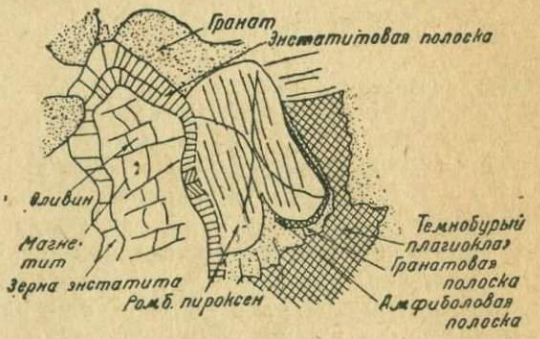


Рис. 88. Венчиковая структура.

Эти венчиковые структуры (реакционные оболочки — рис. 88) наблюдаются иногда и в гранитах. Прекрасные венчиковые структуры, как результат незаконченного процесса превращения одного минерала в другой, по принципу Боуена, наблюдаются также в рапакиви (оливин — пироксен — амфибол — биотит), при одновременном присутствии также и кварца.

Иногда реакционные оболочки образованы несколько иначе, именно оливином, биотитом, энстатитом, плагиоклазом, магнетитом.

В некоторых гранитных породах края полевых шпатов изъедены

остаточной магмой с образованием *мирмекитов*; червевидные образования кварца проникают в этом случае в полевой шпат.

Синантектические минералы. Возможно, что также письменная структура пегматитов иногда связана скорее с реакционными процессами, чем с первичным образованием.

В настоящее время не вполне разрешен генезис минералов, входящих в состав пегматитов; не всегда ясно, являются ли все они первичными, или часть их, и даже значительная, получается в результате позднейших процессов на гидротермальной стадии, причем ряд первичных минералов пегматитов замещается новыми.

Гесс в своей естественной истории пегматитов (1925) пришел к заключению, что в пегматитах первичные минералы нередко замещаются гидротермальными продуктами, выделяющимися из магмы. Шаллер (1925), касаясь генезиса литиевых пегматитов, указал на то, что первичные минералы письменных пегматитов и аплитов могут замещаться новыми минералами — микроклином, альбитом и кварцем. Им наблюдались все стадии замещения микроклина альбитом и другими минералами, причем письменная структура часто сохранялась. В некоторых случаях, повидимому, первичная порода была мелкозернистой. Однако в настоящее время все же подчеркивается магматический генезис пегматитовых минералов и малая роль процессов замещения.

Эти поздние реакции в магматических породах Седергольм назвал *дейтеровыми* и *вторичными эффектами*, а минералы, образованные таким способом, — синантектическими. То же значение имеет термин *паулопост*.

Эти термины служат для того, чтобы отличать вторичные реакции, связанные с процессами затвердевания магмы от вторичных процессов, связанных с процессами выветривания.

В особенно крупных размерах такого рода процессы распространены в гранитных породах.

Последовательность кристаллизации, как следствие реакционных процессов. Реакции, происходящие в конце кристаллизации магмы, ведут к образованию остаточной магмы, играющей крупную роль в образовании рудных гидратных минералов.

Температура еще высока, рекристаллизация идет с трудом.

На этой стадии минералы особенно легко проникают одни в другие; так, турмалин пронизывает кварц; актинолит — полевые шпаты; кварц и кислые полевые шпаты пронизывают плагиоклаз.

Характерная последовательность выделения минералов в различных магматических породах различной кислотности изображена на табл. 19.

Процесс последовательной кристаллизации нарушается изменениями температуры давления и концентрации, в особенности изменениями состава и количества минерализаторов, количество которых либо увеличивается благодаря растворению их в магме, либо уменьшается вследствие удаления их за пределы ее. В том случае, когда присутствуют в большом количестве пары воды, образуется анальцим, при отсутствии их — нефелин и альбит.

Если в магме не увеличивается количество воды, облегчается образование оливина и затрудняется — биотита.

Таблица 19

Последовательность выделения минералов в магматических породах различной кислотности

	Железные руды	Оливин	Авгит	Бурая роговая обманка	Зеленая роговая обманка	Биотит	Плагиоклаз	Ортоклаз	Кварц
1. Оливиново диаллаговая порода	+	+	+	+	−	−	−	−	−
2. Биотитовый диорит .	+	−	−	−	+	+	+	−	−
3. Роговообманково-биотитовый гранит . . .	+	−	−	−	+	+	+	+	+
4. Порфировидный биотитовый гранит . . .	+	−	−	−	−	+	+	+	+
5. Кварцево-порфировые жилы	+	−	−	−	−	−	+	+	+

Многие магматические реакции обратимы. Давление влияет непосредственно на процессы кристаллизации, благодаря воздействию его на минерализаторы. Отсюда можно сделать вывод, что тектонические процессы должны оказывать влияние на распределение окислов и летучих компонентов, что, в частности, отражается на распределении пород *тихоокеанской* магмы, связанной с областями развития складчатых процессов, широко распространенными по берегам Тихого океана, и магмы *атлантической*, связанной с областями опускания (сбросов), по преимуществу развитыми в районе берегов Атлантического океана.

Последовательность кристаллизации часто нарушается под влиянием давления, также внутримагматическими реакциями; так например, магнетит, хромит и др. образуются на первых стадиях остывания магмы; в то же время, мы находим их и на поздних стадиях остывания магмы, обогащенной водой, как продукт реакции ее с содержащими железо минералами.

Точно также на порядок выделения минералов оказывает влияние переохлаждение; тот или иной минерал может не начать кристаллизоваться при соответствующей ему температуре и останется в растворе, в то время как более поздние минералы могут начать выделяться.

Структуры и текстуры магматических пород

Понятия «структура» и «текстура» пород формулируются различно; имеется большая путаница в определении их различными авторами.

По Эрдмансдерферу, структура обусловлена формой отдельных минеральных компонентов, включая и стекло, и характером их одновременного присутствия, их взаимоотношений. Единицей структуры *является отдельный минеральный индивидуум. В структуре отражается* ход кристаллизационного процесса в магме, обусловленный растворимостью отдельных компонентов в застывающей магме. При этом основную роль играют последовательность кристаллизации, частью также процессы ресорбции.

Текстура обусловлена расположением частиц в пространстве. Единицами являются не отдельные минералы, а скорее комплекс одинаковых *минералов или равнозначных составных элементов.* Если текстуры или структуры образуются во время остывания магмы, как результат его, они называются первичными, если после остывания, под влиянием новых агентов — вторичными; появление их связано с процессами метаморфизма.

В американской литературе термины применяются в обратном смысле:

Структура = текстура и текстура = структура.

Постройка = текстура, форма отдельности структура.

В русской литературе применяются обе терминологии; чаще применяется немецкая терминология; в частности, Левинсон-Лессинг определяет структуру как совокупность признаков горной породы, обусловленную морфологическими особенностями отдельных составных частей и их пространственными взаимоотношениями; другими словами, как и у Эрдмансдерфера, структура связана тесно с процессами кристаллизации магмы.

Текстурой Левинсон-Лессинг называет пространственные взаимоотношения составных частей, определяющие внешний облик породы.

В данном случае мы будем применять термины — структура и текстура в смысле немецкой терминологии, понимая под структурой характер отдельных минеральных компонентов, из которых построена *порода, т. е. форму их, внешний облик и взаимоотношения* с другими минералами, аналогично кирпичам в постройке; под текстурой — расположение минеральных компонентов и групп их в пространстве, т. е. уже самую постройку здания — горной породы.

Структуры

Структура магматической породы определяется степенью кристаллличности, величиной, внешним видом и взаимным сростанием выделившихся из магмы кристаллов.

Структуры, связанные с кристалличностью магмы. В зависимости от скорости кристаллизации магмы, от ее температуры, присутствия в ней минерализаторов, от состава самой магмы, от того давления, при котором находится магма, получается ряд характерных структур магматических пород.

Вязкость магмы, задерживая кристаллизацию, уменьшает размеры кристаллов вплоть до появления признаков переохлаждения и образования стекловатых масс.

Однако получение совершенно чистых стекол среди магматических пород почти никогда не достигается; почти всегда наблюдаются признаки кристаллизации ее в виде различного рода микролитов или отдельных кристаллов.

Структуры, при которых вся масса породы состоит из стекла, носят название *стекловатых* или *гиалиновых* структур.

В зависимости от количества кристаллов получаются структуры *гипогиалиновые* или *гипокристаллические*. В случае полной кристаллизации магмы получаются структуры *голокристаллические*.

Эти разнообразные типы структур получаются при различных условиях кристаллизации магм разного характера.

Магмы кислые дают при застывании на глубинах, в присутствии минерализаторов, голокристаллические структуры; те же структуры получаются и в породах основных, обогащенных магнезиально-железистыми компонентами, с той разницей, что голокристаллические структуры могут получаться в них и при отсутствии минерализаторов, из сухого расплава, т. е. из лав, выливающихся на поверхность земли. В то же время, стекловатые структуры разных типов получаются тогда, когда на поверхность изливается сухая магма, т. е. лишенная минерализаторов, обладающая слишком большой вязкостью, как например, кислые магмы, в несколько меньшей степени — средние. Поэтому глубинные породы, как и полуглубинные, характеризуются всегда голокристаллической структурой; из излившихся пород голокристалличны лишь те, которые образуются при излияниях основных магм; среди них изредка наблюдаются также и частично стекловатые. Кислые излившиеся породы обычно содержат более или менее значительные количества стекла. Средние лавы занимают промежуточное положение.

Другими словами, кристаллические структуры характерны для *интателлурических* образований, стекловатые — для *эпителлурических*, т. е. наземных.

Поэтому кварцевые порфиры, липариты, трахиты и ряд других аналогичных пород часто отличаются стекловатой структурой и чаще сопровождаются стеклами (обсидиан, пемза, витрофир и др.), чем базальты, по большей части голокристаллические или, иногда, гипокристаллические.

Структуры в зависимости от величины кристаллов. Размеры кристаллов в магматических горных породах крайне разнообразны — от мелких, видимых только под микроскопом (плотные афировые порыд), до метров в поперечнике (некоторые пегматиты).

При изучении простым глазом, различают структуры, в зависимости от степени видимости зерен, *явнокристаллические* (фанерокристаллические) *скрытокристаллические* (криптокристаллические), *плотные* (афанитовые).

При применении микроскопа в этих структурах можно различить детали в виде структур *микрокристаллических*, *тонкокристаллических*, *микроафанитовых* и т. д.

Явнокристаллические горные породы в зависимости от размеров

зерен разделяются на крупно-, средне-, мелко- и тонкокристаллические (зернистые).

	мм
Крупнокристаллическая структура — размер зерен	> 10
Грубозернистая „ „ „	10—5
Среднекристаллическая „ „ „	5—3
Мелкозернистая „ „ „	3—2
Тонкокристаллическая „ „ „	< 0,2

Размеры зерен магматических горных пород зависят от большого числа факторов. Основные факторы — химический состав магмы, скорость охлаждения и присутствие минерализаторов, понижающих вязкость магмы.

Особенно крупнозернистые структуры получаются, когда какой-либо минерал играет резко преобладающую роль или когда вязкость магмы становится минимальной.

От вязкости зависит *диффузия* в магме. Вязкость, в свою очередь, зависит от состава магмы и присутствия в ней минерализаторов — такие два минерала как анортит и альбит дают жидкости совершенно различной вязкости: при плавлении анортита получается легкоподвижная жидкость, при плавлении альбита — очень вязкая; при охлаждении анортитовой жидкости уже через 10 мин. получаются кристаллы толщиной 3—5 *мм*, альбитовая жидкость застывает в виде стекла; после охлаждения в течение двух дней она дает кристаллики размером всего 0,005 *мм* (Дэй и Аллин, 1905). Это связано с чрезвычайно медленной диффузией в вязкой жидкости.

Огромное влияние оказывают также минерализаторы. В пегматитовую стадию в более или менее кислой магме скопляется большое количество легколетучих компонентов: вязкость ее понижается чрезвычайно сильно, и тогда кристаллизуются особенно крупнозернистые пегматиты; при том же химическом составе, магмы, лишенные летучих компонентов, дают плотные структуры.

Скорость охлаждения имеет также очень большое влияние на величину зерен; большое значение имеет расстояние магмы от контакта ее с охлажденными вмещающими породами. Поэтому в магме обычно происходит уменьшение размеров кристаллов по мере приближения к краевым зонам ее. Однако к этим же частям могут перемещаться также и летучие вещества, освобождающиеся из магмы по мере ее охлаждения; их действие является противоположным скорости охлаждения; в результате этого размер зерен может оставаться одинаковым внутри и по краям расплавленной массы.

Вне влияния содержания летучих компонентов и различий вязкости, — чем меньше скорость кристаллизации, тем крупнее получаются кристаллы и, наоборот, при достаточно быстрой кристаллизации получаются плотные структуры.

На размеры зерен кристаллов может оказывать косвенное влияние изменение давления, так как при уменьшении его удаляются летучие компоненты и структура становится более мелкозернистой.

В зависимости от относительных размеров кристаллов горной породы различают структуры *равномернозернистые*, когда порода характеризуется примерно одинаковыми размерами кристаллов главных минералов, в противном случае — *неравномернозернистыми*. Та-

кие структуры часто называются также *зернистыми* или *кристаллически-зернистыми*.

Типы структур в зависимости от степени идиоморфизма. В зависимости от степени идиоморфизма минералов, среди структур различают: *гипидиоморфнозернистые*, когда степень идиоморфизма различных компонентов неодинакова; *панидиоморфные* структуры, когда эти компоненты обладают одинаковой степенью идиоморфизма, и *аллотриоморфнозернистые*, когда все компоненты, в общем, в одинаковой степени аллотриоморфны; иногда их называют также *ауталлотриоморфными*.

Гипидиоморфнозернистая структура особенно характерна для гранитов; поэтому она также называется и *гранитной*. Она получается в тех случаях, когда наблюдается достаточно резко выраженная последовательность кристаллизации минералов. Помимо гранитов, она характерна также для гранодиоритов, диоритов и сиенитов. В том случае, когда порода относится к более основным, например к габбро-норитовым, степень идиоморфизма, как видно из схемы Боуена, для плагиоклазов и пироксенов может быть почти одинакова; в таком случае получается особый тип структуры, аналогичный панидиоморфной, именно *габбровая* структура. Когда в таких основных породах проявляется идиоморфизм одних минералов (плагиоклаз) больше чем других (пироксены) и между призматическим или таблитчатыми кристаллами плагиоклаза располагаются неправильные зерна авгита, в которые вдаются кристаллы полевого шпата, — получается различных типов *диабазовая структура*, относящаяся также к структурам гипидиоморфнозернистым; она характерна для верхней части схемы Боуена. Эта структура наблюдается в диабазах и носит название также *офитовой* или *долеритовой* (синоним *диабазовой*), так как диабазы называются также офитами; долериты — крупнокристаллические базальты; базальты обладают иногда аналогичной структурой.

Данная структура может быть обусловлена не только более ранним выделением плагиоклаза; она часто носит характер структуры, обусловленной одновременным выделением как плагиоклаза, так и пироксена с той разницей, что кристаллизационная способность плагиоклаза больше, чем пироксена; получается более резко выраженный идиоморфизм первого; то же получается в связи с положением точки состава на диаграмме трехкомпонентной системы. Такие структуры как *диабазовая*, с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к авгиту, или *монцонитовая*, с резко выраженным идиоморфизмом плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату, — зависят от относительных количеств минералов: в диабазах почти равны количества авгита и плагиоклаза, в монцонитах — плагиоклаза и калиевого полевого шпата. Если кристаллы плагиоклаза полностью охвачены кристаллами пироксена, получается структура *пойкилофитовая*. В том случае, когда плагиоклазы включены, как в предыдущем случае, в авгите и, в общем, одинаково ориентированы, структура носит название *пегматитовой*; в данном случае рост обоих минералов происходил одновременно. Если зерна минералов, входящих в состав магматической породы, резко отличаются по размерам, получаются *порфировые* и *порфировидные* структуры. Эти структуры характеризуются тем, что по-

рода состоит из более мелкозернистой основной массы и рассеянных в ней более или менее крупных, сравнительно с зернами последней, вкрапленников или фенокристов. Основная масса может быть полнокристаллической; тогда структура называется *голокристаллически-порфировой (полнокристаллически-порфировой)*, если она стекловатая — *гипокристаллически-порфировой (витрофировой)* или *стекловато-порфировой.*

Между порфировой и зернистой структурами могут быть всевозможные переходы. Для порфировидной структуры характерна более или менее крупнозернистая основная масса, например в порфировидных ортоклазовых гранитах, видимая свободно простым глазом. *Телехимические (силикотельные)* минералы, т. е. к силикатам не относящиеся, такие как железные руды, апатит, циркон, титанит и др., в структуре значения обычно не имеют в виду их малого количества и малых размеров.

Среди вкрапленников можно различать *монофилетические* вкрапленники, т. е. такие, которые представлены минералами, не встречающимися в основной массе данной породы, например оливины в основных порфировых породах, роговая обманка или биотит — в кислых. Здесь имеется только одно поколение минералов. *Бифилетические* вкрапленники и структуры характеризуются тем, что вкрапленники состоят из минералов, которые встречаются также в основной массе, т. е. являются повторными, например, в основных порфировых породах полевой шпат и пироксены, в кислых — кварц и полевые шпаты.

Следует иметь в виду, что полного повторения минералов при бифилетической структуре нет, что особенно хорошо видно на плагиоклазах; вкрапленники последних — всегда более основные, чем микролиты основной массы, как например, в андезито-дацитах или андезитах.

Обычно отдельные кристаллы минералов вырастают до крупных размеров раньше, чем магма станет достаточно вязкой, чтобы диффузия была значительно затруднена, и уже позже, в более вязкой магме образуется основная масса.

В ряде случаев порфировая структура связана с перерывами в процессе кристаллизации магмы, причем крупные фенокристы образуются на глубинах, мелкие — в основной массе уже после излияния магмы на поверхность или при достаточном приближении к ней.

Иногда порфировая и порфировидная структуры получаются и без перерыва хода кристаллизации охлаждающейся магмы, именно тогда, когда магма обладает анхиэвтектическим составом при избытке калиевого или другого силиката. В таком случае начинает кристаллизоваться первым вещество, находящееся в избытке, образуя сравнительно крупные кристаллы, растущие до начала кристаллизации всей остающейся массы расплава, по достижении им эвтектического состава [1].

Порфировые структуры могут получаться благодаря тому, что фенокристы развиваются в перемешивающейся магме при переохлажденном состоянии ее.

---

[1] Возможно также выпадение, согласно Бочвару, двух компонентов в разных частях расплава, так как полная однородность расплава никогда не достигается даже в искусственно приготовленных эвтектических расплавах. *Прим. ред.*

Афировыми называются породы, лишенные вкрапленников при плотной основной массе их.

Разница между *гранитпорфировой* и *порфировидной* структурами та, что в первом случае минералы вкрапленников повторяются в основной массе, в то время как во втором они в основной массе не повторяются.

При порфировой структуре вкрапленники образуются на большей или меньшей глубине в интрателлурическую фазу существования магмы, до ее излияния, и следовательно, наблюдаются две стадии формирования минералов, в то время как в интрузивной породе кристаллизация происходит без перерывов при одних и тех же условиях и имеет место определенная последовательность кристаллизации минералов.

Для сокращения описаний различных типов порфировых структур Левинсон-Лессингом применяются следующие термины:

Эвпорфировый — порфировая структура с фенокристами.

Афировый — без вкрапленников.

Микрофировый — с микроскопически малыми вкрапленниками.

Олигофировый — количество вкрапленников невелико.

Спорадофировый — встречаются единичные фенокристы.

Плезиофировый — очень много фенокристов.

Монофировый — вкрапленники принадлежат одному минералу.

Полифировый — вкрапленники принадлежат нескольким минералам.

Для порфировой структуры характерно присутствие *микролитов*, т. е. микроскопически малых кристалликов различных минералов в виде мелких столбиков, иногда также в виде мелких иголочек или пластиночек; если они наблюдаются лишь при особенно больших увеличениях, они называются *микролитами*.

Одновременно присутствует кристаллизационный остаток, который затвердевает в виде стекла или *базиса*, он же — *мезостазис*.

Сама основная масса может состоять иногда исключительно из микролитов; тогда она полнокристаллическая. Среди структур с микролитами различают, в свою очередь, большое количество типов в зависимости от условий кристаллизации остаточной массы во время ее излияния, от расположения, величины микролитов, их формы и присутствия или отсутствия стекла.

Трахитовая структура — основная масса целиком состоит из микролитов, покрытых только тонкой пленкой из стекла или без нее, обычно с резко выраженным поточным или флюидальным сложением. Она особенно типично представлена в трахитах и в части фонолитов (трахитоидные фенолиты), образующихся из частично вязких магм.

Микролитовая — основная масса сложена только из микролитов — в ряде андезитов, андезито-дацитов и др.

Гиалопилитовая — мелкие микролиты образуют как бы спутанно-волокнистый войлок, пропитанный стеклом; она называется также и *андезитовой*, *пилотакситовой*, когда лейсты плагиоклаза рассеяны в стекле, выполняющем промежутки между ними.

Если в такой основной массе преобладает стекло, она называется *витрофировой*. В базальтах наблюдается *интерсертальная* структура, если стекло выполняет небольшие неправильные промежутки между кристаллическими неделимыми.

Структура вязких магм. В том случае, когда магма едва только начинает кристаллизоваться и застывает в большей своей части в виде стекла, в очень вязкой массе образуются различные начальные формы кристаллизации вещества, благодаря чему форма кристаллов витрофировых пород крайне разнообразна и неправильна. Можно выделить ряд форм этих образований, объединяемых Левинсон-Лессингом под общим названием *микритов*.

I. *Кристаллиты* — формы роста, напоминающие кристаллики, но минералогически неопределимые. Сюда относятся *трихиты* — волосовидной формы, часто изогнутые, закрученные; *белониты* в виде более или менее прямых палочек; *глобулиты* — мелкие шарики; *гранелиты* — многочисленные мелкие темные зернышки.

II. *Микрокристаллы*, состав которых может быть, хотя часто и с трудом, определим. В зависимости от их формы, различают: *микролиты* — вытянутые в одном направлении призматические или игольчатые формы; их иногда называют также *лейстами*; *микроспикулиты* — в виде волокон или иголочек; *микроплакиты* — таблитчатые или пластинчатые образования; *микрококкиты* — зернистые образования.

Во всех только что охарактеризованных типах, структуры получались в зависимости от: 1) состава магмы, из которой кристаллизовались или затвердевали магматические породы; 2) содержания в них летучих веществ, т. е. в значительной мере от степени вязкости магмы, и 3) от изменения давления и скорости остывания. В большинстве случаев наблюдается известная последовательность кристаллизации минералов. Так, структура порфировая обусловлена сменой большого давления глубин малым давлением у поверхности или на поверхности земли; в результате этого из магмы минерализаторы удаляются, и резко меняются факторы кристаллизации.

Различные типы структур основной массы также связаны с различной скоростью кристаллизации магмы, остающейся жидкой у поверхности или на поверхности земли, и одновременно также и со степенью вязкости магмы.

Состав минералов магматических пород с порфировой структурой характеризуется также и постоянной или прерывной, в известной степени, сменой состава минералов, дающих изоморфные смеси; так например, плагиоклазы, образующие фенокристы — что вполне естественно — являются более основными, чем плагиоклазы лейст основной массы; точно также в случае присутствия двух поколений микролитов основной массы более ранние из них являются более основными, чем позднейшие. Это связано с тем, что плагиоклазы образуют твердые растворы и подчиняются влиянию окружающей их среды, согласно схеме Боуена.

Пегматитовые структуры В том случае, когда минералы, входящие в состав породы, не образуют изоморфных смесей или двойных соединений, в них наблюдается образование эвтектических структур. Особенно резко это проявляется в том случае, когда в породе присутствуют одновременно кварц и калиевый полевой шпат, образующие друг с другом эвтектические смеси и кристаллизующиеся обычно последними. Сюда относятся *пегматитовые* и *гранофировые* структуры.

При одновременной кристаллизации двух минералов получаются чрезвычайно своеобразные и характерные формы взаимного прораста-

ния двух минералов, например кварца и полевого шпата; границы, отделяющие эти минералы друг от друга, крайне причудливы. В поперечном разрезе через такого рода прорастания получаются формы, напоминающие еврейские письмена. Морфологически эти структуры тождественны со структурой эвтектики цинково-сурьмяного сплава, что подтверждает правильность объяснения их, как эвтектических образований.

В зависимости от размеров прорастающих частей различают *пегматитовые* структуры, видимые простым глазом и *микропегматитовые* структуры, различимые только под микроскопом. Микропегматитовая структура носит также название *гранофировой*. При особенно тонких структурах такого рода, когда отдельные неделимые кварца и полевого шпата почти неразличимы под микроскопом, получаются *фельзитовая* и *микрофельзитовая* структуры, характерные для основной массы плотных кварцевых порфиров и липаритов; поэтому эти породы называются фельзитами, микрофельзитовыми порфирами, фельзофировыми липаритами. Пегматитовые, микропегматитовые, гранофировые структуры наблюдаются не только в случае одновременного присутствия кварца и калиевого полевого шпата, но и в случае присутствия таких минералов, для которых образование эвтектических смесей вполне возможно, как полевой шпат и диопсид, полевой шпат и оливин, полевой шпат и эгирин, полевой шпат и роговая обманка, альбит и арфведсонит, микроклин и арфведсонит и др. В ряде диабазов и близких к ним пород наблюдаются характерные пегматитовая и микропегматитовая структуры между авгитом и плагиоклазом. Менее ясен генезис таких сходных структур, когда взаимно прорастают авгит и роговая обманка, эгирин и арфведсонит, где возможны реакционные взаимоотношения между двумя минералами, связанные с воздействием магматических растворов. До настоящего времени вопрос о генезисе гранофировых (пегматитовых) структур полностью не разрешен.

В ряде случаев возможны и другие причины образования таких прорастаний; иногда они возникают, как результат получения несмешивающихся твердых растворов, возможно также несмешивающихся жидкостей. В результате отсутствия смешиваемости могут получаться пертитовые или решетчатые структуры; однако они резко отличаются по своему характеру от пегматитовых прорастаний своей формой. В них преобладающий минерал как-бы выталкивает из себя подчиненный ему минерал (ортоклаз—альбит, магнетит—ильменит). В горных породах пегматитовые (письменные) структуры нередко получаются также в результате преобразования минералов при позднемагматических реакциях; в этом случае, как и в других, большую роль играют минерализаторы.

Существуют переходы от пегматитовой (письменной или клиновидной) структуры к пертитовой, также и к решетчатой структуре, характерной для магнетита—ильменита.

Иногда наблюдается появление пегматитовых взаимных прорастаний кварца и полевого шпата в пегматитах при процессах перекристаллизации, но не кристаллизации из магмы [1].

[1] Исследование кинетики кристаллизации эвтектических расплавов, произведенное проф. Бочвар (А. А. Бочвар, «Исследование механизма и кинетики кристаллизации сплавов эвтектического типа», ОНТИ, М.—Л., 1935), рисует довольно

Зернистые структуры образуются в массивных формах залегания магматических пород, в центральных частях крупных масс, которые в других случаях, в особенности по краям, обладают порфировой структурой; зернистые структуры характерны также для жил, залежей и иных подобных форм залегания, хотя и маломощных, но пересекающих сильно нагретые породы, например в верхних уже затвердевших частях внизу еще жидких магматических массивов.

Порфировые структуры характерны для излившихся пород, для жил, залежей, лакколитов и других, которые образуются в уже застывших и охлажденных горных массах.

Текстуры

Текстуры связаны с расположением минералов в магматической горной породе и могут получаться как в находящейся в спокойном состоянии, так и в движущейся магме. Можно различать текстуры, обусловленные пространственным расположением составных частей горных пород, и текстуры, обусловленные способами заполнения пространства составными частями горных пород.

Текстуры, обусловленные пространственным расположением составных частей горных пород. Текстура *массивная* характеризуется тем, что нет преимущественного направления расположения минералов, например взаимно параллельного расположения удлиненных кристаллов. Она получается независимо от величины зерен, т. е. и в крупнозернистых, и в стекловатых породах.

В зависимости от направления действия тех сил, которые вызывают направленное расположение минералов, различаются текстуры *сферические*, *параллельные*, *первично-брекчиевидные*. Сферические (шаровые) текстуры отличаются сферическим послойно-концентрическим расположением минералов, образующих зоны резко различного минералогического состава. К числу их принадлежат те текстуры, которые характерны для шаровых гранитов, шаровых диоритов, шаровых норитов и т. д. Объясняются они переменными процессами выделения то одних, то других минералов, с повторением выделения одних и тех же минералов. Связаны они с процессами переохлаждения и повторной кристаллизации, но не с геологическими факторами.

Сферические или *шаровые* текстуры характерны для глубинных

ясную зависимость структуры закристаллизованной эвтектики от степени переохлаждения расплава. По его исследованиям, при малом переохлаждении выпадает эвтектика со структурой, весьма напоминающей габбровую структуру. При более сильном переохлаждении, по аналогии с расплавами органических веществ, скорость роста плагиоклаза становится больше скорости роста пироксена. Плагиоклаз выполняет «ведущую» роль при кристаллизации. Его кристаллы приобретают идиоморфизм, и весь расплав застывает с офитовой структурой, что так характерно для некоторых краевых фаций габбровых массивов и долеритов.

Наконец, при очень сильном переохлаждении эвтектика кристаллизуется в виде сферолитов смешанного состава. Для габбровой магмы это будут плагиоклаз и пироксен. Такая структура наблюдается в вариолитах.

В плавленных диабазовых или базальтовых изделиях также наблюдается образование сферолитовой структуры.

Как частный случай кристаллизации эвтектики, можно указать на графическую (пегматитовую) структуру. Возможно однако, что графическая структура может явиться следствием и иных условий образования породы; она может быть и структурой разъедания, и структурой выполнения промежутков между скелетными формами ранее образовавшегося минерала. *Прим. ред.*

магматических пород. Размеры «шаров» или эллипсоидальных форм, рассеянных в более или менее равномернозернистой массе породы, достигают от 2 до 20 *мм*. Следует резко отличать такого рода сферические или шаровые текстуры от тех, которые получаются при процессах выветривания: в последнем случае сперва получается параллелепипедальная отдельность в общем со взаимно перпендикулярными трещинами, располагающимися на равных, примерно, расстояниях одна от другой; в этих трещинах локализуется процесс выветривания, сперва округляющий углы параллелепипедов разной величины, в зависимости от расстояний между трещинами, и округляющий самые параллеллепипеды; затем происходит образование трещин выветривания, параллельных округлой поверхности параллелепипедов, все более и более приближающихся к шаровой форме.

Такого рода формы шаровой отдельности (а не текстур) наблюдаются в различного рода диабазах.

Типичные шаровые текстуры получаются часто за счет ксенолитов по краям магматических глубинных бассейнов. Эти ксенолиты — либо обломки посторонних магме пород, прорываемых ею (*аллотраусматические* образования, по Левинсон-Лессингу и Воробьевой), либо — куски ранее застывшей магмы, разложенной при дальнейшем передвижении магмы и попавшей в виде твердых обломков в ту же магму (*гомеотраусматические* образования).

Параллельные текстуры обусловлены параллельным расположением минералов, вытянутых в том или ином направлении или же чередованием слоев неодинакового состава. При параллельной текстуре толщина полос может быть крайне разнообразна; получается сланцеватая текстура, при которой удлиненные зерна, табличатые, пластинчатые и листоватые минералы располагаются, в общем, взаимно параллельно.

Эти текстуры часто характеризуются тем, что они связаны с процессами остывания магмы и движениями, происходящими в ней, или, в некоторых случаях, также с процессами повторного переохлаждения и кристаллизации ее.

Характерными примерами полосатых текстур, дающих чередование слоев неодинакового состава, могут служить полосатые габбро Шотландии и Урала, миаскиты Урала, имеющие первично гнейсовидный характер; эти текстуры связаны с процессами горообразования и с проявлением давления во время кристаллизации магмы (пьезокристаллизация Вейншенка).

Характерно, что в этом случае очень часто получается чередование полос разного минералогического состава; полосатые текстуры такого типа, как ленточная, характерны для полосатых габбро Урала, где чередуются слои, богатые то авгитом, то плагиоклазом или ильменитом с постепенными переходами между отдельными определенного состава слоями; все говорит за то, что такие текстуры образовались из одной магмы. Вполне возможно, что в габбровой магме при дифференциации ее могут образоваться эмульсии, в первую очередь ильменита и силикатной магмы, с выделением их в виде крупных, частью огромных вязких капель; при определенных пониженных температурах получаются не смешивающиеся друг с другом жидкости.

Во время процессов дислокаций такого рода очень крупные и делающиеся очень вязкими «капли», в которые собираются отдельно

силикаты и рудные минералы, вытягиваются в направлении действия дислокационной силы параллельно друг другу и затем кристаллизуются. Эти полосы то тянутся иногда на значительных протяжениях, то выклиниваются. Такие же полосатые текстуры получаются в случае наличия оливина и хромита, возможно также кремнекислоты железных руд и др. Текстура такого рода может быть крупнополосатой до тонкополосатой.

В некоторых случаях полосатая текстура получается также при смешении двух масс — твердой сланцеватой породы, в которую проникают по сланцеватости легкоподвижные, частью флюидные, массы главным образом гранитной магмы.

Благодаря движениям магмы удлиненные, пластинчатые или табличатые кристаллы располагаются параллельно направлению движения магмы. Получаются *флюидальные* текстуры, как в глубинных, так и в излившихся породах, во время их застывания. *Флюидальная* текстура получается благодаря тому, что каждый отдельный минимальной толщины слой жидкости передвигается один по отношению к другому с неодинаковой скоростью; ближайший к вмещающим породам или к основанию потока слой обладает скоростью, вследствие трения равной 0, с удалением же от краев — постепенно возрастающей. Кривая скорости имеет форму параболы; течение обычно является пластинчатым; если же поверхность вмещающей породы неровная, получается вихревое течение, при котором кривая скорости быстро изменяется по краям, но затем становится одинаковой и изобразится горизонтальной линией (рис. 89).

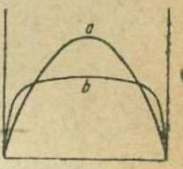


Рис. 89. Пластинчатое (*a*) и вихревое (*b*) течения.

Обыкновенно в потоках, покровах, дайках наблюдается пластинчатое течение, и лишь когда скорость течения велика — оно становится вихревым.

Эти движения могут быть заметны только в том случае, если жидкость неоднородна; они могут наблюдаться как в тех случаях, когда имеются жидкости не вполне одинакового состава и различной вязкости, так и в тех, когда имеются выделившиеся кристаллы. В первом случае образуются полосы, вытянутые залежи, линзы и т. д.

В глубинных породах часто наблюдаются полосчатые текстуры, полосы из шлиров и др. В очень вязких излившихся магмах наблюдаются флюидальные текстуры, образующиеся как-бы в тестообразной массе, например у трахитов, липаритов, кварцевых порфиров, витрофировых пород, андезитов и др. При неоднократном чередовании стекловидных и кристаллических полос получается *эвтакситовая* текстура. К эвтакситовым текстурам относятся полосатые текстуры, обусловленные тем, что отдельные полосы обладают различной текстурой или составом. В других случаях получается брекчиевидный характер отдельных участков, иногда с резко отличными текстурами и составом; тогда говорится об *атакситовой* текстуре. Если такситы обладают одинаковым составом и отличаются одни от других только структурой, они называются *структурными такситами*, если их состав и структура различны — *конституционными такситами*. Левинсон-Лессинг, установивший эти термины, как пример первых, приводит горнблендит и пироксенит из Синих гор около Баранчи

с неправильным чередованием крупно- и мелкозернистых участков; как пример вторых — такситовый сиенито-диорит Южно-Заозерской дачи на Урале.

Рассмотренные типы структур и текстур находятся в зависимости от T, P и X, т. е. от температуры, давления и состава, также в ряде случаев — от передвижения магмы; быстрое охлаждение даст стекло, медленное — кристаллические структуры.

Текстуры, обусловленные способами заполнения пространства составными частями горных пород. Особняком стоят текстуры, связанные со способом заполнения пространства. Минералы могут заполнять пространство либо полностью, либо частично. В первом случае получаются текстуры *плотные* или *компактные*, во втором *пористые*.

Плотные или компактные текстуры наблюдаются в глубинных кристаллических породах, когда все минералы, их образующие, тесно соприкасаются друг с другом, также — в ряде порфировых пород, в которых первично или в результате последующей перекристаллизации отсутствуют пустоты; плотные текстуры наблюдаются кроме того в ряде стекол.

Плотные текстуры получаются благодаря отсутствию газовой фазы в породе, а также вследствие удерживания летучих фаз в быстро затвердевшей породе, например H_2O — в обсидиане и в пехштейнах. Если горная порода подвергается сильному сжатию и газы выжимаются, кристаллы приходят в непосредственное взаимное соприкосновение; в этом случае опять-таки получается плотная структура.

Пористые структуры получаются либо вследствие уменьшения объема при переходе из жидкого состояния в твердое, либо при выделении газов во время процесса затвердевания при сравнительно малом давлении. Особенно большое значение имеет второе обстоятельство. Такого рода пустоты, связанные с выделением газов, получаются как в кристаллических породах, так и в полукристаллических и стекловатых.

Как мы видели выше, газы выделяются из магмы при уменьшении давления и тогда, когда давление их превышает вязкость самой магмы. Следовательно, пористые текстуры получаются при переходе магм, пересыщенных газами, из более глубоких горизонтов в более высокие, одновременно с уменьшением давления; далее, — когда по мере кристаллизации в остаточной магме накопляются особенно большие количества летучих компонентов; при химических реакциях между магмой и летучими компонентами часть последних переходит в свободное состояние. Глубину, ниже которой не образуются пористые текстуры, трудно определить. Они отсутствуют в типичных абиссальных породах, присутствуют в гипабиссальных и, в особенности, в эффузивных.

Наибольшее количество пустот образуется обычно по краям магматического тела, часто на некотором расстоянии от него, так как повышенная вязкость магмы у самого края может мешать образованию этих текстур.

В некоторых магматических породах с шаровой отдельностью, например в спилитовых диабазах, поры выделяются концентрически внутри шаровых форм отдельности.

В зависимости от формы, величины пор, их количества и распо-

ложения, различают в эффузивных породах текстуры *пористые*, *клеточные*, *кавернозные*, *пузыристые*, *пенистые*, *шлаковые*.

Зависимость между характером пористости и физико-химическими условиями видна из сопоставления двух типов пористых структур, наблюдаемых в базальтовых магмах, в *глыбовой* лаве (аа-лава) и в *лепешечной* лаве (лава пахоехое).

Особенно характерна *пористая* текстура, именно *пемзовая*, когда получаются рыхлые вспененные стекла липаритового, трахитового и андезитового составов; породы такого типа называются *пемзами*. Эта текстура получается при быстром нагревании стекол, содержащих газы, до температуры, при которой вязкость стекла облегчает удаление газов, или — при соприкосновении жидкой лавы с водой.

В глубинных породах, например в гранитах, сиенитах, нефелиновых сиенитах, реже в диоритах, габбро и эссекситах, как и в связанных с ними пегматитах — образуются так называемые *миаролитовые* пустоты, иногда крупных размеров; появление их связано с выделением больших количеств летучих компонентов. В этих миаролитовых пустотах образуются разнообразные друзовые минералы, на разных стадиях развития магмы: магматические и эпимагматические, частью пневматолитовые, также и гидротермальные различных стадий.

Кенигсбергер (1921) показал, что для образования минералов в пегматитах требуется в 3 раза больше H_2O, чем ее содержится в гранитах, причем давление может быть и не особенно большим (около 15 *ат* при 600—800°).

Иногда миаролитовые пустоты выполняются также материалом более юных магматических пород, проникнувшим в эти более древние породы. При интрузии магмы, богатой летучими компонентами, газовые выделения могут располагаться и в центральных частях массива — то без всякой закономерности, то параллельно-вытянутыми шлирами. При заполнении миаролитовых пустот минералами, соответствующими тем или иным температурным стадиям, получаются *миндалекаменные текстуры*.

Глава VI

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД В ПРОСТРАНСТВЕ И ВО ВРЕМЕНИ. АССОЦИАЦИИ ИХ

Общая характеристика

При разрешении вопроса генезиса магматических пород большое значение имеет знание распределения их в пространстве и во времени, связи между ними и тех закономерностей, которые можно при этом установить и объяснить, исходя из определенных физико-химических построений.

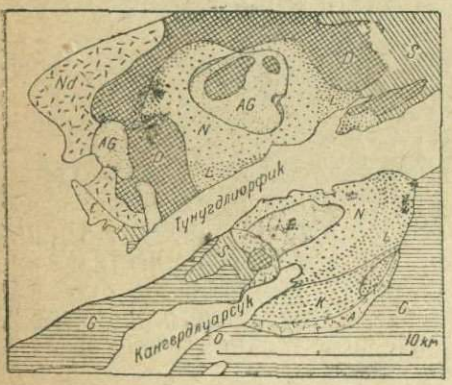


Рис. 90. Карта интрузий Илимаузак в Гренландии.

G — гранит; *S* — песчаник; *D* — диабаз и порфиры; *E* — эссексит; *A* — авгитовый сиенит; *L* — лунаврит; *K* — какортокит; *N* — науйаит; *F* — содалитовый фойаит; *Nd* — нордмаркит; *AG* — арфведсонитовый гранит.

Сингенетическая связь между различными магматическими породами устанавливается по ряду признаков, среди которых главными являются следующие:

1. Связь их друг с другом в определенном пространстве, где имеется одно тело, обладающее большим или меньшим разнообразием минералогического и химического состава, причем можно установить образование всех разновидностей пород из одной общей магмы.

2. Связь пород во времени, когда в том или ином районе наблюдаются смены интрузий или излияний магматических пород, между которыми имеется определенная сингенетическая связь, как между продуктами последовательных извержений из одного и того же магматического очага.

3. Наконец, крупнейшее значение имеют петрографические провинции, когда на значительных иногда протяжениях развиты породы, обладающие рядом общих характерных химических и минералогических признаков, несмотря на все их видимое разнообразие; при этом можно установить связь между всеми этими породами как пространственную, так и во времени.

Роль плотности. В ряде магматических массивов мы находим одновременно породы различного состава, часто постепенно переходящие одни в другие. В крупном масштабе мы это видели в строении

земного шара, где вполне определенно выступает дифференциация состава его по плотности, т. е. по направлению к центру собираются наиболее тяжелые составные части. Процесс может итти и в противоположном направлении, когда от центра удаляются вещества наиболее легколетучие.

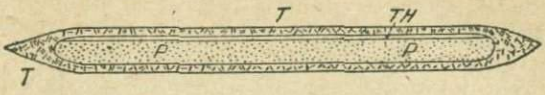


Рис. 91. Продольный разрез через Лугарскую интрузивную залежь.

TH — тералит; *T* — тешенит; *P* — пикрит. Длина 5,5 *км*, мощность 12 *м*.

Отражение такого рода процессов мы находим в ряде мест в земной коре.

Пример такого распределения магматических пород в одном и том же массиве имеем в интрузивном массиве Илимаузака в Гренландии, по данным Уссинга (1911). Здесь в виде *лополита* залегают разнообразные породы с постепенно повышающейся плотностью, сверху вниз (рис. 90):

	Плотность
Арфведсонитовый гранит .	2,66—2,72
Кварцевый сиенит	(?)
Пуласкит	2,72
Фойаит	2,67
Содалитовый фойаит . . .	2,65
Науйаит, богатый содалитом	2,53
Луйаурит и какортокит [1] .	2,75—3,12

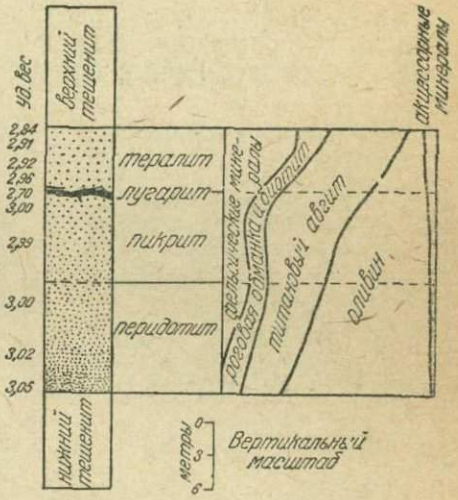


Рис. 92. Вертикальный разрез, иллюстрирующий дифференциацию лугарской интрузивной залежи. Увеличение числа точек по направлению книзу указывает на увеличение количества кристаллов оливина. Справа на диаграмме показано увеличение содержания оливина в дифференцированной части залежи (по Тирреллю).

Слои залегают чашеобразно, с резко выраженной параллельно-полосатой текстурой; простого отношения удельных весов здесь не наблюдается; это связано с процессами выделения летучих веществ, действовавших в направлении, противоположном силе тяжести.

Хорошим примером распределения пород в вертикальном направлении по удельному весу может служить крупный широко известный лополит Седбери с полого падающими к центру чашеобразными массами магматических пород, среди которых, в общем, в висячем боку залегают граниты и гранодиориты, в лежачем — норит, с постепенными переходами между ними. В самом основании наблю-

[1] Какортокит — полосатый крупнозернистый нефелиновый сиенит с чередованием лейкократных и меланократных слоев, науйаит — нефелиново-содалитовый сиенит с пойкилитовой структурой.

даются шлиры, образованные сульфидными рудами и платиной, придавшими крупнейшую известность и значение этому району.

В лакколите Дюлюта в районе Верхнего озера наблюдается следующая смена пород (сверху вниз): сиенит — анортозит — габбро — пироксениты и перидотиты, в основании — железные руды.

Гравитационная дифференциация отчетливо проявляется в интрузивной залежи Лугара.

Характерно то, что здесь более древний тешенит располагается как в кровле, так и на дне залежи, причем эти части залежи были разделены юной магмой, в нижней своей части пикритовой — с уд. в. 3,00—3,05, в верхней — тералитовой — с уд. в. 2,84—2,96. В этом совершенно отчетливо проявляется наличие здесь гравитационной дифференциации (рис. 91 и 92). Чаще такой закономерности не наблюдается и породы разного рода располагаются в массиве в полном беспорядке.

Зонарное чередование горных пород

Иногда в залегании горных пород наблюдаются признаки зонарного их расположения. Особенно резко выражено зонарное расположение различных горных пород в жилах и дайках сложного состава. Причиной этого часто служит то, что в одну и ту же трещину поступают магмы не вполне одинакового состава, через определенные интервалы, в течение которых ранее влившиеся жидкие массы успели либо затвердеть, либо приобрести значительную вязкость. Другой тип даек отличается тем, что масса породы, заполнившей данную трещину, характеризуется определенной закономерностью в составе различных частей ее. Так, часто к краям породы дайки постепенно сменяются более основными. Совершенно ясно, судя по структуре различных частей дайки, что процесс охлаждения происходил в одной магматической массе.

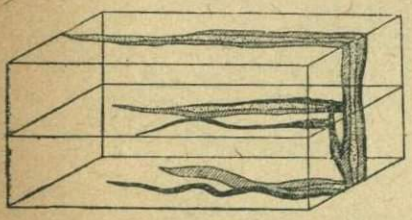


Рис. 93. Смешанные жилы.
Черный — спессартит; штриховка соответствует порфиру; точки — гранит-порфиру.

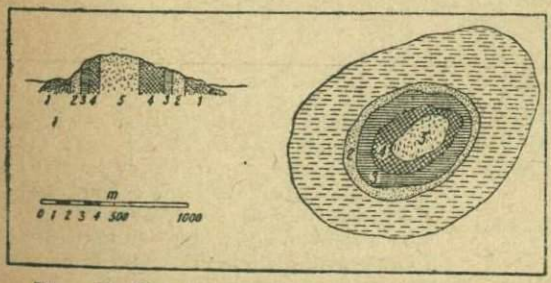


Рис. 94. Нек, выполненный глубинными породами.

Нередко можно видеть, что краевые части дайки (жилы) образованы более основными породами. Классическим примером такого распределения горных пород являются жилы Трузенталя в Шмалькадене, где часто можно видеть, что центральная часть жилы образована гранитпорфиром, промежуточная — сиенитпорфиром, краевая — керсантитом. Однако и тут можно нередко видеть несимметричное или неполное сложение жил.

Одновременно можно привести примеры и того, что в ряде случаев краевые части жилы обогащены SiO_2. Такого рода жилы описаны Бреггером в окрестностях Осло, Вейншенком в районе Гроссвенедигера в Восточных Альпах, где центральная часть жил образована лампрофиром, краевые части — аплитом или гранитом.

В ряде случаев, как например в районе Шварцвальда, наблюдается полное отсутствие какой-либо закономерности в распределении пород в жилах (рис. 93).

Для жил характерно, что на своем продолжении они нередко обогащаются кварцем или переходят в рудоносные жилы.

В некоторых случаях в вулканических выводных каналах магм можно наблюдать зонарную смену магматических пород разного состава. Как пример можно привести Каценбукель в Оденвальде, где в разрезе через вулканическую трубу этого вулкана, давшего щелочные лавы, видно, что во внутренней части располагается оливиновый эссексит, далее кольцо из эссексита, за которым следует кольцо из пуласкита, с постепенным переходом между ним и эссекситом (рис. 94).

Чрезвычайно характерным примером такого рода распределения магматических пород является также и Хибинский массив на Кольском полуострове, где в сечении этого крупного массива прекрасно видны переходы одних пород в другие.

По краям наблюдается, по данным Б. М. Куплетского, кольцо, образованное, по крайней мере, тремя зонами. Крайняя, наружная зона состоит из умптекитов, образующих узкую полосу вдоль контакта с вмещающими породами на значительном протяжении южного, западного и северного краев Хибинского щелочного массива. Вслед за оболочкой из умптекитов следует оболочка из *хибинитов*, отличающихся от нефелиновых сиенитов своей пегматитовидной структурой. Хибиниты окружают почти весь Хибинский массив. Зона нормального хибинита сменяется неполной зоной *трахитоидного хибинита*, структура которого указывает на сравнительное богатство материнской магмы летучими компонентами.

Наконец, центральная часть массива занята нефелиновыми сиенитами, обычно с меньшим содержанием нефелина, чем хибиниты; в них присутствуют частью иные магнезиально-железистые минералы; в то же время, эти породы обладают иной структурой и представлены большим числом различных разновидностей, неправильно — пятнами — сменяющих друг друга.

В некоторых случаях можно наблюдать, например в дайке на Кольском полуострове, описанной А. А. Полкановым, что в лежачем боку жилы располагается более основная порода (диабаз, обогащенный авгитом и оливином), чем в висячем боку.

Чрезвычайно характерно зонарное распределение пород разного типа в габбро-перидотитах Урала, где в большом числе их массивов прослеживаются переходы, притом крайне постепенные, от дунита в центральной части массива, через перидотиты и пироксениты, к габбро и далее, через диориты, до гранитов. Схема такого рода усложняется (как это наблюдается и в ряде других случаев) тем, что среди габбро появляются отдельные небольшие массы ультраосновных пород — дунита, перидотита и пироксенита, залегающих как бы на одном уровне с габбро. Примеры такого рода концентрически по-

строенных массивов имеются в Тагильском районе, Светлом Бору, Вересовом Бору, Косьвинском Камне и др. (рис. 95, 96).

Типичный пример концентрического распределения магматических пород различного состава можно наблюдать в щелочных сиенитах

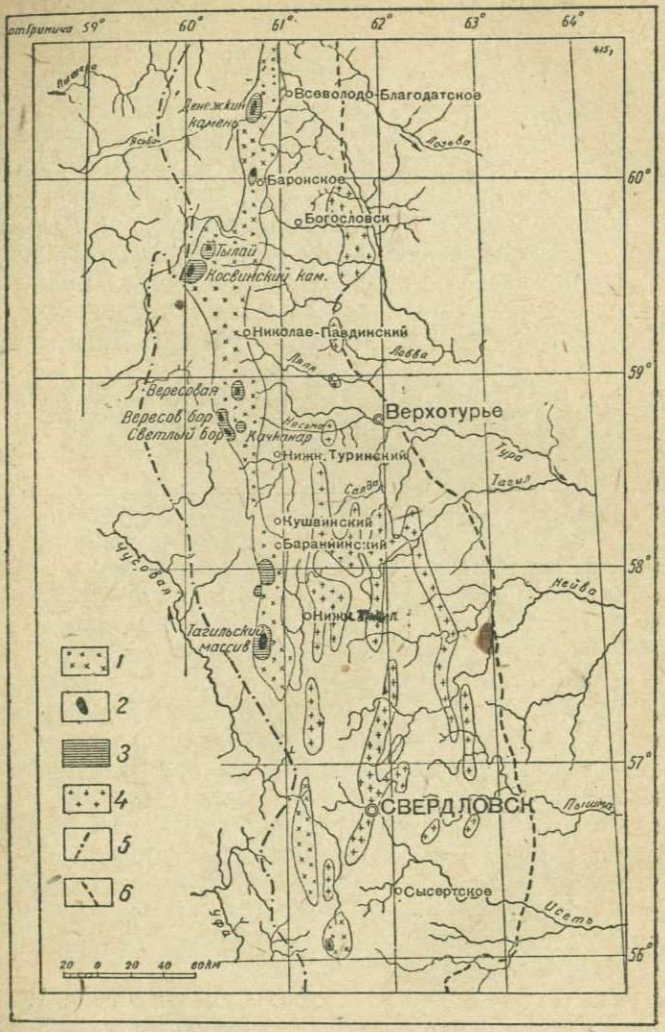


Рис. 95. Схематическая карта основных и ультраосновных пород Урала (по Заварицкому).

1 — габбро (и другие полевошпатовые породы) платиноносного плутонического комплекса; *2* — дунит; *3* — пироксенит; *4* — основные глубинные изверженные породы, не относящиеся к платиноносной зоне; *5* — западная граница распространения кристаллических пород Урала; *6* — западная граница третичных отложений.

Украины (Мариупольский массив), где имеются все переходы от щелочного гранита с характерными для него признаками (присутствие ряда щелочных амфиболов и пироксенов), через нордмаркиты и щелочные сиениты, к нефелиновым сиенитам и далее к крайнему члену этого ряда — мариуполиту (рис. 97).

В ряде случаев не наблюдается никакой закономерности в распределении пород разного типа и состава как в жильных образованиях, так и в глубинных массивах; распределение их зависит от формы массива. Прекрасным примером такого рода может служить *габбровый массив Гарцбурга*, где наблюдается иногда сильно вытяну-

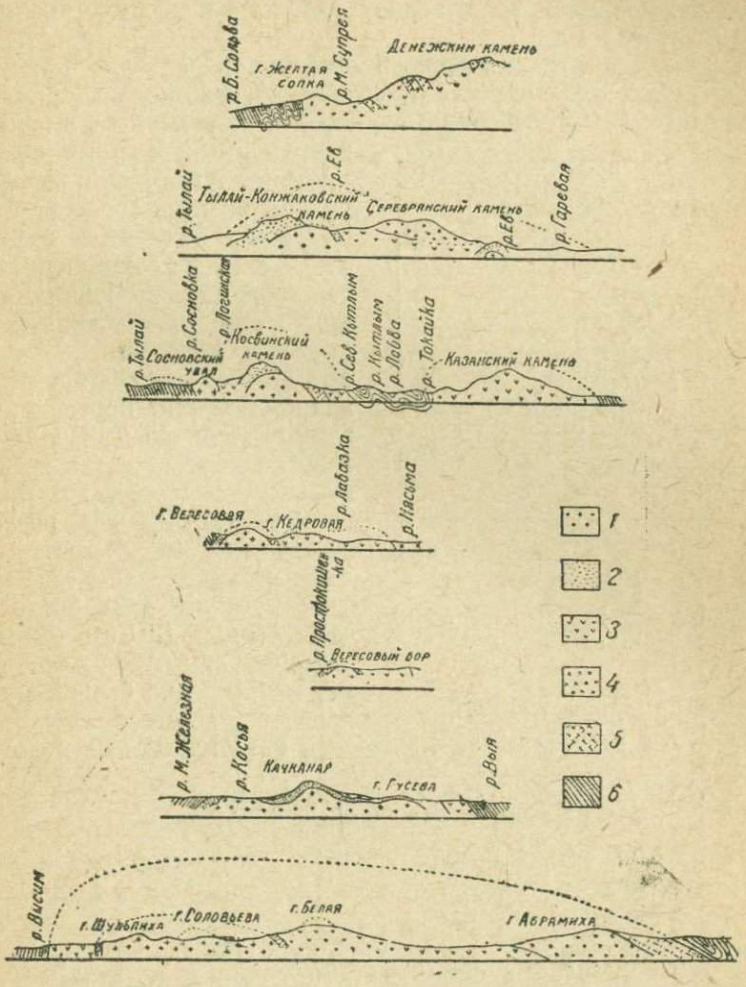


Рис. 26. Разрезы через массивы основных и ультраосновных пород Урала (по Заварицкому).

1 — дунит; *2* — пироксенит; *3* — габбро; *4* — диорит; *5* — гранодиорит и гранит; *6* — древняя толща вулканических и осадочных пород.

тое распределение различных пород — оливиновых норитов, оливиновых габбро и перидотитов, обусловленное воздействием на магму в еще жидком ее состоянии горообразовательных процессов времени варисцийских складок; под влиянием того же давления получился ряд полосатых габбро с характерной ленточной текстурой; эти габбро образовали как бы межпластовые залежи среди других пород.

Нередко наблюдается — и это особенно относится к гранитным массивам — чрезвычайно большая однородность массивов магматических пород на огромных пространствах. Так, чрезвычайно постоянным характером отличаются массивы рапакивы Финляндии; в частности, Выборгский массив его сохраняет свой характер на пространстве до 40 000 $м^2$. На значительных протяжениях однородность сохраняют также рапакиви массивов УССР, обладающих значительно меньшими размерами.

Для ряда гранитных массивов особенно характерно присутствие так называемых *включений* или *выделений*, то *кислых*, значительно более светлых, чем вмещающие их породы, то *основных*, значительно более темных, чем они. Форма их часто округлая или неправильная. Для них характерно то, что они обычно содержат внутри более или менее сохранившиеся части пород, посторонних гранитной магме, захваченных ими в процессе интрузии. Независимо от того, из чего состоит включенная посторонняя порода, они образованы теми же минералами, которые входят в состав гранита, и обычно более богаты биотитом и амфиболами, чем последний; они также, по существу, обладают магматическим генезисом.

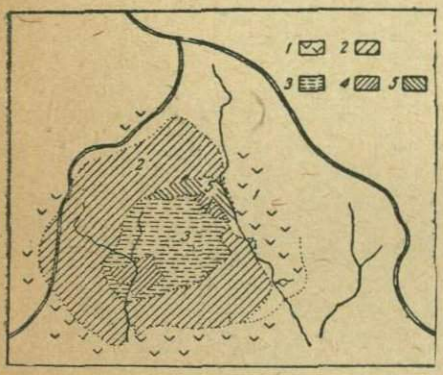


Рис. 97. Зонарная структура Мариупольского щелочного массива.

1 — граниты и гранито-гнейсы; *2* — щелочные граниты; *3* — щелочные сиениты; *4* — нефелиновые сиениты; *5* — верлит.

Такого же рода образования, обогащенные SiO_2 и более светлые, чем сами вмещающие породы, возникли по большей части в результате накопления летучих компонентов. Фогт считает, что они образовались в результате эвтектической кристаллизации породы.

Распределение магматических пород, связанных друг с другом во времени, и вариационные диаграммы

Если первый вопрос — распределение различных пород в одном массиве — разрешить сравнительно легко, так как в основе лежит достаточно точное картирование распределения пород и сопоставление их химического и минералогического состава, — при разрешении вопроса о распределении сингенетических пород во времени встречаются большие затруднения и может вноситься значительно больше субъективизма в разрешении его, чем в первом случае.

Для решения его необходимо быть уверенным, что имеются переходы в минералогическом и химическом составе между породами, относящимися к сингенетическим; это не всегда возможно, так как существует определенный перерыв между отдельными интрузиями или эффузиями, происходящими последовательно во времени, с параллельным изменением состава выделяющейся на глубине магмы.

При разрешении этих вопросов особенно большое значение приобретает построение вариационных диаграмм, характер которых довольно разнообразен.

Наиболее часто применяемыми вариационными диаграммами являются следующие:

1. Диграммы, в которых на абсциссе откладывается процентное содержание кремнекислоты, на ординате — процентное содержание окислов всех остальных главных элементов, входящих в состав магматических пород, обычно Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, MgO, CaO, Na_2O и K_2O. Процентные числа даются либо в весовых количествах, пересчитанных на 100, либо без такого пересчета, либо же в молекулярных числах, перечисленных на 100.

При этом методе, хотя им легче пользоваться, так как он не требует особенно больших пересчетов, на вариационной диаграмме, однако, наносится слишком большое число окислов, и при большом количестве анализов вариационные диаграммы такого рода становятся очень сложными, чтение и разбор их затрудняются.

2. В значительной степени упрощены диаграммы, основанные на показателях Ниггли, применяемые теперь довольно широко в различных странах. Данные химических анализов пересчитываются на показатели Ниггли *si, al, fm, c, alk, c/fm, k, m, ti* и т. д.; эти показатели наносятся на диаграмму, в основе которой лежит абсцисса с нанесением на ней *si;* на соответствующей ординате наносятся величины остальных показателей Ниггли; для упрощения удобно откладывать показатели для *al, fm, c* и *alk* выше абсциссы, ниже ее — числа *ti, c/fm, m, k* и др. На диаграмму наносятся либо химические анализы всех пород данного района, либо средние числа по группам этих пород.

Метод такой вариационной диаграммы с использованием показателей Ниггли проще; в конечном результате он столь же нагляден, как и другие вариационные диаграммы.

3. Применяется также нанесение на диаграммы и иных показателей, именно по методу Озанна; его показатели *a, c,* и *f* наносятся на диаграмму в виде равностороннего треугольника или на треугольник Лодочникова (можно также пользоваться показателями Заварицкого, Левинсон-Лессинга и др.).

В конечном результате все вариационные диаграммы дают лишь приближенные показания относительно родства или отдаленности групп горных пород и обладают в общем одинаковым практическим значением. Особенно часто применяются показатели Левинсон-Лессинга, Ниггли, Озанна, частью Заварицкого.

Возрастные отношения можно рассматривать прежде всего с точки зрения времени, отделяющего начало кристаллизации магмы от конца ее в различных частях, имеющих разный состав; так. в районе Урала в габбро-норитовых массивах оливиновые породы кристаллизовались раньше, чем габбровые, однако период интрузий был в общем одновременный.

В некоторых аналогичных габбровых массивах также первой, в порядке кристаллизации, выделяется оливиновая порода; затем в застывшую оливиновую породу проникают по трещинам габбро. Получается интервал в процессе интрузии магм различного состава.

Чем меньше отделены магматические породы данного участка во времени их интрузии и остывания, тем больше имеется переходных ступеней между отдельными типами их и тем менее резко проявляется граница между ними. Часто можно считать, что имелась одна ин-

трузия и в ней происходила последовательная кристаллизация магматических пород; во время этой кристаллизации, по мере остывания, магма могла проникать в ранее затвердевшие породы (кажущаяся последовательность интрузий в массивах).

В других случаях в магматические породы, образовавшие затвердевший магматический массив, происходит интрузия новых масс магмы, оставшейся на глубине в жидком состоянии или в состоянии, способном к интрузии; в этом случае получаются две интрузии магматических пород, следующие одна за другой. Время, разделяющее их, может быть довольно значительным. Так, краевые зоны Брокенского массива, в герцинское время, в виде жил интрудируют в тот же гранит, значительно более древний (варисцийского возраста). В общем состав обеих групп пород очень близок — магма, по всем признакам, была одна и та же.

Такие интрузии одних гранитных (или иных) магм в другие из одного мало измененного очага могут внедряться друг в друга неоднократно, что и наблюдается, вне сомнения, в ряде районов развития этих пород, начиная с докембрия.

Могут быть такие случаи, когда в гранитный массив интрудировали, при содействии летучих компонентов, новые массы той же магмы, сохранившейся на глубине; таковы шлиры тонкозернистых турмалиновых аплитов в массиве эбенштокского гранита.

Очень характерны последовательные выделения жильных пород из глубинных массивов. Жильные породы, образовавшиеся, согласно Розенбушу, при расщеплении той или иной глубинной магмы на два контрастных образования — лейкократные или аплитовые и меланократные или лампрофировые, — сопровождают каждый тип глубинной магматической породы; и химически, и минералогически они тесно связаны с последней. Совокупная группировка их дает для гранитного массива следующие породы с типичными для каждой из них формами залегания: массив гранита — жилы гранит-порфира керсантита и аплита; покровы кварцевого порфира.

В этой группе наиболее характерными являются качественные их особенности — в большей мере, чем условия их залегания, — так как гранит может образовывать жилы, кварцевые порфиры-дайки.

Установлена связь этих диашистовых жильных пород, с громадной массой той нерасщепленной (ашистовой) магмы, в теснейшей зависимости от которой они находились и ничтожную, по количеству, часть которой они составляют.

Трещины, по которым передвигаются жильные породы, образуются или в застывших частях массива соответствующей магмы, частью же на некоторых, обычно сравнительно небольших расстояниях от нее.

Промежутки времени, необходимые для застывания части магматического бассейна, расщепления магмы и поднятия ее в трещины жильных пород, могут быть крайне различны. Самое образование их может быть также разбито на отдельные этапы. Отсюда следует, что и сами жильные породы — не одного периода образования и могут отличаться не вполне одинаковым вещественным составом.

Тесная вещественная связь между нерасщепленными породами (ашистовыми), в данном случае гранитом, и расщепленными (диашистовыми) — лампрофировыми и аплитовыми (керсантитом и аплитом) — очень хорошо выступает при построении вариационных диа-

грамм, например по методу Ниггли. Такая диференциационная или вариационная диаграмма составлена была Ниггли для гранита и его жильных пород южной части Шварцвальда.

На данной диаграмме состав гранита характеризуется тем, что *Si* гранитов равно 270, лампрофиров 233—143 и аплитовых пород 370—480. Можно совершенно отчетливо видеть, что в совокупности лампрофиры и аплиты дают состав гранитов, дополняя друг друга (рис. 98).

Термины, применяемые для характеристики этих пород даны Розенбушем (лампрофиры и аплиты) и Бреггером (меланократные и лейкократные породы). Так как меланократные и лейкократные породы дополняют друг друга, Бреггер назвал их *комплементарными* или *дополнительными* породами. Точно так же и многие частичные магмы могут играть роль магм комплементарных.

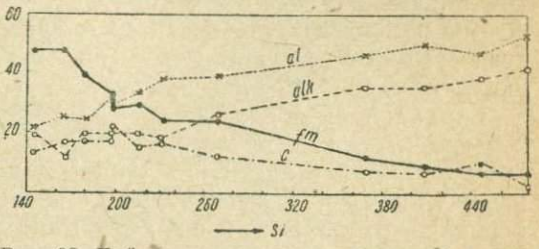


Рис. 98. Диференциационная диаграмма южношварцвальдского гранита (по Ниггли).

Нередко лампрофировые породы — более юные, чем аплитовые. Термины «лейкократные» и «меланократные» ни в коем случае не могут ограничиваться только жильными породами, но распространяются также и на все магматические породы.

Одновременно можно видеть среди гранитных массивов также и нерасщепленные аплистовые жильные гранитпорфиры с мелкозернистой основной массой и крупными фенокристами полевых шпатов.

Источниками различных продуктов расщепления могут быть остатки первичной диференциации главной магмы, которые оставались на глубине, продолжали находиться еще в жидком состоянии, но которые могли и дальше диференцироваться во время жидкой фазы.

Они же могли образоваться из вторичных, третичных и т. д. продуктов расщепления самой магмы (которая, в свою очередь, могла представлять собой продукт расщепления) и там, где процессы дальнейшего расщепления продолжаются.

В обоих случаях процессы расщепления протекают непрерывно и со значительным постоянством в различных частях магмы на глубинах. Эти процессы совершенно независимы от процессов жилообразования, и продукты расщепления могут выделяться также и в других формах залегания (кроме жил); с другой стороны, ряд жильных образований не обнаруживает процессов расщепления.

Отсюда следует, что жильные породы, выделенные Розенбушем, в настоящее время не могут быть выделены в самостоятельную группу, но являются нормальными продуктами как следствие приобретения магмой неоднородности в различных частях ее. Таким образом, как среди глубинных, так и среди жильных пород необходимо резко различать место, где происходит диференциация, и то место, где магма затвердевает; для самого процесса диференциации совершенно безразлично, какие формы принимают затем продукты диференциации,

форму ли жил или форму массивов. Когда происходит расщепление магмы, на глубинах в верхних частях магматических массивов могут образоваться трещины, по которым передвигаются так называемые жильные породы, т. е. имеется связь во времени затвердевания верхних частей бассейна и расщепления нижней части его; быть может последняя лишена в значительной степени летучих компонентов благодаря диффузии, и с этим именно и связано образование свиты жильных пород, и следовательно, нет основания выделять среди глубинных и эффузивных пород еще группу пород жильных.

Устанавливать различия и сходство эффузивных пород значительно труднее, чем интрузивных, так как процессы их извержения отделены одни от других более или менее длительными интервалами. Нет никакого основания в ряде случаев параллелизовать процесс эффузии и последовательность ее с процессом дифференциации; последовательность эффузии может не совпадать с последовательностью дифференциации, и — наоборот.

Однако в ряде случаев наблюдаются также вполне определенные закономерности в последовательности излияний в одной и той же вулканической области в течение ряда вулканических периодов; все изменения направлены по одному и тому же пути. Хорошим примером такого рода может служить Пантеллерия, где наиболее древняя эпоха излияний представлена трахитами, более юная — пантеллеритами; в третью наиболее юную эпоху изливались базальты, т. е. смена магм идет здесь в направлении уменьшения содержания в них SiO_2.

В районе вулкана Алагез (Армения), хорошо изученного П. И. Лебедевым, имеется три цикла излияний андезитово-базальтовых лав, с повторяемостью в каждом из них определенных типов лав.

I цикл: андезито-базальты с повышающейся кислотностью — андезито-дациты — дацит — трахиотообразный щелочной дацит.

II цикл: андезито-базальт — андезито-дацит — дацит — щелочной дацит.

III цикл: базальт — андезит.

Следовательно, в дальнейшем следует ожидать излияния андезито-дацитовых лав.

Последовательность излияний в районе Эврека, в Неваде — иная, именно: они начинаются лавами, обогащенными SiO_2 (дацитом), первая серия заканчивается особенно кислой породой (риолитом), затем излияние начинается снова более основными породами (пироксеновыми андезитами) и заканчивается основной породой — базальтом, т. е. последовательность такова: роговообманковый дацит — роговообманково-слюдяной дацит — дацит — риолит — пироксеновый андезит — базальт.

Можно думать, что первоначальная магма, из которой получились эти лавы, обладала некоторым средним составом. Точно так же в районе Виктории среднекайнозойские лавы характеризуются, тем, что, как это очень часто наблюдается, излияния начинаются риолитом или иной, средней или кислой, лавой и заканчиваются базальтом, причем кислотность средних членов несколько колеблется: сельвсбергит — щелочной трахит — анортоклазовый базальт — оливиновый трахит — оливино-анортоклазовый базальт — лимбургит — базальт.

Район Оверни (Мон-Дор), где имеются лавы щелочного типа,

также характеризуется тем, что здесь изливались, начиная со среднего плиоцена и до недавнего времени, лавы с такой последовательностью: фонолит — риолит — базальт — андезит; базальт — кислые туфы — кислый андезит; трахит — авгитовый андезит и тефрит — фонолит — плато-базальты — базальт. Как видно из перечня пород, последовательность здесь сложная.

Очень своеобразная, детально изученная Ларсеном последовательность излияний наблюдается в горах Сан-Жуан (Колорадо, США).

Эоцен: андезиты и риолиты.

Миоцен, 1-я серия: андезит—риолит—латит—пироксеновый андезит; 2-я серия: андезит—риолит и кварцевый латит—андезит—риолит—кварцевый латит—андезит—риолит—андезит—кварцевый латит; 3-я серия: андезит и кварцевый латит.

Плиоцен: андезит и кварцевый латит—риолит—базальт и андезит—кварцевый латит и базальт.

Четвертичное время: базальт.

А. С. Гинзберг, изучая лавы Армении, указал на то, что при условиях излияния, происходящих с перерывами, определенная последовательность изменений не сохраняется; обусловлена она не расщеплением магмы, но скоро здесь имеют место также и процессы изменения расщепленной магмы по пути к поверхности, под влиянием растворения пород другого состава, с которыми она входит в соприкосновение.

Это, по всем признакам, распространяется на ряд других вулканических районов.

Петрографические провинции

Уже давно установлено было несомненное родство между породами одного и того же, местами и обширного района, то между глубинными, то — излившимися, то между теми и другими одновременно.

Бунзен установил родство между разнообразными лавами Исландии, где (по Бунзену) две магмы, основная и кислая, смешиваются в различных отношениях, чем он и объяснил все разнообразие магматических пород.

Однако, как показали дальнейшие исследования, представления Бунзена не полностью оправдались, и причина разнообразия оказалась весьма сложной.

Иддингс предложил для характеристики пород, обладающих общим родством, термин *кровное родство*. Джюдд, первый, предложил районы с родственными, сингенетическими породами называть *петрографическими провинциями*.

Применяются также и иные термины, именно: вместо «кровного родства» — термин *«комагматические породы»*, для петрографических провинций — термин *магматические провинции*.

Розенбуш предложил объединить ряд магм в небольшое количество типичных магм, среди которых он выделил, в первую очередь, два ряда их: *щелочной* (*фойаито-тералитовый*) ряд и *известково-натровый* (*гранито-диорито-габбро-перидотитовый*) ряд. Он указал на те особенности минералогического состава, которые дают основание

выделять щелочной ряд, именно: присутствие в породах этого ряда таких минералов, как натрово-железистые силикаты (эгирин, рибекит, арфведсонит) и ряд заместителей полевых шпатов (нефелин, лейцит, содалитовые минералы и др.). Эти минералы в известково-щелочном ряду полностью отсутствуют.

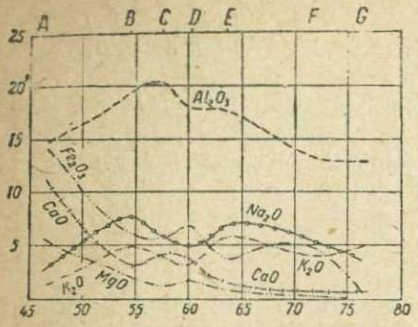


Рис. 99. Взаимоотношения глубинных пород окрестностей Осло в Норвегии.

A — эссексит; *B* — нордалит; *C* — лаурвикит (авгитовый сиенит); *D* — акерит (более кислый авгитовый сиенит); *E* — нордмаркит (кварцевый сиенит); *F* — окерит (щелочной гранит); *G* — биотитовый гранит.

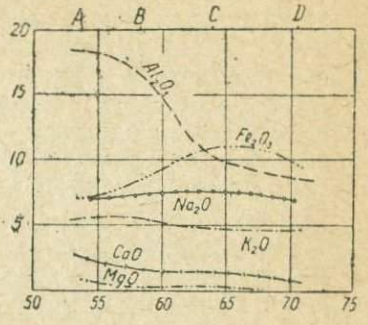


Рис. 100. Вариационная диаграмма вулканических пород Британской восточной Африки.

A — кенит (порфировая разность нефелинового сиенита), гора Кения; *B* — фонолит; *C* — фонолитовый обсидиан; *D* — натровый риолит.

Розенбуш установил положение, согласно которому эти породы резко отделены одна от другой и ни в какой мере не связаны переходами друг с другом.

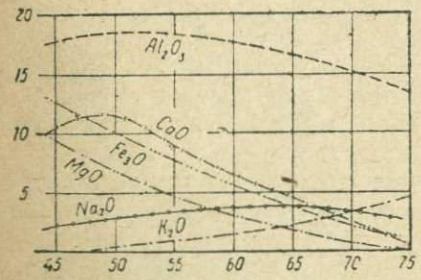


Рис. 101. Вариационная диаграмма вулканических пород Лассенпика, США.

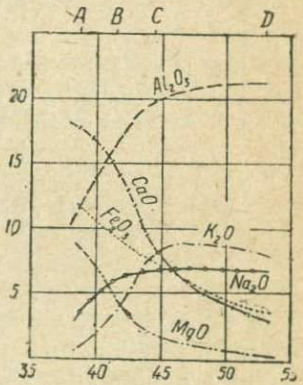


Рис. 102. Вариационная диаграмма глубинных пород Магнет Ков, Арканзас, США.

A — якупирангит; *B* — ийолит; *C* — аркит (лейцито-нефелиновый сиенит; *D* — фойаит.

Кроме того, он выделил третий ряд магм — *чарнокито-мангерито-анортозитовый*.

Эти ряды Розенбуша, по существу, частью совпали с теми типами магм, которые выделил Бекке, внеся в терминологию Розенбуша географический принцип; он назвал его щелочной ряд *атлантической*

магмой (рис. 99—104), а известково-щелочной — *тихоокеанской* (рис. 105).

Ниггли, исходя из вещественного состава и физико-химических особенностей магм вообще, выделяет те же два типа, как и Бекке,

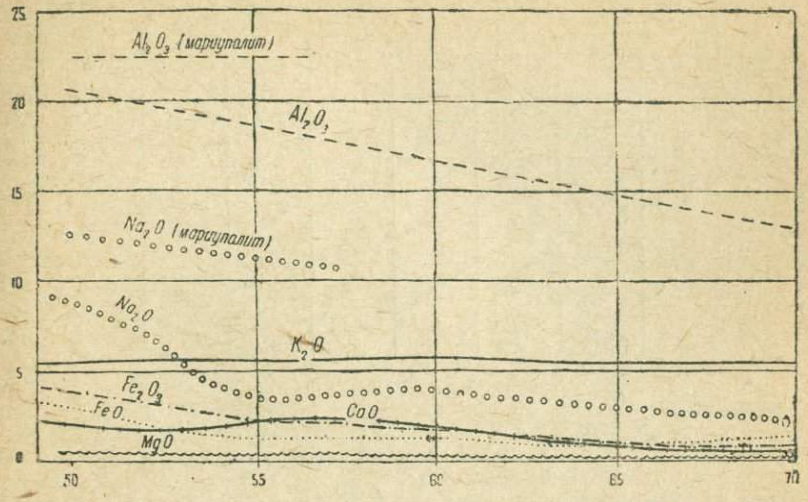


Рис. 103. Вариационная диаграмма щелочных пород Приазовья.

называя атлантический натровым, тихоокеанский — известково-щелочным. Кроме того, он различает третий, калиевый или средиземно-

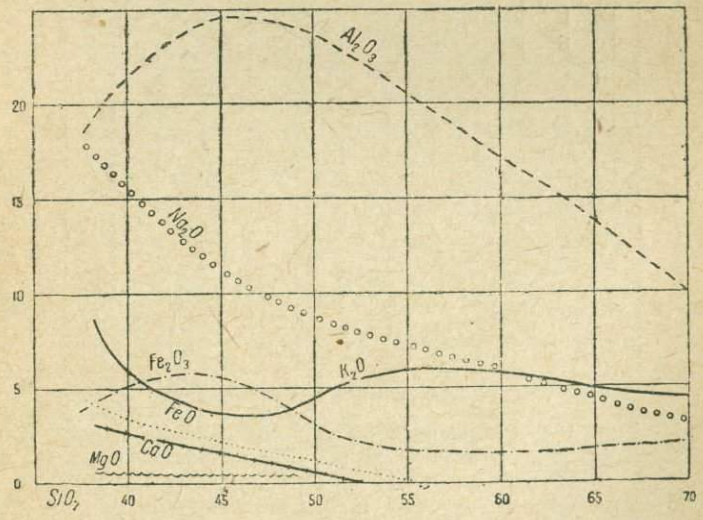


Рис. 104. Вариационная диаграмма щелочных пород Кольского полуострова.

морский ряд. Соответственная магма характеризуется также большей или меньшей степенью десилификации, т. е. обеднения кремнекислотой, в результате чего происходит выделение из нее лейцита. Имеется еще четвертый, магнезиальный тип магмы — *арктический*.

Положение Розенбуша о несмешиваемости различных родов магмы друг с другом в настоящее время отпало: установлен ряд случаев, когда одновременно присутствуют типы переходные между двумя типами магм, например, — щелочно-земельной и щелочной (натро-

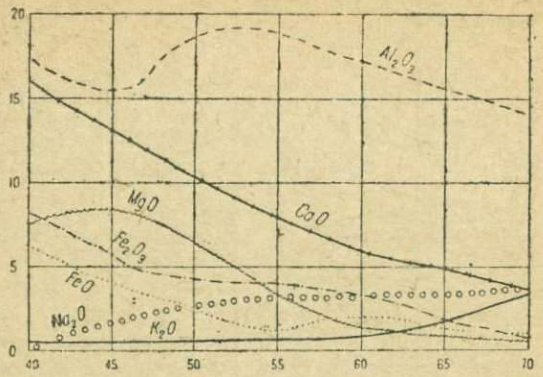


Рис. 105. Вариационная диаграмма от габбро до гранитов Урала.

вым); это достаточно хорошо выступает в районе восточного Приазовья, где лампрофировая свита известково-калиевых гранитов часто дает типы, вещественно близкие к атлантическому или средиземноморскому типам (например, лужицкие тералитовые диабазы).

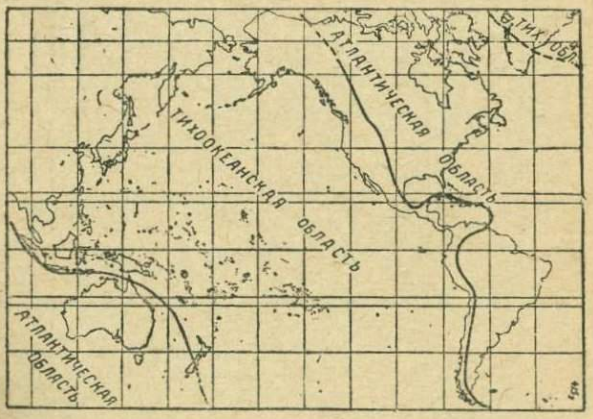


Рис. 106. Схематическая граница тихоокеанской и антлантической петрографических областей современных и третичных горных пород.

Ряд данных говорит в пользу того, что, по крайней мере, часть этих типов связана с определенным тектоническим строением земной коры.

Такие типы магм как атлантический, тихоокеанский и средиземноморский обладают чрезвычайно характерными особенностями, что резко выступает при сравнении вариационных диаграмм (рис. 103, 104, 105).

Особенно бросаются в глаза на этих диаграммах низко спускающиеся кривые CaO и MgO в щелочных атлантических породах; характерна та особенность, что в более основных породах кривая CaO и MgO иногда сильно подымается.

Кривая Na_2O сильно подымается и идет значительно выше кривой K_2O, в общем параллельно ей.

На диаграммах тихоокеанских магм кривые CaO и MgO не так сильно падают; кривая K_2O быстрее возрастает, чем Na_2O и перегоняет ее, сильно понижаясь в более основных типах пород.

Следовательно, диаграмма дает возможность судить о принадлежности породы к тому или иному типу магмы.

Существенно важным является спорный вопрос, не разрешенный в настоящее время, о самостоятельности различных типов магм.

При резко отличных их особенностях, в отношении их химического и минералогического состава, чрезвычайно характерно то, что в ряде мест как атлантические, так и тихоокеанские магмы встречаются вместе.

В ряде случаев, как уже указывалось, можно наблюдать переходы между ними, например, в районе восточного Приазовья. Наблюдаются некоторые характерные черты распространения их, если принять во внимание и всю поверхность земли. Составляя всего около 1% всех магматических пород, атлантические магмы сильнее развиты в тех районах, которые характеризуются, как районы с проявлением вертикальных перемещений крупных частей земной коры. Таковы области развития их в восточной части Северной Америки, на огромных пространствах Африки с ее крупнейшими в мире грабенами (районы вулканов Кения, Килиманджаро, Мадагаскара и др.), вообще, — около Атлантического и западной части Индийского океанов. В то же время, в районе преобладания складчатых процессов они встречаются сравнительно редко; хотя по мере изучения петрографии этих районов количество мест с площадями развития атлантических пород несколько увеличивается.

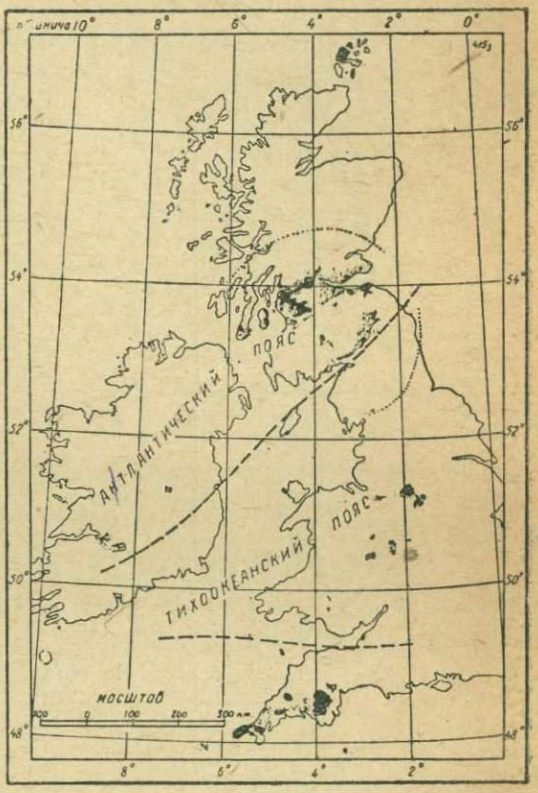


Рис. 107. Распределение каменноугольных и пермских изверженных пород в Англии.

Границы между районами развития почти исключительно магм тихоокеанских и, частично, магм атлантических приведены на рис. 106. Иногда границу между областями развития того и другого из этих типов можно провести довольно резко, как например, в Англии для пород каменноугольного и пермского возрастов: к северу развиты атлантические, к югу — тихоокеанские породы (рис. 107).

Аллин дает таблицу, которая позволяет видеть различия в магмах трех типов, исходя из их минералогического состава (табл. 20).

Таблица 20

Минералогический состав различного типа магм, по Аллину

Магмы		
тихоокеанская	средиземноморская	атлантическая
Магнетит Оливин Гиперстен Авгит Роговая обманка Биотит		Магнетит Оливин Щелочный авгит Щелочные роговые обманки Монтичеллит
Кварц		Кварц
Щелочной полевой шпат Кальциевый плагиоклаз Натровый плагиоклаз	Лейцит Кальциевый плагиоклаз Натровый плагиоклаз (Калиофиллит) (Мелилит) (Гаюин) (Нозеан) (Содалит)	Щелочной полевой шпат Кальциевый плагиоклаз Натровый плагиоклаз Нефелин Канкринит Анальцим Нозеан Содалит

Позже Ниггли высказал мнение, что существует несколько тихоокеанских провинций. Вольф (1914) считал возможным выделить *арктическую* провинцию, включая в нее районы развития, главным образом, траппов или плато-базальтов севера Атлантического океана, северной части Сибири, также Декана и др.

Глава VII

ГЕНЕЗИС МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД (ДИФЕРЕНЦИАЦИЯ МАГМЫ, АССИМИЛЯЦИЯ, ГИБРИДИЗАЦИЯ)

Обзор гипотез

Имеется большое число гипотез, предложенных различными исследователями для объяснения генезиса магматических пород. Эти гипотезы можно разделить на группы, в зависимости от того пути, по которому идет возникновение этого разнообразия.

В одних случаях однородная (гомогенная) магма может дать ряд новых магм; на этом основана теория *дифференциации*. В других — одна однородная магма смешивается с горной породой иного состава путем растворения ее — теория *ассимиляции*; из многих горных пород получается одна.

Вопрос влияния на магмы пород, с которыми они приходят в соприкосновение, до настоящего времени полностью не разрешен. Магмы могут растворять те породы, с которыми они приходят в соприкосновение (*ресорбция, ассимиляция*), причем растворимость зависит от состава магмы и самих пород, находящихся в контакте с ней.

Магмы оказывают *экзогенное* влияние на те породы, с которыми они соприкасаются; в то же время, естественно, можно ожидать *эндогенного* изменения самих магм.

Смешение магмы с окружающими ее породами вряд ли может быть аддитивным, так как при этом могут изменяться в присутствии новых компонентов в самой магме система равновесия, характер концентрации и т. д.

Как примеры воздействия эндогенных изменений магмы, можно привести характерный пример Пиреней (Лакруа), где вдоль контакта гранита Квериrута с известняками получается широкая полоса продуктов эндогенных изменений гранита, с образованием зон от гранита через диорит, габбро, норит до перидотита, т. е. вся серия продуктов кристаллизации по схеме Боуена.

В Оденвальде габбро в контакте с кристаллическими сланцами переходит, через диорит и роговообманковый гранит, в гранит; Клемм связывает это с ресорбцией богатых SiO_2 пород, с которыми габбро соприкасалось. В контактах с гранитом, гнейсами и другими кислыми породами нефелиновые сиениты острова Ально, Альмунге в Швеции и др. образуют гранитные краевые зоны.

В то же время, в контакте магмы с известняком в районе Адамелло (Тироль) не происходит никаких эндогенных изменений тоналитов.

Таким образом, большое количество фактического материала по изучению взаимоотношений магматических пород показывает, что в ряде случаев породы разного минералогического и химического состава, частью и разных возрастов, — генетически тесно связаны друг с другом.

Объяснить это возможно на основании сопоставления данных, наблюдаемых в природе, и тех данных, которые получаются в результате изучения минералогического и химического состава пород, их сложения и физико-химических исследований систем силикатов, сульфидных и других соединений.

Объяснить разнообразие пород одним способом — затруднительно; необходимо, в связи с крайне разнообразными условиями нахождения пород, наметить ряд путей для решения их генезиса. Главная теория, применяемая в данном случае, это теория расщепления более ранних, однородных магм, т. е. *теория дифференциации*. В ряде случаев возможно применять также и другие теории — например, в первую очередь, теорию *ассимиляции*, иногда не исключена и теория *несмешиваемости*.

Теория дифференциации

В магме может присутствовать большое количество фаз, понимая под ними каждый минерал, который может выделяться из магмы; это выделение, как мы видели ранее, происходит во вполне определенном порядке.

В результате концентрации этих отдельных фаз, в отдельных частях магматического бассейна получается неоднородная магма, происходит дифференциация магмы.

В конечном результате могут получиться мономинеральные магмы, дающие начало ряду мономинеральных пород, как например, перидотитам, пироксенитам, лабрадоритам и др., взамен полиминеральной горной породы. При этом последовательность образования этих пород идет в направлении от более основных к более кислым породам.

Различные петрографы неодинаково подходят к терминологии, касающейся процессов дифференциации магмы. Ряд петрографов — Харкер, Иддингс, Тиррель, Фогт, Ниггли и др. считают, что термины *дифференциация* и *магматическая дифференциация* являются синонимами, независимо от того, идет ли процесс дифференциации в полностью жидкой магме путем диффузии, или в магме, в которой уже происходит процесс кристаллизации. Иддингс говорит, что дифференциация заключается в разделении или расщеплении гомогенной силикатной магмы на химически несходные части.

Согласно Тиррелю, дифференциацию можно определить, как процесс, при котором магма, первично гомогенная, расщепляется на взаимно-противоположные составные части; последние могут образовать отдельные массы горных пород или могут сохраниться в тесной связи с одной однородной первичной магмой.

Эрдмансдерфер (1924) говорит о том, что при дифференциации магмы процессы могут протекать по трем главным направлениям:

А. Диффузионная (молекулярная) дифференциация:

1. Диффузионные движения: процесс протекает в одной жидкой фазе.

2. Разделение благодаря различиям растворимости в жидкой фазе; одновременное развитие *несмешивающихся* жидких фаз.

B. Кристаллизационная дифференциация.

3. Относительное передвижение выделившихся кристаллических фаз и остаточной магматической жидкости, причем механически передвигаются: a) кристаллы, b) остаточная жидкость; возможна комбинация этих процессов; может оказывать влияние и процесс ассимиляции.

Согласно Левинсон-Лессингу (1934), возможны четыре объяснения разнообразия изверженных пород:

1. Образование каждой породы из особой магмы — гипотеза, которой, как он указывает, в настоящее время никто не придерживается.

2. Процессы дифференциации одной единой или нескольких родоначальных магм.

3. Процессы ассимиляции.

4. Процессы смешения разных магм в разных отношениях.

Дэли (1933) говорит о *магматической дифференциации*, включая в это понятие также и кристаллизационную дифференциацию.

При большом разнообразии процессов дифференциации, их можно свести к двум группам.

1. Дифференциация в жидком состоянии до начала кристаллизации, так называемая *магматическая дифференциация*, в тесном смысле слова.

2. Дифференциация во время и при посредстве кристаллизации, так называемая *кристаллизационная дифференциация*.

Процессы дифференциации находятся в неразрывной связи с процессами охлаждения и могут происходить в магме как в то время, когда она находится еще в жидком состоянии при таких температурах, когда кристаллизация не начиналась, так и тогда, когда кристаллизация уже происходит.

Одновременно с понижением температуры магмы, она, благодаря изменению своего состава при процессах перераспределения ее компонентов становится, в то же время, способной сохраняться в жидком состоянии при все более и более низких температурах. Так, при кристаллизации ее из нее выделяются наиболее тугоплавкие минералы, а в жидкой массе скопляются во все большем и большем относительном количестве летучие компоненты.

Судить о процессах дифференциации помогают те диаграммы систем минералов, которые рассмотрены были ранее.

Независимо от того, в каком виде происходит процесс дифференциации магмы, можно считать, что в однородной магме происходит перераспределение компонентов магмы; большую роль в этом процессе играет плотность и подвижность определенных составных частей магмы. Такого рода расслоения по плотности прекрасно проявляются в ряде габбро-перидотитовых массивов, где на дне магматического бассейна накопляются в особенно больших количествах наиболее тяжелые компоненты — оливин и хромит, в более высоких — наиболее легкие полевошпатовые составные части; конечным продуктом такой дифференциации должны быть такие вторичные магмы, которые особенно богаты летучими составными частями и компонентами с наименьшей плотностью — последними в схеме Боуена; характерно

и, в то же время, имеет большое значение то, что в верхних частях магматических бассейнов, в которых происходит дифференциация магмы, температура особенно низкая.

Вопросы дифференциации магмы не легко разрешаются в связи с тем, что пока имеется очень мало данных относительно тех процессов, которые происходят на больших глубинах в недрах земли: экспериментальных, физико-химического характера, данных имеется пока очень мало; последнее связано со сложностью процессов, повторение которых требует высоких температур и высоких давлений при экспериментах.

Следует различать две магмы — *первичную* и *родоначальную*. Первичная магма дала начало всем магматическим породам и всем тем магмам, из которых эти породы образовались; вообще, вопрос о том, что представляет собою первичная магма, — очень спорный, до сих пор имеются две точки зрения; есть сторонники как *одной*, общей первичной магмы — *базальтовой* (Боуен и др.), так и *двух* магм — *базальтовой* и *гранитной* (Левинсон-Лессинг и др.). *Родоначальными магмами* называются те, из которых образуются вторичные магмы и породы из них, независимо от того, что представляет собой первичная магма.

Гомогенная родоначальная магма, по существу, не наблюдается, так как вообще состав всех магм довольно разнообразен в различных частях магматического бассейна.

Магматическая дифференциация

Магматическая дифференциация, происходящая в магме, в которой имеется только жидкая фаза, может возникать прежде всего благодаря процессам диффузии. Сама магма, как мы видели, обладает очень сложным составом; в ней присутствует большое количество компонентов.

Для каждого раствора существует коэфициент диффузии, т. е. число граммов, которые в единицу времени проходят через 1 $см^2$. Этот коэфициент очень невелик и повышается с температурой. Для водных растворов при нормальной температуре он равен примерно $3 \cdot 10^{-6}$ в сек. В обычных силикатных расплавах, обладающих значительной вязкостью, он очень мал. Согласно данным Боуена, полученным при опытах его с диопсидом и плагиоклазом при 1500°, оказалось, что диффузия в среднем равна 0,015 *см²/сутки* для более кислого плагиоклаза — Ab_2An_1, 0,14 для Ab_1An_1 и 0,2 для Ab_1An_2 (1921).

В магмах скорость диффузии должна быть примерно такой же; однако она в значительной степени зависит от содержания летучих компонентов, увеличиваясь вместе с увеличением его. Диффузии такого рода способствуют также течения, приносящие новые вещества; большую роль играет конвекция.

Чтобы могла происходить диффузия, должен быть какой-либо импульс для нее.

Принцип Людвига — Соре является одним из таких импульсов: если различные части раствора находятся в различных условиях температуры, диффузия восстанавливает равновесие и получается различный состав магмы в частях ее с разной температурой. Бреггер так высказал это положение: «наиболее трудно растворимые соединения диффундируют в направлении понижения температуры».

Как думают Левинсон-Лессинг (1934), Белянкин (1915) и др., этот принцип в некоторых случаях может иметь приложение, как например, в случае процессов диференциации в краевых зонах массивов; это тем более возможно, что здесь могут возникать термотоки, которые будут способствовать переносу компонентов магмы.

Можно считать, что в некоторых случаях этот принцип приложим, хотя ряд петрографов и высказывался против него. Так, Бекер, Боуен (1921) и др. считают, что диффузия не имеет значения при диференциации отдельных магматических массивов. Во всяком случае ряд других процессов имеет несравненно большее значение.

Принцип Гюи — Шаперона. Другой фактор, который иногда может иметь значение, пока не выясненное, и который носит гипотетический характер — это принцип Гюи — Шаперона; согласно ему, может происходить диффузивная миграция молекул в магме под влиянием силы тяжести.

Заварицкий считает, что, вопреки Бреггеру, в краевых зонах более правдоподобно скопление легкоплавких компонентов, чем тугоплавких. Он же указывает, что насколько сказывается влияние диффузии, при диференциации магмы, — количественно — оценить пока мы не можем; с этим полностью следует согласиться.

Левинсон-Лессинг для диференциации путем диффузии по принципу Людвига — Соре или Гюи и Шаперона предложил термин *концентрационная диференциация*, при которой, как и вообще при магматической диференциации, происходит передвижение не окислов, а молекул минералов; это одновременно было установлено Левинсон-Лессингом и Бреггером; в магме происходит не диссоциация, а ассоциация.

Можно считать, что этим типом концентрации в данное время мы не можем пренебрегать, хотя нет такого фактического материала, который полностью подтверждал бы возможность существования такого рода диференциации.

С другой стороны, современное состояние наших знаний не дает пока возможности утверждать, что такого рода процессы не могут происходить (возможен перенос ионов также электрическими токами); однако возможный размер такого рода процессов не ясен.

Ниггли считает, что более легкая подвижность магматической газовой фазы способствует передвижению путем диффузии веществ, причем особенно большое влияние на этот процесс оказывают перемены давления. Но и этот процесс пока полностью не разъяснен.

Ликвация. Вопрос ликвации, как одного из важных факторов в процессе диференциации, до сих пор остается неразрешенным.

Как фактор диференциации магмы ликвация была выдвинута впервые Дюроше, затем Бекстремом. Поддерживал и поддерживает ее в известных границах Левинсон-Лессинг, далее Сундиус (1926), Барт (1927), Колони (1923); Дэли (1933) указывают на то, что это объяснение полностью применимо для силикатов в смеси с сульфидами, как искусственными, так и в природе, но значение ликвации не совсем ясно для смесей силикатов. Тиррель, Джонстон (1915), Ред (1919), Гейер (1931), Асклунд (1925), Грейг (1927), Граут (1932), Ниггли, Эванс, Лодочников и ряд других также не исключают роли этого явления в процессе диференциации магмы. Из этого перечня видно, что теория ликвации или несмешиваемости жидкостей является

теорией, которая и до последнего времени еще не устарела и поддерживается рядом крупных петрографов различных стран.

Левинсон-Лессинг (1934) совершенно правильно указывает на то, что ликвация в тех или иных случаях лучше всего объясняет некоторые структуры и ассоциации магматических пород, но она не является универсальным объяснением процессов дифференциации магмы. Признавая ликвацию как один из факторов дифференциации, Левинсон-Лессинг указывает на то, что он не отрицает и не отрицал роли кристаллизации в дифференциации. Очень ценны в этом отношении последние исследования Боуена системы $MgO — FeO — SiO_2$ (1933—1935), из которых вытекает также возможность участия ликвации в некоторых случаях в процессе дифференциации магмы.

Заварицкий (1926) считает, что пока нет доказательств в пользу существования ликвации как фактора дифференциации, так как соответствующие структуры и состав можно объяснять и иными способами; доказать существование ликвации не представляется возможным; вместе с тем он ее не отрицает.

В основании учения о ликвации лежат наблюдения над процессами ликвации в металлах и некоторых жидкостях.

Для смесей жидких силикатов и сульфидов, также ряда окислов, существование несмешивающихся жидкостей совершенно определенно установлено и не подвергается сомнению.

В этом отношении особенно много сделано было Фогтом (1918), а также Боуеном.

Опыты, проведенные в последнее время Григорьевым (ЦНИГРИ) над плавлением силикатов в присутствии CaF_2 показали, что ликвация в действительности имеет место.

Для пирита, как и для ряда других рудных минералов — магнетита, хромита и др., характерно то, что они, являясь силикотельными минералами, выпадают первыми из магмы при ее охлаждении; следовательно, во многих силикатных магмах они растворимы с большим трудом; в некоторых же магмах они сравнительно легко растворимы при высоких температурах. Сульфидные руды — пирит, магнитный колчедан, из окисных — хромит особенно легко растворимы в основных и ультраосновных магмах.

Согласно Фогту, при температуре около 1500° сульфиды растворяются полностью в основной силикатной магме в количестве до 3%, как максимум. При понижении температуры ниже 1500°, еще до начала кристаллизации силикатной магмы, из нее выделяется в жидком состоянии сульфид, в результате чего получаются две не смешивающиеся друг с другом жидкости.

Лишь после того, как затвердевает силикатная магма, кристаллизуются также и сульфиды, в первую очередь магнитный колчедан.

Так как одновременно можно наблюдать явления коррозии кристаллов, силикатов, превращение пироксена в амфибол, плагиоклаза в гранат и т. д., есть основания считать, что при этом крупную роль играют также и летучие составные части.

В результате такого разделения двух несмешивающихся жидкостей получаются крупные массы сульфидных руд, как например, в районе Седбери в Канаде, среди магматических пород (норитов) или в районе Боденмайса в Баварии, где из габбрового массива круп-

ная масса пирротина внедрилась в прилегающие биотитово-кордиеритовые гнейсы.

Для магнитного колчедана характерно, что он является наиболее устойчивым при высоких температурах сульфидом. При 1170° FeS плавится; при 500° начинается разложение FeS_2 на FeS + S; FeS_2 может перейти без диссоциации в расплавленное состояние только при очень высоком давлении. Никель в пирротиновых рудах содержится в виде пентландита (NiFe)S.

Вероятно, что таким именно образом может иногда выделяться также медный колчедан.

Точно также наблюдаются многочисленные случаи такой же несмешиваемости с силикатными магмами и окисных соединений. Типичным примером такого рода являются хромиты, растворенные в дунитовых магмах. При высоких температурах дунитовая или перидотитовая магма растворяет хромит; при охлаждении до кристаллизации силикатная магма и хромит образуют две не смешивающиеся друг с другом жидкости: хромит выделяется то в виде мелких, то в виде крупных капель с эллипсоидальными или сферическими очертаниями, сливающихся, если силикатная магма не вязкая, в особенно крупные массы сплошного жидкого хромита. После кристаллизации силикатной массы хромит остается временно жидким, в ряде случаев сохраняя свои каплевидные очертания.

В некоторых случаях остающийся жидким хромит может проникать в трещины в силикатной породе и инъицировать ее (Урал).

Имеются данные считать, что и тут более или менее видную роль играют летучие компоненты, присутствие которых в ультраосновных магмах можно считать в настоящее время доказанным.

При избытке в ультраосновной, дунитовой магме Al_2O_3 могут получаться две несмешивающиеся жидкости — корундовая и дунитовая; при охлаждении они отделяются одна от другой, образуя скопление корунда в дуните, как это наблюдается в месторождении корунда в Северной Каролине. Корунд образует здесь краевую зону в контакте с гнейсом.

Если для сульфидных и силикатных, частью также и окисных магм совершенно определенно можно считать существование ликвации установленным, то для силикатных магм фактического материала меньше и можно основываться лишь на предположениях, которые не могут исключать возможности ликвации и процесса дифференциации благодаря ей.

Некоторые доказательства этому имеются в описанных ранее примерах образования ленточных габбро. При более крупных процессах такого рода и различной вязкости отделяющихся одна от другой как магнезиально-силикатной части, так и плагиоклазовой части, — в габбровой магме могут образовываться две несмешивающиеся жидкости; тектонические процессы способствуют разделению этих двух различной вязкости жидкостей при содействии летучих компонентов. Грауг считает, что полевые наблюдения в значительной степени подтверждают предположения о существовании ликвации силикатных магм, но не являются вполне убедительными. Это можно было бы подтвердить данными лабораторными; однако затруднением является необходимость применять высокие температуры и большие давления

в присутствии воды. Поэтому пока лабораторные исследования оставляют данный вопрос открытым.

Боуен считает, что несмешиваемости силикатов в природе почти не наблюдается. На ликвацию отчасти указывают шарики в стекле в некоторых стекловидных породах. Однако он говорит (1932), что понятие о несмешиваемости полностью отпадает в качестве объяснения для таких ассоциаций как габбро — гранофир, риолит — базальт и аналогичные иные породы.

Некоторые петрологи подтверждают существование процессов несмешиваемости; они выдвигают как доказательство возможности расщепления диоритовой магмы на гранитную и габбровую, последовательно сменяющие друг друга излияния из одного и того же магматического бассейна то риолитов, то базальтов. Это указывает на одновременное существование в одном и том же бассейне двух жидких магм разного состава.

Грейг своими опытами доказал несмешиваемость таких породообразующих окислов, как CaO, MgO, FeO и Fe_2O_3 с SiO_2; он, в то же время, доказал смешиваемость SiO_2 с Na_2O, K_2O и Al_2O_3. Боуен совершенно правильно указывает на то, что опыты Грейга не доказательны уже потому, что в природе нет пород, которые были бы богаты SiO_2 и одновременно содержали бы много CaO, MgO и FeO.

Опыты проводились Грейгом в искусственной обстановке, не соответствующей той, при которой происходит дифференциация магмы на больших глубинах.

Насколько вопросы ликвации до настоящего времени далеки от разрешения, видно из следующих слов Боуена: «Базальт и риолит, как предполагают, могут смешиваться друг с другом при высоких температурах, но не могут смешиваться при низких. Такое взаимное отношение пар жидкостей известно; если кто-либо предположит, что такое отношение существует также и между базальтом и риолитом, ему будет трудно доказать, что он ошибается, хотя в пользу этого предположения ничего нельзя привести».

Боуен утверждает, что, исходя из теории ликвации, нет возможности найти удовлетворительное объяснение ассоциации членов серий горных пород, что составляет основную задачу петрологии.

Можно считать, что действительно на данное время конкретных доказательств в пользу возможности существования несмешивающихся силикатных магм пока нет, но нет и основательных возражений против возможности их существования. Ликвации между силикатными магмами, с одной стороны, и сульфидными и окисными магмами с другой — можно считать доказанными.

Кристаллизационная дифференциация

Кристаллизационная дифференциация происходит в период от начала кристаллизации магмы до конца ее и заключается в отделении твердой фазы от жидкой с взаимным перемещением их друг относительно друга.

Так как кристаллы различных минералов выделяются в определенной последовательности, естественно, что и отделение их, как твердой фазы, от остающейся жидкой магмы, как жидкой фазы, происходит также последовательно. Поэтому реакционная схема Боуена

является очень удачным построением, дающим нам возможность особенно хорошо разбираться в процессах кристаллизационной дифференциации, тем более, что эта схема основана на больших экспериментальных исследованиях.

В процессе кристаллизационной дифференциации может быть два случая:

1. Выделяющиеся кристаллы перемещаются в зависимости от своего удельного веса по отношению к жидкой магме.

2. Кристаллы остаются на месте, остатки жидкой магмы удаляются из кристаллической смеси.

Самое трудное в вопросе о кристаллизационной дифференциации — это переход от *микродифференциации* внутри одного небольшого магматического тела к *макродифференциации*, охватывающей крупные магматические бассейны.

Действие силы тяжести. Опыты Боуена с расплавом смеси из 56% диопсида и 44% $MgSiO_3$ показали, что при 1460° выделяется *форстерит*. Мин. через 15 при температуре не ниже 1430° можно видеть, как выделившиеся кристаллики форстерита начинают опускаться на дно тигля, где через 80 мин. образуют слой около 1,5 *см* толщины, при высоте тигля 2,5 *см*.

При дальнейшей кристаллизации в тигле получалась, в верхней его части, смесь пироксена с SiO_2, в нижней — смесь форстерита с диопсидом.

При кристаллизации аналогичного или иного силикатного расплава в магматическом бассейне, начинается выделение кристаллов в более охлажденной верхней части силикатной массы; кристаллы, выделившиеся первыми, например в виде оливина и иных магнезиально-железистых силикатов, опускаются в нижние части резервуара; попадая там в условия высокой температуры, они растворяются. Тем самым нижние горизонты обогащаются фемическими компонентами, в то время как верхние становятся более бедны ими и более богаты салическими компонентами.

При процессе длительной кристаллизации такого рода и опускания минералов, выделившихся первыми, с последовательным растворением их, может получиться слоистое распределение компонентов родоначальной магмы. В конечном результате, очевидно, должны были бы получиться две жидкие магмы — одна верхняя, салическая, находящаяся в процессе кристаллизации, другая нижняя, фемическая, находящаяся в жидкой фазе.

Такого рода процессы, как предполагают, происходят в магматических бассейнах, находящихся в стадии охлаждения со значительными различиями в температуре отдельных частей их.

Скорость передвижения выделяющихся кристаллов зависит прежде всего от вязкости магмы и, далее, от размеров выделившихся кристалликов. Вязкость магмы, как мы видели, зависит от температуры, состава и присутствия летучих компонентов; для различных магм она может быть неодинакова, но не поддается определению, в особенности в тех условиях, которые существуют на глубине, где именно и происходит кристаллизационная дифференциация.

Как пример, можно привести базальтовую магму. Выливаясь на земную поверхность, она обладает иногда чрезвычайно большой подвижностью даже в отсутствии летучих компонентов, которые она

теряет; в ряде случаев она течет со скоростью, близкой к скорости воды (Гавайские острова). С другой стороны, на примере траппов Сибири можно видеть, что базальтовая магма легко проникает по трещинам между слоями осадочных пород на громадные расстояния, поэтому эти породы Левинсон-Лессинг назвал *гетерадзолитами*; легкая подвижность базальтовой магмы в данном случае связана с высокой температурой в момент ее интрузии и с содержанием в ней летучих компонентов; последнее видно из того, что траппы местами выделяют довольно много рудных тел (Рожков, 1933). Следовательно, на глубине базальтовые магмы должны обладать очень малой вязкостью. Так как магмы более кислые особенно богаты летучими компонентами, естественно ожидать при больших давлениях и в таких магмах наличия очень малой вязкости; это подтверждается поразительно большой подвижностью аплитовых магм, проникающих в окружающие породы по тонким трещинкам на большие расстояния.

Некоторые петрологи возражают против данной теории дифференциации магмы с точки зрения слишком длительного периода передвижения выделяющихся кристаллов на значительные глубины, считая, что магма слишком вязка и не может способствовать передвижению кристаллов. Против этого мнения говорит наличие в магме летучих компонентов и высокая температура более глубоких горизонтов магматического бассейна.

В малых размерах накопления кристаллов в результате кристаллизационной дифференциации наблюдаются нередко в жилах, например, в описанной Полкановым жиле диабаза на Кольском полуострове; здесь образовалась асимметричная жила, благодаря накоплению в одной части ее авгита, в другой — плагиоклаза.

Процессами кристаллизационной дифференциации очень легко объясняется распределение магматических пород разного типа по основности в районе уральских габбро-перидотитовых массивов.

Если магма интрудирует при достаточно высокой температуре, кристаллизационная дифференциация может и не происходить; это, возможно, имеет место с траппами Сибири, интрудировавшими до начала кристаллизации и затем быстро застывшими, не успев дифференцироваться.

Если кристаллизационная дифференциация протекает медленно, могут получиться такие мономинеральные или бимминеральные породы, какими являются *дуниты*, *пироксениты*, *перидотиты*.

В порядке дальнейшей кристаллизации образуются также породы, смешанные с основными плагиоклазами; плотность этих пород больше, чем плотность остающейся жидкой магмы.

В остаточных жидкостях идет накопление летучих и салических компонентов; в некоторых случаях, как предполагается, могут образовываться более кислые породы; так, при кристаллизационной дифференциации с погружением кристаллов могут образоваться кислые магмы гранофирового характера.

Согласно Фогту, остающиеся жидкими магмы приближаются к эвтектическому составу.

В подтверждение действительности кристаллизационной дифференциации с погружением ранее выделившихся минералов, можно привести частое нахождение послойного распределения по основности магматических пород, начиная от перидотитов до габбро и, как пред-

полагают, также до диоритов и гранитов. В этих случаях не всегда ясна причина того, почему глубоко залегающие дифференцированные габбровые магмы прорезают вышележащие гранитные магмы; объяснить это возможно тем, что в одном случае мы имеем глубокие горизонты, не успевшие затвердеть; под влиянием тектонических процессов они могут начать интрудировать в вышележащие породы.

Большие возражения вызывает то, что мелкие кристаллики минералов, размером около 1 *мм* или несколько более в поперечнике, опускаются на дно бассейна на глубину многих *км*. Совершенно правильно мнение, что такого рода объяснение представляет собой чрезвычайно большую экстраполяцию (от 2,5 *см* до многих *км*). Следует иметь в виду также затруднения, которые могут получиться под влиянием конвекционных токов, так как при этих условиях магма может подвергнуться воздействию циркулирующих токов и перемешиванию ее ими. В таких случаях, очевидно, дифференциация магмы путем погружения кристаллов должна быть затруднена или даже прекратиться.

Конвекционные токи проявляются в крупных магматических бассейнах в виде полосатых и флюидальных текстур глубинных горных пород.

Данная теория кристаллизационной дифференциации с погружением кристаллов, с довольно хорошо проработанными экспериментальными обоснованиями ее, подтверждается в ряде случаев фактами, наблюдаемыми в природе или хорошо совпадают с ними. Поэтому учение о такого рода кристаллизационной дифференциации может лечь в основу хорошей рабочей гипотезы.

Однако не она только может играть роль в процессах дифференциации.

Гипотеза выжимания (отжимания, фильтрпрессования)

Если во время кристаллизации магма подвергается действию горообразовательных сил, а бассейн, в котором она находится, подвергается сжатию, — из кристаллизующейся массы отжимается, как в фильтрпрессе, жидкая часть магмы и остается уплотненная масса, образованная исключительно или почти исключительно кристаллами. В зависимости от того, на какой стадии происходит такого рода отжимание, в остатке получается тот или иной тип породы, в отжиме — другой, его дополняющий.

Так как одновременно играет роль и погружение кристаллов, то могут получаться разнообразные типы магматических пород.

Этой гипотезе отжимания в настоящее время придается большое значение рядом петрографов. Так, ее выдвигает как основную Боуен (1933), большое значение придают ей Харкер (1909), Эскола (1932), Дэли (1933).

Основное возражение против этой гипотезы то, что отжимание жидкости возможно, например, в губке, где твердое тело образует общую массу, не разрываемую, а уплотняемую, при сжатии и одновременно вытесняющую жидкость. В случае же кристаллизующейся магмы получается жидкость с кристалликами, свободно в ней плавающими. При сжатии такой магмы кристаллики будут уплывать вместе с магмой в те места, куда направляется магма; получится то, что

обычно наблюдается, когда на поверхность земли выносятся под большим давлением магмы с фенокристами, образовавшимися на глубинах. Необходимо, чтобы кристаллы образовывали одну твердую систему, на которую оказывало бы действие давление, иначе давление будет носить гидростатический характер.

Некоторое пояснение этому может заключаться в следующем. В том случае, когда полость, занятая магматическим материалом, имеет форму шара, а затем деформируется в эллипсоид (рис. 108), в направлении наибольшей оси эллипсоида будет иметь место минимальное сопротивление; в этом направлении магматическое тело расширяется. Если вязкость магмы невелика, изменение давления будет передаваться быстро по всей массе магмы. Сетка из соприкасающихся внутри магматического тела кристаллов, выделившихся первыми, будет уплотняться; в результате этого заштрихованные части будут выполнены преимущественно жидкостью, середина же будет состоять из уплотненных кристаллов. Такое рассуждение несколько помогает представлению о возможности фильтрпрессования как одной из причин дифференциации магмы.

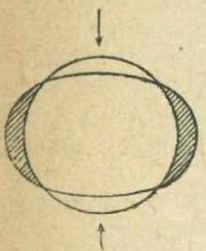


Рис. 108. Схема объяснения процесса отжимания.

Предполагают, что таким, именно, образом отжимаются от базальтовых магм щелочные жидкости, включая фонолитовые и трахитовые. С другой стороны, многие трахитовые и фонолитовые тела, образовавшиеся из базальтовых магм при их дифференциации, находятся в вулканических центрах, где во время выделения их ороген не играл никакой роли.

Примеры такого рода наблюдаются на океанических островах, в районе некоторых континентальных вулканов, которые образовались до того, как области их расположения подверглись воздействию горообразовательных процессов.

Легче подходить к вопросу о правильности теории Боуена об отжимании, как фактора дифференциации, если считать, что отжимание может производиться в ряде случаев в магме, приближающейся к концу процесса ее кристаллизации, когда кристаллы начинают соприкасаться друг с другом; благодаря уменьшению расстояний между ними и налеганию их друг на друга, возникает давление на кристаллы на дне, расстояния между ними уменьшаются, и происходит отжимание остаточной жидкости.

Этому способствует также то, что в общем плотность выпавших кристаллов больше, чем плотность остаточной жидкости.

Особенно интенсивное отжимание остаточной жидкости происходит около дна бассейна, наружу и по направлению кверху.

Во время фильтрпрессования уже в значительной степени застывших магм, с остаточной магмой могут отжиматься также и остающиеся особенно долгое время в жидкой фазе рудные и пегматитовые образования, обогащенные летучими компонентами и благодаря этому обладающие высокой текучестью; получаются «эксудаты», «гистерогенетические шлиры» и т. д.

Диффузия происходит очень медленно; по вычислениям Боуена, слой из ранее других выкристаллизовывающихся минералов толщиной около 8 *см* может образоваться на краю магматической массы в течение 256 лет; материал для образования этого фемического слоя

должен получиться из полосы около 2 *м* ширины; наоборот, при кристаллизационной дифференциации такой процесс происходит значительно быстрее. Надо, однако, ввести в эти рассуждения Боуена поправку, согласно которой условия диффузии в магматической обстановке глубин нам пока известны очень мало, и вычисленная им скорость диффузии не имеет под собой для этих обстановок реальной базы.

Болк (1931), изучая анортозитовый массив Адирондака, пришел к выводу, что составляющие его породы — габбро, анортозит и сиениты, образовались из одной магмы, в данном случае диоритовой. При объяснении причин дифференциации он исходит из того, что в движущейся жидкой массе выделяющиеся крупные кристаллы будут задерживаться благодаря трению магмы при ее движении вдоль сравнительно неподвижных стен; жидкость вместе с более мелкими кристаллами будет обгонять более крупные кристаллы. Если такого рода процесс происходит во время последовательной кристаллизации магмы при ее постепенном охлаждении, она может дифференцироваться именно таким путем.

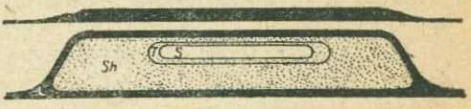


Рис. 109. Разрез через лакколит Шонкин Саг, Монтана, США.

S — сиенит; *T* — переходная порода; *Sh* — шонкинит; *L* — лейцитовый базальтовый порфирит. Переходы постепенные.

Малышев, Пантелеев и Пэк (1934) развили мысль Болка; такого рода дифференциация, которую можно было бы назвать, по-моему, кинетический, получается в результате движения магмы вверх; кристаллы, имеющие большую плотность, будут двигаться медленнее, чем более легкая жидкость; в результате магма постепенно будет дифференцироваться по мере продвижения вперед последовательной кристаллизации.

Можно связывать с кристаллизационной дифференциацией и с процессами фильтрпрессования причину различия в составе магматических пород впереди и позади главных тектонических зон складок. Так например, в северном форланде Альпийской дуги во время третичного орогена интрудировали породы атлантического типа (фонолиты, мелилитовые базальты и др.), хотя в области их развития выступают главным образом известково-щелочные граниты.

В наиболее охлажденных частях магматического бассейна, именно после интрузии, кристаллизуются в ряде случаев прежде всего породы, состав которых соответствует первичному составу интрудировавшей магмы; она образует оболочку вокруг всего магматического тела. Позже происходит дифференциация оставшейся жидкой массы и получается несколько типов дифференцированных пород.

В пластовой залежи Лугара мощностью около 42 *м* при длине до 5,5 *км*, имеется оболочка из тешенита; остальная часть выполнена в основании перидотитом, сменяющимся по направлению кверху пикритом, еще далее переходящим в тералит; границы между этими породами в общем располагаются параллельно друг другу и самой залежи.

На рис. 109 и диаграмме (рис. 91—92, стр. 171) хорошо видно строение залежи, постепенные переходы одних пород в другие, снизу вверх, и изменения плотности самих пород. Лугарит — порода близкая к лейкократным тешенитам и ийолитам, состоящая из анальцима

(до 50%), нефелина, плагиоклаза, авгита, баркевикита, апатита, ильменита. Здесь совершенно определенно выступает дифференциация по плотности: перидотит 3,0—3,05, пикрит 3,0, тералит 2,84—2,96.

Несколько другой тип дифференциации наблюдается в лакколите Шонкина Сэг в Монтане, США (рис. 109, стр. 199). Здесь вдоль всего контакта как внизу, так и вверху и по краям присутствует контактная порода, представленная лейцитовым базальтом; прекрасно выражена концентрическая структура лакколита, так как главная масса его внутри наружной контактной оболочки состоит из довольно меланократного шонкинита (пироксенит, богатый ортоклазом); по направлению к центральной части лакколита эта порода постепенно переходит в сиенит.

Средний состав всего лакколита, по вычислениям Пирсона, такой же, как и состав лейцитового базальта оболочки лакколита, который встречается также в виде многочисленных излияний в том же районе, т. е. представляет собой продукт затвердевшей недифференцированной магмы.

Остальная магма, охлаждение которой происходило значительно более замедленным темпом, смогла дифференцироваться: ближе к зоне охлаждения получились более основные шонкиниты, в центре — более кислые сиениты.

Такое распределение горных пород сам Пирсон объясняет комбинацией процессов кристаллизации, термальной конвекции и погружения кристаллов минералов по мере их выделения из магмы. Харкер, соглашаясь с мнением Пирсона, указывает, что вряд ли в данном случае имела значение конвекция.

Дэли высказывает такое предположение относительно процессов кристаллизации и дифференциации в данном лакколите: лейцитово-базальтовая магма, в ряде других мест данного района образующая эффузии, интрудировала и образовала лакколит. Во всех частях такого лакколита, в особенности на краях, магма остывала спокойно. Во внутренней части лакколита магма дольше оставалась в жидком состоянии и, постепенно охлаждаясь, достигла температуры, допускавшей начало кристаллизационной дифференциации, разделившей первичную магму на магмы — внизу шонкинитовую, вверху сиенитовую. При этом наблюдается структурный перерыв между лейцитовым базальтом и более меланократным шонкинитом.

Батолиты. Чрезвычайно сложны процессы дифференциации в батолитовых массивах. Дэли различает несколько стадий в этих процессах, одна из которых (III) относится к процессам гравитационной дифференциации.

I стадия. Первичная базальтовая инъекция благодаря ассимиляции обогащается составными частями более кислых пород. В магматической смеси происходит постепенная дифференциация. Если в более высокие горизонты будут интрудированы сателлиты этой смешанной магмы, подымавшейся до области, затронутой эрозией, образование их происходит в порядке повышения кислотности. Это обычная последовательность дифференциации магмы и связанных с ней интрузий.

II стадия. Химический состав салических дифференциатов изменяется в зависимости от горных пород, полностью смешивающихся

с магмой либо путем вплавления, либо путем ассимиляции; это явление характерно для конкордантных инъекций.

III стадия. К концу своей долгой жизни глубинная магма становится неспособной или почти неспособной к дальнейшему полному смешению с ней окружающих пород.

Частично уже дифференцированная жидкая магма, особенно сильно охлажденная по краям и в кровле батолита, начинает затвердевать (кристаллизоваться). Внутри этой контактной оболочки в магме, находящейся в состоянии покоя, продолжается гравитационная дифференциация; с этого момента внутренняя часть магмы будет уже более кислая, чем наружная охлажденная фаза. Сравнительно основные фазы, однако, не связаны с главной базификацией, которая могла бы получиться, согласно принципу Соре.

IV стадия. В некоторых случаях в контактную фазу, уже кристаллизованную, может быть интрудирована центральная остаточная жидкость. Повторение магматических процессов не может считаться неожиданным, так как в абиссолитовом бассейне всегда могут происходить процессы приспособления и проявляться корродирующая сила остаточной жидкости.

Для кристаллизационной дифференциации особенно характерно то, что между ходом кристаллизации, с определенной последовательностью выделения минералов, с одной стороны, и с дифференциацией с другой, — существует теснейшая зависимость и полный параллелизм.

Действительно, для ряда интрузий, следующих в течение сравнительно короткого периода времени одна за другой, также и для отдельных эффузивных серий пород, характерно то, что каждая следующая интрузия или эффузия отличается большим содержанием кремнекислоты, породы становятся также более богатыми щелочами, сперва натрием, а затем и калием; каждая более ранняя отличается особенно большим содержанием мафических минералов; чем более позднего возраста интрузии и эффузии, тем плагиоклазы, входящие в их состав, бывают представлены все более и более кислыми разновидностями, т. е. получается полная аналогия с тем, что охарактеризовано было ранее в главе о последовательности кристаллизации и объединено в реакционной схеме Боуена.

Трение жидкости с кристаллами в краевых зонах. Накопление кристаллов ранее выделившихся минералов, следовательно, особенно бедных кремнекислотой, в краевых зонах может быть объяснено также и движением магмы, выделяющей кристаллы при своем охлаждении.

Благодаря трению жидкости о края магматического бассейна или трещины, в ней задерживаются те минералы, которые находились во взвешенном состоянии; магма, становящаяся к тому же все более вязкой, обогащается ими. Правильность этого положения, согласно Левинсон-Лессингу, подтверждена была механиками-гидрологами; оно же применялось Больком при объяснении генезиса лабрадоритов (анортозитов) Адирондака в США.

В крупной магматической интрузии, дающей батолит или иногда форму, охлаждаемую по краям и в кровле, могут появиться термические конвекционные токи, поднимающиеся в более нагретой внутрен-

ней части батолита и опускающиеся в краевых зонах, где происходит наибольшее охлаждение.

Исходя из приведенного выше положения, можно сказать, что в этих зонах должны накопляться все более основные компоненты магмы и образовываться в батолитах и других аналогичных интрузивных телах более основные породы.

Возможно, что это применимо для объяснения основных краевых зон в приведенных выше примерах батолитов США.

Роль летучих компонентов в процессе диференциации

Газовая теория диференциации магмы была впервые широко развита во Франции Мишель-Леви и Лакруа, в США Феннером, в Германии Вейншенком.

В этой гипотезе основную роль играют две фазы, жидкая и газообразная.

Ниггли, отмечая большую подвижность магматической газовой фазы, считал, что летучие компоненты могут в значительной степени увеличивать скорость диффузии и облегчать перенос легкоподвижных молекул в более высокие горизонты магматического бассейна.

Роль летучих компонентов заключается прежде всего в том, что они в значительной степени уменьшают вязкость силикатных магм и тем самым способствуют развитию любого из ранее охарактеризованных типов диференциации магмы, в первую очередь — гравитационного (магматического или кристаллизационного).

Согласно давнишнему мнению французских петрографов, в первую очередь Мишель-Леви, присутствие летучих веществ в значительной степени изменяет взаимоотношения между двумя группами компонентов — салическими и фемическими, придавая значительную подвижность первым, способствуя переносу их в более высокие горизонты и тем самым разделяя магмы, в конечном итоге, на гранитные и габбровые. Действительно, присутствие таких компонентов делает магму очень чувствительной к изменениям и расщеплению ее. Влияние это тем больше, что на присутствие летучих компонентов и на роль их в образовании летучих соединений, — придавая тем самым легкую подвижность до того нелетучим, малоподвижным компонентам магмы, — оказывает большое влияние как температура магмы, так и давление, которому она подвергнута. Малейшая перемена давления вызывает перемещение летучих соединений в места с меньшим давлением. Перенос производится не только благодаря образованию из нелетучих соединений летучих, но и благодаря тому, что передвижение летучих компонентов усиливает термические конвекционные токи, понижая вязкость магмы и тем самым придавая им большую текучесть и, кроме того, облегчая своим собственным движением, движение магмы.

Феннер приводит примеры такого газового переноса, который им установлен был на горе Катмае; здесь им наблюдалось непосредственное воздействие летучих компонентов на нелетучие соединения. Такой же процесс он считает вполне возможным и в магме на глубине.

Равновесие в смеси газов находится в зависимости от температуры и давления. Разница в давлении между верхними и нижними

глубокими горизонтами в магматическом бассейне может быть очень велика; рост давления увеличивается при этом значительно быстрее, чем рост температуры. При передвижении по направлению кверху пузырьков газов между ними и магмой, при пониженных температуре и давлении, происходят новые реакции; может увеличиваться количество более сложных молекул; при этом часть летучих остается в магме в виде соединений, например, вода в амфиболах и слюдах; другая часть образует газовые растворы.

Когда, наконец, летучие компоненты достигают поверхности земли, общий состав их, очевидно, будет иным, чем он был тогда, когда они находились на больших или меньших глубинах.

Таким образом, летучие компоненты оказывают большое влияние на процесс дифференциации магмы, частью придавая легкоподвижность тем или другим компонентам магмы, тем самым дифференцируя ее состав, частью же способствуют определенному селективному переносу этих компонентов.

В наибольшем количестве летучие компоненты скопляются в остаточной магме, которая, как мы видели, может переходить при определенных условиях во флюидное (надкритическое) состояние и приобретать огромную подвижность. Когда летучие компоненты выделяются в виде газов, они вызывают особенно усиленную молекулярную диффузию и могут в особенно большом количестве переносить такие окислы и молекулярные соединения их как K_2O, в особенности Na_2O, частью SiO_2 и др.

На какой глубине могут образовываться пузырьки газа — сказать в настоящее время трудно. Эскола в дайках Святого Носа (Байкал) установил (1921), что они могут образовываться на глубине 1000 *м* и более.

Установлен переход в более легкоподвижные компоненты, благодаря воздействию газов, ряда силикатных компонентов магм, в частности содержащих в своем составе Na; это дало основание ряду исследователей считать, что щелочные породы являются продуктами дифференциации нормальных известково-щелочных, гранитных магм (Джильсон).

Барт на основании того же считает, что дайки плумазита и канадита Зейланда представляют собой продукты кристаллизации двух не смешивающихся друг с другом магм, из которых плумазит образовался из *жидкой* субмагмы, канадит — из *флюидной* (паровой) фазы.

Дэли говорит, что, когда французские петрографы начали выдвигать идею газового переноса как фактор дифференциации, они не отдавали себе ясного отчета в том, в каком именно виде происходит этот газовый перенос. Когда же в последние годы начали более внимательно выяснять сущность газового переноса, то многое, что в этом переносе вытекает как неизбежное (судя по геологическим данным), с физико-химической точки зрения оказывается далеким от возможности достаточно ясного объяснения. Это обусловлено тем, что еще многое из происходящего при условиях высоких температур и давлений в земной коре, в области физических и химических процессов, остается неясным.

Боуен, как противник газового переноса и вообще роли газовых компонентов в процессе дифференциации, утверждает, что концентра-

ция щелочей происходит в жидкой магме во время ее движения; свободный газ имеет мало или вовсе не имеет никакого значения. Дэли (1932) приходит к выводу, что говорить так, это все равно, что говорить, что повозка движется впереди лошади, т. е. данная концентрация щелочей нормально сопровождает «перенос силикатов при помощи летучих компонентов».

Газовый перенос оказывает исключительное влияние в процессах концентрации, переноса и затем вторичной концентрации ряда элементов, в особенности металлов, имеющих крупное промышленное значение. Однако процессы такого рода происходят уже на последних стадиях остывания магмы, в остаточных жидкостях в периоды пегматитовой и пневматолитовой стадий.

Эндомагматически-пневматолитическая дифференциация

Как мы видели ранее, присутствие газов в магме связано с давлением. Когда давление уменьшается, газы могут удаляться из магмы; при определенных условиях температур и давления они могут выделяться с огромной энергией, вызывая в магме давления, которые в ряде случаев производят действия, напоминающие действия тектонических процессов, способствующих внедрению малоподвижной магмы.

При этом отделяются одна от другой две фазы — жидкая и газовая, с различным содержанием различных компонентов. Для остаточных растворов, которые здесь же образуются, характерно, что они особенно богаты H_2O, щелочами, Al_2O_3, также SiO_2; эти компоненты дают начало различным типам пегматитов и другим производным последних стадий остывания магматического бассейна.

В том случае, когда условия давления абиссальные, исчезает граница между магматическим и эпимагматически-пегматитовым периодами. Получается магма главным образом гранитного состава; она обладает некоторыми признаками флюидного и гидротермального характера; она очень подвижна, способна проникать во вмещающие породы, иногда пропитывая их огромным количеством крупных и мелких жил, прослеживающихся часто на значительных расстояниях, способна легко растворять ряд пород, с которыми она находится в контакте.

Для такой магмы характерно то, что она не обладает очень высокими температурами: кристаллизация ее происходит при сравнительно низких температурах; содержание воды в ней значительно; это в большей степени способствует процессам гидролиза.

Процессы инъекции обусловлены: 1) значительной ликвидностью, вплоть до флюидности, гранитной магмы и, в особенности, отдельных частей ее; 2) огромным давлением, развиваемым при выделении летучих компонентов; остаточная магма при этом проникает в окружающие породы и изменяет их состав, образуя ряд смешанных пород — *мигматитов*, с разновидностями их в виде *артеритов*, *небулитов*, *инъекционных гнейсов*, *микстогнейсов* и т. д.

Обладая внутри себя огромным давлением, гранитные магмы могут вызывать иногда довольно крупные складчатые процессы.

Эпимагматический период, по существу, совпадает с началом образования свободной газовой фазы на самых последних стадиях остывания магмы.

Для пневматолитовых процессов характерно, что продукты их нередко пересекаются последними выделениями магмы, например жилами аплитов.

Те краевые части магматического массива, которые застыли раньше других частей его, в большей или меньшей степени изменяются проникающими в них по трещинам остаточными магмами, сохраняющимися в газово-жидком состоянии на глубинах.

Эти процессы происходят частью внутри самих магматических пород, частью же уходят за пределы магматического тела и вызывают разнообразные явления метаморфизма.

При высокой температуре они находятся в газовой фазе, при сравнительно быстром понижении ее они переходят в *гидротермальные* растворы. Эти две группы факторов часто находятся в тесной взаимной связи, сменяя друг друга либо в пространстве, либо во времени; они также находятся в тесной связи с теми температурами и давлением, при которых они проявляют свою активность.

Смена газовой фазы гидротермальными растворами в пространстве означает различное влияние их в зависимости от расстояния до магматического тела и понижения температуры по мере удаления от него; смена этих двух факторов во времени зависит от времени проявления их на одном участке, по мере падения температуры его.

Характерно, что при этом более древние эпимагматические образования заменяются более юными.

Среди эпимагматических правильнее всего выделять глубинные образования, возникающие при больших давлениях и высоких температурах, где могут получаться и флюидные образования, и поверхностные, образующиеся при низких давлениях и при температурах от высоких до низких.

К числу первых относятся прежде всего *пегматиты*. Пегматиты представляют собой продукты остывания остаточной магмы, особенно скопившиеся в ней, после выделения в эндомагматическую стадию главной массы трудно растворимых компонентов. Это вытекает и теоретически из наших представлений о последовательности кристаллизации и подтверждается на практике. Поэтому пегматиты должны быть лейкократными.

Эти пегматитовые остатки выделяются в магме в виде эксудатов неправильной формы, часто с неясными границами между горной породой и пегматитовой массой, или же — вытесняясь из застывающей вязкой магмы, почти полностью закристаллизованной; они проникают в трещины в более высоких частях магматического тела и выполняют их или уходят за пределы его, во вмещающие породы; частью образуются более сложного состава, чем пегматиты, эксудаты в виде шлиров из минеральных агрегатов внутри магмы и в виде отдельных друз в ней.

Для всех этих образований характерно то, что присутствие летучих компонентов, значительно понижая вязкость магмы, способ-

ствует росту особенно крупных кристаллов, при *малом числе центров роста;* в то же время, именно здесь происходит концентрация ряда редких элементов, притом по определенным группам, характерным для каждого отдельного типа пегматита, именно тантал и ниобий, церий, лантан и дидим, рубидий и цезий, — входящим в состав соответствующих минералов.

Так как в щелочных породах порядок кристаллизации иной, чем в щелочно-земельных, именно *агпаитовый,* первые продукты кристаллизации являются самыми легкими и всплывают при кристаллизационной дифференциации; в конце кристаллизации накапливаются не полевые шпаты, как при гранитной кристаллизации, а минералы, богатые соединениями Fe, Ti, Zr, отчасти Ca и Mg. Иногда в случае очень резкого хода такого процесса могут образовываться крупные месторождения железных руд (Альне в Швеции, Магнет-Ков в США и др.).

Порядок агпаитовой кристаллизации такой: нефелин-калиевый полевой шпат альбит—цирконо-силикаты—титано-силикаты—натрово-железистые силикаты (эгирин, арфведсонит), титаномагнетит, ильменит, железотитановый гранат.

Ассимиляция

В настоящее время много споров вызывает вопрос о значении ассимиляции в жизни и генезисе различных магматических пород. В то время, как одни совершенно отрицают значение ассимиляции в процессе дифференциации магматических пород, другие придают им огромное, почти исключительное значение (Холмс, 1932).

Под ассимиляцией мы понимаем процессы растворения силикатной магмы других пород, т. е. взаимодействие двух фаз — твердой и жидкой, дающих в совокупности одну фазу — жидкую, переходящую затем в твердую.

Признаками существования ассимиляции могут служить: гранитоидный характер горных пород с присутствием, в особенности по краям массивов, ксенолитов, угловатых или с закругленными (признаки коррозии) очертаниями; присутствие в породе пятен, частью более или менее резко очерченных, частью туманных; наличие инъекции; присутствие в магматической породе ряда минералов, характерных для процессов ассимиляции, — силлиманит, андалузит, кордиерит, волластонит, кальцит, графит; сомнительны — нефелин, эпидот, корунд; характерны накопления амфиболов, пироксенов, биотита. На ассимиляцию указывает отчасти аномальная ассоциация минералов, например кварц в габбро, гранат в граните, также ненормальный химический состав, например, — выше 20% CaO в граните.

Ряд петрологов, исследовавших области докембрийских магматических пород, не сомневается в том, что процессы ассимиляции пользуются широким распространением. Среди них особенно много нового внес в этот вопрос Седергольм. Наоборот, петрографы, исследовавшие области более юные, чем докембрийские, и имевшие мало дела с докембрием, часто высказываются против существования процессов ассимиляции.

Современный петрографический (геологический) материал совершенно определенно говорит в пользу широкого распространения процессов ассимиляции.

Геотермический градиент в связи с меньшей толщиной земной коры в докембрие и, в особенности, в юном докембрие, был значительно меньше, чем в послеархейское время. Поэтому все магматические процессы протекали в докембрийское время особенно интенсивно. Благодаря подымавшимся токам тепла и продвижению больших масс летучих компонентов, гранитная магма могла значительно интенсивнее проникать в окружающие ее породы; одновременно по мере кристаллизации магмы все более интенсивно накоплялись массы остаточной магмы, богатой летучими компонентами, которую Седергольм назвал «ихором»; Дэли называет ее гранитным «соком», т. е. остаточной магмой, обладающей большой способностью особенно легко проникать в другие породы и в то же время имеющей значительную ассимилирующую силу; она вызывает широко распространенные процессы ассимиляции, анатексиса, гибридизации в крупных размерах.

Широко распространенные региональные процессы анатексиса, газового расплавления, ассимиляции, в общем обусловливают весьма сложную картину строения докембрийских пород. Мысль, что при этом огромную роль играли летучие компоненты, широко поддерживала французская школа — Мишель-Леви, Лакруа, Барруа, Термье, далее Мразек, Дюпарк, Феннер, Седергольм, Вейшенк и ряд других петрографов разных стран.

Совершенно иной характер, по Дэли, носят аналогичные процессы в послеархейское время. Земная кора утолщается, геотермический градиент становится значительно больше, «выпотевание земли» (магм) значительно ослабевает; немногое напоминает те процессы палингенеза и анатексиса, которые играли крупную роль в докембрии. Наблюдается очень мало новообразований пегматитов, приуроченных почти исключительно к зонам складчатого орогена. Процессы газового плавления продолжаются, но приурочиваются к краям интрузивных массивов, в то время как магматические интрузии приурочиваются к определенным местам земной коры.

Большое значение имеет при этом то, что если в докембрие достаточно было умеренной денудации, чтобы достичь мест, где происходили процессы палингенеза, то в послеархейское время необходима была значительно более глубокая эрозия, чтобы достичь таких же горизонтов.

Для того чтобы наблюдать результаты процессов ассимиляции в послеархейское время, необходимо находить магматические массивы, залегавшие на достаточно большой глубине, где могли происходить процессы и расплавления, и ассимиляции благодаря накоплению больших количеств тепла; кроме того, условия для наблюдения процессов ассимиляции тем более благоприятны, чем больше магматический массив. Поэтому заранее можно сказать, что такого рода явления ассимиляции с геологической точки зрения будут наблюдаться особенно хорошо среди магматических массивов и в послеархейское время, если только найдутся области с достаточно глубоко проникшей в земную кору эрозией.

Дэли правильно отмечает, что обычно производят полевые исследования в двухмерном поле, совершенно упуская из виду поле трехмерное; между тем изменения процессов ассимиляции особенно интенсивно проявляются по вертикали; поэтому при разрешении во-

просов наличия или отсутствия процессов ассимиляции в районе *данного* магматического массива необходимо относиться особенно осторожно к наблюденным фактам, которые могут иногда привести к ложным выводам.

Трехмерным поле должно быть во всяком случае, пусть даже за счет теоретических предположений, так как другого пути может и не быть, хотя бы казалось, что мы при этом вступаем в болото спекуляций о невидимом и неосязаемом. Отказ от таких предпосылок при современном состоянии наших знаний в области петрологии может только задерживать развитие науки.

Эти предположения приходится особенно широко применять при разрешении вопросов ассимиляции, понимая под ней синтез, т. е. полное освоение магмой захваченной ею горной породы.

Дэли приводит большое количество фактов, указывающих на то, что в ряде случаев происходят интенсивные явления ассимиляции различного типа магмами разнообразных горных пород. Как показал Боуен, эта ассимиляция происходит наиболее интенсивно тогда, когда магма и ассимилируемое тело особенно резко отличаются одно от другого, т. е., следовательно, стоят в различных концах его реакционной схемы. Так, базальтовые лавы ассимилируют особенно интенсивно породы, богатые SiO_2 или щелочами; с другой стороны, кислые магмы особенно интенсивно ассимилируют базальты и породы, обогащенные магнезиально-железистыми составными частями; во всех случаях получаются породы более или менее измененные ассимиляцией чуждого материала; они называются гибридными породами.

Из числа многих взятых из обширной литературы примеров, приводимых Дэли, можно указать на следующие, приведенные в табл. 21, в порядке групп, на которые он разбивает все пары ассимилирующих магм и ассимилируемых горных пород.

Наибольшая интенсивность проявлений ассимиляции наблюдается не тогда, когда магма находится в непосредственном соприкосновении со сплошными стенками бассейна; в таком случае процессы диффузии, в особенности в охлажденной краевой части бассейна, замедляются; расплавление и растворение краевой породы происходит при этом медленно и обычно почти совершенно незаметно (в частности, в обнажениях), зато оно резко проявляется в случае присутствия в магме *ксенолитов*. При одинаковом объеме ксенолита и краевой породы благодаря большей поверхности ксенолита воздействие на него магмы будет в шесть раз больше как минимум, чем на краевую породу. По мере раздробления ксенолита воздействие на него магмы увеличивается, возрастая в тысячи и миллионы раз по сравнению с воздействием на сплошную краевую породу. Поэтому, при продвижении батолитов путем обрушивания кровли, ассимиляция должна проявляться со значительной интенсивностью именно на ксенолитах; ассимиляция усиливается, если ксенолиты, захваченные, например, кислой магмой и обладающие сами большим удельным весом, опускаются в более глубокие части магматического бассейна, где меньше вязкость магмы и более высока температура ее.

Несмотря на явные геологические доказательства существования, частью и в крупнейших размерах, процессов ассимиляции, многие возражают против нее, исходя из физико-термических условий растворения магмами крупных масс твердых пород.

Примеры образования пород в результате процессов ассимиляции

Порода ассимилируемая	Магма ассимилирующая	Получаемая порода	Примечание
I группа. *Ассимиляция кислых магматических пород*			
Гранит	Габбро	Кислое габбро, диорит и др.	Адирондак, США, 1913
Гранит	Ийолит	Пироксеновый сиенит	Кольский полуостров, 1894
II группа. *Ассимиляция бедных кварцем и бескварцевых магматических пород*			
Габбро	Гранит	Диорит, кварцевый диорит	Остров Арран, Шотландия
Габбро	Нефелиновый сиенит	Монцонит, содержащий нефелин	Мадагаскар, 1922, Лакруа
III группа. *Ассимиляция сильно кремнистых осадков*			
Кварцит	Габбро	Микропегматитовые красные породы	Миннезота, США, 1917, Дэли
Песчаник	Гранофир	Кислая гибридная порода	Остров Мулль, Шотландия, 1924
Богатые кварцем осадки	Нефелиновый сиенит	Гранит, нордмакит, пуласкит	Южная Африка, 1926
Кварцевые ксенолиты	Базальт	Кислый базальт	Австралия, 1915
Кремнистые сланцы	Роговообманковый гранит	Биотитовый гранит	Оденвальд, 1916
Аргиллит	Габбро	Кордиеритовый норит	Шотландия, 1921
Слюдяной сланец	Гранит	Сиенит, богатый силлиманитом и корундом	Мадагаскар, 1922, Лакруа
IV группа. *Ассимиляция карбонатов*			
Известняк	Гранит	Пироксеновый гнейс (гранит)	Массачузетс, США, Эскола, 1922
Известняк	Нефелиновый сиенит	Кальцит, содержащий нефелиновый сиенит	Остров Альне, Швеция, Гегбом, 1892
Известняк	Нефелиновый сиенит	Ийолит	Трансвааль, Африка, Шенд, 1922
Известняк	Андезит	Фонолит и трахит	Остров Ява, 1928, Броуер

При растворении твердого тела, в данном случае горных пород, как и при расплавлении их, поглощается значительное количество скрытой теплоты растворения; величина ее для силикатов достигает 50—125 *кал.*

Исходя из этого, Боуен считает, что должен быть очень большой перегрев магмы для того, чтобы она могла растворить горные породы. Он говорит, что если мы даже предположим, что магма перегрета на 100° (скажем, ее температура 1100° при температуре насыщения ее 1000°), — а это может быть тогда, когда она достигнет уровня на 5 *км* ниже поверхности земли, — погружения в магму глыб коренных горных пород, составляющих 10% всей массы магмы, было бы достаточно, чтобы уничтожить этот перегрев, так как первоначальная температура этих глыб даже на этой значительной глубине достигла бы всего 200°. Отсюда Боуен приходит к выводу, что «ассимиляция в петрологии по существу никакого значения не имеет» («Эволюция изверженных пород», стр. 184).

Наблюдаемые температуры лав не соответствуют первоначальным температурам их. Лавы уже в недрах земли проходят обычно некоторую стадию кристаллизации; часть их тепла идет на образование фенокристов. Изучение ксенолитов, присутствующих в пехштейновых лавах острова Аррана в Шотландии, привело Тирреля к выводу, что температура лавы во время воздействия ее на ксенолиты была 1170—1350°. Изучая влияние щелочной магмы Альне в Швеции на глыбы известняка, Фогт определил температуру магмы равной 1300° или несколько больше. В основных лавах Мулля Томас установил первоначальную температуру их в 1400°; метаморфизация ксенолитов продолжалась до температуры около 1250°, после чего температура быстро понизилась, так как произошла интрузия этой магмы с образованием глубинных залежей.

Иддингс и Феннер указывают на наблюдения ими плавления кусков базальта лавами риолита; следовательно, последние обладали температурой, превышающей довольно высокую температуру плавления базальта (1250° и более).

Базальтовая магма плавится и, следовательно, застывает при очень высоких температурах (1100—1250°). Между тем, те же лавы в ряде случаев обладают чрезвычайно высокой текучестью несмотря на отсутствие в них летучих компонентов и остаются жидкими в течение довольно продолжительного времени. Очевидно, что уже при выходе на поверхность эти лавы должны были быть в значительной степени перегреты.

Особенно сильный перегрев может проявляться в кислых магмах, которые кристаллизуются при температурах тем более низких, чем больше содержание в них летучих компонентов, от 1000 до 600° и даже при несколько более низких температурах.

Следовательно, перегрев магмы, подходящей к поверхности, в особенности, если масса ее велика, в ряде случаев должен существовать. Этот перегрев должен достигать крупных размеров и тем самым — играть крупную петрогенетическую роль.

Дэли полагает, что иногда этот перегрев превышает на 200° температуру начала кристаллизации магмы и он может сохраняться вплоть до выхода магмы на поверхность земли.

Гранитные магмы в отличие от базальтовых обладают большим из-

менением объема при плавлении, меньшей скрытой теплотой плавления и вероятно более значительным повышением температуры плавления под влиянием давления.

Дэли выдвигает еще одну причину повышения температуры магм, именно высокую вязкость субстрата, обладающего определенной высокой температурой. При передвижении вверх части этого субстрата получается значительное внутреннее трение, которое может сильно повысить температуру переносимого материала.

Третьей причиной перегрева могут служить те химические реакции, которые происходят в магме по мере ее поднятия в более высокие горизонты с понижением давления; благодаря последнему начинаются химические реакции между нелетучими и летучими компонентами магмы, повышающие ее температуру. При этом крупную роль должны играть экзотермические газовые реакции в процессе выделения газов из магмы.

Летучие компоненты повышают ассимиляционную способность магмы, в особенности гранитной.

Превышение температуры может быть связано, в особенности в крупных и глубоких магматических бассейнах, также и с конвекционными токами, могущими перемещать к поверхности земли крупные массы сильно нагретого материала взамен охлажденного, опускающегося вдоль краевых зон, где осаждаются выделяющиеся кристаллы.

В крупных абиссальных массивах перегрев, по Дэли (1932), вряд ли превышает 200°. Если это будет соответствовать среднему избытку термической энергии, равному примерно 70 *кал/г*, то при высокой начальной температуре магмы скрытая теплота плавления будет близка к 0.35. Избыток энергии этого количества будет равен $^1/_7$ общего количества скрытой теплоты плавления базальта. Отношение перегрева к скрытой температуре плавления салической магмы, которая получилась при чистом плавлении на больших глубинах, должно быть значительно больше.

Эти положения Дэли подтверждаются исследованиями Феннера, который, наблюдая процессы ассимиляции базальтовых пород салической магмой в районе вулкана Катмая (1931), пришел к выводу, что магма была перегрета и что избыточное тепло получалось благодаря дополнительной энергии, подаваемой подымающимися газами.

Условия, способствующие ассимиляции. Основными условиями, способствующими ассимиляции, являются особенно крупные размеры магм, в особенности глубинных, притом в более или менее значительной степени перегретых благодаря присутствию летучих компонентов; последние понижают вязкость магмы, способствуя процессам диффузии, понижают температуру плавления магмы, не уменьшая особенно сильно ее реакционной способности; большую роль играют передвижения в магматическом бассейне, связанные с конвекционными токами определенного направления (по краям вниз, во внутренних частях — вверх) и с газообразующими процессами, вызывающими вихревые передвижения магмы; крупную роль играют большие отличия состава магмы от состава ассимилируемых горных пород.

Минералы, характерные для процессов ассимиляции. В тех случаях, когда происходит ассимиляция магматических пород, минералы,

которые образуются в гибридных горных породах, обычно не носят характера минералов аномальных.

Боуен, применяя свою реакционную схему, делает выводы относительно процессов растворения, происходящих при процессах ассимиляции.

Настоящая ассимиляция или растворение происходит только в том случае, если магма захватывает обломки минералов, расположенные ниже, в той или иной серии (левом или правом крыле) схемы (стр. 149), или некоторые менее обычные минералы с близкими химическими реакциями.

Если магмой захватывается минерал, находящийся выше в серии, магма может вызвать его перекристаллизацию или реагировать с ним с образованием такого минерала, который должен кристаллизоваться в это время. Различать процессы реакционных взаимодействий и растворения необходимо, так как результаты их могут быть не всегда достаточно легко различимы.

Гранитная магма, в которой начал выделяться биотит, не может растворять ни амфибола, ни пироксена, ни оливина. Поэтому часто получается резкая граница между гранитом и биотитовым гнейсом.

Базальт (лабрадор—пироксен) не может растворяться в кристаллизующейся гранитной магме (базальт уже затвердел), но реагирует с ней; в результате получается биотитовый гнейс с более кислым полевым шпатом.

С другой стороны, куски гранита в кристаллизующейся базальтовой магме должны растворяться и от них не должно оставаться каких-бы то ни было следов.

В том случае, когда магма не начинала кристаллизоваться, правило Боуена теряет свое значение, и нет противоречия между этим правилом и ассимиляцией андезитов и базальтов риолитами без потери ими текучести. Следует еще отметить, что ряд минералов, представляющих собой осадочные минералы или минералы дейтерогенного происхождения, такие как например, карбонаты или каолин, — не являются членами серий Боуена; их отношение к магме окончательно определить затруднительно.

Эти реакции совместимы с предположениями, основанными на полевых и аналитических данных, согласно которым часто наблюдается частичная ассимиляция, с обменом составными частями, причем магма и ксенолит обмениваются теми или иными компонентами. В ряде случаев окись калия и глинозем проникают из магмы в ксенолит в то время, как из ксенолита в магму мигрируют CaO и MgO. Механика такого процесса не вполне ясна, но фактический материал убеждает нас в том, что так именно нередко протекает процесс взаимодействия между магмой и горной породой с миграцией элементов. Такого рода процессы обмена особенно хорошо были описаны рядом французских петрографов.

При ассимиляции осадочных пород, в случае глинистого характера их, образуются иголочки муллита; в случае присутствия в них также и MgO — зерна и кристаллы кордиерита $Mg_2Al_4Si_5O_{18}$. Когда ассимилируются известняки или доломиты, образуется ряд таких минералов как обогащенные CaO пироксены и амфиболы, далее цоизит $HCa_2Al_3Si_3O_{13}$ (20% CaO); вместо последнего иногда образуется волластонит $CaSiO_3$ (30% CaO) и другие Ca-силикаты. Как не-

который предел пересыщения силикатов CaO, образуется везувиан $H_4Ca_{10}(Mg,Fe)_2Al_4Si_9O_{38}$ с 36% CaO. Особенно большое насыщение CaO происходит в основных магмах, где вместо анортита образуется мелилит $Ca_3Al_2Si_1O_{14}$. Как крайний предел насыщения CaO, образуется кальцит — $CaCO_3$.

В процессе ассимиляции осадочных пород образуется ряд своеобразных минералов, имеющих для магматических пород характер минералов аномальных (корунд, ставролит, силлиманит, муллит, кордиерит, часть гранатов) и образующих осадочные породы, содержащие избыток глинозема и MgO.

В пегматитах могут образовываться те же минералы и без избытка Al_2O_3, благодаря гидролитическому распадению соединений Al_2O_3.

Если в магму во время процесса кристаллизации биотита попадают кристаллы оливина или пироксена, то, так как магма насыщена ими, они будут реагировать с ней, с образованием биотита, т. е. предыдущие минералы будут осваиваться магмой с выделением таких кристаллов, которые в данный момент в магме образуются; это не будет плавлением, но скорее ассимиляцией. Если при тех же условиях в магму попадают кристаллы биотита, полевого шпата или кремнекислоты, они будут растворяться целиком и перейдут в состав магмы, так как она еще не насыщена ими; следовательно, магма может растворять только те обломки, которыми она не насыщена.

Очень часто обломки, которые попадают в магму, начинают, как уже указывалось, реагировать с ней таким образом, что между ними и магмой устанавливается реакция обмена, вследствие чего изменяется состав как ксенолита, так и магмы. Этот обмен может быть различен; часто наблюдается, что из обломков в магму переходят K_2O, Al_2O_3, SiO_2, смотря по составу магмы; обломками поглощаются — Mg, Ca. Если реакция пойдет в таком направлении, обломки сделаются более тяжелыми, так как в них увеличивается содержание также и Fe. Отсюда создается их способность к погружению. Такой обмен вызывает значительное изменение состава магмы; могут получиться различные продукты диференциации магмы.

В том случае, когда происходит ассимиляция известняков, в магматических гибридных породах появляются в большем или меньшем количестве диопсид и другие кальциевые силикаты. Лишь в очень немногих из таких гибридных пород присутствует также и нефелин.

В процессе ассимиляции известняков большое значение имеет то давление, при котором происходит этот процесс. Диссоциация прекращается при достаточно увеличенном давлении; при 1289° и давлении 110 *кг/см*², как минимальном, известняк плавится и при охлаждении снова кристаллизуется из расплава.

Опыты Эйтеля показали (1922), что при достаточно сильном давлении $CaCO_3$ и силикаты плавятся, смешиваются в жидком состоянии во всех возможных отношениях и дают легкоподвижный расплав. При плавлении системы $CaCO_3$ — нефелин, получается канкринит. В том случае, когда имеется ряд других силикатов, причем $CaCO_3$ находится в избытке сравнительно с тем количеством его, которое идет на образование канкринита, $CaCO_3$ выкристаллизовывается вместе с другими силикатами, образуя карбонатиты; в них количество силикатных минералов может быть и незначительным.

Те минералы и горные породы, которые обладают температурой плавления 1300° и выше, обычно не ассимилируются магмами или ассимилируются ими с большим трудом.

Ассимиляция и дифференциация. Что ассимиляция играет крупную роль, как один из существенных факторов процессов дифференциации магмы, было установлено в 1897 году Левинсон-Лессингом. Его положение многими отвергалось в течение ряда лет, хотя было много сторонников его мнения. В настоящее время мнение о том, что ассимиляция в ряде случаев является существенным фактором дифференциации, почти ни у кого не оставляет сомнений, так как в течение почти четырех десятилетий был собран крупный фактический материал, подтверждающий этот совершенно правильный взгляд Левинсон-Лессинга. Ассимиляция изменяет состав магмы, придает ей гетерогенный, в большей или меньшей степени, характер. Особенно резко она проявляется на краях магматических бассейнов, в особенности в том случае, когда происходит обрушение кровли, при продвижении крупных магматических скоплений, и образование многочисленных ксенолитов в самой магме.

Влияние ассимиляции сказывается также и в том, что присутствие ксенолитов и продуктов растворения горных пород иного чем данная магма состава нарушает состояние концентрации силикатного расплава и примеси, могущей менять ход кристаллизации и процессов накопления выделяющихся кристаллов.

Вопрос о роли ассимиляции в процессе дифференциации магмы окончательно не решен и это видно из того, что в 1925 году помещены три статьи, относящиеся к знаменитому норитовому лополиту Седбери в Канаде: авторы их пришли к совершенно различным выводам: Бэн допускает очень значительную ассимиляцию, Фемистер и Боуен значительно сокращают ее роль или даже отрицают ее.

Генезис гибридных пород

Гибридные породы могут получаться либо по тому способу, который был указан впервые Бунзеном, именно — путем смешения двух магм различного состава, либо путем ассимиляции магмой других горных пород, независимо от того, что они собою представляют — магматические, осадочные или метаморфические.

Иногда гибридными породами называют породы первого типа, т. е. продукты смешения в гипабиссальных условиях гранитной и базальтовой или габбровой магм; в гипабиссальных условиях не хватает тепла, чтобы получить полностью смешанные породы; этим они резко отличаются от дифференцированных; их геологическое значение невелико, в дифференциации они играют второстепенную роль.

К теории Бунзена прибегают иногда и в настоящее время, так как не все считают, что одной магматической диффузией или кристаллизационной дифференциацией можно объяснить все разнообразие магматических пород; тем не менее, поразительное совпадение процесса дифференциации и кристаллизации является достаточно убедительным для того, чтобы не сомневаться в этих процессах, имея в виду в одних случаях магму, перегретую выше температуры начала ее кристаллизации, в других — магму при температурах ниже начала ее кристаллизации.

В 1926 г. Феннер, изучавший вулканические породы вулкана Катмай, высказал предположение о таком образовании пород, промежуточных между риолитами и базальтами. Мысль эту он не решился обобщить и потому допускает участие в процессе дифференциации магм как газового переноса, так и кристаллизационной дифференциации, *ассимиляции и смешения магм. Смешение магм, как причина разнообразия* горных пород, подтверждено Хольмсом и Гарвудом (1929) при изучении ими тоналитовой дайки в северной части Англии.

Левинсон-Лессинг (1933), говоря о древних лавах Карадага, высказал мнение, что они образовались путем смешения двух магм — основной и кислой; смесь их в разных отношениях объясняет все разнообразие этих древних лав. Для гибридных магм, образовавшихся путем смешения двух магм — основной и кислой, характерны почти прямые линии, которые получаются на их вариационных диаграммах (диаграммах смеси двух магм Бунзена — «нормально-пироксеновой» и «нормально-трахитовой»).

По Харкеру, гибридизм играет лишь незначительную роль в генезисе магматических пород. Образование гибридных пород относится к одной из самых последних стадий жизни магмы: либо ко времени ее интрузии или эффузии, либо ко времени, непосредственно следующему за ними.

Наибольшее смешение при образовании гибридных пород в глубинных частях будет происходить тогда, когда обе породы обладают близким интервалом образования и интрудируемая порода имеет достаточно высокую температуру.

В том случае, когда соприкасаются друг с другом породы основные, например ультраосновные и основные, как перидотиты и габбро, — граница между ними нередко резко выражена и перидотиты, уже затвердевшие, часто пересекаются жилами габбро; иногда можно находить габбро, содержащее обломки перидотита.

Если встречаются кислые и основные породы, то такого рода механические взаимоотношения усложняются тем, что между этими породами происходят химические реакции, приводящие к образованию гибридных пород.

Необходимо при этом, чтобы кислая магма, интрудирующая и ассимилирующая основную, была нагрета до достаточно высокой температуры и перегрета. Если в кислой породе наблюдаются следы охлаждения на границе ее с основной, никаких химических реакций между ними не произойдет.

Граниты ассоциируют с габбро в районе Ски и Мулля, с габбро и норитами в Арране. Здесь можно наблюдать все стадии взаимоотношений между основными и кислыми породами — от образования тончайших многочисленных жилок кислой породы в габбро с реакциями обогащения SiO_2 основных пород, до образования ксенолитов основных пород в кислых и вплоть до их постепенного растворения. В последнем случае получаются гибридные породы, в которых первичное происхождение обнаруживается по присутствию остатков ксенолитов или по едва заметным следам жил и ксенолитов. Если даже эти внешние признаки совершенно исчезают, сохраняются характерные другие признаки — химический состав и структуры, — которые обнаруживают их гибридное происхождение. Харкер считает, что эти породы не следовало бы и называть гибридными, так же как те по-

роды, которые получаются в результате дифференциации, как например кварцевые диориты.

Благодаря дифференциальному движению гибридных пород сохраняются признаки своеобразной как бы гнейсовидной текстуры. Полосатые текстуры могут быть, по Харкеру, обусловлены и неполной дифференциацией.

Генезис щелочных пород

Несмотря на то, что щелочные породы изучались в течение многих десятилетий — имеется огромное число описаний их взаимоотношений в поле, выполнено много химических и минералогических анализов, — все же до настоящего времени генезис их не разрешен.

Не вдаваясь в детали, следует прежде всего отметить ряд особенностей щелочных пород, резко отделяющих их от других пород.

1. В геологическом отношении они развиты обычно на ограниченных площадях, на территории которых развиты часто поразительно разнообразные типы щелочных пород в крайне различных условиях залегания.

Особенно часто они развиты в районах, характеризующихся вертикальными перемещениями земной коры; особенно широко они распространены в районах, прилегающих к Атлантическому океану и западной части Индийского океана.

2. В минералогическом отношении они отличаются своеобразным характером калиевых полевых шпатов, большим содержанием альбита или близких к альбиту плагиоклазов и своеобразными фемическими минералами. Калиевые полевые шпаты сильно пертитизированы, иногда замещаются в большей или меньшей степени альбитом; темноцветные минералы представлены главным образом щелочными разновидностями их как среди пироксенов (эгирин, эгирин-авгит), так и среди амфиболов (арфведсониты, рибекиты и др.); только среди щелочных пород присутствуют заместители полевых шпатов в виде нефелина, канкринита, содалита и др., также ряд редких минералов — эвдиалит, эвколит, мурманит, астрофиллит и др. Порядок кристаллизации часто агпаитовый.

3. В химическом отношении отличаются значительным содержанием щелочей в породах разной основности, с преобладанием Na_2O, вплоть до таких типов магмы, которые K_2O почти не содержат; характерно малое содержание CaO и MgO, одновременно обилие в ряде случаев таких элементов, как Ti, P, F, Cl, Zr, Nb, Ta, Ce и др.

Распространенность щелочных пород — характерная; в общем, они составляют от 1 до 2% всех магматических пород и играют явно второстепенную роль; однако там, где они выступают иногда на довольно значительных площадях, они придают району чрезвычайное своеобразие (район Хибин и Ловозерских тундр на Кольском полуострове, Ильменские и Вишневые горы на Урале, Мариупольский район в восточном Приазовьи, окрестности г. Осло в Южной Норвегии, остров Мадагаскар, ряд районов Центральной Африки, некоторые районы США и т. д.).

Области их развития являются по большей части областями сбросовых процессов, и следовательно, их образование связано с этим типом орогена и типом движения земной коры.

Магма носит название *атлантического типа.*

Насколько велики бассейны щелочной магмы — трудно судить. Однако некоторые данные указывают на довольно крупные размеры их. Так, область, занятая площадями развития щелочных пород как ненасыщенных, так и насыщенных, в Приазовьи и на окраине Донбасса не менее 2 000 *км*², составляя 20% всех кристаллических пород Приазовья. На Кольском полуострове они занимают до 20 000 *км*² как минимум, т. е. примерно 5% всей площади полуострова. Собственно ненасыщенные щелочные породы всюду играют вполне подчиненную роль; так, в районе Эссекса (США) имеется 63,3% гранита, 33,4% диорита и всего 0,8% фойаита и эссексита (Вашингтон). В Онтарио на 2 600 *кв. миль* гранитов приходится 15 *кв. миль* фойаитов, всего 1%. Однако, если принять во внимание, что в обоих последних случаях среди щелочных пород развиты также и щелочные насыщенные породы (граниты), процент их должен быть значительно больше. Таким образом, в отдельных частях земной коры щелочные породы играют все же довольно крупную роль.

Для натрово-щелочных пород характерно то, что они особенно резко отличаются от щелочно-земельных пород, преобладающих в земной коре, в средних своих членах, именно в ненасыщенных и близких к ним щелочных сиенитах; натрово-щелочные породы особенно близко сходятся с щелочно-земельными в наиболее основных обогащенных Mg и Fe типах.

Щелочные и щелочно-земельные кислые, гранитного характера, породы в химическом отношении, обычно, также мало отличаются друг от друга, хотя и тут появляется большое содержание Na_2O; присутствует ряд щелочных пироксенов и амфиболов в породах атлантического типа (Кольский полуостров, восточное Приазовье и другие места).

Причина образования этих пород до сих пор полностью не выявлена.

Бекке (1903) считал, что существуют две первоначальные магмы — щелочная или атлантическая и щелочно-земельная или тихоокеанская, представляющие независимые одна от другой ветви.

Фактов, подтверждающих эту гипотезу, нет; всюду, где эти породы встречаются, они тесно связаны со щелочно-земельными породами: необходимо выяснить, каким образом происходит обогащение преобладающей щелочно-земельной магмы такими окислами как Na_2O, обеднение K_2O, CaO и MgO и получение очень бедных SiO_2 типов.

В данное время для объяснения этого имеется ряд гипотез: гипотеза ассимиляции Дэли до настоящего времени имеет много сторонников; Боуен выдвинул гипотезу диференциационную; Харкер — гипотезу давления; имеется также газовая гипотеза Феннера и других, широко применяемая в настоящее время, связывающая генезис щелочных пород с летучими компонентами.

Ассимиляционная гипотеза Дэли. Гипотеза была впервые опубликована в 1910 году. Этой же гипотезы Дэли придерживается и в настоящее время.

В основе ее лежат следующие положения Дэли (1933).

1. Реагирующей магмой является магма щелочно-земельная от гранитной до базальтовой.

2. Десилификация (обеднение кремнекислотой) происходит под влиянием ряда причин:

a) ассимиляция CO_2 (из карбонатных пород) и воды (в общем, из осадочных пород);

b) ассимиляция извести (и магния) из карбонатных пород;

c) концентрация ювенильной CO_2, воды и других летучих компонентов.

3. Дифференциация

a) синантектических магм, полученных по пп. 2a и 2b;

b) магмы, обогащенной ювенильными CO_2, H_2O и летучими компонентами.

Дэли в значительной степени расширяет пределы ассимиляционных процессов; его гипотеза до известной степени сближается с газовой гипотезой.

В основе гипотезы Дэли все же остается принцип, согласно которому щелочные породы, и главным образом ненасыщенные, образуются в результате ассимиляции карбонатов.

Им указывается ряд фактов, на которых построена его гипотеза в новом виде:

1. Тесная ассоциация щелочных и щелочно-земельных пород в полевой обстановке.

2. Малые индивидуальные и общие объемы щелочных масс сравнительно со щелочно-земельными.

3. Обычная ассоциация нефелиновых сиенитов и некоторых других важных щелочных типов с батолитами гранитов, которые сами в ряде случаев являются продуктом дифференциации синантектических магм.

4. Большое количество минералов, содержащих CaO и CO_2 в щелочных породах.

5. Явные признаки присутствия большого количества летучих компонентов, минерализаторов; в щелочных породах и, в результате, приобретение ими часто типичного пегматитового характера.

6. Признаки того, что в ряде случаев щелочные магмы изверглись через основные — гидратные и карбонатные — осадочные породы.

7. Отсутствие каких бы то ни было признаков связи между генезисом щелочных пород и определенными типами тектоники на территориях, давших основание прежним исследователям придерживаться такой терминологии, как тихоокеанские и атлантические породы.

Дэли решительно возражает против возможности применять чисто дифференциационную гипотезу к разрешению вопроса о генезисе щелочных пород.

Вследствие сильного сродства между кремнекислотой и CaO, в контактах с известняками образуются новые молекулы в виде метасиликатов. Одновременно возникают не только волластонит, но и диопсид за счет присутствующих в магме окислов железа и магния. Выделившиеся в виде изоморфной смеси кристаллы пироксена, обладая большим удельным весом, оседают, и остающаяся жидкость становится более бедной SiO_2 и, в то же время, сравнительно более щелочной.

Если кристаллы пироксена опустятся на более или менее значительную глубину, они могут дать начало также и щелочным роговым обманкам; при особенно большом обеднении SiO_2 могут получиться почти чистые нефелиновые породы — уртит — без Mg : Fe силикатов; в присутствии последних получаются мельтеджеит и промежуточная между ним и уртитом порода — ийолит. Итак, образуется серия по-

род: уртит—ийолит—мельтеджеит—нефелиновый сиенит—сиенит—гранит—диорит—габбро.

Одновременно в магме накопляется освобожденная CO_2, которая вызывает перенос щелочей в верхние части магматической массы и местную концентрацию их. Состав соединений, в виде которых переносятся щелочи, точно не известен, но факт переноса их ясен из наблюдений над образованием адинолей, фельдшпатитовых сланцев и других аналогичных пород в кровле магматических массивов.

Шенд (1930) различает в процессе ассимиляции карбонатных пород три стадии.

1. Растворение известняка магмой, при котором непосредственно происходит десилификация полевошпатовых молекул и образование фельдшпатоидов.

2. Опускание тяжелых кальциевых силикатов и одновременное поднятие легкой щелочной фракции, под влиянием силы тяжести.

3. Образование щелочных карбонатов и подъем их к кровле магматического бассейна, где CO_2 замещается SiO_2.

Третий фактор не может наблюдаться в полевых условиях, так как CO_2 улетучивается бесследно; однако он имеет крупное значение в петрогенезисе щелочных пород, так как дает представление о том, каким путем могут образовываться в магме нефелин и другие силикаты, богатые Na.

В некоторых случаях в магме может образовываться из альбита также натровый карбонат или натровый метасиликат; их мы действительно находим в таких минералах, как канкринит и пектолит. Легкие, легкорастворимые они подымаются в верхние части бассейна и там накопляются, одновременно с подымающимися ювенильными и остаточными флюидами. Их реакция с альбитом и анортитом следующая:

$$NaAlSi_3O_8 + 2Na_2CO_3 = NaAlSiO_4 + 2Na_2SiO_3 + 2CO_2.$$

$$CaAl_2Si_2O_8 + Na_2SiO_3 = 2NaAlSiO_4 + CaSiO_3.$$

Если падение температуры достаточно медленное, может итти следующая реакция:

$$CaAl_2Si_2O_8 + Na_2CO_3 = 2NaAlSiO_4 + CaCO_3.$$

Отсюда Шенд делает вывод, что массив из очень щелочной породы может образовываться и вдали от видимых выходов карбонатных пород.

Согласно Шенду, отношение $CaCO_3$, необходимое для десилификации гранитной магмы, чтобы одна треть полевого шпата была замещена нефелином, должно быть равным 65 : 100.

Из этого не следует, что для образования щелочных пород, необходимо растворение на 100 частей гранитной магмы 65 частей известняка. Так как щелочные породы обычно тесно связаны с огромными батолитами, достаточно небольших количеств растворенного известняка, чтобы из щелочно-земельных магм постепенно получились магмы щелочные; отношение меняется до десятков тысяч частей гранита на одну часть известняка.

По мнению Шенда, щелочные магмы скопляются в ничтожно малых количествах сравнительно с магмами, давшими им начало, и

затем либо внедряются в трещины, либо же подымаются в самые высокие части этих массивов и находят себе пути к вулканическим отдушинам.

Регулируется процесс ассимиляции магмы тремя основными факторами — температурой, давлением и концентрацией газов, а также в значительной мере геологической структурой. Поэтому не всякий контакт гранитной или иной магмы с известняками должен давать начало щелочным породам, тем более что могут итти и процессы конвекционых токов с удалением продуктов реакции внутрь жидкой магмы.

Реакций в одних случаях может не быть вовсе, или фельдшпатоиды могут образоваться и затем снова ресорбироваться; в некоторых случаях десилифицированная магма может быть интрудирована в совершенно новые места. В ряде случаев подходящие места либо удалены эрозией, либо далеко не вскрыты ею.

К точке зрения Дэли присоединилось большое количество петрографов, в частности Левинсон-Лессинг, Морозевич, Ниггли, Тиррель и ряд других; в 1933 году Дэли насчитывает до 28 таких петрологов, из которых некоторые присоединяются только частично к этой гипотезе (Эрдмансдерфер). Против этой гипотезы высказывается Боуен, хотя и он признает, что в некоторых случаях щелочные породы могут образоваться и таким способом; не согласны с ней Кросс, Ферсман, Гейер, Граут, Керкер, Иддингс, Кайзер, Лакруа, Линдгрен, Смайт, Фогт, Вольф, Вашингтон, Витман; в действительности число противников еще больше.

Источником энергии, которая обусловливает магматические процессы в земной коре является, по мнению Дэли, сима. Магмы, вступающие в реакцию с осадочными породами, с точки зрения общей теории — разнообразны, так как представляют собой различные типы абиссального чистого плавления и ассимиляции или же дифференциации чистых базальтов и их синтектиков.

Во всяком случае, нефелиновые сиениты и родственные им породы находятся обычно в тесной связи с гранитными массивами.

Дэли приводит характерный пример влияния ассимиляции известняка на дифференциацию гранитной магмы из Северо-западной Родезии. Здесь биотитовый гранит, в контакте с известняком, по направлению к краям постепенно сменяется авгитовым сиенитом, сиенитом, гранодиоритом и, наконец, сиенит-диоритом.

В результате кристаллизации минералов, богатых CaO, получается остаточная жидкость, которая кристаллизуется в виде гастингситового гранита и нефелинового, канкринитового, содалитового сиенита. Благодаря миграции ювенильных газов в окружающих породах образуются скаполит, содалит, канкринит.

Характерно, что гибридные породы, полученные из известняка, ассимилированного непосредственно гранитом, будут отличаться меньшим содержанием щелочей, чем это имеет место при простом синтексе; при процессах, описанных выше, получаются щелочные породы.

Подводя итоги сказанному относительно ассимиляционной гипотезы Дэли, можно заключить, что в ряде случаев она удовлетворительно разрешает происхождение фельдшпатоидных пород, путем получения реакций под влиянием вплавления карбонатов при определенных условиях температуры, давления и концентрации газов; при

недостатке кремнекислоты, удаленной при опускании кристаллов содержащих Ca, Mg, Fe, главным образом метасиликатов их, получается жидкость, обогащенная молекулами нефелина, в некоторых случаях также и ортоклаза по формулам:

$$2NaAlSi_3O_8 + 4CaCO_3 = 2NaAlSiO_4 + 4CaSiO_3 + 4CO_2.$$

При этом происходит, в присутствии минерализаторов, десилификация молекул альбита и ортоклаза [1]:

$$NaAlSi_3O_8 \rightleftarrows NaAlSiO_4 + 2SiO_2,$$

$$KAlSi_3O_8 \rightleftarrows KAlSiO_4 + 2SiO_2$$

или

$$KAlSi_3O_8 \rightleftarrows KAlSi_2O_6 + SiO_2.$$

Под влиянием CaO может получиться анортит:

$$2NaAlSi_3O_8 + 4CaO = CaAl_2Si_2O_8 + Na_2SiO_3 + 3CaSiO_3.$$

Этим процессам способствуют также минерализаторы, частью вызывая гидролиз минералов и получение компонентов нового состава, частью перенося щелочи в виде тех или иных составов в более высокие горизонты к кровле и выше ее. Большое значение имеет также и CO_2, способствующая образованию отдельных минералов, как например, канкринита и первичного кальцита.

Генезис минералов, содержащих S или Cl (содалит, гаюин и др.), пока остается при данной гипотезе невыясненным.

Случайность совместного нахождения щелочных пород и известняков не говорит против данной гипотезы.

Основным недостатком гипотезы является то, что она может объяснить генезис только ненасыщенных щелочных пород (фельдшпатоидных), но не объясняет образования крупных масс щелочных гранитов с подчиненными нордмаркитами и щелочными сиенитами, среди которых только местами присутствуют сравнительно небольшие участки ненасыщенных пород.

Диференциационная гипотеза Боуена. Боуен исходит из того, что на известной стадии развития гранитовой, по преимуществу, магмы, в ней накопляются особенно большие количества остаточной магмы, богатой летучими компонетами; среди них преобладает H_2O. В присутствии воды полисинтетические молекулы калиевого полевого шпата и альбита преобразуются, с выделением SiO_2; образуются молекулы $KAlSiO_4$ и $NaAlSiO_4$. Первая молекула идет на образование муско-

---

[1] Если предположить, согласно Нигли, что в жидкой магме имеются молекулы $NaAlSiO_4$, SiO_2 и $NaAlSi_3O_8$, то между концентрациями их должно существовать равновесие:

$$\frac{[NaAlSiO_4] \cdot [SiO_2]^2}{[NaAlSi_3O_8]} = K.$$

Всякий вынос SiO_2 — будь то связывание ее окисью кальция и осаждение — или образование летучих соединений, — влечет за собой разложение новых количеств альбитовых молекул. Соответственно концентрация нефелиновых молекул увеличивается и возможно насыщение ими расплава и выпадение нефелина.

Прим. ред.

вита и выделяется вместе с выделенной SiO_2 (кварц), вторая остается в растворе вместе с рядом летучих веществ таких, как вода, хлор и др.; все они остаются в растворе, после осаждения слюды и кварца, и следовательно, молекулы $NaAlSiO_4$ не реагируют с кварцем.

Частично сохраняется в растворе также альбит. Выделившиеся ранее кристаллы ряда минералов, в том числе, кроме ортоклаза, также мусковит и кварц, тонут в легкоподвижном растворе, обогащенном щелочами, главным образом Na; концентрация $NaAlSiO_4$ увеличивается и начинает выделяться нефелин. Так как содержание CO_2, S, SO_3Cl и т. д. может повыситься, то образуется ряд других заместителей полевых шпатов, как например, канкринит, содалит, гаюин, нозеан, широко распространенные в нефелиновых породах.

Позже Боуен нашел, что имеются трудности в применении этой гипотезы; новые его взгляды были основаны на экспериментальных данных.

Он несколько изменил свою гипотезу, частично исходя из представления об инконгруентном плавлении ортоклаза.

Он прежде всего высказал положение, что при фракционировании базальтовой магмы получается остаточная магма, носящая скорее трахитовый чем гранитный характер; осуществление предшествующих положений он приписывает специальным условиям, при которых ранее выделившиеся кристаллы оливина были снова ресорбированы. Ресорбция их приписывается быстрому охлаждению сравнительно небольших масс, за которыми следовало более замедленное охлаждение на последних стадиях, что способствовало фракционированию. При удалении пироксена должна получиться остаточная жидкость трахитового состава.

При известных условиях из такой жидкости должны выделяться кристаллы лейцита, при инконгруентном плавлении ортоклаза.

Если такие кристаллы выделяются, жидкость движется к щелочной линии, по направлению к фонолитовой эвтектической точке.

В общем, гипотеза Боуена представляет собой искусственное построение, для которого необходимо большое количество благоприятных совпадений. Жидкость должна быть два раза выделена из ранее кристаллизованной массы, каждый раз в тот именно критический момент, когда кристаллизация дошла в точности до момента, который желателен, и ранее, чем температура достигла той, при которой должна протекать данная реакция.

Если гарантировать все постулаты Боуена, повидимому, может образоваться лишь ничтожно малое количество фойалита, например 1 на 1 000 000, но нет никаких оснований считать, что все щелочные породы образовались таким именно способом.

В схеме Боуена важным моментом является момент инконгруентного плавления ортоклаза, выделение кристаллов лейцита и либо обволакивание их ортоклазом, либо выделение их по удельному весу из раствора.

В таком случае, естественно, в щелочах преобладающую роль играет окись натрия.

Фильтрпрессовая гипотеза Харкера. Харкер исходил также из представления о том, что при остывании магмы она могла кристаллизоваться частично и затем в различных частях бассейна подвергнуться неодинаковому давлению (стрессу). В результате этого

жидкий остаток должен был быть выжат из нее и передвинут из мест с большим давлением в места с меньшим давлением.

Когда на определенной стадии прогрессивной кристаллизации или прогрессивного плавления произойдет частичная кристаллизация или отжимание жидкости, последняя будет более богата щелочами, главным образом Na_2O, и беднее CaO и MgO, чем закристаллизованная часть. При неравномерном стрессе в разных местах магматического бассейна, уже значительно закристаллизовавшегося, и если стресс продолжается без перемен длительный промежуток времени, выжатая остаточная жидкость передвинется и скопится в более спокойном месте; там она может найти путь вверх в виде сильно щелочной жидкости — получатся щелочные породы. Если же магма будет — что чаще наблюдается — находиться под тектонически ненарушенной территорией, результаты будут видны лишь в более позднее время и не в таком крайнем виде, как в первом случае.

Таким образом, интеркрустальное вползание Харкера в сторону от места отжимания (фильтрпрессования) первичной щелочно-земельной (кальциевой) магмы является необходимой ступенью в нахождении места для щелочных пород.

Газовая гипотеза Смита. Смит считает, что фракционная кристаллизация является чуждым фактором, который часто играет совершенно второстепенную роль в процессе образования щелочной магмы из щелочно-земельной; он главное внимание обращает на летучие компоненты. Исходя из совершенно определенно установленного факта, что щелочные магмы богаты редкими элементами и характеризуются признаками присутствия в них больших количеств летучих компонентов, он главное внимание уделяет именно этим последним, как основным агентам в деле формирования щелочной магмы.

Для щелочных пород особенно характерными являются такие редкие элементы как Li, Be, Ce, Yt, U, Th, S, F, Cl, Zr; эти же элементы весьма типичны для магм, обогащенных натрием.

В калиевых магмах присутствует часто Sr.

Для щелочно-земельных характерны: для кальциевых Ti и P, для магнезиальных Cr, Pt, для железистых Ti, V, Mn, Ni, Co.

В противоположность Боуену и Харкеру, согласно которым щелочные магмы находятся в тесной связи с процессами кристаллизации магмы, продвинувшейся до определенной стадии, с процессами выжимания остаточной магмы под влиянием горообразовательных движений, — Смит считает, что образование при содействии летучих компонентов щелочных магм связано не с тектоническими процессами и не со стадиями кристаллизации магмы, а со спокойным состоянием внутри магматического бассейна, независимо от нагрузки на магму в земной коре. Согласно мнению Смита, именно большая устойчивость земной коры над местом нахождения магмы, в которой выделяются газы, является тем условием, при котором могут образовываться щелочные магмы.

Если остывание происходит медленно и магма частично закристаллизовалась, или вообще происходит медленный процесс непрерывной кристаллизации, — процесс выделения летучих компонентов и образование щелочной магмы достигают наиболее полных результатов. Если процесс остывания происходит слишком быстро, получаются только основные породы, имеющие состав первичной магмы.

При медленном остывании образуются средние и кислые дифференциаты. Если остывание еще более замедляется, то конечными продуктами являются щелочные магмы.

Медленному охлаждению благоприятствуют глубина и крупные размеры магматических масс. Быстрый перенос магмы в более холодные участки препятствует образованию щелочных магм; если магма попадает в крупные магматические бассейны с медленным охлаждением, процесс может продолжаться и получаются саттеллитовые щелочные магмы.

В отличие от Смита, по Харкеру, основным условием образования щелочных магм является сжимание и, затем, горизонтальная миграция остаточной щелочной магмы через земную кору на десятки и сотни километров по подготовленным для течения трещинам, с соответствующей инъекцией в земную кору.

Все эти гипотезы выводят щелочную магму из одной первичной магмы. Фактически, как считает Дэли, всякая эрупция магмы, щелочной или щелочно-земельной, из недр земли предполагает существование неустойчивости земной коры; для процесса дифференциации щелочной магмы необходимо в течение некоторого времени состояние спокойствия в земной коре.

Гипотеза Джильсона. Джильсон (1928) полагает, что искать решение вопроса о генезисе щелочных магм следует в процессах альбитизации, широко распространенных, как показали исследования последнего времени, в областях гранитных интрузий. Проникновение через магматические породы эманаций, богатых натрием и алюминием, с которым он связывает процессы альбитизации, благоприятствует десилификации гранитной магмы и обогащению ее натрием и алюминием, в результате чего кристаллизуется нефелин, а после затвердевания образуются богатые натрием другие минералы.

Таким образом, в основе его учения лежит газовый перенос через магмы, однако Джильсон не дает объяснений процессу альбитизации, также и тому, почему при альбитизации в конечном итоге получаются продукты, бедные кремнекислотой.

Основные выводы. Как видно из изложенного, по существу только две гипотезы больше всего приближаются к тем на основании которых можно объяснять генезис щелочных пород, именно: ассимиляционная гипотеза Дэли и гипотеза газового переноса Смита. Остальные, в том числе гипотеза Боуена, либо мало доказательны, либо не имеют под собой фактического обоснования и носят сугубо искусственный характер.

Для решения вопроса о генезисе щелочных пород, начиная от наиболее кислых — щелочных (натровых) гранитов и кончая более основными магнезиально-железистыми членами щелочной серии пород, имеется следующий фактический материал.

1. В ряде мест наблюдается полная серия щелочных магматических пород, от наиболее основных до наиболее кислых, со средними членами, часть которых носит ненасыщенный характер в отношении щелочей (породы фельдшпатитовые); массивы всех этих пород сопровождаются крайне разнообразными неодинаковой кислотности жильными породами.

2. Во многих местах не только в средних и основных, но и в кислых породах присутствуют в большом количестве минералы, в состав

которых входят летучие компоненты, такие как H_2O, F, Cl и др., судя по данным химических анализов и изучению минералогического состава щелочных пород.

3. Наблюдается резко выраженное, в особенности в ряде ненасыщенных пород, непостоянство структур и текстур; частое наличие полосатых или флюидальных текстур, смесь структур тонкозернистых, типичных для застывающих вязких магм, со структурами, достигшими характера пегматитовых.

4. Обычно нет непосредственно видимой связи с известняками и процессами их ассимиляции, хотя в отдельных случаях, при образовании насыщенных пород, такие случаи, вне сомнения, имеются.

5. Площади, занимаемые щелочными породами, довольно однородными на больших протяжениях, — иногда значительны (Приазовье, Кольский полуостров и др.).

6. Нет оснований считать, что геологические условия областей развития серийных щелочных пород не носят определенного тектонического характера. В ряде таких районов, где они развиты в особенно большом количестве или особенно типично, весьма характерны черты вертикальных тектонических перемещений. Таковы районы Северной Африки, Мадагаскара, Кольского полуострова, Приазовья и др.

В районе Приазовья все эти породы обладают признаками присутствия больших количеств летучих компонентов, что видно из работы Айнбрег (1934). Здесь наблюдаются глубокие преобразования под влиянием щелочных флюидов, калиевого полевого шпата с широкой альбитизацией его. Присутствуют значительные количества фтористых щелочных амфиболов (гастингситов или фтор-тарамитов с F до 3%); крупную роль играли H_2O, далее Cl, образовавший большое количество содалита; CO_2 дала начало канкриниту; F также присутствует в широко распространенном флюорите. Из редких элементов присутствуют Zr, Nb, Ta, Ce, La, Di.

Вся свита на огромном пространстве в 2 000 *км*² обнаруживает следы газового переноса. Основным фактором увеличения содержания щелочей был газовый перенос, в первую очередь, натрия. Перенос калия не проявляется — он иногда почти полностью отсутствует (мариуполиты). В то же время, в особенно больших количествах скоплялся натрий, при одновременном существовании трех фаз — кристаллической, жидкой и газообразной; они дали начало нефелиновым сиенитам крайне разнообразного типа — от мелкозернистых до пегматитовых, от массивных до флюидальных типа трахитоидных хибинитов и, затем, до тонкофлюидальных эгирино-альбитово-нефелиновых мариуполитов.

Совершенно аналогичны условия в другом особенно хорошо изученном районе — на Кольском полуострове. Здесь также огромную роль играли летучие компоненты, присутствие которых установлено как химическими, так и минералогическими исследованиями; кроме тех же летучих, которые имели большое значение в приазовском районе (H_2O, Cl, F и др.) крупную роль здесь играл также P. Редкие элементы Zr, Ti, Ce, La, Di присутствуют часто в больших количествах; вся свита на протяжении свыше 20 000 *км*², носит следы газового переноса, на что указывает Куплетский (1932), объединивший совершенно правильно щелочные граниты Кольского полуострова с щелочными ненасыщенными породами Хибинских и Ловозерских тундр.

Структуры здесь также крайне непостоянны. Получается впечатление, что в том месте, где находятся Хибины и Ловозерские массивы нефелиновых пород, в свое время существовали одновременно три фазы — кристаллическая, жидкая и газообразная; количество газов было велико, и вся масса этих трех фаз находилась в состоянии как бы бурного кипения.

Явления ассимиляции не выражены ни в УССР, ни на Кольском полуострове, хотя и не исключаются.

Наиболее правильно считать, что здесь, как и в большинстве случаев, мы имеем, в основе, явления газового переноса, давшего начало щелочным породам. Щелочные магмы образовались здесь путем привноса большого количества натрия по преимуществу из огромного батолита щелочно-земельных магм.

Там, где газовый привнос был особенно велик, местами происходили даже явления проплавления кровли и получались также и ненасыщенные породы.

В ряде других районов условия образования нефелиновых пород, как и вообще щелочных, — те же (Ильменские и Вишневые горы на Урале, окрестности г. Осло в Норвегии, Португалия и ряд других мест развития этих пород); однако есть основание считать, что местами происходили также процессы ассимиляции. В СССР типичным примером такого рода является Ботогольский голец, где гранитная магма захватила разного размера массы известняков и частично их растворила; возможно, что в результате этого получились ненасыщенные породы. Исследования, которые проведены были в прилегающем районе, установили отсутствие щелочных гранитов; они здесь — щелочно-земельные биотитовые. Наряду с ассимиляцией здесь играли роль и летучие компоненты, судя по минералогическому составу пород, также по присутствию одного из этих летучих компонентов (CO_2), вытеснявшегося кремнекислотой.

Возможно, что в таком же положении находится район развития нефелиновых пород на Сахалине. Типичным примером того же рода ассимиляции является нефелиново-сиенитовый массив Альне в Швеции.

Таким образом, в образовании щелочных пород главную роль играет газовый перенос, т. е. правильна гипотеза Смита, которую можно было бы назвать теорией; одновременно, местами, приложима и теория Дэли.

В ряде мест вполне совместимы большая роль летучих компонентов в процессе образования щелочных пород и явлений вплавлений. Это можно видеть из следующих химических равновесий:

$$NaAlSiO_4 + 2SiO_2 \rightleftarrows NaAlSi_3O_8$$

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$$

$$2NaAlSiO_4 + CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaAl_2Si_2O_8 + CO_2 + Na_2SiO_3,$$

т. е. молекулы нефелина, имеющиеся в магме, могут частью давать нефелин, частью, в присутствии достаточно большого количества кремнекислоты, — альбит.

При ассимиляции $CaCO_3$, в контакте с известняками, часть SiO_2 магмы идет на образование $CaSiO_3$, отнимая SiO_2 от Na-силиката; $CaSiO_3$ вместе с $FeSiO_3$ и $MgSiO_3$ образует пироксены, обладающие

большим удельным весом, которые тонут в магме; в том же контакте нефелиновые молекулы дают начало анортиту, также с большим удельным весом, который следует за пироксенами. Что касается Na_2SiO_3, то он, как и летучая CO_2, благодаря своей легкоподвижности, подымается вверх вместе с другими летучими компонентами, в том числе и с Zr, Ti, P, Nb, Ta, Th, Ce, La, Y и др. Na соединяется с присутствующим в магме SO_3, образуя Na_2SO_4 (нозеан и гаюин); с Cl — образуя NaCl (содалит), с Fe_2O_3 — эгирин-авгит; в присутствии особенно большого количества летучих компонентов, в том числе F, — ряд щелочных амфиболов (арфведсонит, кроссит и др.).

Характерно при кристаллизации щелочных магм то, что по мере хода кристаллизации получаются все более и более сложные минералы, значительно более сложного состава, чем при кристаллизации щелочно-земельной магмы.

Отсутствие в ряде случаев оливина связано с тем, что он реагирует с калиофиллитом, образуя биотит (лепидомелан). Характерно, что щелочные породы развиты в особенно больших массах там, где наблюдаются тектонические процессы сбросового характера, и наоборот, — отсутствуют или играют совершенно второстепенную роль там, где имеют место складчатые процессы с сильным развитием бокового давления. Если исходить из теории, утверждающей, что основную роль в генезисе щелочных магм играют летучие компоненты, то надо допустить, что магма должна находиться долгое время в условиях спокойного развития. Это противоречит распространению щелочных пород в районах тектонических, сбросового характера, нарушений с быстрыми передвижениями масс земной коры и с образованием трещин, способствующих выделению, при уменьшении давления, легкоподвижных составных частей магмы.

Генезис гранитов и базальтов

Вопрос о первичной магме до настоящего времени не разрешен окончательно; имеются сторонники как одной первичной магмы, давшей начало всем породам, так и сторонники существования двух магм.

В основе взглядов сторонников одной магмы лежит учение, возглавляемое Дэли и Боуеном, которые подвели под это учение особенно обширный и крепкий фундамент. Согласно этому учению, первичной магмой является одна базальтовая магма, образующая сплошную оболочку под земной корой, переходящую по направлению к центру земли в перидотитовую или эклогитовую оболочку.

Базальтовая магма давала огромные излияния на поверхность земли во все время ее существования вплоть до третичного времени; излияния ее продолжаются и в настоящее время. Характер базальтовых лав, выступающих на поверхность земли, иногда в колоссальных количествах, — типично недифференцированный, т. е. базальтовая магма изливается в таком виде, в каком она входит в состав первичной оболочки земного шара.

Состояние базальтовой магмы в глубоких частях земли нам не известно. Одни считают, на основании сейсмических данных, что она находится в стекловатом состоянии (Боуен, Дэли и др.), другие — в жидком.

При особенно больших давлениях, существующих в недрах земли, проще считать, что базальтовая магма представляет собой расплав или тело, которое при понижении давления легко переходит в расплавленное состояние.

Многими петрографами базальтовая магма считается единственной родоначальной магмой, дающей начало всем другим магмам в связи с прогрессивной фракционной кристаллизацией ее.

Теория Боуена опирается частью на опытные данные; однако эти опыты производились в условиях сухого плавления в то время, как кристаллизационная диференциация протекает на глубинах; поэтому можно считать, что, исходя из этих опытов, делаются слишком поспешные выводы в смысле фракционной диференциации; но, с другой стороны, опыты с газами при больших давлениях, по существу, скорее должны подтверждать теорию Боуена, так как на глубинах вязкость магм должна быть меньше, чем тех сухих сплавов, с которыми имели дело экспериментаторы-петрологи.

Слабым местом этой теории являются вспомогательные гипотезы, как например, гипотеза процесса отжима остаточной магмы, допущения отсутствия жидкого состояния в тех случаях, когда фактически жидкое состояние должно было бы быть, судя по данным геологического характера.

Следует отметить, что в последние годы ряд петрологов, сторонников взглядов Боуена, пересматривает эту точку зрения и предлагает новые гипотезы; это вполне естественно, так как постепенно в свете этой же теории накоплялся новый материал, который мог в той или иной мере изменить ранее существовавшие взгляды; все больше теперь снова высказывают предположения, что одной родоначальной магмы недостаточно и что должны были быть иные, в частности, гранитные первичные магмы.

Холмс (1931) в своей статье «Проблема ассоциации кислой и основной магмы в центральных комплексах» высказывается в пользу существования трех родоначальных магм — перидотитовой, базальтовой и гранитной. Первая дала начало ультраосновным породам, вторая — базальтам и производным от нее, отчасти более кислым породам.

Из изложенного выше очевидно, что ультраосновные магмы, тесно связанные в процессе той или иной диференциации с базальтовыми, играют вполне подчиненную роль по отношению к габбровой магме во всех районах ее развития.

Лишь в исключительных случаях породы габбровой магмы занимают большие площади, как например, кимберлиты. Однако последние отличаются оригинальными чертами, благодаря которым отдельные исследователи связывают их то с мелилитовыми базальтами, то с альнеитами; магма их отличается большим содержанием летучих компонентов, с чем связана и их взрывчатая сила; благодаря этому они образовали огромные воронки в земной коре; все это противоречит возможности относить эту магму к первичной, резко отличной от базальтовой.

Единственным затруднением, которое, казалось, может опровергать получение перидотитовой магмы при диференциации базальтовой, является, что при мощном развитии перидотитов на Урале следовало бы ожидать нахождения здесь же анортозитов, которые, однако, отсутствуют; тем не менее, как совершенно правильно указывает Левин-

сон-Лессинг (1934), «комбинация ультращелочно-земельных габбро, перидотитов и пироксенитов с небольшими массивами анортозита и дифференцированных полосатых габбро, иногда и самостоятельно, затем лейкократовых габбро, форелленштейнов и примесей полевых шпатов в некоторых перидотитах и пироксенитах в совокупности соответствует исходной габбровой магме».

Устанавливая возможность того, что базальтовая магма может дать начало ультраосновным породам в результате дифференциации с переплавлением или без него, или же путем магматической дифференциации, — можно перейти далее, по мере повышения кислотности, в порядке фракционной кристаллизации базальтовой магмы, до очень кислых магм.

Типичным геологическим примером, где мы находим длинную и непрерывную цепь магматических пород, начиная от основных (габбровых или базальтовых) и кончая очень кислыми (рапакиви), является район волынского (габбро — рапакиви) высококомплексного массива, где, судя по данным многочисленных минералогических и химических исследований, совершенно ясно существование длинной цепи сменяющих друг друга и генетически тесно связанных пород, начиная от основных и до наиболее кислых: оливиновые габбро и габбро-норит — габбро-норит с ответвлением в виде анортозита (лабрадорита), занимающего крупные площади — габбро-сиенит — пироксеновый сиенит — рапакиви-сиенит — рапакиви — коростенский гранофировый гранит; возраст пород последовательно изменяется; так как габбро прорвано рапакиви, то последнее является одним из наиболее юных членов этой серии.

Аналогичные, по существу тождественные, взаимоотношения существуют и далее к югу, в районе Черкассы — Новомиргород и в средней части украинской кристаллической полосы.

Характерно, что как в наиболее основных породах, так и в наиболее кислых, имеются сходные минералы, указывающие на одинаковые химические особенности крайних магм — гранитной и габбровой и на одинаковый характер их охлаждения, одинаковые венчиковые структуры. К числу этих минералов относятся зеленовато-коричневая роговая обманка и ортоклаз, широко распространенный в габбро; венчиковые структуры построены одинаково: оливин — диаллаг или гиперстен — зеленовато-коричневая роговая обманка — биотит. Однако, здесь нет никаких признаков того, что именно габбровая магма является родоначальной для всех этих пород. Более того, здесь совершенно ясно выступает малое значение габбровых пород и крупное — кислых. Возможно, что здесь имеется гибридизация габбровых пород.

В ряде случаев можно видеть все переходы от основных до кислых пород; можно привести ряд других аналогичных примеров из разных частей СССР и других стран. Все же характерным является то, что две магмы особенно сильно распространены в земной коре, именно базальтовая, более тяжелая, и более легкая — гранитная, включая сюда и гранодиоритовую.

В то время как магмы базальтовые, выступая на земную поверхность, не обладают признаками дифференциации или проявляют ее в незначительной степени, гранитные и гранодиоритовые магмы застывают в виде огромных массивов, носящих характер батолитовых.

Генезис базальтовой магмы в ряде отношений нам, в значительной

степени, ясен; далеко не так обстоит с гранитными магмами: до сих пор не установлена окончательно зависимость этих магм от базальтовой.

Различные петрографы или геологи высказывают ряд разнообразных мнений о ее генезисе: гранитная магма носит характер продукта фракционной кристаллизационной дифференциации базальтовой магмы (Боуен); она получилась в результате воздействия базальтовой или иной магмы на осадочную свиту пород; она образовалась путем первичной дифференциации и была выделена сперва в виде первичной гранитной оболочки, от которой сохранились только небольшие участки, застывшие и подвергавшиеся затем, в известные периоды жизни земли, в связи с различными типами орогенеза, новым процессам переплавления и т. д. Таким образом, вокруг генезиса магм нагромождается огромное число вопросов.

Характерно, что средние породы связаны генетически то с основными породами, то с кислыми. По мнению Левинсон-Лессинга, такая связь сиенитовой магмы с габбровой установлена для украинской габбровой формации (норвежской). Точно установлена связь трахитов с тихоокеанскими базальтовыми магмами.

В ряде случаев с габбровыми магмами связаны своеобразные сиенитовые магмы, так называемые монцонитовые; с теми же габбровыми магмами могут быть связаны и *анортозитовые* магмы.

Левинсон-Лессинг считает, что нет явных переходов от гранитной магмы к сиенитовой и от сиенитовой к габбровой; украинский пример очень характерен в этом отношении.

В Фенноскандии Седергольм также установил несколько более древний возраст габбро, чем рапакиви; габбровые породы носят здесь гибридный характер; имеется перерыв в цепи габбро — рапакиви, с образованием брекчиевидных пород, носящих характер гранита и вплавленных в нем обломков габбро. Существуют здесь и отдельные прожилки гранита в габбровых породах как последние отжимки, полученные при кристаллизации базальтовой магмы, но они очень малы. Согласно Седергольму, встречаются, в то же время, и основные породы, образовавшиеся из гранитов или из гранодиоритов (Эскола, 1932).

Следует считать, что сиенитовые магмы могут быть *гетерогенными*, т. е. образуются в одних случаях за счет основных пород, в других за счет кислых.

Где заканчивается дифференциация базальтовой магмы — не всегда ясно. Во всяком случае, нет сомнения, что доходить до стадии сиенитовой она может; однако, сиенитовых магм мало; когда говорится о возможности получения из базальтовой магмы магм гранитных, вопрос усложняется в связи с огромными размерами массивов кислых магм. Здесь наступает область спекуляций, пока далеко не обоснованных и поэтому разнообразных. Этот вопрос, в то же время, чрезвычайно важен в петрологическом отношении, так как совершенно ясно выступает огромная роль гранитных магм в генезисе магматических пород и, — что особенно важно — в дифференциации летучих компонентов и ряда элементов, в частности металлогенных.

Теории *протогенного* генезиса гранитной магмы, т. е. ее образования путем непосредственной кристаллизации кислой магмы, получившейся первичным путем при том или ином типе дифференциации магмы, —

противопоставляется теория *палингенного* генезиса, выдвинутая Седергольмом и в последнее время особенно детально разработанная им и его учениками для района развития гранитных магм в докембрие Финляндии.

Седергольм вместе с Дэли считает, что генезис гранитных магм вторичный; получаются они при непосредственном переплавлении более древних гранитов или выборочного плавления их или осадочных пород.

Переплавление происходит под влиянием разных причин — теплоты, которая развивается при горообразовательных процессах, действия радиоактивных веществ, поднятия в более высокие горизонты расплавленных базальтовых магм, иногда и перидотитовых, нагретых до еще более высокой температуры и вызывающих прогревание, при помощи конвекционных токов, проплавляемых ими пород: перидотитовыми магмами — базальтовых, базальтовыми — более кислых, уже затвердевших.

Взгляды о переплавлении пород как причине генезиса гранитных магм высказывают также геологи (Бубнов, Кобер и др.).

В последнее время Эскола (1932) высказался в пользу двоякого происхождения гранитных магм, основываясь на двух фактах: 1) гранитная эвтектика является самой легкоплавкой из известных нам силикатных систем и 2) силикатные жидкости могут отжиматься после своего образования путем фильтрпрессования. Отсюда он делает вывод, что часть гранитных магм может образоваться при фильтрпрессовании кристаллизующихся базальтовых магм. Следует при этом принять во внимание, что это противоречит вычислениям Левинсон-Лессинга и Феннера, согласно которым при этом получается жидкость небольшой кислотности, не выше сиенитовой магмы.

Однако, надо думать, что если во время кристаллизации базальтовой магмы из нее удаляется оливин, то кислотность остаточной отжимаемой магмы может быть и более высокой, чем кислотность сиенитовой магмы.

Второй способ образования гранитных пород — выборочное плавление, когда при прогревании горных пород расплавленные части их отжимаются из них. Такого рода процессы плавления, конечно, могут происходить; примеры их многочисленны; так, послеиотнийский оливиновый диабаз Финляндии расплавил более древний рапакиви гранит; этот переплавленный гранит образовал дайки в самом диабазе. Полканов, затем Белянкин — указали на плавление диабазами находящихся в контакте с ними гранитов.

Эскола считает, что некоторые количества вещества, ведущего к образованию гранитов, в общем могут быть отжаты из материала плато-базальтов. Опираясь на мысли, высказанные Феннером, который указывал на то, что при отжимании кислого остатка из базальтовой магмы получается одновременно увеличение содержания в этом остатке окислов железа, Эскола, соглашаясь с этим, указывает на следующее обстоятельство: если изъять из гранитов свободный кварц и калиевый полевой шпат, то получится увеличение содержания окислов железа сравнительно с базальтовой магмой. Отсюда вывод Эскола, что при отжимании кислого остатка не получается гранитная магма, последняя образуется путем также и ассимиляции окружающих пород, с пе-

реходами в следующем порядке: отжимки плато-базальта — диорит — кварцевый диорит — гранодиорит — гранит.

Постепенно выкристаллизовываются бисиликаты и амфиболы, и в конце концов получается гранитный остаток, особенно богатый калием и кремнекислотой.

В некоторых случаях идет также накопление не K, а Na, например, при образовании тронджеймитов или кварцевых кератофиров.

Различия в процессах накопления тех или иных элементов Эскола, повторяя по существу сказанное ранее Гольдшмидтом, связывает с процессами тектоническими. Гранитные магмы, в конечном итоге, Эскола характеризует как «выпотевание из земли во время конвульсий орогена». Сиаловая кора постепенно утолщалась в предшествующие геологические эпохи, продолжает утолщаться и в настоящее время. При этом изменяются и условия залегания гранитных масс: в докембрийское время видную роль играли батолиты, в настоящее время — штокообразные массы и массивы, имеющие твердое дно.

Согласно Эскола, могут происходить выборочные плавления осадочных пород и образование из них гранитов. Как на петрологический курьез, можно указать на своеобразное мнение Люжон (1930), который считает, что граниты могут образовываться из глинистых сланцев при раздавливании геоксинклиналей, где может развиться количество тепла, достаточное для того, чтобы расплавить сланцы. Но так как сами глинистые сланцы образовались из гранитов, должны существовать граниты более древние, чем сланцы. Можно указать, далее, на крайнее разнообразие состава гранитов, далеко превосходящее разнообразие глинистых сланцев. С этой гипотезой не согласуется сопровождение гранитных массивов пегматитами, рудами и другими минеральными образованиями.

Если разобрать ряд других точек зрения на генезис гранитов, то следует прийти к заключению, что генезис гранитных магм до сих пор остается неясным.

На основании многочисленных исследований по этому вопросу необходимо сделать следующие выводы.

1. В геологическое время гранитные магмы не образовывались как первичные, в доступных нашим исследованиям частях земной коры.

2. Гранитные магмы по минералогическому составу, физическим особенностям и генезису находятся в резком противоречии с габбровыми магмами.

3. Гранитные магмы образовались тогда же, когда выделялись перидотитовые и базальтовые пояса.

4. Первичная гранитная магма, образовавшаяся во время первых стадий охлаждения земного шара, до появления земной коры или к началу ее образования, в настоящее время уцелела на отдельных участках, где она отчасти находится в застывшем состоянии.

5. Гранитная магма подвергалась многократным преобразованиям и переплавлениям, ассимиляции и в настоящее время продолжает изменяться и диференцироваться, приобретая крайне разнообразный характер.

6. При условии расплавления она может в ряде случаев снова начинать диференцироваться.

7. В различных частях земного шара происходит смена типов пород во времени, в зависимости от состава самих магм, крайне разно-

образных вследствие процессов ассимиляции и ряда геологических условий.

8. Говорить о родоначальной магме среднего состава, например гранодиоритовой, трудно, хотя в отдельных случаях такие магмы могли образоваться и изменяться затем в течение длительных периодов времени.

9. В том или ином сложном магматическом бассейне с неодинаковым в разных частях его средним составом магмы, последняя может диференцироваться в порядке фракционной или иной диференциации и дать разнообразные горные породы, характерные для данной петрографической провинции.

10. Самые процессы диференциации и ассимиляции не представляют собой однократного явления, но могут с течением времени повторяться в измененных условиях, в измененном виде.

11. Процессы диференциации могут происходить на больших глубинах и на различных расстояниях от земной поверхности по пути магмы к ней.

Глава VIII

ПЕТРОЛОГИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Выветривание

Источники составных частей осадочных горных пород. Разнообразные по своему составу (химическому и минералогическому) и по генезису составные части осадочных пород получаются: 1) при выветривании, разрушении и путем выщелачивания легко растворимых составных частей ранее существовавших пород, 2) из их нерастворимых остатков выщелачивания, 3) из растворов, получаемых при вулканических процессах, 4) из продуктов жизнедеятельности животных и растительных организмов. Незначительную роль в образовании осадочных пород играет тончайшая пыль, носящая название абиссальная «красная глина».

Большая часть этих компонентов получается в результате выветривания горных пород.

Сущность выветривания. Выветривание представляет собой совокупность сложных физико-химических процессов, частью физического, по преимуществу химического характера с образованием ряда новых минералов, чуждых первичным породам. Обычно играют роль оба агента — физический и химический. Процессы химического выветривания обусловлены окислением и восстановлением, гидролизом, действием различных химических реагентов; главную роль в этих процессах играет вода. Естественно, что наиболее интенсивное химическое выветривание происходит во влажном тропическом климате и сводится почти к нулю в климате сухом (жарком или холодном).

Из числа физических агентов главную роль играют замораживание, перемены температур и шлифующее действие твердых частиц (*песка, пыли*) под давлением ветра или песка, а также под влиянием воды; некоторую роль играет также вода, циркулирующая по тонким трещинкам горных пород.

Минералы, образовавшиеся при высоких давлениях и высоких температурах (минералы магматических пород), иначе относятся к выветриванию; они менее устойчивы, чем минералы осадочных пород, и находятся обычно на поверхности земли или близко к ней в состоянии неустойчивого равновесия.

При чисто механическом выветривании минералы сохраняют свой первичный состав, рассыпаясь на все меньшие и меньшие частицы под влиянием различных агентов физического характера.

Очень трудно провести границу между процессами выветривания, связанными непосредственно с атмосферными агентами, проникаю-

щими иногда и на более или менее значительные глубины (вадозные агенты), и теми процессами автометаморфизма и действия гидротерм и иных агентов, генезис которых связан с глубокими высокотемпературными частями земли (ювенильные агенты), так например, до настоящего времени в сущности не установлен окончательно вопрос о генезисе каолинита как продукта разрушения полевых шпатов; недостаточно ясно, получается ли он в результате воздействия ювенильных или вадозных агентов. В дальнейшем изложении обращается основное внимание на те процессы, которые связаны главным образом с поверхностными агентами и относятся к процессам гипергенеза.

При химическом выветривании происходит особенно глубокое преобразование ряда минералов с изменением их химических и физических свойств. Почти совершенно не изменяет своего состава кварц; значительно изменяются пользующиеся особенно большим распространением полевые шпаты и их заместители, слюды, амфиболы, пироксены, оливины.

Выветривание полевых шпатов. Ортоклаз и микроклин состоят из очень сильного основания — K_2O и кислоты SiO_2, поэтому легко подвергаются гидролизу. Как показали исследования последнего времени, проведенные Ноллем (1935), при высоких температурах гидролиз идет в сторону образования *каолинита.* Ход образования каолинита путем гидролиза может быть изображен следующим образом:

$$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + 3H_2O = 2KOH + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + 4SiO_2 \quad (1)$$

получается легко растворимая щелочь КОН, *свободная кремнекислота* и гидратный алюмосиликат — *каолинит.*

Из этих трех веществ КОН переходит в раствор и удаляется, вступая затем в различного рода реакции; SiO_2 выделяется в виде *опала* и *халцедона,* частью и в виде *кварца,* переносясь также в растворе; каолинит остается на месте в виде мелкого коллоидального белого вещества, частью тонко чешуйчатого; чешуйки тем больше, чем выше температура, при которой происходит процесс выветривания.

Некоторые исследователи считают, что главную роль в данном случае играет CO_2, и что выветривание идет по следующему уравнению:

$$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 + CO_2 + 2H_2O = \\ = K_2CO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + 4SiO_2 \quad . \quad . \quad . \quad (2)$$

Опыты получения каолинита таким именно путем пока не дали положительных результатов; эти опыты (Нолля) велись в условиях низких температур.

Характерно то, что при гидротермальных условиях гидролиз по формуле (1), идет особенно интенсивно; в ряде случаев наблюдается значительная *каолинизация,* когда полевошпатовые породы подвергаются особенно интенсивному воздействию вулканических агентов сольфатарного характера. В таком случае может появиться новый компонент — *серицит;* H_2O входит в состав его как слюды в виде гидроксила (OH).

Серицитизация калиевого полевого шпата широко распространена в ряде рудных месторождений, гидротермальное происхождение которых несомненно.

Можно думать, что серицит образуется также и в верхних зонах земной коры, где температурные условия приближаются к нормальным; поэтому его относят в некоторых случаях к продуктам выветривания; иногда он действительно присутствует в породах, подвергавшихся процессам обыкновенного выветривания.

Все то, что говорится о калиевом полевом шпате, по существу полностью приложимо также и к натровому полевому шпату, альбиту, который также способен к гидролизу и нередко каолинизируется, иногда и серицитизируется, так же, как и пертиты.

Плагиоклазы. Так как плагиоклазы обладают крайне разнообразным составом от альбита до анортита (табл. 22), процессы выветривания в них происходят различно, в зависимости от состава плагиоклаза и частью от состава той горной породы, в которой он присутствует.

Таблица 22

Состав альбита и анортита

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O
Альбит	68,81	19,40	0,00	11,79
Анортит	43,28	36,62	20,10	0,00

В более кислых плагиоклазах при разложении альбитовых молекул образуется *серицит* или же *каолинит* (глинистое вещество); в сериците К частично замещен Na. Продукты разрушения анортита и богатого анортитом плагиоклаза совершенно иные. В присутствии CO_2 он может при разрушении выделять *кальцит*; чаще он дает *цоизит*; в ряде случаев идут и более сложные реакции, именно образование *хлорита*, нередко также *эпидота*, т. е. происходит не только *каолинизация* и *кальцитизация*, но также *хлоритизация*, *цоизитизация* и *эпидотизация*; последнее происходит за счет разложения тут же присутствующих магнезиально-железистых минералов и носит по большей части глубинный более или менее высокотемпературный характер.

Переход плагиоклаза (анортита) в смесь *кальцита* и *глинистого вещества* может быть изображен в виде следующей формулы:

$$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 + CO_2 + 2H_2O = CaCO_3 + Al_2O_3 \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O \quad (3)$$

Бокситизация. В некоторых случаях, в особенности тогда, когда климатические условия отличаются тропическим или субтропическим характером, когда климат, притом влажный, разложение алюмосиликатовых молекул полевошпатовых минералов идет еще далее; может выщелачиваться вся кремнекислота и остается свободный Al_2O_3 в соединении с H_2O, т. е. *боксит*, обычная алюминиевая руда.

Состав боксита обычно изображается формулой: $Al_2O_3 \cdot 2H_2O$, в действительности мы имеем дело с горной породой вторичного происхождения, состоящей из смеси *гиббсита, или гидраргиллита*, $Al_2O_3 \cdot 3H_2O$, и *диаспора* — $Al_2O_3 \cdot H_2O$.

Часто эти соединения присутствуют не в кристаллической, но в *коллоидальной* форме, что естественнее ожидать при процессах гид-

ролиза; следовательно, боксит можно рассматривать, как *алюминиевый гель*.

Возможен также и иной генезис бокситов; согласно воззрениям Архангельского и Рожковой, происходит растворение алюмосиликатов во время процессов выветривания их с образованием сернокислых солей алюминия; эти соли переносятся в растворе в бассейны, на дне которых накопляются известковые отложения; здесь в присутствии CO_2, в новой сложной физико-химической обстановке сернокислые соли разрушаются и дают гидратные окислы алюминия (наряду с гидратными окислами железа) в виде коллоидальных образований, частью в виде оолитов; они с течением времени стареют и дают начало бокситовым отложениям, характерным для месторождений их, залегающих среди известняковых отложений Урала.

Группа слюд. Наиболее распространены в первичных горных породах биотит и мусковит, частью флогопит.

Биотит обладает очень сложным химическим составом и очень малой устойчивостью против выветривания. Образуется в магматических породах на последних стадиях кристаллизации остаточной магмы, богатой летучими компонентами или в метаморфических породах при особенно высоких температуре и давлении; попадая в иные условия температуры и давления, он легко переходит в *хлорит* и другие минералы. Характерным для выветривания биотита является потеря им темной окраски, переход в светлую или почти *белую слюду*, иногда *зеленую;* это связано с потерей биотитом как закисного, так и окисного железа. Особенно часто наблюдается хлоритизация биотита, связанная с потерей биотитом всего или почти всего железа, главным образом окисного, с сохранением MgO, Al_2O_3 и прибавлением H_2O. Щелочи удаляются полностью. Точно так же и превращения *флогопита* идут в направлении образования *хлорита*.

Мусковит является минералом чрезвычайно устойчивым и при высоких, и при низких температуре и давлении; при выветривании он сохраняется без изменений и только расщепляется по спайности и распыляется. Поле устойчивости мусковита чрезвычайно велико, гидрослюды — серицита — ограничено.

Амфиболы и пироксены. В группы пироксенов и амфиболов входит большое число минералов крайне разнообразного состава, обычно метасиликатов Mg, Fe и Ca.

Одновременно в ряде пироксенов и амфиболов присутствуют Fe_2O_3, иногда также щелочи, главным образом Na_2O; особенно много ее в щелочных пироксенах и амфиболах. Характерно присутствие в амфиболах OH и в большем или меньшем количестве иногда F, реже Cl. Из магнезиально-железистых силикатов метасиликаты более устойчивы, чем ортосиликаты. Переход безводных пироксенов в содержащие гидроксил амфиболы происходит не только при высоких температурах, при которых применима реакционная схема Боуена, но и при сравнительно более низких. В последнем случае идет процесс так называемой *уралитизации*. Он наблюдается в разрушенных габбровых и диабазовых породах, в которых первичный пироксен переходит в более или менее волокнистый светлозеленый *актинолит* при более низких температурах, чем температуры первичной кристаллизации, и в присутствии воды.

Если одновременно присутствуют и железорудные минералы, иногда образуются *амфиболы* более богатые железом, чем первичный авгит. По большей части, однако, вторичный амфибол сравнительно беден окислами железа.

В ряде случаев приходит также процесс гидролиза молекул, содержащих MgO; образуются *тальк* или *серпентин*; если одновременно в пироксене или амфиболе присутствует CaO, нередко получается *доломит*. В случае наличия в составе метасиликатов Al_2O_3 происходит *хлоритизация* их. Окислы железа идут на образование либо *хлорита*, либо *сидерита*; при более сильном окислении образуются *гидраты окислов железа*, реже *гематит* или *магнетит*. В ряде случаев происходит почти полная *эпидотизация* амфиболов и пироксенов, причем иногда этот процесс носит характер метаморфического.

В этих случаях недостающий глинозем эпидот заимствует из основного плагиоклаза; *эпидот* является в данном случае *дейтерогенным*. Эпидот образуется в плагиоклазе отчасти за счет тех составных частей, которые получаются из рядом расположенных минералов, содержащих окислы железа, главным образом пироксенов.

Процессы выветривания магнезиально-железистых минералов далеко не полно изучены; неясна картина промежуточных стадий их. В конечном итоге происходит выделение из них Mg в виде карбонатов и талька, Fe — в виде гидратов окислов железа или в виде карбонатов, CaO — в виде карбоната. Большая часть кремнекислоты при этом удаляется в коллоидном состоянии.

Легче судить о процессах выветривания в ромбических пироксенах, состав которых сравнительно прост. Он может быть выражен следующей формулой:

$$4(MgO \cdot SiO_2) + CO_2 + 2H_2O = 3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + MgCO_3 + 2SiO_2 \quad (4)$$

Возможно, что здесь так же, как и в полевых шпатах при процессе каолинизации, играет основную роль процесс *гидролиза*. В случае присутствия FeO в пироксене она выделяется в виде карбоната.

Образование бастита по существу является процессом *серпентинизации*.

Оливин. При выветривании особенно часто происходит *гидролиз* оливина, наиболее легко и полно протекающий при высокой температуре, т. е. тогда, когда уже после кристаллизации оливина выделяются из не вполне застывшей еще массы оливиновой магмы гидротермальные воды.

Реакция протекает следующим образом:

$$2Mg_2SiO_4 + CO_2 + 2H_2O = 3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + MgCO_3 \quad (5)$$

или в случае чистого гидролиза:

$$2Mg_2SiO_4 + 3H_2O = 3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O + Mg(OH)_2 \quad (6)$$

Часть, а иногда и весь получившийся *серпентин* под воздействием CO_2 воздуха подвергается дальнейшей *десиликации* и *карбонатизации* и дает как конечный продукт *магнезиальный карбонат*, образующий иногда крупные промышленные скопления. *Серпентин* обычно образуется в более глубоких частях как результат процесса автометаморфизма. Оливин часто чрезвычайно устойчив и не подвергается

Таблица выветривания минералов

(по Гольмсу с дополнениями Граута)

Глубинные минералы	Гидротермальные продукты выветривания	Продукты выветривания		Минералы, отложившиеся из растворов
		осадочные	в растворе	
Кварц	—	—	SiO_2	Кварц, опал, халцедон
Полевые шпаты ортоклаз	Серицит Каолинит Цеолиты Эпидот Парагонит Каолинит	Каолинит. Другие глинистые минералы Боксит	SiO_2 K_2CO_3 Na_2CO_3 $Ca(HCO_3)_2$	Соли Кальцит Гипс Глауконит и др.
Фельдшпатоиды	Цеолиты	Каолинит Боксит	Na_2CO_3 K_2CO_3 SiO_2	Соли
Мусковит	Серицит	Гидрослюды глины и др.	K_2CO_3 SiO_2	Соли
Биотит	Хлорит	Лимонит глины и т. д.	$(Mg, Fe)(HCO_3)_2$ K_2CO_3 SiO_2	Сидерит Глауконит и др.
Авгит	Роговая обманка. Биотит Хлорит	Лимонит Глинистые минералы	SiO_2 $Ca(HCO_3)_2$ $Mg(HCO_3)_2$ $Fe(HCO_3)_2$	Кальцит Доломит Сидерит
Роговая обманка	—			
Энстатит	Серпентин	Лимонит	SiO_2	Сидерит
Оливин	Серпентин Тальк. Окислы железа. Гематит	—	$Mg(HCO_3)_2$ H_2CO_3	Магнезит Лимонит
Магнетит	Пирит	Лимонит	$Fe(HCO_3)_2$	Лимонит
Пирит	Пирит	Лимонит	Fe_3O_4 H_2SO_4	Лимонит

Продолжение

Глубинные минералы	Гидротермальные продукты выветривания	Продукты выветривания		Минералы отложившиеся из растворов
		осадочные	в растворе	
Ильменит	Лейкоксен	Лейкоксен Лимонит и другие	$Fe(HCO_3)_2$	Лимонит
Гранат	Хлорит	Лимонит Глинистые минералы	Бикарбонаты	Лимонит Карбонаты
Апатит	—	—	$Ca_3(PO_4)_2$	Фосфориты

выветриванию в течение длительного времени (дуниты Новой Зеландии, перидотиты юга Урала).

Акцессорные минералы. Акцессорные минералы отличаются обычно чрезвычайно высокой устойчивостью и почти совершенно не подвергаются выветриванию; обладая в то же время большой твердостью и неистираемостью, они сохраняются не только в виде зерен, но и в виде кристаллов. Таковы из магматических пород: *циркон, турмалин, титанит, магнетит, рутил, гранат, корунд, монацит, касситерит*, часто также *апатит, берилл, вольфрамит, ильменит*, частью переходящий при выветривании в *лейкоксен*, далее *шпинель, хромит, платина* и др.; из метаморфических — *кианит, ставролит, кордиерит, андалузит* и *слюда*.

Наоборот, сернистые акцессорные минералы, как например, *пирит пирротин, арсенопирит, халькопирит* и др. сравнительно легко выветриваются; окисляясь, они выделяют серную кислоту, что в свою очередь в значительной мере способствует дальнейшему выветриванию других минералов.

Так как большинство рудных жил и месторождений содержит большое количество сульфидов, легко выветривающихся и дающих в особенно большом количестве гидраты окислов железа, образуются так называемые *железные шляпы* или *госсаны* бурого или краснобурого цвета, указывающие на места нахождения рудных жил и месторождений. При разложении *медистых сульфидов* образуются большие количества *вторичных медь-содержащих минералов* в результате образования легко растворимых *сернокислых соединений меди*, накопляющихся в более глубоких частях госсанов; здесь же накопляется *золото* и другие ценные металлы.

Общий обзор выветривания минералов приведен в табл. 23.

Выветривание магматических и метаморфических пород

Магматические и метаморфические породы, образовавшиеся на глубине, легко подвергаются изменению в зоне выветривания, так как минералы их образующие находятся здесь обычно в состоянии

неустойчивого равновесия. Наиболее часто наблюдаемые процессы выветривания заключаются в *окислении, гидратизации* и *карбонатизации*, реже образуются *соединения сернокислые* или *хлористые* последние главным образом в условиях сухого жаркого климата.

Все процессы выветривания обладают чрезвычайно большой сложностью: усложнение заключается в том, что при выветривании образуются не кристаллические вещества, а сплошь и рядом *вещества коллоидальные* или близкие к тому, изучение которых пока еще чрезвычайно затруднено. Однако, применением иммерзионного метода удается установить образование определенных типов таких коллоидных соединений, как гели кремнекислоты, коллоидные гидраты глинозема, окислов железа и большое число аналогичных образований.

Второе затруднение при разрешении вопросов выветривания кристаллических пород заключается в том, что далеко не всегда возможно решить, являются ли данные процессы разрушения первичных минералов и горных пород процессами выветривания или процессами пневматолитическими, гидротермальными и другими сравнительно высокотемпературными.

Таковы процессы *серицитизации* и *каолинизации полевых шпатов*, *хлоритизации* магнезиально-железистых минералов, *серпентинизации* и т. д.

Выветривание осадочных пород

Так как минералы, из которых состоят осадочные породы, либо получились в виде продуктов выветривания первичных пород, либо же образовались первично при низких температуре и давлении, процессы выветривания в них проявляются в слабой степени и во всяком случае не так интенсивно, как в метаморфических или магматических. Эти процессы носят скорее характер физических изменений, но наряду с ними имеют место и химические изменения. Сюда относится выветривание благодаря дезинтеграции под влиянием перемен температуры и замерзания воды, удалению при растворении цемента горных пород, состоящих в основном из нерастворимых, кластических компонентов. Кремнистые песчаники и кварциты рассыпаются на более мелкие куски; большую роль играет *окисление* железистого цемента в ряде песчаников; такого рода породы приобретают бурую или красную окраску; в аркозах могут *коалинизироваться* полевые шпаты; ильменит превращается в *лейкоксен*. Глинистые осадочные породы часто отличаются серой или черной окраской, обусловленной присутствием углистого вещества; очень часто в них присутствуют одновременно кристаллы серного колчедана или марказита, придающие породе синеватый оттенок (основная среда). При выветривании *сульфиды* придают глинистым отложениям бурую или охристую окраску, которая распределена в них часто неравномерно, пятнами. Одновременно выделяются большие или меньшие количества серной кислоты (кислая среда), вызывающей дальнейшие изменения глинистых осадков с образованием нередко *гипса* в случае присутствия в глинистом осадке углекислого кальция, что наблюдается часто.

Глинистые осадки обычно коллоидальны; поэтому трудно решить, какие составные части их следует отнести к первичным образованиям и какие ко вторичным продуктам выветривания.

Характерные процессы выветривания происходят в породах карбонатных; процессы эти различны в зависимости от того, воздействует ли на них CO_2 или SO_2 воздуха в присутствии H_2O.

В первом случае реакция идет таким образом:

$$CaCO_3 + CO_2 + H_2O = Ca(HCO_3)_2. \quad (7)$$

Бикарбонат кальция легко растворим в воде, легко выщелачивается из карбонатной породы или же из тех осадочных пород, в состав которых он входит, например, из карбонатного цемента песчаников; в результате происходят характерные процессы разрушения этих пород.

Иное происходит, если в воздухе присутствует SO_2; обменная реакция его с $CaCO_3$ идет следующим образом:

$$CaCO_3 + SO_2 + O + 2H_2O = CaSO_4 \cdot 2H_2O + CO_2. \quad (8)$$

Гипс легко выщелачивается из породы, которая постепенно разрушается; эта реакция особенно интенсивно отзывается на облицовочных известняках, на карбонатных строительных камнях городов, в которых сжигается большое количество каменного угля с образованием больших количеств SO_2.

После полного разрушения и выщелачивания известняков сохраняются те нерастворимые остатки, которые входят в их состав; накопляются так называемые *красные земли, или терра росса*, характерная, например, для стран, расположенных около Средиземного моря; образование ее наблюдается также в Крыму и в ряде других аналогичных мест.

Растворимость вещества обычно тем больше, чем оно более мелкозернисто; в результате медленного воздействия влажного воздуха на поверхности известняков происходит иногда прекрасное отпрепарирование тех окаменелостей, которые на свежем изломе не видны или почти не видны; отпрепарирование происходит по той причине, что остатки окаменелостей более крупнокристалличны, чем окружающая их масса известняка; поэтому они с большим трудом растворяются, чем последний.

В общем тот же характер разрушения обнаруживают *доломиты* хотя в них чаще наблюдается клеточная структура выщелачивания.

Карбонатно-железистые (сидеритовые) породы при выветривании *окисляются* и *гидратизируются*, резко изменяя свою окраску. Серые или желтоватосерые сидериты и сферосидериты при выветривании быстро приобретают бурую окраску разной интенсивности.

Продукты выщелачивания, переходящие в раствор. Среди переходящих в раствор веществ главное значение имеют такие окислы, как CaO, MgO, Na_2O, K_2O и кислотные радикалы CO_3, SO_4, Cl, SiO_3; K_2O, переходящие в раствор, обычно быстро поглощаются снова коллоидальными осадками алювиального характера; CO_2 получается обычно из атмосферы.

Состав раствора в значительной степени влияет на растворимость тех или иных соединений; так, нередко происходит выщелачивание SiO_2 из железорудных накоплений (способствует присутствие щелочей или $Mg(HCO_3)_2$), в то время как в других, наоборот, сохраняется SiO_2 и выщелачиваются окислы железа; различна степень выветривания ортоклаза и плагиоклазов.

Al_2O_3 мигрирует с трудом; миграции ее способствует присутствие в растворе сульфатов или органических растворителей; следовательно, бактерии могут значительно способствовать миграции Al_2O_3, что наблюдается при процессах образования бокситовых месторождений. Боксит особенно легко получается тогда, когда растворы носят щелочной, карбонатный характер.

Окислы железа выщелачиваются в присутствии гумусовых соединений в виде бикарбонатов, сульфатов, хлористых соединений. CaO, MgO, Na_2O и K_2O дают легко растворимые бикарбонаты, также сульфаты; фосфаты растворимы в присутствии гумусовых кислот и CO_2.

Большую роль играют процессы *пептизации* не только кремнекислоты, но и других соединений, в особенности при помощи органических коллоидов.

Условия, благоприятствующие химическому выветриванию

Особенно благоприятствует выветриванию теплый влажный климат, топография, способствующая циркуляции воды, присутствие в водах реагентов, пористость пород, преобладание в их составе неустойчивых минералов.

Как показали исследования последних лет, чрезвычайно большую роль в процессах выветривания, в первую очередь в процессах метасоматизма известняков, играют капиллярные трещины.

Из различных горных пород получаются по преимуществу следующие остаточные продукты выветривания: из гранитов — глинистые и кварцевые вещества, могущие итти на образование глинистых и песчаных почв; из основных и средних пород таких, как габбро, базальты, андезиты, диориты — более железистые почвы и глины. При преобладающем содержании полевых шпатов (например, в таких породах, как граниты, диориты, габбро, анортозиты и др.) нередко образуются почти чистые каолиновые остаточные массы, иногда с почти полностью выщелоченными окислами железа и другими составными частями. В тропических условиях выветривания получается конечный продукт распадения алюмосиликатов — боксит.

Общий объем продуктов выветривания, не считая перешедших в раствор и откладывающихся позже веществ, больше, чем объем первичных пород, так как в состав продуктов выветривания входят новые составные части главным образом H_2O и CO_2; кроме того, они обладают значительно большей пористостью.

Из осадочных пород особенно устойчивы в отношении выветривания пески, песчаники и глины, значительно менее известняки.

При выветривании получаются породы зернистые и до землистых; иногда наблюдается образование оолитовых текстур.

Перенос

Перенос продуктов выветривания производится частью механически, отчасти в растворенном виде.

Механический перенос

Механический перенос производится путем скольжения по склону (оползни, осыпи, обвалы); чаще и на большее расстояние продукты выветривания переносятся ветром, водой или льдом.

Перенос ветром. Особенно тонкие частицы ветер может носить вокруг всего земного шара. Штормы переносят рыхлый материал на сотни *км*. Сильные ветры могут иногда переносить гальки в 8 *мм* в поперечнике на расстояние в несколько *м*. Зерна минералов при переносе ветром шлифуются и истираются, пыль выдувается; лучше всего противостоит этому истиранию кварцевый песок; кварцевые зерна покрываются матовой поверхностью. Более крупные гальки и куски горных пород под влиянием ветра приобретают ограненные формы трехкрайников. Нередко образуются оригинальные формы выдувания в горных породах не вполне равномерного состава. При переносе песка на дюнах образуется рябь; переносимый ветром материал подвергается значительной сортировке, при этом почти не происходит изменения состава минералов.

Перенос льдом. Лед переносит продукты выветривания горных пород разных размеров от пылевидных до крупных глыб; сортировка при переносе совершенно не производится. Породы часто сохраняются в совершенно свежем виде. Обломки покрываются местами полированными поверхностями, часто с характерными штрихами. В условиях низких температур состав минералов изменяется слабо.

Перенос водой производится в особенно крупных размерах, причем происходит интенсивная сортировка материала по размерам, форме и удельному весу. Основной закон переноса водой: величина переносимых частиц пропорциональна скорости воды V в шестой степени, т. е.

$$S = K \cdot V^6.$$

Вода, протекающая со скоростью 30 *см/сек*, передвигает кварцевые зерна около 0,5 *мм* в поперечнике.

Скорости, при которой переносится различный обломочный материал, по Бухеру, даны в табл. 24.

Таблица 24

Породы	Средний диаметр в *мм*	Скорость *м/сек*
Глина	—	0,08
Песок	0,5	— 28
Крупный песок	1,0	— 40
Мелкий гравий	6,0	— 70
Гравий	54,0	1,62
Валуны	750,0	11,69

Перенос водой совершается следующим образом: 1) перекатыванием; 2) подскакиванием; частицы подымаются в воде на некоторую высоту и, описав кривую, снова садятся на дно; 3) во взвешенном состоянии, как это имеет место с глинистыми частицами при определенных скоростях течения или движения воды; 4) при определенных размерах зерен капиллярная вода может способствовать одновременному (коллективному) передвижению всей массы зерен,

в результате чего происходит подводное скольжение продуктов выветривания; это наблюдается в частности в глинистых осадках.

В зависимости от скорости течения воды продукты выветривания сортируются по размерам; сортировка нарушается колебаниями скорости движения воды. При переносе механическое трение, удары зерен и обломков друг о друга, о берега и дно, также и химические агенты постепенно уменьшают размеры зерен. Отдельные глыбы могут передвигаться на значительные расстояния; установлено, что отдельные крупные гальки могут перекатываться на расстояниях до 1 000—3 500 *км* ранее, чем они преобразуются в песчаные зерна.

Во время длинных периодов жизни земли, по крайней мере 99,9% кварцевых песков получились из прежних песчаных отложений (Граут).

Сортировка при переносе водой сводится к тому, что *глинистые* и *железистые* минералы концентрируются в *глинах, кварц* — в *песках*.

Форма глинистых частиц разнообразна от коллоидальной до чешуйчатой; форма кварцевых зерен обычно близка к шаровидной с поверхностью то матовой, то почти полированной. Форма галек часто неправильно сфероидальная, нередко эллипсоидальная. Форма зерен зависит главным образом от агента переноса. Вода окатывает зерна песка до 0,05 *мм*, ветер — до 0,03 *мм*. К суждению об агенте транспортировки зерен по степени округлости их следует относиться с большой осторожностью — могут присутствовать зерна, окатанные ранее при иной обстановке.

Граут дает следующие критерии для решения вопроса об агентах переноса продуктов выветривания.

1. *Лед*. Признаками переноса им являются: исштрихованные плоскости на валунах, отсутствие сортировки, нецементированная гетерогенная смесь угловатых обломков. Могут присутствовать зерна любого размера и формы без признаков каолинизации, без определенных структур; породы пользуются широким распространением. Во многих из них присутствуют крупные валуны, образующие мощные отложения.

2. *Вода*. В общем породы однообразны в отношении как состава, так и структуры и величины округлых полированных зерен. Отложения могут быть цементированы; всегда наблюдается какая-либо структура, например, полосатая или диагональная слоистость. Более крупные валуны встречаются только изредка.

3. *Воздух*. Тоже, что и вода, но размеры зерен меньше (в широко развитых слоях не более 5 *мм*); они более сильно округлены, скорее матовые, чем полированные, обычно нецементированы, с диагональной слоистостью; зерна могут быть округлены при размерах 0,03 *мм*. Лесс широко распространен, состоит из угловатых зернышек. Все отложения хорошо сортированы. Часты трехкрайники.

Перенос в растворенном виде

Большинство металлов переносится в растворе в виде ионов (карбонатов, сульфатов, хлоридов, последние обычно лишь в сравнительно незначительном количестве). Кремнекислота переносится обычно в коллоидальном состоянии.

Растворы циркулируют сперва по трещинам и пустотам, частью капиллярным, в горных породах, затем достигают озер или морских

бассейнов. На этом пути они могут нередко давать осадки, если на растворы влияют те или иные агенты. Так, например, при действии кислорода могут выпадать окисляющиеся соединения ($FeCO_3$ дает $Fe(OH)_3$ и др.); глины, глинистые и другие вещества, находящиеся в коллоидальном состоянии, абсорбируют прежде всего окись калия из раствора; тем самым уменьшается количество ее.

Потеря CO_2 или повышение температуры раствора карбонатов может вызвать осаждение их, в первую очередь $CaCO_3$. На растворимость веществ могут оказывать влияние движение воды, испарение, перемены температуры и давления.

Электролиты разного рода способны вызывать коагуляцию коллоидных растворов и тем самым осаждение твердой фазы из них.

В ряде случаев наземные отложения получаются без далекого переноса растворенных веществ по поверхности земли; иногда эти вещества отлагаются в момент выхода растворов по капиллярам на поверхность. Таково образование некоторых боратов, карбонатов, нитратов и возможно также иногда бокситов и железистых соединений.

Отложение осадков

Отложение осадков происходит там, где нагрузка переносимого материала для агента переноса слишком велика, там где скорость движения (ветра, воды) уменьшается, где происходит таяние льда, или, наконец, где растворы смешиваются с другими растворами, вызывая явления флокуляции коллоидальных составных частей, т. е. образования хлопьев из них. В ряде случаев играют роль также испарение, понижение температуры, также и органическая жизнь.

До 90% осадков образуется на дне моря, остальные — на континентах.

Наземные отложения, кроме палеонтологических остатков, характеризуются рядом других признаков, в частности знаками прибоя, трещинами высыхания, следами дождевых капель и т. д. Морские отложения отличаются главным образом палеонтологическими остатками и рядом литологических и стратиграфических особенностей их.

Среди морских и континентальных отложений можно различать:

1. *Абиссальные отложения или осадки глубоких морей.* На особенно больших глубинах образуются такие осадки, как глубоководные красные глины и оозы; имеются сомнения в том, выходят ли они когда-либо на поверхность земли. Скорость осаждения здесь ничтожно мала; судя по драгированию остатков ископаемых позвоночных, эти отложения имеют несколько *м* мощности, формируясь со времени третичного периода.

2. *Батиальные отложения.* Глубина их между 180 и 1 800 *м* от уровня воды, начинаются они от того места, где заканчивается континентальный шельф и дно переходит в батиальную часть.

Главные осадки — красные, зеленые, синие, серые, черные илы и оозы, частично также пески. Присутствуют и известковистые отложения, количество которых увеличивается в менее глубоких частях. Синий цвет ила указывает на присутствие в нем железистого сульфида.

Движение вод, происходящее ближе к поверхности моря, в этой зоне почти не отражается, и рябь проявляется только очень редко под влиянием особенно крупных волн.

Отложения обычно чрезвычайно тонкозернисты.

3. *Неритовая или мелководная область.* Эта область занимает место между берегом моря и 180 *м* глубины. Она включает в себя большую часть морского дна, которая известна под названием *континентального шельфа* (мелководья). Вокруг некоторых океанских островов это довольно узкая область; около континентов она достигает 160 *км* и более ширины. Осадки этой области частью *терригенные*: в большинстве это пески, глины и другие механические осадки; частью же это *пелагические* органогенные главным образом карбонатные отложения. Знаки ряби и течений здесь обычны. Имеются отложения, носящие специальные названия: отложения эстуарий, лагунные, средиземноморские и др.; отличия их главным образом геологического, а не петрографического характера.

Там, где в море не впадают реки и не приносится песчаный или глинистый материал, образуются скопления раковин моллюсков, брахиопод и известковистых остатков ряда других животных или растений; это материал, из которого в дальнейшем образуются известняки. Имеются все переходы между органогенными известняковыми и терригенными осадками в виде песчанистых известняков, мергелей и других пород.

В общем по мере удаления от берега осадки становятся все более тонкими; одновременно они становятся петрографически все более гомогенными. Более гетерогенный характер носят осадки между островами, также осадки эпиконтинентальных морей. Особенно гетерогенный характер носят эпиконтинентальные осадки.

Для морских осадков характерно довольно большое содержание в них невыветривающихся минералов; в более крупнозернистых осадках эти минералы образуют включения в других минералах; в песках, зерна которых достигают диаметра 0,5—0,025 *мм*, они находятся в виде самостоятельных кристаллов и зерен, в более тонких — эти невыветривающиеся минералы полностью распылены.

4. *Аллювиальные отложения* образуются вдоль течения рек, выполняя долины ниже области размыва. Если верхние части рек находятся в области гор, аллювиальные отложения представлены частью галечниками, которые ниже по течению сменяются песчаными отложениями стариц с линзами глинистых отложений. Для речных отложений характерно отсутствие слоистости за исключением диагональной. Присутствуют лишь наземные или пресноводные окаменелости. Тяжелые редкие минералы в этих отложениях местного происхождения.

5. *Озерные отложения* сходны по характеру с отложениями морскими; отличаются тем, что когда озера пресные, в них отсутствуют соли, способствующие коагуляции глинистых осадков и других коллоидов; в соляных озерах коагуляция коллоидов проявляется очень интенсивно. В первом случае глинистые отложения могут быть настолько тонкослоистыми, что некоторые геологи по ним определяют время, в течение которого отлагались осадки.

6. *Пустынные осадки.* В связи с сухостью климата, жарким или холодным характером его при почти полном отсутствии раститель-

ности получаются своеобразные осадки пустынного характера. Эоловые пески не обладают особенно широким распространением, если считать их эоловым осадком. Площадь распространения лесса иногда громадна — занимает тысячи $км^2$. Характерными особенностями эоловых осадков является отсутствие слоистости кроме диагональной, хорошая сортировка, рябь с большей длиной волны, чем в случае подводной ряби при одной и той же амплитуде; в них также чаще встречаются округлые зерна легко выветривающихся минералов, в частности полевых шпатов. Нередки трехкрайники. Местами также имеются отложения гипса и поваренной соли.

7. *Ледниковые отложения.* Если исключить флювио-гляциальные осадки, ледниковые отложения, получающиеся при таянии льда ледников разных типов (континентального, гренландского, норвежского, альпийского), характеризуются отсутствием сортировки и слоистости. Ледниковые отложения разнообразного характера представлены в моренах — поддонных, конечных и др., в эскерах, кемах и т. д. Здесь же присутствуют флювио-гляциальные отложения разного рода.

Для этих отложений характерно разнообразие состава и генезиса. По петрографическому характеру пород в ряде случаев можно определить места, откуда они перенесены и, следовательно, судить о направлении ледникового потока.

8. *Остаточные* образования могут сохраняться там, где происходит либо слишком быстрое накопление продуктов выветривания, которые не уносятся, либо механическая эрозия слишком слаба, в частности, в связи с малым уклоном поверхности.

Накоплению таких продуктов в значительной степени способствует механическая дезинтеграция без достаточно энергичной эрозии.

Текстура механических осадков

Полосатая текстура обусловлена переменами, происходящими при накоплении продуктов выветривания; отдельные слои могут иметь разный петрографический характер. Обусловлены они разными причинами — перерывами осаждения, изменением направлений течений, прибоем волн или приливами.

Пластинчатая текстура отличается от предыдущей тонкой различной окраской отдельных прослоев породы и тем, что такие породы, как глины и мергеля, легко раскалываются на тонкие плитки. При уплотнении породы (глины) получается тонкая сланцеватость ее.

Поперечная слоистость обусловлена тем, что происходит отложение по случайным разнообразным направлениям в связи с изменением течений воды или движения ветра.

Характерны также песчаная рябь, трещины, отпечатки на поверхности слоев капель дождя, придающие поверхности характер, сходный с лунной поверхностью, следов животных и т. д.

Органогенные осадки

Особенно крупное значение имеют карбонатные (известковистые) осадки.

Отложение карбоната кальция. В образовании карбонатных известковистых осадков принимают участие крайне разнообразные организмы главным образом морские, начиная от форминифер и кончая

плеченогими, также водоросли, бактерии и др.; эти осадки образуются также в результате химических процессов.

Карбонатные отложения, образующиеся в различных условиях, главным образом на дне моря, отчасти и на суше, в пресных водах, имеют довольно разнообразный состав; особенно разнообразно в них содержание $MgCO_3$ как видно из табл. 25.

Таблица 25

Содержание углекислого магния в известковистых выделениях различных организмов (по Кларку и др.)

Организмы	$MgCO_3$ в %
Моллюски	0,00 — 2,58
Nubecularia nowarossica	26,0
Известковые водоросли	10,73 — 25,17
Плеченогие	0,49 — 8,63
Фораминиферы	3,67 — 11,22
Губки	5,37 — 8,00
Альционарии	6,03 — 15,73
Иглокожие	5,99 — 14,08
Криноден	7,87 — 13,74

Первичные текстуры известковистых отложений (карбонатных) обусловлены образующими их остатками организмов; они быстро подвергаются изменению частью благодаря деятельности мертвоедов, перетирающих донные остатки организмов, чем в значительной степени объясняется сравнительно редкое нахождение хорошо сохранившихся окаменелостей в осадках; изменяются они также благодаря тому, что эти осадки легко подвергаются перекристаллизации диагенетического характера.

Органогенные отложения кремнекислоты. Содержание кремнекислоты в водах земного шара в процентном отношении незначительно. Так, содержание ее в разных водах следующее: в пресных водах — 12% твердого остатка их, т. е. 20 частей на 1 миллион частей воды; в соленых водах — 0,01% твердого остатка, т. е. 2—4 части на 1 миллион частей воды.

Главными организмами, которые усваивают кремнекислоту из воды являются радиолярии, диатомовые, губки. Кремнистые организмы в особенно большом количестве живут в более холодных водах, в то время как известковые осадки образуются преимущественно в более теплых водах.

Повидимому, бактерии принимали участие в образовании огромных толщ железистых кварцитов в районе Верхнего озера (Грунер).

Органогенные отложения железа и марганца. Органогенные отложения железа и марганца образуются преимущественно благодаря химико-органическим процессам главным образом в виде сульфидов железа; железо переносится в места отложения в форме бикарбонатов и сульфатов закиси железа. Активно выделяют железо-бактерии, а также в ряде случаев водоросли; ту же роль играют бактерии и водоросли при выделении марганца. Этот процесс может также происходить чисто химическим путем.

Органогенные осадки железа и марганца отличаются обычно микроскопически малой зернистостью, в виде оболочек, волоконец и т. д.

Возможно, что ряд оолитовых руд тоже органгенного происхождения.

Органогенные отложения фосфатов. Большая часть фосфатовых осадочных пород образовалась из остатков организмов (раковин ракообразных, брахиопод, костей позвоночных и т. д.).

Таблица 26

Химический состав остатков разных организмов по Кларку

Организмы	Содержание $Ca_3(PO_4)_2$ в %	Организмы	Содержание $Ca_3(PO_4)_2$ в %
Лингулы	91,74	Крабы	около 15,00
Дисциниска	75,17	Креветки	„ 30,00
Альционарии	8,57		

P_2O_5 извлекается организмами из морской воды, в которой это соединение присутствует в количестве 0,015%.

Почти во всех отложениях фосфат представлен *коллофаном.*

Отложения органических соединений. Главные представители органических соединений, образующих горные породы в земной коре, *угли* и *нефти.*

Большая часть углей образуется из растительных остатков разного рода, начиная от простейших водорослей и кончая двухдольными растениями; нередко мощные слои угля образуются из спор. Что касается нефти, в образовании ее принимали участие животные организмы; в последнее время высказываются предположения о происхождении ее из растительных остатков. Последнее тем более вероятно, что из сапропелевых отложений явно растительного происхождения перегоняются составные части нефти.

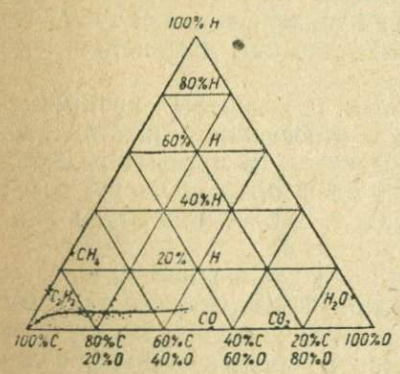


Рис. 110. Диаграмма угольных серий (по Гроуту). Ни один из углей, свободных от пепла и воды, не богат водородом. Содержание кислорода в них от 50% и ниже, углерода — от 50 до 100%. Точки соответствуют отдельным химическим анализам; кривая показывает ход преобразования угля от древесного угля на правом конце ее до чистого графита на левом конце.

Самое отложение растительного материала в редких случаях происходит на суше, а не на дне мелководных бассейнов; вода предохраняет органические вещества от слишком быстрого разложения в одних случаях на месте, где произрастали растения, в других — после переноса на новое место. После отложения растительных остатков они превращаются в торфообразное вещество; затем разнообразные реакции изменяют последнее вплоть до достижения состава графита (С), как конечного продукта. Ход изменений зависит от природы первичной растительности (древесная, сосудистые, тайпобрачные, споры, водоросли и т. д.), далее также от частичного

разрушения вещества растений до его отложения; ход изменений растительных отложений зависит также от мощности кроющих пород, времени прошедшего с начала отложений растений, от давления, образования трещин, по которым могут удаляться летучие вещества, и от температуры.

Разнообразие состава нефти в разных месторождениях возможно связано с различием в характере тех организмов, которые дали ей начало и с геологическими процессами, происходившими со времени отложения органических остатков. Давление и температура оказывают сильное влияние на физико-химические процессы, происходящие в горючих газах, обычно сложного состава.

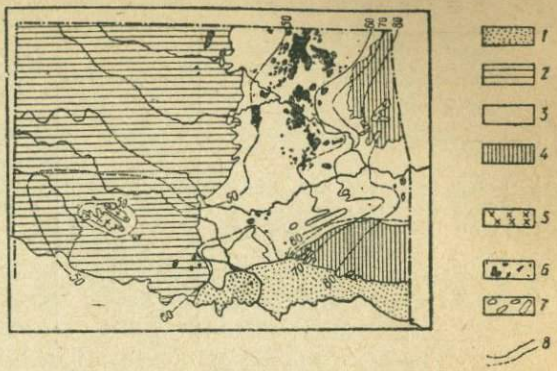


Рис. 111. Карта Оклагомы, с полями нефти и газов (по Фуллеру, 1920).

1 — меловые отложения; *2* — пермские отложения; *3* — пенсильванские отложения; *4* — миссисипские отложения и неразделенные каменноугольные; *5* — кембро-силурийские граниты; *6* — нефть; *7* — газы; *8* — кривые содержания углерода.

Чем более изменены угли, тем меньше надежды на нахождение около них нефти; изменения от лигнита до антрацита идут параллельно с изменением глины до сланца.

На диаграмме угольных серий (рис. 110) ни один из углей не богат H; содержание O в них от 50% до 0%; C содержится от 50% до 100%. Точки указывают на состав отдельных углей. Кривая показывает изменение состава углей при процессах преобразования их от дерева, на правом конце ее, до графита, на левом конце. На рис. 111 дана карта Оклагомы с полями нефти и газов и линии равного состава летучих компонентов в углях.

Химические осадки

Особенно крупную роль среди химических осадков играют *каменная соль* и сопровождающие ее *магнезиально-калийные соли*, *гипс*, *ангидрит*, также *бораты* и ряд других солей.

Особенно хорошо изучен состав и генезис каменной соли и сопровождающих ее хлористых и сернокислых солей Mg, Ca, K, Na и гипса с ангидритом.

Происхождение растворов, из которых осаждаются соли, может быть крайне разнообразно — морского, озерного, родникового, метеорного происхождения, иногда также эти растворы связаны с вулканическими процессами.

Особенно большие количества солей скопляются в океанических водах, где собираются все континентальные воды, в частности те, которые переносят растворы веществ, выщелоченных при процессах выветривания.

Состав морской воды довольно разнообразен, среднее содержание солей в ней 3,6%, из которых около 78% приходится на NaCl. 300 *м*

океанической воды дают слой соли, равный 4,5 *м*, и гипса — менее 0,6 *м* мощности.

Таблица 27

Содержание солей в морской воде и отдельных соляных озерах

	В весовых процентах			
	NaCl	$MgCl_2$	MgO	CaO
Морская вода	2,673	0,375	0,163	0,124
Мертвое море	6,386	16,367	—	0,078
Большое Соляное озеро, Юта, США	11,863	1,491	—	0,086
Озеро Эльтон	0,383	19,750	5,32	—
Озеро Урмия, Иран	19,047	0,522	0,800	0,181

При испарении морской воды, выпадение солей происходит в следующем порядке:

1. Окислы железа и $CaCO_3$.
2. После испарения около $^4/_5$ воды выделяется гипс.
3. Поваренная соль, NaCl выделяется после уменьшения воды до $^1/_{10}$ первоначального ее объема.

Эти первые осадки могут налагаться одни на другие, частично выделяясь одновременно; в то же время получаются и совершенно чистые слои их.

4. После начала выделения NaCl временно осаждается не гипс, а преимущественно ангидрит.
5. Выделение наиболее легко растворимых солей магнезиальных и калийных происходит в такой последовательности: сернокислый магний, двойной сульфат магния и калия, бромистый магний, двойной хлорид магния и калия, гидратный хлористый магний.

Такого рода месторождения образуются в соляных озерах, лагунах или бассейнах, отделенных от моря перемычкой с небольшим протоком в ней; морская вода непрерывно по мере испарения ее в таких бассейнах пополняется.

Большие количества соли непрерывно поступают в бессточные соляные озера пустынь и полупустынь.

Тектонические процессы обусловливают после образования соляного пласта утолщение его, превращение слоев соли в соляные «штоки», вызывая явление прорыва выше лежащих осадочных пород.

Одно из наиболее крупных месторождений каменной соли, сопровождаемое отложениями калийно-магнезиальных солей находится в районе Соликамска; крупное месторождение тех же солей имеется в Стассфурте и в ряде других мест. Генезис этих месторождений общепризнанный — морской.

В Стассфурте наименее растворимые соли (гипс) залегают внизу, наиболее легко растворимые (калийно-магнезиальные) вверху.

Это мощное сложное соляное месторождение разделяется на четыре отдельные зоны.

Зоны эти следующие (снизу вверх):

1. Зона *ангидритовая*, свыше 600 *м* мощности.

2. Зона *полигалитовая*; полигалит ($K_2SO_4 \cdot MgSO_4 \cdot 2CaSO_4 \cdot 2H_2O$).

3. Зона *кизеритовая*; кизерит ($MgSO_4 \cdot H_2O$) 52 *м* мощности.

4. Зона *карналлитовая*, 55%: карналлита ($KCl \cdot MgCl_2 \cdot 6H_2O$), сильвинита (KCl), каинита ($MgSO_4 \cdot KCl \cdot 3H_2O$), тахгидрита ($CaCl_2 \cdot MgCl_2 \cdot 2H_2O$); 22% NaCl, 16% — кизерита.

Вторичные минералы 4-й зоны, сильвинит и каинит, образовались под влиянием действия морской воды на кизерит и карналлит. Возможно, что вторичным является также и кизерит, так как он выделяется только при 83° С°.

Деление Риппе этой свиты более дробное.

Соли Страссфурта не остались без изменения, но испытали ряд превращений и дали новые минералы под влиянием изменившихся условий давления.

Можно считать установленным, что образование солей Стассфурта происходило в промежутке между 22° и 30° С.

В Соликамском месторождении минералогический состав в значительной степени иной; последовательность отложений здесь следующая (снизу вверх):

1. Каменная соль.
2. Сильвинит.
3. Карналлит.
4. Сильвинит.

Первые три зоны образовались при нормальных условиях постепенного осаждения избыточных и труднее растворимых солей с постепенным выделением в конце наиболее легко растворимых солей. После первого периода отложений солей произошел новый приток морских вод, в результате чего образовался новый слой сильвинита, вероятно за счет преобразования карналлита.

Для толщи соликамских пород, содержащих калийные соли, чрезвычайно характерна последовательность смен одних пород другими, как это хорошо видно на следующем разрезе:

Возраст	Горизонты	Мощность в *м*
Четвертичный	Глинистые рыхлые песчано-галечные отложения	2—30
Казанский ярус	Верхняя известково-песчанистая и глинисто-песчаниковая красноцветная толща	0—200
	Покровные над солью породы	
	Известняково-мергелистая толща .	0—100
	Глинисто-мергелистая толща . . .	40—110
	Гипсоносная толща	8—70
	Переходная толща, сложенная из перемежающихся друг с другом слоев глины и каменной соли .	0—80
	Толща каменной соли	1—70
	Зона верхнего сильвинита в местах куполовидных поднятий соляной толщи	0—32
	Карналлитовая зона, состоящая из карналлита, смешанного с каменной солью. На долю глыб, прослоек и включений каменной соли приходится 40—50%. Про-	

Возраст	Горизонты	Мощность в *м*
	исходит выщелачивание из карналлита хлористого магния и обогащение породы калием, перешедшим в сильвинит с образованием зоны, носящей название „верхнего сильвинита" . .	20—110
	Сильвинитовая зона, сложенная перемежающимися слоями сильвинита и каменной соли, средней мощности 35 *м*. На долю пропластков сильвинита приходится около 45% всей мощности	12—56
	Подстилающая толща химических осадков, представленная толщей каменной соли	250—400
Подкунгурская толща	Глинисто-ангидритовая толща, сложенная перемежающимися слоями ангидрита и глин с сильными колебаниями процентного содержания тех и других . . .	около 400
Артинский ярус	Известково-глинистая толща . . .	40—100 (?)
Верхний карбон	Известняковая толща	больше 100

Соликамские накопления калийных и магнезиальных солей характеризуются тем, что они занимают огромную площадь, из которой разведка затронула всего 1 700 *км*^{2} с содержанием на 1 *м*^{2} на первом участке K_2O — 3—5 *т*, $MgCl_2$ — 10 *т*. Запасы колоссальные, достигающие 16 млрд. *т* K_2O и 18 млрд. *т* $MgCl_2$, т. е. в 6 раз больше, чем все мировые запасы калийных солей.

Для месторождения характерно отложение в определенном порядке снизу вверх: 1) известняки, 2) известняково-глинистые породы артинского яруса; 3) глинисто-ангидритовые породы (400 *м*); 4) свита химических осадков, она начинается «подстилающей» каменной солью (400 *м*), на которой залегают калийные соли а) сильвинитовая зона с чередующимися пластами сильвинита 45% и каменной соли (35 *м*); б) карналлитовая зона с карналлитом, перемешанным с каменной солью (45—50%); в ней часть хлористого магния выщелочилась, хлористый калий перешел в сильвин в верхней части карналлитовой зоны, образовалась верхняя сильвинитовая зона (5—20 *м*); в) слой каменной соли (покровный), в которой начинается обратный процесс; 5) отложение каменной соли; 6) гипсов; 7) глинистомергелистых пород; 8) известняково-мергелистых пород, прикрывающих мощную толщу химических осадков.

Характерно в геохимическом отношении то, что основную роль играют галоиды калия, натрия и магния; сернокислые калий, натрий и магний отсутствуют. Характерные примеси в карналлите — бром, около 0,2%, далее иод и радиоактивные элементы: радий — $2{,}8 \cdot 10^{-14}$ и торий — $0{,}5 \cdot 10^{-5}$.

Таким образом, накопление калийных и магнезиальных солей в Соликамском районе имеет большое теоретическое и практическое значение. Это накопление рисует процесс отложения солей из мелководных бассейнов и в то же время отличается значительной простотой чередования химических осадков.

Промышленное значение его огромно.

Последовательность кристаллизации солей из морской воды подробно изучена Вант Гоффом; в своих классических работах он дал полное освещение этого вопроса, показав при каких концентрациях и температурах должны выделяться различные минералы, заменяясь при других условиях иными минеральными образованиями.

Им построен был ряд показательных диаграмм, детальное описание которых изложено в курсе физико-химических основ петрографии Букке и Эйтеля и в других руководствах.

Парагенетические взаимоотношения и поля устойчивости хорошо видны на диаграммах (рис. 112, 113, 114).

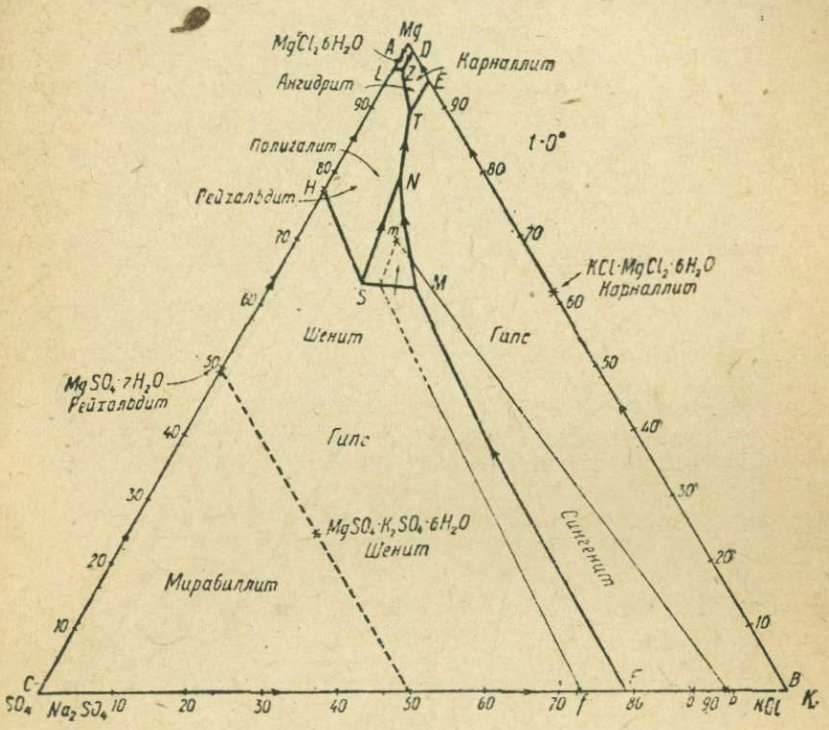


Рис. 112. Кристаллизация системы солей морской воды при температуре 0°.

Эти диаграммы дают представление о кристаллизации сложных соляных растворов, содержащих молекулы MgO, Na_2O, K_2O, H_2O с одной стороны, Cl_2 и SO_4, с другой, при температурах 0°, 25° и 55°, т. е. когда наряду с KCl и $MgCl_2$ присутствует также Na_2SO_4 и др.

Чтобы не увеличивать числа свобод, Вант Гофф подошел при построении этих диаграмм несколько произвольно: он принял, что в данном случае определяются все равновесия при одновременно насыщенном растворе хлористого натрия.

Это основано на том, что наблюдается и в природе, так как калийно-магнезиальные соляные горные породы почти без исключения содержат одновременно также поваренную соль как существенную составную часть.

Вместе с изменением температуры изменяется также и минералогический состав выпадающих солей; выделяются определенные серии минералов взамен ранее образовавшихся, что особенно хорошо видно на схеме Енеке, изображающей парагенез минералов Стассфуртского соляного месторождения в связи с изменением температуры (рис. 115).

Так как растворимость хлористого натрия повышается с повышением температуры раствора, а ангидрита — наоборот, то в достаточно мелком бассейне, допускающем более или менее значительные сезонные изменения температуры, летом осаждается ангидрит, зимой — поваренная соль.

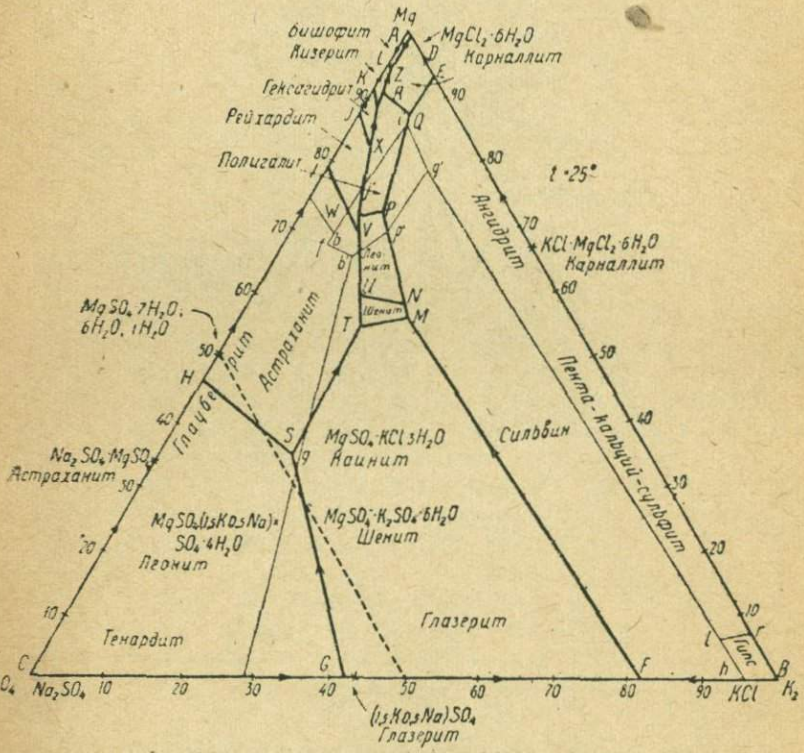


Рис. 113. Кристаллизация системы солей морской воды при 25°.

В таком сложном растворе, как морская вода, процессы кристаллизации чрезвычайно сложны и изменяются с колебаниями температуры. Минералы, выделившиеся при одной температуре, при изменении ее могут снова растворяться; взамен их выпадают другие.

Особенно характерна кристаллизация глауберовой соли из ненасыщенного Na_2SO_4 при нормальных температурах рассола соляных озер (Кара-Бугаз, Чокур-Кояшское озеро в Крыму и др.).

Согласно данным Курнакова, при температуре рассола 25° выделяется при сгущении его поваренная соль; если же температура того же рассола понизится до 5°, кристаллизуется глауберова соль. При повышении температуры глауберова соль снова растворяется:

$$2NaCl + MgSO_4 \rightleftarrows Na_2SO_4 + MgCl_2$$

Эта реакция имеет огромное практическое значение, так как объясняет условия получения глауберовой соли в соляных озерах (Карабугаз, Чокур-кояш и др.) и в искусственных соляных бассейнах (Сакские промысла около Евпатории и др.).

Диаграммы (рис. 113, 114, 115) дают понятие о том, как в морской воде идет кристаллизация при разных температурах; при температуре 5° она начинается выделением рейхардита ($MgSO_4 \cdot 7H_2O$), при 25° происходит выделение астраханита (бледит) ($MgSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 4H_2O$), при 83° — левеита ($MgSO_4 \cdot Na_2SO_4 \cdot 2{,}5H_2O$).

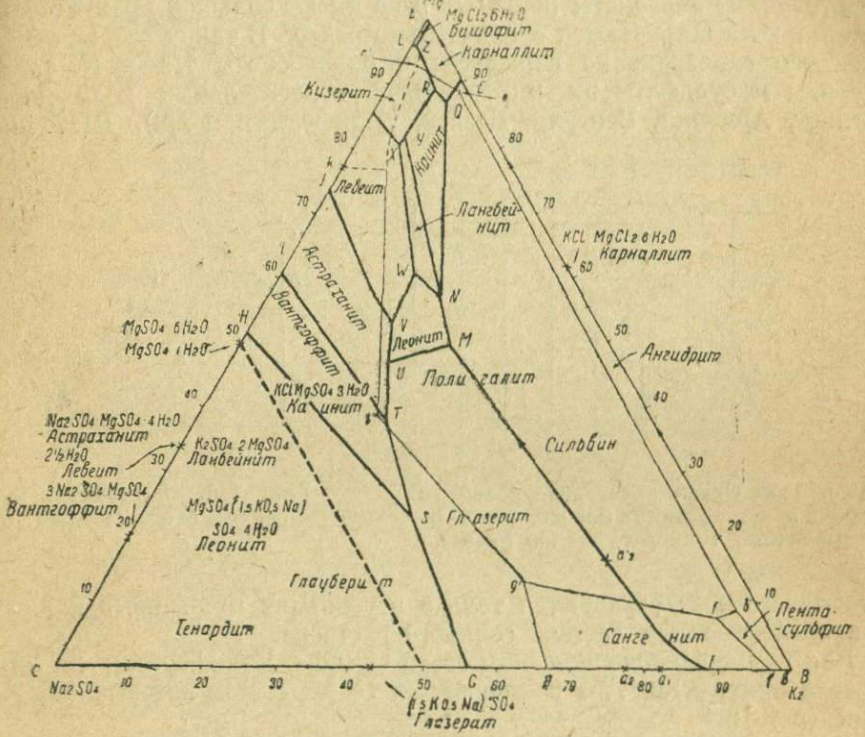


Рис. 114. Кристаллизация системы морских солей при 55°.

Так как каждому изменению температуры соответствует свой парагенез минералов, устойчивых только в определенных условиях давления и концентрации, то, очевидно, мы имеем здесь дело с гетероморфным минералогическим составом раствора, остающимся без изменения; это же мы увидим далее в главе о метаморфизме. Характерно то, что эти ассоциации тем более сложны, чем выше температура, при которой образуется большое число гидратных минералов, богатых водой.

Гипс и ангидрит. Обычно считается, что растворимость сульфата кальция с повышением температуры понижается; в действительности растворимость сульфата кальция постепенно повышается до 40°, после чего она начинает падать. В наиболее высокой точке нет перелома, кривая плавно начинает опускаться до температуры примерно равной 63,5°. В этой точке наблюдается резко выраженный перелом;

до этой точки выпадает гипс, начиная с этой точки выделяется *ангидрит*. Кривая растворимости быстро падает (рис. 116). Характерно то, что присутствие других морских солей оказывает сильное влияние на инверсионную температуру, благодаря чему гипс может кристаллизоваться из морской воды при температуре, значительно более низкой, чем 63,5°.

При высоких температурах гипс переходит в полугидрат (парижский цемент): на воздухе при температуре 100°, в соляном растворе: 76°, в воде: 66°; следовательно, в природе последний вряд ли может встречаться.

Щелочные карбонаты натровых озер имеют большой практический интерес, хотя встречаются сравнительно редко. В таких озерах откладываются одновременно карбонаты и бикарбонаты Na и K, также хлориды и сульфаты их в различных относительных количествах (Египет, Армения, Венгрия, Невада, Калифорния и др.). Щелочные

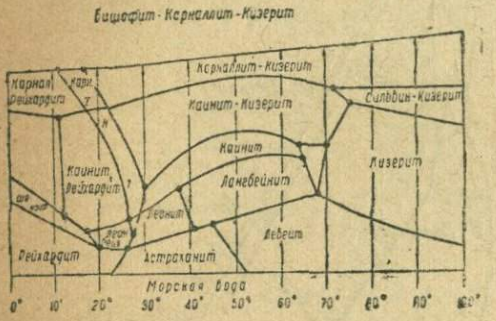


Рис. 115. Схема парагенеза солей во время кристаллизации морской воды при различных температурах (по Енеке).

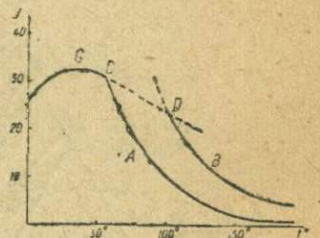


Рис. 116. Растворимость сернокислого кальция.

соли такого рода образуются только в условиях пустынного климата и при специальном составе соляного раствора.

Как пример можно привести озера Суена в Калифорнии; на литр рассола приходится 77 *г* растворенных солей, состав которых следующий (в %):

Na_2CO_3	35	$NaHCO_3$	7
KCl	4	NaCl	38

Озера дают промышленную соду. Такие озера носят иногда местное название *плейас*, в Африке *пан*; летом они сухие, в дождливое время заполняются водой на несколько *см*.

Характерный состав минералов этих отложений следующий: сода ($Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$, трона ($Na_2CO_3 \cdot NaHCO_3 \cdot 2H_2O$) и термонатрит ($Na_2CO_3 \cdot H_2O$); обычно присутствует трона.

Крупный интерес представляют содовые озера Западной Сибири.

Борные соединения. Борные озера с рассолами, обогащенными борными солями, встречаются в различных частях света и отличаются разнообразным генезисом. Одни из них вулканического происхождения, другие связаны с процессами выщелачивания. Главными районами борнокислых отложений являются Италия, Калифорния и Тибет; в настоящее время — СССР (Индерское озеро и его окрестно-

сти). На Тибете сырая бура, так называемый *тинкал*, получается из соляных озер в области высокогорных плато. Характер растворов вероятно сходный с растворами Калифорнийских борных озер. Здесь имеются озера, генезис борных соединений которых повидимому также первичный, вулканический; концентрируются они в бессточных озерах пустынных областей при выветривании почв, по которой протекают по временам дождевые воды.

Так называемые фумаролы, или «соффиони» Тосканы, в Италии выделяют в большом количестве пары со значительным содержанием борных соединений. Последние отлагаются в виде борной кислоты H_3BO_3 и аммонийных солей.

В месторождениях Стассфурта бор присутствует в виде борацита.

В районе Индерского озера состав борнокислых минералов, связанных с соляными отложениями, крайне разнообразен. Особый геохимический комплекс представляет собой район развития борнокислых соединений около Индерского озера в Западном Казахстане; месторождения боратов залегают среди гипсовых толщ и рассеяны на значительной площади в виде переменной мощности пластообразных линз или скоплений неправильной формы. Отложение боратов связано с отложением гипсов то более чистых, то загрязненных примесями глины. Главным боратом является *гидроборацит*, состав которого $3B_2O_3 . CaO . MgO . 6H_2O$. Он выделяется в виде радиальнолучистых звездчатых иногда массивных агрегатов; местами присутствует плотный прозрачный минерал, часто покрытый белой коркой. Это *иньоит* состава $3B_2O_3 \cdot 2CaO \cdot 13H_2O$, и *ашарит* — $B_2O_3 \cdot 2MgO \cdot H_2O$, хотя в данном случае он обладает другими, чем обычно, оптическими свойствами; встречен также *улексит* $5B_2O_3 . 2CaO . Na_2O . 16H_2O$. Наряду с первичными боратами имеются здесь и вторичные перекристаллизованные.

Бораты в данном случае сингенетичны с солями, среди которых они залегают. В отличие от других крупных месторождений боратов (Калифорния, Чили и Малая Азия) месторождения в Казахстане характеризуются отсутствием признаков вулканической деятельности, как источника бора. Возможно, однако, что во время осаждения солей в замкнутом озере с повышенной минерализацией в пермское время имела место также и вулканическая деятельность сопровождавшаяся эманациями бора.

Нитраты редко скопляются в более или менее значительных количествах. В Чили они образовались на значительной высоте в очень сухой области. Условия залегания их в разных местах не говорят в пользу образования их путем высыхания нитратных озер. В числе многочисленных гипотез, предложенных для объяснения генезиса Чилийских месторождений селитры, наиболее правильной является гипотеза Сингевальда и Миллера (1916). Присутствие иода в Чилийских месторождениях не свидетельствует в пользу морского происхождения их, так как многие рудные месторождения Чили содержат иод. Зато доказано, что здесь подземные воды содержат небольшие количества нитрата, выщелачиваемого из почв. В Чили условия чрезвычайно благоприятны для концентрации селитры из таких растворов в связи с чрезвычайно сухим климатом. Преобладающие ветры с особенной силой дуют в наиболее жарких областях Анд, т. е. в областях с месторождениями селитры. Следовательно, может проявляться

интенсивная деятельность капиллярных процессов, подающих растворимые соли на поверхность земли, где они отлагаются в почве и подпочве.

Первоисточником нитратов являются продукты жизнедеятельности организмов; не исключена возможность образования и скопления их за счет грозовых разрядов в высоких Андах.

Историю отдельных элементов зоны выветривания можно охарактеризовать кратко следующим образом.

Кислород в магмах обнаружен в свободном состоянии не был. В этом состоянии он присутствует только в атмосфере и частично в верхней части земной коры, куда он проникает вместе с атмосферными водами и там вступает в реакции с составными частями минералов, окисляя их. У поверхности земли он образуется из H_2O и CO_2 при участии растительных организмов.

Хлор концентрируется постепенно в атмосфере и в земной коре, выщелачивается из ранее отложенных горных пород и в виде тех или иных солей поступает в море.

Натрий в виде различных солей выщелачивается из пород и также поступает в конечном итоге в море.

Калий улавливается на своем пути к морю глинистыми и иными веществами; в некоторых глинистых и сланцевых отложениях он дает начало вторичному полевому шпату.

Диагенез

Тотчас после своего образования осадочные породы начинают изменять свои свойства; степень изменения усиливается, когда порода попадает или в несколько иные условия температуры и давления, или в несколько иную физико-химическую обстановку (например, покроется новыми слоями горных пород). Эти изменения носят название *диагенеза*; под этим термином понимаются те изменения, которые претерпевает осадочная горная порода, начиная от своего отложения и до начала более глубокого изменения ее состава и структуры. Процесс этих последних изменений носит название *метаморфизма*. Провести точно границу между диагенезом и метаморфизмом затруднительно, как это видно в следующей серии пород: глина — сланцевая глина — глинистый сланец — филлит — слюдяной сланец.

Ветцель (1923) уточнил объем понятия диагенеза, понимая под ним превращение модификаций (арагонит — кальцит), увеличение размера зерен, образование конкреций, выщелачивание солей, образование цемента, удаление воды. Естественно, что геологическое значение этих процессов может быть крайне разнообразно.

Характерно далее, что иногда из двух рядом расположенных пород одна едва затронута изменениями, в то время как соседняя полностью *метаморфизована*.

Изменения, которые происходят в осадках на дне морей, носят название *гальмиролиза*, на дне пресноводных бассейнов — *тололиза*.

Не всегда легко отделить эти стадии от эпиконтинентальных процессов изменений осадочных пород.

Некоторые исследователи понимают под диагенезом те изменения, которые претерпевает порода после ее осаждения и до того, как она будет покрыта новыми слоями пород. Это вряд ли правильно, так

как в таком случае процесс диагенеза будет часто ничтожно кратковременным.

Под диагенезом можно понимать явления перекристаллизации замещений и цементации, которые происходят в осадочных породах после их отложения, и сопровождаются процессами выщелачивания, коррозии, окисления, иногда гидратации, образования конкреций, изменения в ряде случаев структур; эти процессы, однако, не ведут к полному преобразованию минералогического состава, структуры и текстуры и проходят в верхних оболочках земной коры при обыкновенных температуре и давлении.

Перекристаллизация и замещение

Процесс перекристаллизации осадочных пород часто сопровождается процессами замещения. Наиболее легко перекристаллизовываются две группы горных пород — карбонатные породы и различные соли.

Перекристаллизация известняка. Известняки очень легко подвергаются перекристаллизации после своего отложения в присутствии воды; при этом более мелкие зернышки растворяются, более крупные увеличивают свои размеры.

Этот процесс перекристаллизации идет тогда, когда известняк находится еще на дне моря; он может также происходить и позже. Степень перекристаллизации бывает крайне разнообразна, начиная от слабой перекристаллизации, которая характерна, например, для ряда известняков Подмосковного каменноугольного бассейна или типа юрских крымских известняков, перекристаллизация которых несколько больше, и кончая полностью перекристаллизованными белыми и сероватобелыми кристаллическими известняками Урала (Баландинское и другие месторождения). Многие из них независимо от степени перекристаллизации хорошо принимают полировку, если в них нет трещин и мало глинистых примесей.

Доломитизация. Как мы видели ранее, в органических остатках, идущих на образование известняков, присутствует значительное количество $MgCO_3$, в некоторых случаях до 26%; обычно $MgCO_3$ входит в состав тех остатков, которые образованы не арагонитом, а кальцитом.

Во время перекристаллизации известняков, содержащих углекислый магний, происходит постепенное растворение углекислого кальция и замещение его углекислым магнием, более трудно выщелачиваемым. Одновременно образуются поры и пустоты; нередко доломиты очень пористы; особенно благоприятствует выщелачиванию $CaCO_3$ присутствие в воде CO_2.

Наиболее легко поддаются доломитизации коралловые известняки, состоящие из арагонита, что совпадает с результатами опытов Клемана, показавшего, что в теплых водах арагонит легче доломитизируется, чем кальцит.

В разрезе через коралловый известняк Флориды совершенно ясно видно, как с глубиной в общем происходит постепенное замещение углекислого кальция доломитом под влиянием морской воды (от 4,23% MgO в верхних горизонтах до 26,33—41,05% на глубине 198—342 *м*).

Процесс постепенного замещения, который происходит в коралловых рифах, аналогичен тому, который происходит в течение длинных периодов времени, что приведено в табл. 28; из данных этой таблицы

видно постепенное обогащение известняков магнием в результате, однако, не только диагенеза, но и более сложных процессов преобразования горных пород.

Таблица 28

Средние отношения кальция к магнию в известняках различных возрастов (по Дэли, 1909)

Период	Число анализов	Отношение $CaCO_3 : MgCO_3$	Отношение Ca : Mg
Весь додевонский	392	2,39 : 1	3,35 : 1
Девонский	106	4,39 : 1	6,29 : 1
Каменноугольный	238	8,89 : 1	12,45 : 1
Меловой	77	40,23 : 1	56,32 : 1
Третичный	26	37,92 : 1	53,09 : 1
Четвертичный и современный	26	25,00 : 1	35,00 : 1

Доломитизация объясняется также и повышенной концентрацией солей в воде мелководных лагун; Б. П. Кротов считал, что так именно происходила доломитизация пермских известняков; реакция протекает следующим образом (по Гайдингеру, 413)

$$2CaCO_3 + MgSO_4 \rightleftarrows CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaSO_4$$

Кальцит + раствор ⇄ доломит + ангидрит (раствор)

Если будет исчерпан весь $MgSO_4$, реакция идет далее при участии $MgCl_2$ (реакция Мариньяка)

$$2CaCO_3 + MgCl_2 = CaCO_3 \cdot MgCO_3 + CaCl_2$$

Иногда доломит может выпадать также и непосредственно из раствора.

СХЕМА ГЕНЕЗИСА ДОЛОМИТОВ ПО ЛЕВИНСОН-ЛЕССИНГУ

A. Первичные отложения

a) Химические осадки, b) органогенные отложения, c) механические осадки.

B. Продукты замещения известняков

a) Замещение под влиянием морской воды, b) действием грунтовых вод, c) действием гидротермальных агентов.

C. Образования из вод выщелачивания

a) Действием поверхностных вод, b) действием морских вод.

Характерно то, что большинство доломитов образовалось в мелких водных бассейнах.

Замещение известняков другими веществами. Иногда происходит диагенетическое замещение известняков окислами железа; известняки замещаются также и сидеритами.

Широко распространено замещение известняков кремнекислотой (опал, халцедон, кварц). Источником кремнекислоты обычно счи-

таются спикули кремнистых губок, панцыри диатомовых и др. В результате полной силификации известняки переходят иногда в кварциты. В ряде случаев происходит непосредственное осаждение SiO_2 из морской воды благодаря действию морских солей, в первую очередь NaCl и др., на коллоидную кремнекислоту; происходит процесс замещения кремнеземом, по крайней мере, части кальцита.

Там, где имеются на поверхности известняков отложения гуано, известняки фосфатизируются. Скорость этого процесса бывает очень велика; в районе Тихого океана коралловый известняк в течение 20 лет фосфатизируется на глубину до 0,5—0,9 *м*; так именно образовался ряд крупных месторождений фосфоритов (Флорида, Калифорния и др.).

В результате диагенетического процесса в известняковых отложениях в присутствии органических веществ образуются *глауконит*, *пирит* и *марганцовые отложения*.

Выщелачивание. Этот процесс особенно интенсивно проявляется в известняках, которые в то же время могут обогащаться теми или другими иными веществами. Так, при выщелачивании из фосфатизованных известняков $CaCO_3$ они обогащаются фосфатами; здесь главную роль играют карбонатные воды.

В то же время воды, содержащие гумусовые кислоты, выщелачивают главным образом фосфаты и переносят их в новые места, где они могут их осаждать.

Типичными примерами выщелачивания под влиянием гумусовых и иных кислот могут служить глины, залегающие под угленосными слоями; они часто почти совершенно лишаются окислов железа, так же, как и CaO, MgO и т. д.; получаются в высокой степени чистые огнеупорные глины; гумусовые кислоты и другие органические вещества из болот третичного возраста вызывали во время проявления диагенетических процессов удаление окислов железа, MgO, CaO и др. из вторичных каолинов Украинской кристаллической полосы в период их отложения; в результате удаления этих окислов образовались исключительно чистые отложения вторичных каолинов.

В составе осадочных пород видную роль играет *глауконит*, образовывавшийся в различные времена жизни земли, по крайней мере, начиная с кембрия. Образование глауконита на дне морских бассейнов наблюдается и в настоящее время. Наиболее благоприятные глубины его формирования составляют около 180 *м*; в кембрии по всем признакам он образовывался также и в мелких морях, в других случаях не исключено его образование и на глубинах свыше 1000 *м*. В особенно больших количествах глауконит присутствует в осадках мелкого и третичного морей. Генезис его до настоящего времени окончательно не выяснен. Муррей и Ренар (1891) объясняли генезис глауконита как результат заполнения раковин фораминифер глинистым веществом. Остатки органического вещества раковины при своем разрушении могли давать сперва сульфиды железа, затем серу и серную кислоту. Последняя действовала разлагающим образом на глинистое вещество; глинозем удалялся в растворенном виде; благодаря взаимодействию коллоидальной кремнекислоты с окислами железа и калия из морского раствора образовывался калиево-железистый минерал — глауконит, содержащий 2—15% K_2O.

Твенгофелл (1932) указывает на то, что точка зрения, согласно которой видную роль в образовании глауконита принадлежала орга-

низмам, в первую очередь фораминиферам, в настоящее время почти никем из современных исследователей не поддерживается. Сам он высказывает ту точку зрения, что глауконит образуется из шариков ила, содержащих коллоидальную глину и окись железа. Глинозем глины удаляется пока неизвестным путем; его место занимают коллоидальные кремнекислота и окись железа, к которым присоединяется калий, частью и кремнекислота из морской воды. Судя по натечной форме зерен глауконита Твенгофелл считает, что вещество к ним прибавлялось из морской воды. Следует, однако сказать, что обычно глауконит в меловых и третичных отложениях находится в тесной связи как с фораминиферами, так и с губками; раковинки первых и внутренние каналы спикулей губок он нередко выполняет, очевидно, образуясь частью за счет органического вещества этих организмов. В. В. Черных (1936, Курс минералогии) видит источник калия в присутствующих в осадках калий-содержащих минералах — ортоклазе, мусковите и др. — и в общем придерживается точки зрения Муррея и Ренера. Возможно, что глауконит образуется различными способами на дне моря; не последнюю роль играет в этом процессе также и органическое вещество.

По мнению А. Е. Ферсмана, образование глауконита связано главным образом с обменными реакциями между полевыми шпатами, содержащими калий, и богатыми железом метасиликатами.

Кайе считал, что образование глауконита возможно не только на дне моря, но и в уже готовой осадочной породе, независимо от жизнедеятельности организмов, так как форма зерен глауконита часто обусловлена формой соседних минералов; от некоторых глауконитовых зерен отходят удлиненные тонкие отростки.

В. И. Вернадский считает глауконит водным силикатом, образующимся из каолиновых алюмосиликатов (каолиновых глин, полевых шпатов и слюд), причем образование глауконита по Вернадскому связано с жизнедеятельностью организмов.

В ряде случаев из железистых отложений может выщелачиваться кремнекислота, например, в районе Криворожских месторождений железных руд, но здесь процесс носил характер скорее процесса метаморфического.

Растительные составные части горных пород и сплошные накопления их испытывают влияние различного рода процессов выщелачивания, обогащения и коррозии благодаря частичному окислению, обугливанию, высушиванию, разложению на составные части с постепенным приближением их к конечным продуктам или к совершенному уничтожению.

Большие изменения претерпевают также и соляные породы благодаря тому, что проникающие сквозь них воды могут в значительной степени перекристаллизовывать их; к этому добавляются изменения температуры и давления, вызывающие ряд новообразований и новые парагенетические отношения между минералами, входящими в состав месторождений в особенности натрово-калиево-магнезиальных солей.

Конкреции. Обычно конкреции образуются в результате процессов выветривания. Однако, в ряде случаев они образуются также и путем диагенеза; нередко обломки конкреций, образовавшихся в ниже лежащих слоях, присутствуют в слоях, непосредственно их покрывающих.

Часто конкреции состоят из того же вещества, из которого образуется также и цемент той же породы.

Образуются они часто вокруг определенных тел, например, вокруг окаменелостей.

Процессы образования цемента по существу также относятся к процессам диагенетического характера.

Химические особенности осадочных пород

При процессах выветривания образуются вещества, переходящие в растворы, которые в конце концов собираются в море.

Из нерастворимых остатков образуются нерастворимые глинистые вещества — каолиниты, остаточные полевошпатовые глины; магнезиальные соединения дают хлориты, серпентины; в большом количестве распространен мусковит; чрезвычайно широко распространены коллоиды; образуются коллоидные растворы, гидрозоли, высоко дисперсные частицы, не различимые под микроскопом, косвенно различимые при помощи ультрамикроскопа.

В случае прибавления к таким растворам слабой кислоты (электролита) они *коагулируют* и получаются осадки в виде гелей; при накоплении их образуются желеподобные вещества, с течением времени переходящие в кристаллоидное состояние.

Особенно интересны гели гидратов Fe_2O_3, SiO_2, Al_2O_3, весьма крупное значение имеют $Al(OH)_3$-SiO_2-H_2O-гели (глинистые коллоиды); они чрезвычайно сильно распространены среди осадочных пород.

Гели обладают огромной абсорбционной способностью и, кроме того, способны к обменам с основаниями, кислотами, солями из сильно разбавленых растворов, например, из пресной воды.

Коллоиды обладают селективной абсорбционной способностью. Так, например, коллоиды Al_2O_3 и каолинит абсорбируют K, но не Na; железные коллоиды абсорбируют P_2O_5, V_2O_5, SO_3 и т. д., часто в стехиометрических отношениях. В частности абсорбция K имеет исключительное значение: K_2O сперва выщелачивается из полевых шпатов, затем снова абсорбируется глинистыми коллоидами и с трудом отдается ими.

По составу можно выделить следующие характерные группы осадков.

1. Осадки из растворов: хлориды, сульфаты, карбонаты щелочей, щелочных земель. Наибольшее геологическое значение имеют известняки.

2. Осадки из нерастворимых остатков: 1) глинистые, 2) песчаные (кремнистые).

Между этими группами пород существуют все переходы.

Относительные количества их определяются разными авторами различно:

	Глинистые	Кремнистые	Известняки
Кларк	76	18	6
Ван Хайз	65	30	5
Лейт и Мид . . .	82	12	6

Таким образом, среди осадков наибольшее значение имеют *глинистые осадки*, обладающие, как мы видели, часто коллоидной структурой и способностью к абсорбции.

Распределение SiO_2. При выветривании увеличивается относительное количество нерастворимого и механически устойчивого кварца.

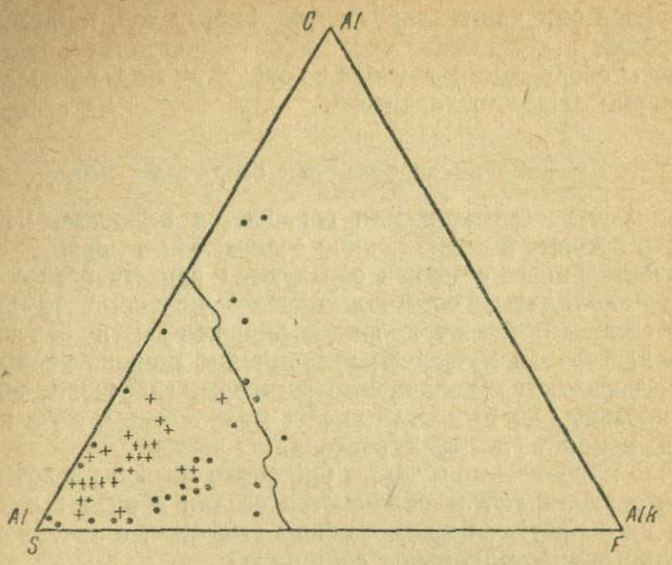


Рис. 117. Проекция осадочных пород на диаграмму Бекке.

Поэтому, глинистые механические осадки отличаются большим содержанием SiO_2. Содержание 50% SiO_2 наблюдается в 22,7% магматических пород и только в 1,9% осадочных пород. Максимум содержания SiO_2 у первых — 50—60% (33% всех пород), у вторых — 70—80% (41,7% всех пород).

Избыток Al_2O_3. Благодаря выщелачиванию из алюмосиликатов магматических пород щелочей и щелочных земель в остатках выветривания получается большой избыток часто мало подвижной Al_2O_3.

Совершенно четко выступает значительный избыток глинозема у осадочных пород.

Отношение щелочей. Благодаря селективной способности коллоидов глинозема к абсорбции K_2O и к образованию устойчивого мусковита, получается избыток в осадочных породах K_2O в размере $K_2O : (K, Na)_2O > 5$; в 86% магматических породах преобладает Na_2O, в 66% осадочных — K_2O.

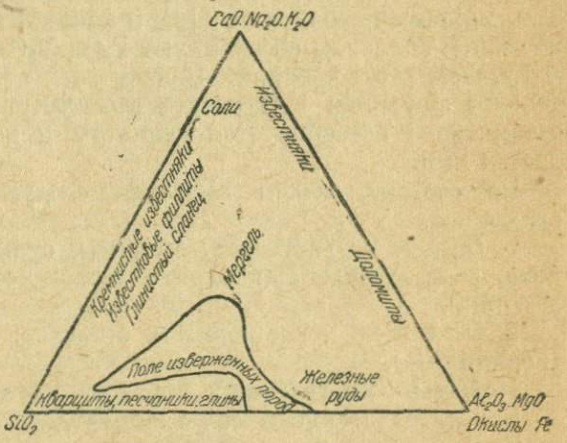


Рис. 118. Распределение осадочных и магматических пород на диаграмме Бекке.

Отношение MgO : CaO. Совершено отчетливо выступает преобладание среди осадочных пород MgO (60%), в то время, как в магматических преобладает CaO (72%). Очень характерно распределение фигуративных точек осадочных пород дает проекция Озанна.

Хорошие результаты получаются при нанесении на треугольники коэфициентов Озанна *S*, *Al*, *F* и *Al*, *C*, *Alk* (рис. 117). Для магматических пород совершенно ясно определяется расположение фигуративных точек проекций *S*, *Al*, *F* — треугольники в определенных полях. При составлении подобных проекций для глинистых осадочных пород получается такая же отграниченность полей; характерно то, что пункты $Al_2O_3 \cdot MgO$ на треугольнике *SAlF* почти полностью соответствуют *AlCAlk* пунктам за пределами пограничной линии, отделяющей поле магматических пород.

Особенно интересные результаты получаются, если применить метод нанесения проекции по Бекке, в основе которого лежат три коэфициента: 1) *Si*; 2) Al + Fe + Mg — нерастворимые остатки выветривания, обозначаемые буквой *U*; 3) Ca + Na + K — легко растворимые части, обозначаемые буквой *L*; при выветривании они выносятся за пределы выщелоченного остатка. При этом методе приняты во внимание окислы, а не металлы; на них строится треугольник *SiUL*. Оказывается, что осадочные породы распределяются по всему полю, в то время как магматические занимают узкое изогнутое поле в нижней части треугольника (рис. 118).

В том случае, когда магматические или осадочные породы в процессе метаморфизма не были химически изменены, генезис первичных пород можно определить при помощи этой диаграммы. Однако, это не всегда возможно, так как метаморфическое воздействие изменяет магматическое поле в сторону приближения к осадочным (например, в случае ассимиляции осадочных пород); наоборот, осадочные породы приобретает характер, сближающий их с магматическими (например, при явлениях инъекций).

В случае смешения магматических пород с осадочными при их метаморфизации определить первичный состав их трудно.

Глава IX

МЕТАМОРФИЗМ

Сущность метаморфизма

Под метаморфизмом понимаются глубокие изменения горных пород под влиянием как физических, так и химических причин. Так как процессы выветривания, цементации, диагенеза также изменяют горные породы, эти две группы процессов разделяются таким образом: к выветриванию цементации и диагенезу относятся все процессы, происходящие в двух верхних зонах земной коры — в зоне цементации и выветривания, к метаморфизму те явления, которые происходят в глубоких зонах, где главную роль играют высокие давления и высокие температуры, изменяющиеся с глубиной.

Для процессов перекристаллизации во время метаморфизма характерны: 1) большая роль малых количеств растворителя, из которого выпадает кристаллическое вещество, 2) одновременная кристализация, во время которой минералы с большей кристализационной способностью побеждают минералы с меньшей кристаллизационной силой.

Основными агентами метаморфизма горных пород являются температура (T), давление (P) и концентрация (X), т. е. те же, которые играют роль и при всех других петрологических процессах, в частности при образовании магматических пород. Однако, в то время, как при магматических процессах P, T и X играют роль в жидкой фазе, частично в газовой и твердой, в процессах метаморфизма они играют главную роль в *твердой* фазе и частично в жидкой или газовой.

Процессы метаморфизма влияют на магматические и осадочные породы, вызывая в них ряд изменений главным образом *минералогического* и *структурного* (текстурного) характера, в ряде случаев также и *химического*; образовавшись при одних условиях P, T и X, как те, так и другие породы в результате сложных геологических процессов — тектонических и эрозионных — попадают в новые условия P, T, X; приспособляясь к ним, они испытывают значительные изменения вплоть до своего полного преобразования.

В основе процессов метаморфизма лежит прежде всего изменение формы кристаллов, образующих ту или иную горную породу.

Типов изменения формы существует несколько, в первую очередь: 1) механические изменения формы и 2) кристаллизационные изменения формы.

В первом случае изменение формы происходит при воздействии на кристаллы внешних механических сил. В таком случае кристалл мо-

жет быть сломан на большее или меньшее число кусков различной формы; получается дробленная (катакластическая) структура. В некоторых случаях получается дробление кристаллов на мелкие обломки, что наблюдается при образовании *милонитов*. В том случае, когда тонкость зерен достигает максимума, когда минералы почти совершенно не опознаются и порода приобретает как бы глинистый характер, получается *ультрамилонит*.

Кристаллы различных минералов обладают неодинаковой упругостью. Кристаллы одних минералов при действии на них механических сил могут быть изогнуты без дробления; когда внешняя сила перестает реагировать, форма минерала восстанавливается; к числу таких идеально упругих минералов относятся слюды. Форма кристаллов других минералов может после изменения ее не восстанавливаться, что наблюдается в хлоритах, относящихся к минералам гибким, но не упругим.

Могут быть случаи, когда вещество минерала способно к скольжению без изменения своей структуры, иногда с образованием двойников, что характерно для кальцита. При малом механическом воздействии на такие минералы в них проявляется не дробление, но происходит деформация их кристаллической решетки без заметного изменения внешней формы. Изменения структуры под влиянием механических сил проявляются в таком случае только в волнистом угасании, характерном, например, для ряда минералов горных пород, подвергнувшихся действию горообразовательных сил. Следует иметь в виду, что эти изменения проявляются также и как результат воздействия внешних причин, например течения магмы во время кристаллизации минералов. Так наблюдается дробление и изогнутие, волнистое угасание вкрапленников полевых шпатов, кварца и других минералов во флюидальной основной массе трахитов, застывавших в виде очень вязкой массы.

Форма кристаллов во время кристаллизационного процесса может изменяться также в зависимости от направления, откуда притекают диффузионные потоки, питающие растворы. Влияние давления по направлению кристаллизации носит название «принципа Рикке».

Смысл этого принципа заключается в том, что при одностороннем давлении (стрессе) в породе кристаллы в направлении давления замедляют свой рост и усиливают его в направлении, перпендикулярном ему. Получается удлиненная игольчатая или пластинчатая форма кристаллов отдельных минералов, указывающая на направление давления; это изменение формы кристаллов происходит благодаря действию растворителей, направление усиленного действия которых зависит от направления давления.

В результате изменения формы кристаллов, естественно, происходят изменения структур и текстур горных пород.

Повышение температуры обычно способствует перемещению частиц, облегчая его; тем самым, естественно, что при повышении температуры ускоряются реакции, связанные с давлением.

В ряде случаев повышение температуры способствует вообще перекристаллизации вещества в зависимости от того или иного состава породы, от способности к росту тех или иных минералов (кристаллизационной силы их); появляются новые минералы, новые структуры и текстуры.

В некоторых случаях отдельные кристаллы вырастают до сравнительно крупных размеров (например, кристаллы граната в слюдяном сланце); это служит одним из признаков перехода осадочной породы (глинистого сланца) в метаморфическую породу (гранатово-биотитовый сланец). Под влиянием давления могут получаться новые модификации минералов с большей плотностью, например, вместо андалузита (уд. вес 3,2), образуется кианит (уд. вес 3,6) или же образуются новые группировки окислов с образованием совершенно новых минералов (например, андалузита, граната, биотита и др. в глинистых породах).

При особенно сильном повышении температуры осадочные и магматические породы могут плавиться, чему, в особенности, способствуют летучие компоненты; в таком случае получаются переплавленные метаморфические породы; процесс такого рода переплавления носит название *палингенеза* или *анатексиса* (Седергольм). Иногда происходит также частичное плавление горных пород, отчасти под влиянием остаточной магмы. В ряде случаев метаморфизм происходит под влиянием магматических пород, не только прогревающих осадочные или иные породы, но и инъицирующих или ассимилирующих их, не переводя их в расплавленное состояние.

Таким образом, в результате воздействия разнообразных агентов первичные магматические и осадочные породы могут изменяться до неузнаваемости; изменяются не только их минералогический состав, но и их структура и текстура, в ряде случаев и химический состав.

Существует ряд характерных признаков, дающих возможность судить о тех изменениях, которые произошли в первичных породах при переходе их в новые метаморфические породы; эти признаки различны, например, в зависимости от большей или меньшей глубины, на которой происходили такого рода процессы.

Если порода подвергается действию стресса или вообще давления на небольшой глубине, обычно происходит чисто механическое дробление как минералов, входящих в состав горной породы, так и самой породы.

Это дробление происходит тогда, когда деформации проявляются со значительной силой, превосходящей предел упругости минералов. Поэтому не все минералы одинаково реагируют на такого рода давление.

Более хрупкие минералы в породе при больших давлениях и малых температурах в верхних частях земной коры легко поддаются иногда полному дроблению.

Часто дробится кварц, с бо́льшим трудом полевые шпаты, еще труднее — слюды. В ряде минералов наблюдается появление полисинтетической двойниковой структуры (кальцит), двойниковые полоски полевых шпатов изгибаются, смещаются, оптическая ориентировка минералов нарушается, происходит все более и более тонкая грануляция. Наоборот, листочки слюды по большей части только изгибаются и лишь при особенно сильном давлении, связанном с передвижением массы породы или частей ее, они могут разрываться и даже распыляться.

Естественно, что и различные породы различно реагируют на давление в зависимости от их минералогического состава; глинистые породы легко поддаются давлению; они сравнительно легко приобре-

тают способность как бы течения, с другой стороны, иные породы, например граниты, дробятся вплоть до получения катаклазовых милонитовых, ультрамилонитовых, иногда также и очковых текстур; последние получаются тогда, когда сохраняются целыми или менее раздробленными отдельные более крупные зерна или кристаллы минералов или группы их, окруженные более тонкозернистым дробленным агрегатом. Кроме упомянутых выше текстур, образуются также текстуры сланцеватые, волокнистые, полосатые.

Несколько иной характер носят текстуры, характерные для больших глубин; катаклазовые и милонитовые текстуры исчезают совершенно; взамен их появляются в значительных размерах структуры и текстуры, связанные с большей или меньшей степенью перекристаллизации дробленных и недробленных, частью новообразованных минералов.

Очертания минералов, образованных на небольших глубинах, большей частью бесформенные, линзовидные, округлые, иногда сутурные; нередки кристаллы волокнистые, игольчатые, длинностолбчатые (роговые обманки) и пластинчатые (слюды). Характерны показатели удлинения таких минералов, т. е. отношение длины к толщине; так, биотит и хлорит в граните имеют индекс 1,5; в динамометаморфизованных породах этот индекс более 2,0; у роговой обманки он равен 2,5 в гранитах и 5,0 в сланцах.



Рис. 119. Птигматитовая текстура.

Характерны следующие структуры глубинно метаморфизованных пород: *порфиробластическая* — с порфиробластами, т. е. более крупными кристаллами (они же метакристы), выкристаллизовавшимися среди более мелкозернистой перекристаллизованной массы той же породы; порфиробласты представлены часто полевыми шпатами, гранатами, слюдами, амфиболами и т. д.; *диабластическая* структура, когда более крупные минералы прорастают многочисленными округлыми и неправильной формы вростками (зернистыми кривыми столбиками) других минералов, например, авгит полевым шпатом, полевые шпаты — кварцем и т. д.; близка к ней *ситовидная* структура, при которой более крупные кристаллы прорастают резко очерченными более мелкими зернами других минералов; так, кристаллы граната прорастают более мелкими неправильными зернами кварца, полевых шпатов, слюды и других, часто одновременно; *гелицитовая* (остаточная) структура характеризуется тем, что более древние уцелевшие, неизмененные минералы первичной породы располагаются в первоначальном порядке среди вновь кристаллизованного агрегата продуктов метаморфизма.

Наряду с этим наблюдаются такие характерные текстуры, как *сланцеватая* (в слюдяных сланцах), *гнейсовидная* (в гнейсах), *зернистая* (в кварцитах). Отсутствуют стекловатые структуры.

Нужно подчеркнуть различную степень способности кристаллизации минералов, определяемую кристаллобластическим порядком, установленным впервые Бекке. В глубинно метаморфических породах все минералы растут одновременно; различная степень

идиоморфизма их обусловлена главным образом степенью способности к кристаллизации. Обычно наиболее хорошо развиты в кристаллах минералов этих пород те плоскости, которые параллельны плоскостям спайности. Отличительной особенностью глубинно метаморфизованных пород является то, что часто минералы их образуют включения друг в друге (например, кварц в гранате, гранат в кварце, циркон в гранате и т. д.). Исключение составляют только метакристы. Включения обычно более идиоморфны, чем включающие их минералы. Иногда наблюдаются текстуры *«снежных шаров»* — в гранате присутствуют спирально расположенные включения. Иногда наблюдаются *птигматитовые текстуры*, когда инъицированные аплитами сланцы сложены в чрезвычайно сильно извилистые складки; в разрезе жилы аплита кажутся червевидными (рис. 119).

Минералы, как признаки метаморфизма

В состав метаморфических пород входит огромное число минералов, значительная часть которых встречается также и в породах магматических и осадочных. Одновременно некоторые из них являются типичными только для метаморфических пород или же особенно типичны для них.

Следующие минералы типичны только для метаморфических пород: *актинолит*, *андалузит*, *антофиллит*, *гедрит*, *глаукофан*, *гранат* (двоякопреломляющий), *грюнерит*, *гумит*, *кианит*, *кордиерит*, *кроссит*, *лауеонит*, *маргарит*, *омфацит*, *серицит*, *серпентин*, *силлиманит*, *ставролит*, *тальк*, *тремолит*, *уралит*, *хлорит*, *хлоритоид*, *хондродит*, *цоизит*. Из них некоторые могут встречаться также среди продуктов выветривания (серицит), другие изредка присутствуют в магматических породах гибридного характера, кордиерит, силлиманит).

Некоторые метаморфические минералы могут в ряде случаев входить в состав иных пород, например: *гематит*, *гранат*, *графит*, *корунд*, *мусковит*, *титанит*, *шпинель*, *эпидот*.

В отличие от магматических пород в метаморфических чаще встречается *амфибол*, чем пироксен; кианит чаще андалузита и силлиманита, *рутил* чаще брукита. В плагиоклазах оболочки обогащены *анортитом*. Минералы, которые служат противопоказателями процессов метаморфизма, — суть следующие: из полевых шпатов — анортоклаз, санидин, заместители полевых шпатов — нефелин, канкринит, содалит, гаюин, нозеан, лейцит, далее базальтическая роговая обманка, мелилит, щелочные амфиболы, кроме глаукофана и гастальдита, титанавгит.

Факторы метаморфизма

Факторами метаморфизма являются *температура*, *давление* и *химический состав (концентрация)*, т. е. *P*, *T*, *X*. Давление может быть двоякого рода — *гидростатическое*, или *всестороннее*, и *одностороннее*, называемое часто *«стресс»*.

Большую роль играют летучие (сверхплавкие) компоненты магмы и сами остаточные магмы, водяные растворы крайне разнообразного состава, циркулирующие в земной коре, газы. Значение всех этих факторов неодинаково.

Источники тепла, вызывающего изменения в горных породах, в первую очередь, перекристаллизацию их, а иногда и плавление, разнобразны. Это 1) интрудируемые магмы, приносящие большие количества тепла, тем большие, чем больше они перегреты и чем больше их объем, и 2) геотермический градиент.

Магмы отдают свое тепло в контакте с горными породами тем легче, чем больше теплопроводность и газопроницаемость как их самих, так и находящихся с ними в контакте пород; действия их могут проявляться на значительных расстояниях от магматического тела. Перегретые магмы в контактах вряд ли часто наблюдаются, за исключением магм базальтовых.

Базальтовые магмы обычно поступают с очень больших глубин, и, естественно, можно ожидать, что они не успевают достаточно охлаждаться, чтобы не быть перегретыми.

По Коржинскому, температура магмы гипабиссальных долеритов выше 750° при давлении 60 *ат*; температура контактов их не должна превышать 850—900°, за исключением зон окисленных, так как при этих температурах начинается образование в контактах с карбонатными породами алюмината извести и происходит диссоциация $CaCO_3$. Между тем до настоящего времени первый в природных условиях не обнаружен, второй наблюдается крайне редко.

В контактах известняков с гранитами никогда не образуется ларнит (Ca_2SiO_4), в то время как образование периклаза наблюдалось в ряде случаев. Так как граниты могут застывать иногда на небольшой глубине — всего 0,5 *км*, при давлении около 125 *ат*, температура их магм равна около 750—800°. То же можно допустить и для наибольших глубин застывания гранитных магм, близких к 20 *км*, при давлении около 5 000 *ат*, так как волластонит не образуется, зато появляются пирротин с магнетитом. Эти данные, по мысли Коржинского, говорят против мнения Гольдшмидта о значительно больших температурах (1 000—1 200°) процессов, пограничных между пневматолизом и гидротермальными явлениями.

Температуры, которыми обладают магмы, вообще колеблются от 1 500°, температуры базальтовых магм, до 500°, характерной для остаточных магм пегматитового характера.

Теплопроводность горных пород невелика.

Если принять теплопроводность серебра равной 1 000, то теплопроводность свинца будет равна 0,836, кварца — 0,016, мрамора — 0,008, гранита — 0,006, песчаника — 0,005, базальта — 0,004, сиенита — 0,004, воды — 0,0013, пробки — 0,00013. Исходя из этих чисел можно вывести, что если в контакте с известняком находится магма, нагретая до 1 000°, то через 100 лет она прогреет его настолько, что на расстоянии 100 *м* от контакта температура известняка будет 110°. На самом деле прогревание контактов происходит с большей скоростью, так как этому способствуют проникающие через породы из магмы летучие компоненты.

Другой источник тепла — повышение геотермического градиента, равного примерно 3° на 100 *м* углубления в земную кору у поверхности; на больших глубинах в земной коре геотермический градиент увеличивается; он удерживается в общем на большую глубину, чем

та, на которой происходят процессы метаморфизма, или лучше, до которой в конечном итоге достигает эрозия. Температура в 1 000° по Хольмсу в общем будет на глубине всего 50 *км*, по Адамсу — около 75 *км*, по Джефрис — около 100 *км* (рис. 120).

Прогревание на больших глубинах, как указывалось, происходит значительно медленнее; оно повышается быстрее нормального в присутствии интрудированных магм, которые значительно уменьшают геотермический градиент.

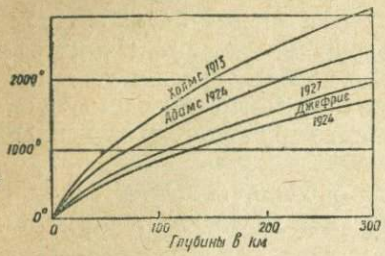


Рис. 120. Определения температуры в земной коре на глубинах от 0 до 300 *км*.

Геологические термометры. Для суждения о том, какие температуры имеют место во время того или иного геологического процесса, применяются так называемые геологические термометры.

Применение геологических термометров при определении температур, при которых происходили метаморфические процессы, основано на ряде наблюдений над минералами, присутствующими в метаморфических породах, а именно: над температурой их плавления, охарактеризованной выше (стр. 38), над пределами их устойчивости и над образованием отдельных минералов или групп их на определениях температур диссоциации и начала ее, также над процессами распадения твердых растворов. Как дополнительные примеры можно привести следующие:

Слюда образуется при температурах не свыше 800°; биотит диссоциирует при 850°. Пирротин образуется между 550° и 1187°, пирит переходит в пирротин при 600°—800°, марказит появляется ниже 450°. Образование силикатов Ca, Mg и Fe в контактно метаморфизуемых известняках и доломитах происходит при температурах от 500° и выше, тематит образуется при температуре выше 380°, адуляр и цеолиты между 100 и 300°.

Обычно метаморфические породы образуются при температурах между 300 и 800°.

Давление и типы его

Давление получается: 1) статическое всестороннее (гидростатическое) как непосредственное следствие силы тяжести или 2) динамическое в результате действия горообразовательных сил, вызывающих одностороннее давление, стресс.

В результате гидростатического давления части метаморфизуемой породы не передвигаются одни относительно других; метаморфизм такого рода носит название *статического*. Он иногда проявляется в процессе *местного* и *контактного метаморфизма* (в последнем случае при статическом давлении большую роль играют высокая температура и летучие компоненты) или же захватывает огромные области и тогда он называется *региональным*.

Для статического метаморфизма характерно то, что при нем очень часто физико-химические процессы особенно сильно приближаются к состоянию равновесия и временно достигается *определенная* или *насыщенная фация*.

При *стрессе* одновременно с физико-химическими процессами происходят также и передвижения одних частей породы и компонентов ее по отношению к другим; поэтому этот тип метаморфизма называется *кинетическим*; благодаря передвижениям условия физико-химических равновесий не достигаются; получаются *неполные* или *ненасыщенные фации*. С течением времени они под влиянием статического метаморфизма могут временно перейти в насыщенные фации.

Сами по себе всесторонее давление и стресс не вызывают сколько-нибудь больших изменений в земной коре за некоторыми исключениями. Как пример такого отсутствия сильного действия стресса можно указать на примеры складчатых процессов в Пенсильвании, Кордильерах, Канаде, также в районе Донбасса и др. Эти процессы в указанных местах почти не сопровождаются какими бы то ни было, действительно, метаморфическими процессами, несмотря на огромную толщу пород, принимавших участие в горообразовании и подвергавшихся, очевидно, сильному горообразовательному давлению. Так, несмотря на огромную толщу каменноугольных отложений Донбасса, достигающей 12 *км*, не наблюдается сколько-нибудь значительной разницы в степени метаморфизации горных пород, залегающих в низу и в верху этой толщи; по существу породы совершенно не метаморфизованы за исключением слабо заметных следов метаморфизма в виде местных преобразований глинистых пород в глинистые сланцы.

В то же время район Донбасса лишен проявлений действия магмы за крайне незначительными исключениями (андезиты, камптониты, манчикиты и другие породы и рудные жилы).

Изменения пород происходят главным образом тогда, когда одновременно действуют также высокие температуры и другие факторы, т. е. когда породы прогреваются в большей или меньшей степени. Большую роль в этом процессе играют не только очень глубокие зоны, куда в областях геосинклиналей могут опускаться горные породы, но и близость батолитов, приносящих много тепла и одновременно много летучих компонентов.

Обычно краевые области, прилегающие к батолиту, характеризуются наличием разнообразных нарушений и имеют признаки возрастания давления. Наиболее крупные батолиты располагаются вдоль горных систем, против наибольших надвигов, но не среди слоев спокойно залегающих осадочных пород.

Процессы, происходящие при метаморфизме

Процессы, происходящие при метаморфизме, довольно разнообразны, в зависимости от условий P, T и X и, следовательно, частично в зависимости от глубинных зон, в которых происходят эти превращения. Они могут быть представлены *реакциями перегруппировки* (перехода одной модификации в другую) или *перекристаллизации* двух или более минералов в новые, *гидратизации*, *дегидратизации*, *окисления*, *восстановления*, *дополнения новых веществ*, *метасоматизма*.

Сила кристаллизации. Как показали исследования Бекке и других, для минералов, входящих в состав метаморфических пород, можно установить кристаллизационный ряд в порядке расположения минералов, начиная с тех, которые дают быстро и энергично

то, что в них никогда не встречаются скелетные формы роста кристаллов с ускоренным ростом углов и ребер, зато часто в кристаллах наблюдаются углубления, обусловленные давлением на них кристаллов других минералов.

Если расположить минералы метаморфических пород в порядке понижающейся силы роста их, которая выражена в степени их идиоморфизма и развития все меньшего и меньшего числа граней, как это сделал Бекке (1903), то получится следующий, так называемый кристаллобластический ряд.

Титанит, рутил, магнетит, гематит, ильменит, гранат, турмалин, ставролит, кианит — эпидот, цоизит — пироксен, роговые обманки — брейнерит, доломит, альбит — слюды, хлорит — кальцит — кварц, плагиоклазы — ортоклаз, микроклин.

Бекке указал на то, что могут быть исключения из этого правила; кроме того, внешние причины могут оказать влияние на положение того или иного минерала в кристаллобластическом ряду.

Существование кристаллизационного ряда и различия в силе роста кристаллов можно объяснить различной энергией поверхности граней кристаллов. При своем росте кристалл стремится прийти в такое состояние, когда его энергия поверхности обладает минимумом. Каждая грань его обладает различной поверхностной энергией, различна также энергия поверхности кристаллов различных минералов. Если энергия данной плоскости A какого-нибудь минерала будет меньше поверхностной энергии A_1 любой другой плоскости ограничения его, т. е. $A < A_1$, а в другом минерале $B < B_1$ (B и B_1 будут соответственными значениями для него), то если A и A_1 будут меньше разниться между собой, чем B и B_1, $A_1 + B$ дадут меньшую величину, и B будет развивать свои грани. Так как A и B различны для различных граней, естественно, что и грани развиваются не с одинаковой энергией и неодинаково легко.

То обстоятельство, что кристаллобластический ряд связан одновременно с постепенным уменьшением в общей плотности, говорит в пользу того, что крупное значение имеет плотность кристаллического строения, и более энергично приобретают характерные для них очертания те минералы, в которых атомы или ионы расположены особенно густо; среди граней данного минерала развиваются особенно интенсивно те из них, в которых особенно густо располагаются атомы или ионы.

В зависимости от степени идиоморфизма различают в метаморфических породах минералы, обладающие резко выраженным идиоморфизмом — *идиобластические* и минералы выполняющие пустоты между другими минералами без обнаружения собственных характерных для них очертаний — *ксенобластическими*.

Вода. В процессе метаморфизма по всем признакам большую роль играет вода, присутствующая в породах, подвергающихся процессам метаморфизации. Это ясно уже из того, что в верхних зонах метаморфизма идут процессы гидратизации, в глубоких — образование минералов с гидроксилом (например, слюд, амфиболов и др.).

Петрогенетические процессы по существу крайне редко идут без содействия воды, начиная от кристаллизации магматических пород и кончая выветриванием.

Первоначально предполагали, что вода содержится в горных породах на любой глубине в тонких промежутках между минералами; в настоящее время считают, что есть пределы циркуляции атмосферной воды.

Между тем, пористость пород довольно значительна; так, пористость песчаников достигает 20%, почти равна ей пористость глинистых пород, но поры в последних ничтожно малы; в известняках пористость составляет 5—10%, в магматических породах около 0,5%.

Вода, хотя и в ничтожных количествах, содержится, однако, в порах; на больших глубинах циркуляция воды прекращается; она становится практически неподвижной. В ряде глубоких рудников породы кажутся совершенно сухими, хотя вне сомнения происходит передвижение капиллярных вод.

Источниками воды в метаморфизующихся породах могут быть воды, оставшиеся в осадочных породах во время их образования и нахождения на земной поверхности, также и те метеорные воды, которые проникают на бо́льшую или меньшую глубину в земную кору. Сохраняясь в порах и капиллярах, они несомненно способствуют развитию процессов метаморфизма.

Как уже указывалось, ряд минералов, присутствующих в горных породах как осадочных, так и магматических, содержит воду в довольно значительном количестве, как, например, слюды, амфиболы и др. В каолине и в глинистых осадках содержится свыше 14% воды; тем самым глинистые породы, наиболее распространенные среди осадочных, являются носителями значительных масс воды. Среднее содержание воды в осадочных породах равно около 4,3%, в магматических — около 1,15%; на самом деле, оно больше, так как нередко эти породы в большей или меньшей степени подвергаются выветриванию, т. е. частичной гидратизации. Возможно, что именно вода из гидратизированных минералов может играть особенно большую роль в процессах метаморфизации.

Кроме того, на больших глубинах и вблизи магматических бассейнов источником воды может быть также магма.

Что воды могут проникать в окружающие породы из магм, видно уже по тому, что нередко в начале метаморфизма в породах появляется биотит, в состав которого входит небольшое количество F, далее турмалин, содержащий B и другие минералы, указывающие на возможность привноса из магмы таких летучих компонентов, как F, B и др., естественно, также и H_2O. Эти вещества могут выделяться из магмы при уменьшении давления и путем дестилляции, образуя, как выражается Грауг «авангард» магматических эманаций.

Те температуры, при которых проходят процессы метаморфизма, должны быть сравнительно высокими, так как обычно они приурочены к глубоким горизонтам с высокими температурами или к районам, прилегающим к магматическим бассейнам; одновременно увеличивается давление, повышающее температуру кипения воды. При 200° [1] вода должна обладать несравненно большей активностью, чем в более высоких горизонтах, т. е. реакции при ее содействии должны происхо-

[1] В автоклаве, при давлении в 8 *ат* (180°), вода энергично растворяет кварц, причем его зерна покрываются оболочкой геля SiO_2 (исследования проф. С. Д. Четверикова). *Прим. ред.*

дить особенно энергично. Кроме того, уменьшается вязкость воды; вязкость ее при 0° равна 1, при 90° она равна 0,2, при 300° — 0,05.

Большое значение одновременно приобретают в глубоких горизонтах также те вещества, которые переходят в раствор или присутствуют одновременно с водой, в первую очередь CO_2, далее различные магматические газы или газы, принесенные из верхних частей земной коры — SO_2 и др.

Что, действительно, магматические газы играют крупную роль в ряде случаев в процессах метаморфизма видно по тому, что в контактно метаморфизующиеся известняки и другие осадочные породы привносятся в летучем состоянии такие вещества, как SiO_2, F, и другие, характерные для магмы, в их числе разнообразные редкие и рассеянные элементы.

Магма. Крупную роль в процессах метаморфизма играет также магма. Состав магм крайне разнообразен в частности в отношении характера содержащихся в них летучих элементов; различны и их температуры.

Роль летучих компонентов заключается не только в том, что они вызывают соответствующие изменения в контактно метаморфизуемых породах, но и в том, что при известной температуре они выделяются из кислых магм и тем самым вызывают в окружающих породах стресс. Этим можно объяснить то, что в контакте с гранитными магмами из глинистых осадков образуются сланцы; в контакте с бедными газами базальтовыми магмами — массивные роговики.

Точно так же магмы разного состава привносят вещества разного характера. Гранитные магмы привносят большие количества минерализаторов, а вместе с ними кремнекислоту, окислы железа, сульфиды, галоидные соединения, главным образом фтористые, в то время как основные магмы, габброидные и другие высоко нагретые, привносят обычно сравнительно небольшие количества.

В тех случаях, когда происходит инъекция, получаются различные изменения пород в одном случае — в связи с инъекцией базальтовой, в других — гранитной, аплитовой или пегматитовой магмы. Получается резко выраженное зональное распределение элементов, как это охарактеризовано было уже ранее при рассмотрении распределения металлов вокруг магматического тела (стр. 144).

Время. Огромное значение имеет время, в течение которого происходят процессы метаморфизма. Докембрийские породы значительно более сильно метаморфизованы, чем породы более юные; чем более приближаемся к современности, тем мы видим более слабую степень метаморфизма. Происходит это не только потому, что метаморфизация укорачивается, но и по той причине, что эрозия не достигла тех глубин, где также и в настоящее время интенсивно происходят процессы метаморфизма. Некоторые обстоятельства могут ускорить процесс метаморфизации, в первую очередь процессы горообразовательные при одновременном воздействии высоких температур и летучих компонентов.

При отсутствии горообразовательных процессов породы сохраняют свой состав и структуру без изменения в течение длинных периодов (кембрийская глина под Ленинградом).

Горная порода и ее состав. Горная порода, подвергающаяся процессу метаморфизации, приобретает различный минералогический

состав и структуру в зависимости прежде всего от первоначального состава породы; составные части породы могут быть перекристаллизованы и дать новые минеральные ассоциации, находящиеся в равновесии с условиями состава, давления и температуры.

Карбонатная порода, состоящая из $CaCO_3$ очень легко дает зернистые структуры при процессах диагенеза; та же порода может быть перекристаллизована вторично при метаморфических процессах без сколько-нибудь заметных изменений состава.

В присутствии других примесей, например, каолинита, кремнекислоты и др., тот же известняк при диагенезе приобретает зернистую структуру с примесями кварца и мелких, частью коллоидальных частиц каолинита. При действии метаморфизующих процессов получаются новые породы — силикатные известняки; в них на ряду с перекристаллизованным кальцитом образуются также диопсид, гранат и разнообразные иные кальциевые силикаты и кальциевые алюмосиликаты.

Каково бы ни было давление, силикатные известняки не приобретают сланцеватой структуры, так как все перечисленные минералы — кальцит, гранаты, диопсид и др. не обладают способностью образовывать удлиненные или пластинчатые кристаллы: если же образуется хотя небольшое количество слюды и иногда амфиболов, то эти минералы располагаются так, что листочки или удлиненные кристаллы их лежат перпендикулярно к направлению стресса и такая порода становится сланцеватой.

Характерно то, что три группы осадочных пород, кремнистые, глинистые и карбонатные различно преобразуются при метаморфизме в связи с резким различием их состава.

Кремнекислые (кварцевые) породы почти не изменяются, так как подвергаются метаморфизму с особенно большим трудом; главная составная часть — кварц — не меняет своего состава; лишь примеси дают новые минералы, но количество их очень не велико.

Глинистые породы, содержащие до 14% H_2O, при метаморфизме теряют воду и становятся несколько пористыми; в то же время появляется активная высоконагретая вода; в результате глинистые породы сравнительно легко поддаются метаморфизации и сравнительно легко дают ряд новых ассоциаций минералов; это облегчается тем, что глинистые породы во время процесса своего образования и диагенеза абсорбируют различные вещества в частности, как уже указывалось, K_2O.

Наконец, карбонатные породы при метаморфизме особенно сильно перекристаллизовываются, так как $CaCO_3$, $MgCO_3$ и другие карбонаты, входящие в их состав, могут диссоциировать, выделять свободную CO_2; при высоких давлениях и температурах CO_2 замещается SiO_2; в результате получается увеличение пористости породы; одновременно происходит особенно интенсивное минералообразование; возникают разнообразные минеральные ассоциации, в особенности, когда на карбонатные породы действуют летучие компоненты, поступающие из магмы во время контактного метаморфизма.

На табл. 29 дан примерный (средний) состав трех групп осадочных пород, как первоисточников метаморфических пород с подчеркнутыми главными соединениями, присутствующими в них; для сравнения приведен также средний состав гранита, каолинита и кальцита.

Примерный состав горных пород

	Средний состав песчаников	Гранит	Средний состав глинистых сланцев	Каолинит	Известняк	Кальцит
SiO_2	78,64	70,77	58,80	46,5	5,20	—
TiO_2	0,25	0,39	0,66	—	—	—
Al_2O_3	4,77	14,59	15,63	39,5	0,81	—
Fe_2O_3	1,08	1,58	4,07	—	0,54	—
FeO	0,30	1,79	2,48	—	—	—
MgO	1,17	0,89	2,47	—	7,92	—
CaO	5,51	2,03	3,15	—	42,74	56,04
Na_2O	0,45	3,52	1,32	—	0,05	—
K_2O	1,32	4,15	3,28	—	0,33	—
CO_2	5,03	0,70	2,67	—	41,70	43,96
P_2O_5	0,08	0,19	0,17	—	0,04	—
H_2O	1,33	—	3,72	14,0	0,56	—
	99,93	100,00	98,42	100,00	99,89	100,00
$Na_2O : K_2O$	0,34	—	0,4	—	0,15	—

Обращает на себя внимание сходство состава глинистых пород с составом гранита и значительное содержание в них K_2O и H_2O; в ряде пород этого же типа содержание H_2O может быть значительно больше в зависимости от содержания каолинита. Для карбонатных пород характерно большое содержание CaO и CO_2.

Процессы перекристаллизации при метаморфизме

При процессах метаморфизма может быть несколько случаев перекристаллизации первичных горных пород и входящих в их состав минералов: 1) простая перекристаллизация и 2) перекристаллизация с образованием новых фаз. На кристаллизацию большое влияние оказывает давление.

Простая перекристаллизация. Простая перекристаллизация заключается в том, что минералы, входящие в состав данной породы, подвергающейся метаморфизации, перекристаллизовываются без изменения своего состава.

При повышении температуры повышается энергия кристаллической решетки, усиливается движение ионов в ней; взаимно соприкасающиеся кристаллы одного и того же вещества более интенсивно взаимодействуют; при этом частицы меньших зерен переносятся на более крупные зерна, и последние за счет первых увеличивают свой объем.

Ничтожные количества вещества, находящегося в растворе, в результате диффузии выделяется из раствора на поверхности более крупного кристалла того же вещества. Этот процесс общеизвестен из лабораторной практики; повышение температуры ускоряет его.

В процессе метаморфизма огромное значение имеет присутствующая жидкая фаза (вода), хотя бы и в ничтожных количествах; она

играет роль как бы катализатора. Так происходит перекристаллизация кварцитов, известняков и других пород.

При простой перекристаллизации оказывает влияние стресс, вызывая особенно быстрое растворение кристаллов в направлении действия стресса и в то же время перпендикулярно длине кристалла, задерживая рост в направлении, параллельном давлению, и усиливая рост в направлении, перпендикулярном ему, и в то же время в направлении наибольшей кристаллизационной способности кристалла (принцип Рикке).

Увеличение растворимости кристаллов в местах увеличения давления было установлено Гиббсом; Бекке для структур, которые получаются в результате такого распределения растворения и кристаллизации минералов, предложил термин *кристаллизационная сланцеватость*.

С повышением температуры или давления ряд минералов изменяет свою структуру, переходя в новые модификации; это является второй причиной перекристаллизации горных пород при метаморфизме.

Статическая перекристаллизация с образованием новых фаз. Под влиянием повышения температуры на больших глубинах, также под влиянием гидростатического давления могут приходить во взаимодействие как частицы различных минералов, так и зерна одного и того же минерала аналогично тому, что мы видим при простой перекристаллизации.

Принос новой энергии вызывает повышение реакционной энергии веществ, присутствующих в данной горной породе: образуются новые химические соединения, новые постепенно растущие минералы; эти процессы происходят тем энергичнее, чем выше температура и давление, повышающие реакционную способность воды и уменьшающие ее вязкость; для воды характерно то, что при температурах между 0 и 100° она разрушает силикаты, выщелачивая из них кремнекислоту, легче, чем из кварца; при температурах 200—300°, наоборот, она особенно энергично растворяет кварц. С другой стороны, как показал Грюнер (1930), при более низких температурах бикарбонаты щелочей способствуют растворению кремнекислоты, при более высоких температурах, наоборот, дистиллированная вода растворяет больше SiO_2 из кварца, чем щелочно-бикарбонатный раствор. При метаморфизме жидкая фаза представлена ничтожным количеством раствора в разных частях гетерогенной массы породы; в самом растворе присутствует обычно ничтожно малое количество растворенного вещества.

Процессы кристаллизации здесь часто протекают с образованием солей в зависимости от P, T и X.

Если имеются два соединения, A и B, дающие при определенных условиях T, P и X соль A_mB_n, то одновременное существование трех фаз A, B и A_mB_n возможно только при определенной температуре T. При изменении ее в одном направлении соль распадается на два простые соединения, при изменении ее в другом направлении, исчезают простые соединения: образование соли продолжается до тех пор, пока не будут израсходованы оба соединения. При избытке одного из них получается соль и избыточное соединение, т. е. в зависимости от T, P и X могут получаться следующие ассоциации — $A + B$, $A_mB_n + A$, $A_mB_n + B$, $A_m + B_n$.

Влияние температуры различно в зависимости от того, является ли образование соли реакцией экзотермической или эндотермической. В. М. Гольдшмидт считает, что при метаморфизме происходят экзотермические реакции. Экспериментальных данных, подтверждающих это положение Гольдшмидта, немного, но данные изучения метаморфических пород подтверждают его. При процессе метаморфизма, согласно Эскола (1914), могут присутствовать насыщенные фации в соприкосновении друг с другом только в виде минералов, которые не могут реагировать далее друг с другом. Такие минералы он называет *конгрессибельными*.

Если метаморфизуются породы, богатые SiO_2 — глинистые сланцы или роговики, не содержащие CaO, то при взаимодействии составных частей этих пород могут образоваться следующие минералы:

$$\underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} = \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5}$$

или

$$\underset{\text{шпинель}}{2MgAl_2O_4} + \underset{\text{кварц}}{5SiO_2} = \underset{\text{кордиерит}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}}$$

При этом возможны такие комбинации: 1) шпинель и кварц; 2) кордиерит и кварц; 3) кордиерит и шпинель; 4) кордиерит.

Из этих комбинаций известны такие, как шпинель и кварц; очень часто в метаморфизированных глинистых сланцах встречаются комбинации кордиерита и кварца.

Третья комбинация в богатых SiO_2 метаморфических породах не наблюдается, так как избыток кремнекислоты задерживает образование шпинели. Наоборот, в породах, бедных кремнекислотой, последняя комбинация наблюдается в виде шпинеле-кордиеритовых роговиков.

Кордиерит может образоваться и из других комбинаций.

$$\underset{\text{оливин}}{Mg_2SiO_4} + \underset{\text{андалузит}}{2Al_2SiO_5} + \underset{\text{кварц}}{2SiO_2} = \underset{\text{кордиерит}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}}$$

или же:

$$\underset{\text{энстатит}}{2MgSiO_3} + \underset{\text{андалузит}}{2Al_2SiO_5} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} = \underset{\text{кордиерит}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}}$$

Если в породе присутствуют Na_2O и K_2O, то K_2O может итти на образование ортоклаза или мусковита (калиевой слюды) Na_2O — на образование альбита; MgO дает начало биотиту. В таком случае из глинистого сланца можно получить роговик, состоящий из кварца, кордиерита, андалузита, биотита, альбита и калиевого полевого шпата. FeO может быть изоморфно примешано к биотиту или же к кордиериту. Если FeO находится в избытке, получаются железорудные минералы. Если присутствует CaO, т. е. глинистая порода в большей или меньшей степени мергелистая, то процесс образования новых соединений идет частью иным путем, а именно с появлением ряда минералов, содержащих CaO, в виде силикатов, как содержащих Al_2O_3, так и без нее, устойчивых в определенных условиях *P*, *T* и *X*.

Обычно комбинации окислов крайне разнообразны; некоторые из этих ассоциаций играют первенствующую роль; они детально разобраны в руководствах Грубенмана-Ниггли и др.

Особенно характерна такая четверная система, как

$$SiO_2—Al_2O_3—MgO—CaO$$

Часто наблюдаются более простые системы, как например:

$$CaO — Al_2O_3 — MgO$$
$$MgO — CaO — SiO_2$$
$$CaO — Al_2O_3 — SiO_2$$

В каждой из этих комбинаций можно установить поля устойчивости определенных фаз, которые характерны для той или иной из этих сложных систем.

Ниггли предложил специальную диграмму для ряда таких таблиц (рис. 120).

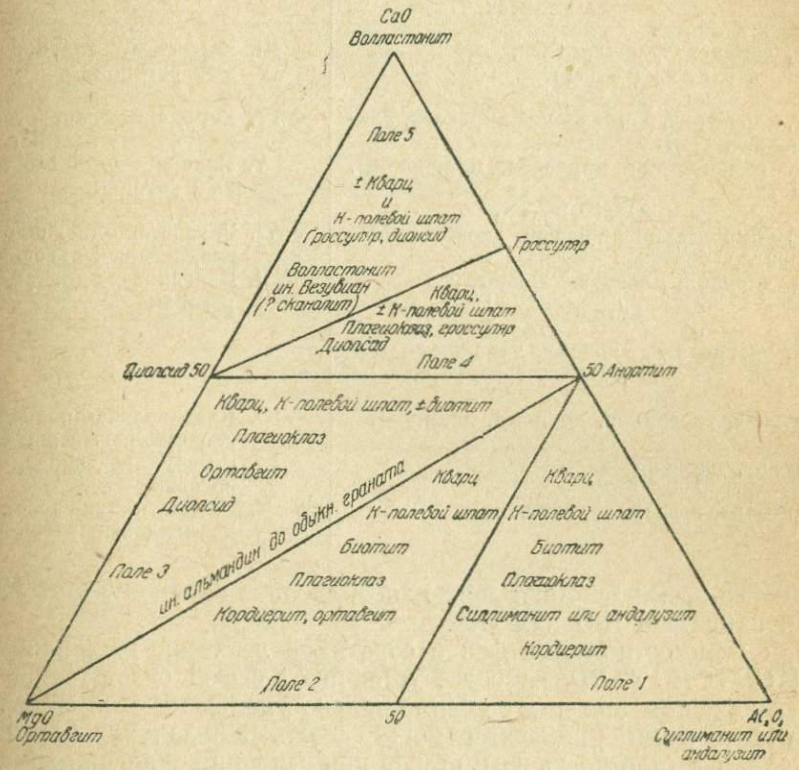


Рис. 120. Система $CaO—MgO—Al_2O_3$ (по Ниггли).

Между классами I и II протекает реакция:

$$Al_2SiO_5 + CaSiO_3 = CaAl_2Si_2O_8$$

между III и IV

$$Mg_2Al_4Si_5O_{18} + 2CaSiO_3 = 2CaAl_2Si_2O_8 + 2MgSiO_3 + SiO_2.$$

Роль давления. Давление вообще повышает растворимость веществ и тем самым замедляет кристаллизацию, в особенности из водных растворов.

В результате действия давления обычно получаются минералы с большей плотностью и, следовательно, с меньшим молекулярным объемом, чем исходные. Некоторые вещества, удаляясь из данной

Классы метаморфических пород, по Гольдшмидту

Минералогический состав ряда глинистые сланцы ← известняк	Классы
Кварц, кордиерит, альбит, андалузит	I. Кордиерито-андалузитовый роговик
Кварц, кордиерит, альбит, анортит, плагиоклаз	II. Кордиерито-плагиоклазо-андалузитовый роговик
Андалузит, биотит	
Кварц, кордиерит, плагиоклаз, биотит	III. Кордиерито-плагиоклазовый роговик
Кварц, кордиерит, ромбический пироксен, плагиоклаз, биотит	IV. Кордиерито-гиперстено-плагиоклазовый роговик
Кварц, ромбический пироксен, плагиоклаз, биотит	V. Гиперстено-плагиоклазовый роговик
Кварц, ромбический пироксен, диопсид, плагиоклаз, биотит	VI. Гиперстено-диопсидо-плагиоклазовый роговик
Кварц, диопсид, плагиоклаз, биотит	VII. Плагиоклазо-диопсидовый роговик
Кварц, плагиоклаз, диопсид, калишпат	
Плагиоклаз, гроссуляр, диопсид, калишпат	VIII. Плагиоклазо-диопсидо-гроссуляровый роговик
Гроссуляр, диопсид	IX. Гроссуляро-диопсидовый роговик
Волластонит, гроссуляр, диопсид	X. Волластонито-гроссуляро-диопсидовый роговик

системы во время действия давления, несколько нарушают этот общий закон, например, H_2O или CO_2.

При взаимоотношении фаз в обратимой реакции, как, например, $AB + CD \rightleftarrows AC + BD$, наиболее устойчивой фазой будет та, которая при увеличении давления особенно сильно уменьшает свой объем.

Характерными примерами могут служить андалузит (плотность 3,1) и кианит (плотность 3,6); второй при усилении давления заменяет первый.

Другой пример этого закона, который Бекке назвал *законом объема*, можно привести такой:

Нефелин	+	альбит	=	жадеит
Молекулярный объем 55,6	+	молекулярный объем 100,3		молекулярный объем 122,8
155,9				

Судить о том, в каком направлении идет реакция, и каково было давление, при котором происходили процессы метаморфизации, очень трудно. В некоторых случаях можно пользоваться присутствием определенных минералов, образующихся при сравнительно больших давлениях; они играют для нас в общем такую же роль при определении величины давления, как и минералы — геологические термометры,

при определении температур. К числу их принадлежат такие, как *гранат* в глинисто-сланцевых роговиках, *пироп, ставролит, кианит.*

Обычно реакция давления происходит в системах, где главная масса принадлежит твердой фазе, а жидкая фаза играет второстепенную роль.

Особенно сильно возрастает значение давления тогда, когда в реакции принимает участие также и летучая фаза.

Классическим примером такой реакции является следующая связанная с изменением температуры и давления

$$CaCO_3 + SiO_2 \rightleftarrows CaSiO_3 + CO_2$$

Такого рода обратимая реакция особенно характерна для карбонатных пород в присутствии кремнекислоты при метаморфизме на различных глубинах.

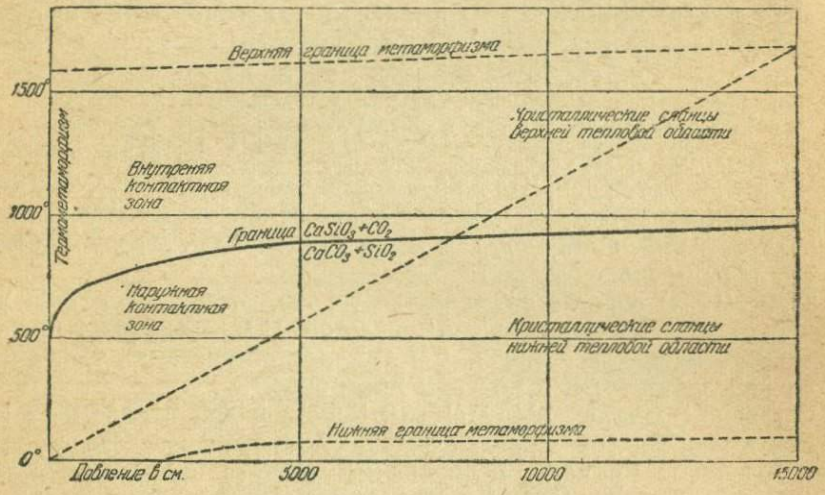


Рис. 122. Условия равновесия системы $CaCO_3$—SiO_2 (по Гольдшмидту).

Диаграмма для такого рода реакции составлена была В. М. Гольдшмидтом (рис. 122).

Эта система носит характер *инвариантной* при данных P и T. При условиях литосферы, в которой происходят изменения P и T, правило фаз можно выразить так: $P = K$, т. е. здесь одновременно существуют три фазы, четвертая исчезает.

Характерно то, что реакция образования $CaSiO_3$ — эндотермическая. Когда реакция протекает при более высоких температурах, образуется:

$$CaSiO_3 + SiO_2 + CO_2 \text{ или } CaSiO_3 + CaCO_3 + SiO_2;$$

при переходе в более низкотемпературные области:

$$CaCO_3 + SiO_2 + CaSiO_3 \text{ или } CaCO_3 + SiO_2 + CO_2$$

Если давление остается постоянным, но повышается температура, образуется система с уменьшенным объемом, т. е. реакция идет налево;

система, в состав которой входит свободная CO_2, обладает большим объемом.

При более высоком давлении чем то, которое соответствует четырехфазовой линии, получается:

$$CaCO_3 + SiO_2 + CaSiO_3 \text{ или } CaCO_3 + SiO_2 + CO_2;$$

при более низком давлении:

$$CaSiO_3 + CO_2 + CaCO_3 \text{ или } CaSiO_3 + SiO_2$$

Здесь совершенно отчетливо проявляется резко выраженный антагонизм между P и T.

Как видно из этой диаграммы, имеющей большое петрогенетическое значение, реакция между CO_2 и SiO_2 начинается примерно при 500°, в том случае, когда давление равно атмосферному; такого рода условия характерны для контактно-метаморфических процессов, происходящих вблизи земной поверхности. При этом образуется $CaSiO_3$ (волластонит). Если же имеет место недостаток SiO_2, может образоваться также и ортосиликат кальция Ca_2SiO_4 (ларнит).

Большое значение имеет то, что температура замещения CO_2 кремнекислотой в $MgCO_3$ несколько ниже 500°, по данным Гедваля. Это подтверждается тем, что в ряде контактно-метаморфических месторождений прежде всего начинается образование магнезиальных силикатов — форстерита, диопсида; в некоторых случаях образуется также брусит и шпинель.

Тиль (1903) обратил внимание на то, что, когда температура недостаточна для замещения кремнекислотой CO_2, происходят процессы *дедоломитизации* известняков. Температура образования таких минералов как актинолиты и цоизиты ниже 500°.

Согласно Эрдмансдерферу (1923), Эскола и др., в ряде мест известняки и мергеля при действии высоких температур переходят сперва в тремолитовые мраморы, и только после этого происходит их вторичная перекристаллизация с образованием при более высоких температурах мраморов, содержащих диопсид и волластонит.

В ряде случаев в природе можно видеть такого рода преобразования:

$$\underset{\text{волластонит}}{2CaSiO_3} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} \rightleftarrows \underset{\text{гроссуляр}}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2}$$

Здесь совершенно определенно видно действие давления. Правая часть характерна для известняков контактно-метаморфизованных глубинными породами; следовательно, они образовались при высоком давлении; в то же время левая часть образуется при малом давлении (в выбросах во время вулканических извержений).

Совершенно определенно видна зависимость от P и T степени участия воды в образовании тех или иных минералов при метаморфическом генезисе их. По мере повышения температуры уменьшается возможность образования минералов, содержащих воду; поэтому, при сравнительно высоких температурах образуются либо минералы, содержащие немного воды (амфиболы, слюды), либо безводные (пироксен, полевые шпаты). Давление, наоборот, способствует образованию минералов, содержащих воду (те же слюды).

В тесной связи с влиянием температуры и давления стоит образование в метаморфических горных породах пироксенов и амфиболов и замена их одних другими согласно уравнению:

$$\underset{\text{Без } H_2O}{\text{Пироксены}} \rightarrow \underset{\text{с } H_2O}{\text{амфиболы}}$$

В действительности преобразования пироксена и амфибола и в химическом, и в объемном отношениях очень сложны. Как показали исследования Эскола при комнатной температуре, некоторые амфиболиты обладают меньшим объемом, чем исходные минералы, если Al_2O_3 роговой обманки образуется из пироксена при реакции его с анортитовыми молекулами; наоборот, объем больше, если происходит реакция образования амфибола при взаимодействии пироксена и H_2O.

Показательны различия в характере образования из одного и того же вещественного состава разных пород при разных условиях давления и температуры, указанных в табл. 31.

Таблица 31

Сравнение минералогического состава контактовых пород Норвегии и архейских сланцев Южной Финляндии

Контактные породы Осло (Норвегия)	Архейские сланцы (Южная Финляндия)
Ортоклаз	Микроклин
Ортоклаз + андалузит	Мусковит
Ортоклаз + кордиерит	Биотит + мусковит
Ортоклаз + гиперстен + анортит	Биотит + роговая обманка
Биотит + диопсид	Роговая обманка + микроклин

Все эти в одну строку расположенные минералы находятся в реакционной связи друг с другом, примерно следующей:

$$\underset{\text{ортоклаз}}{2KAlSi_3O_8} + \underset{\text{кордиерит}}{Mg_2Al_4Si_5O_{18}} + \underset{\text{вода}}{2H_2O} =$$

$$= \underset{\text{мусковит}}{H_2KAl_3Si_3O_{12}} + \underset{\text{кварц}}{4SiO_2} + \underset{\text{биотит.}}{H_2KAl_3Si_3O_{12} \cdot Mg_2SiO_4}$$

Из сравнения правой и левой частей таблицы видно, что минералы Норвегии образовывались при более высоких температурах и меньших давлениях (400 *ат/см*^{2}), чем минералы Южной Финляндии.

Остаточные минералы. Если бы реакции шли до конца, то в конечном итоге при процессе метаморфизма не оставалось бы никаких следов исходных минералов. Но так как вследствие медленности реакций полное равновесие не достигается, получаются остатки или *реликты* отдельных минералов исходных пород.

Реликты могут быть стабильные, если они устойчиво сохраняются, начиная от исходной породы и далее в течение всего времени метаморфизации породы; нестабильными называются реликты устойчивые в одной обстановке и одном парагенезе; при переходе в другую обста-

новку и парагенез они становятся неустойчивыми и с трудом сохраняются. Различаются реликты *первичные*, сохранившиеся благодаря своей стойкости, от исходной породы, и *вторичные*, когда они сохраняются после первой перекристаллизации и образовались во время ее.

Если вокруг какого-либо минерала образуются оболочки, которые охраняют его от влияния окружающей среды, он может сохраниться: это *защищенные* реликты «защищенные панцырем» по Эскола. Реликты особенно хорошо сохраняются в том случае, когда породы находятся в тектонически ненарушенной области.

Изменения горных пород под влиянием стресса. Действие стресса или одностороннего давления совершенно иное, чем всестороннего гидростатического, статического, так как оно связано с передвижением отдельных частей породы в направлении наименьшего сопротивления. Быстрое действие одностороннего давления или действие при низких температурах, когда минералы не успевают перекристаллизовываться, вызывает дробление минералов и породы с образованием *тектонических брекчий, какиритов, милонитов, катаклазов* и т. д.

Горные породы, образовавшиеся таким образом, Зандер предложил называть *тектонитами.*

В то же время при медленном действии стресса в высокотемпературных условиях могут происходить явления иного рода, именно рост кристаллов перпендикулярно направлению давления при перекристаллизации породы.

В некоторых случаях не исключено также плавление минералов под влиянием такого стресса и передвижение расплавленной части минералов в направлении, перпендикулярном к направлению действия давления.

Пока такое плавление установлено только для одной породы — для льда.

В метаморфических горных породах такого рода плавление может наблюдаться только в редких случаях, именно в непосредственных контактах этих пород с магмами.

Особенно большое значение стресса на глубинах, где температура достаточно велика, и где возможна перекристаллизация минералов в очень широких размерах; одновременно с этим под действием стресса может происходить передвижка частей породы, называемая *течением горных* пород, по аналогии с тем, что наблюдается при действии одностороннего давления на лед.

При течении горные породы передвигаются и изменяют форму без дробления, постепенно, как если бы они были в тестообразном состоянии. Птигматитовые структуры, также образование складок в кристаллических породах без разрывов дают представление о течении горных пород.

Течение регулируется перекристаллизацией и находится в неразрывной генетической связи с ней. При этом породы не переходят ни в жидкое, ни тем более в газообразное состояние.

Самое течение может происходить в верхних зонах метаморфизма в пластическом состоянии с одновременной грануляцией или дроблением пород на мелкие зерна вплоть до микроскопически малых, следовательно, в сопровождении катакластических процессов. В глубоких зонах метаморфизма происходят процессы перекристаллизации. В результате последних также получается пластическое состояние;

в таком случае течение протекает также без плавления, во вполне кристаллических породах, за немногими исключениями. В еще более глубоких частях, ближе к области плавления, порода приобретает особенно высокую пластичность.

Можно видеть постепенные переходы от пород, текущих благодаря дроблению в более высоких зонах, до полностью бездробленного течения в более глубоких зонах с полной перекристаллизацией пород.

Это очень хорошо видно в тех районах, где эрозия проникает на значительные глубины, вскрывая одновременно и глубокие, и неглубокие зоны метаморфизма, например, в районе Верхнего озера.

Глубина, на которой дробление сменяется течением, не установлена. Ван Хайз считал, что это происходит на глубине около 10 *км*, но не отрицает возможности и большей глубины. Лис экстраполирует зону совместно и течения и дробления на большую глубину и высказывает сомнение, существует ли вообще зона течения; эта крайняя точка зрения необоснована.

Некоторые указания в этом отношении дают сейсмические данные. 90% землетрясений (эписейсмы) имеют своим центром глубины, не превышающие 8 *км*, для остальных — глубина определялась до 30 *км* (батисейсмы). Однако, возможно, что на таких больших глубинах мы имеем дело скорее с ударами (шоками), а не с образованием трещин.

Течение обусловлено 1) стрессом, 2) перекристаллизацией, 3) высокой температурой, 4) присутствием растворов в породе и др. Эти условия существуют в глубоких зонах метаморфизма. Те же условия существуют и около батолитов, где также часто можем наблюдать явления течения, аналогичные глубинным.

Кроме этих двух областей типичного течения пород — глубинных и областей, прилегающих к батолитам, зоны течения могут наблюдаться также и в районе образования складчатых гор, хотя здесь эти зоны имеют второстепенное значение.

Явления такого рода можно объединить в термине *тектонобластез*, обнимающем процессы перекристаллизации и действия стресса.

Два действия стресса (дробление и перекристаллизация) могут проявляться не одновременно.

1. Сперва происходит дробление, затем перекристаллизация. Таммап считал, что такого рода случаи в кристаллических сланцах возможны.

2. Деформация и перекристаллизация происходят одновременно (*паракристаллическая деформация*). Эрдмансдерфер различает ряд типов такой деформации с одновременной перекристаллизацией.

а) Механические передвижения не происходят; вследствие развития стресса и явлений Рикке происходит перекристаллизация и как следствие перерасположение отдельных кристаллов с образованием кристаллизационной сланцеватости (Бекке). Такой перекристаллизации благоприятствует ранее существовавшая сланцеватость породы.

Могут ли данные факторы играть основную роль в образовании сланцеватости, сомнительно, но во всяком случае они благоприятствуют ему.

b) Происходит также механическая передвижка породы; одновременно и наравне с ней идет процесс перекристаллизации, обгоняя ее. Молекулярные перемещения по принципу Рикке могут задержать механические передвижки благодаря чему деформация породы не про-

исходит. На этом принципе построена теория Мюгге (1919) относительно образования сланцеватости при особенно малых дифференциальных передвижках частиц, как, например, при образовании поперечной сланцеватости пород.

c) Скорость деформации больше, чем перекристаллизации. В породе образуются плоскости сдвига, на которых происходит частичная перекристаллизация вещества; образуются минералы, благоприятствующие процессу сдвига, именно серицит, взамен полевого шпата, силлиманита, хлорит взамен граната и т. д. С течением времени получаются серицитовые сланцы, филлиты, частью и некоторые слюдяные сланцы. Породы такого рода носят общее название *филлонитов*.

Размельчение минералов ведет к увеличению их поверхности и повышению растворимости. Так как минимум энергии в минералах, обладающих спайностью, находится на плоскостях спайности, наибольшей устойчивостью будут обладать те минералы, плоскость спайности которых располагается перпендикулярно к стрессу и параллельно сдвигу. Остальные плоскости будут расти за счет обмена; усиливается кристаллографическое расположение минералов в таких породах параллельно общей сланцеватости.

d) Перекристаллизация продолжается дольше, чем деформация. После того, как окончилось деформирующее действие стресса, происходит дальнейшая кристаллизация под влиянием *статического* давления и окончание полной перекристаллизации породы. Перекристаллизация во время стресса может также автоматически уничтожать влияния стресса и приводить к стационарному состоянию относительного покоя. Получается так называемое *кристаллическое затвердевание* ранее подвижного материала. Реконструкция того, что происходило в данном случае до проявления статического давления, вполне возможна по реликтам. Часто получается противоречие между кинетической текстурой породы (образование линз, полос кварца) и распространяющейся по ней совершенно акатаклатстической кристаллобластической структурой. Часто в этот период развиваются порфиробласты; таковы некоторые актинолитовые сланцы с порфиробластами актинолита, образующими как бы снопы; их расположение тесно связано со сланцеватостью породы; они в то же время частью располагаются и поперек сланцеватости.

Взаимное расположение докристаллических и метаморфических плоскостей сланцеватости может не совпадать друг с другом. В некоторых случаях последние образуются под влиянием нагрузки и тогда могут усиливать одна другую.

При поперечном расположении их образуются отдельные кристаллы биотита, расположенные поперек первоначальной сланцеватости. Иногда заметна докристаллическая складчатость благодаря тому, что исходная порода была сложена в складки, вещество в них не переместилось, и при метаморфической перекристаллизации эта складчатость была подчеркнута образованием новых минералов, например, биотита, полосы которого как бы сложены в складки.

Изменения вещественного состава. Обычно при течении горных пород изменения состава их почти не происходит. Наоборот, породы, обнаруживающие катакластические деформации, как, например, милониты, какириты, иногда сильно изменены; механическое дробле-

ние их способствует прохождению через них растворов, приносящих одни вещества и уносящих другие.

Этот обмен характерен для катаклазов; обычно наблюдается уменьшение SiO_2, одновременно по большей части также Na_2O и CaO; иногда содержание последних увеличивается или при увеличении содержания SiO_2 и содержание их уменьшается; при увеличении SiO_2 количество Na_2O и K_2O падает. По мере уменьшения содержания SiO_2 почти всегда уменьшается содержание K_2O, MgO, Al_2O_3 и Fe_2O_3. В результате этого характер породы меняется полностью; в том случае, когда милониты перекристаллизуются, получаются новые породы, по которым нет возможности реконструировать исходную (рис. 123).

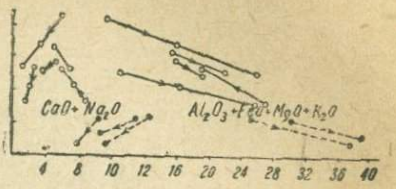


Рис. 123. Передвижка составных частей при стрессе (по Эрдмансдерферу).

Глава X

СТРУКТУРЫ И ТЕКСТУРЫ МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД

Структуры и текстуры метаморфических пород находятся в тесной связи с 1) вещественным их составом, 2) с действием давления-стресса или статического и 3) с температурными условиями.

Структуры и текстуры, статические и кинетические, резко отличаются друг от друга; их необходимо рассматривать отдельно как генетически различные типы.

Статические структуры и текстуры

Среди них различаются такие, которые являются остатками тех структур и текстур, которыми обладали первичные породы; это так называемые реликтовые структуры и текстуры; кроме того, различаются структуры и текстуры собственно метаморфические, образовавшиеся уже во время метаморфических процессов под влиянием P, T и X. Морфологическая номенклатура разработана для них Беккe и Грубенманом; изложены они в описательной петрографии.

Структуры

Наиболее типичной для пород, образовавшихся при процессах метаморфизма при всестороннем давлении, является структура *кристаллобластическая* (Беккe, 1903), характеризующаяся тем, что кристаллы растут при перекристаллизации исходной породы одновременно, приобретая степень идиоморфизма, соответствующую кристаллизационной силе каждого отдельного минерала; отдельные зерна и кристаллы этих минералов *кристаллобласты*, образуют плотный агрегат; одни кристаллы растут, раздвигая другие кристаллы, иногда пересекая их. Характерно то, что более крупные кристаллы вырастают за счет более мелких (*собирательная кристаллизация*). В зависимости от степени идиоморфизма различают *идиобласты* и *ксенобласты*.

Степень идиоморфизма не всегда резко выражена, что в значительной степени зависит от вещественного состава исходной породы. Поэтому, получаются структуры такие, как *ксенобластические* с неправильными очертаниями зерен (характерны для ряда роговиков), *мостовидные*, *иззубренные* или *зубчатые*. В зависимости от наличия взаимного прорастания — *ситовидные*, *диабластические*, при особенно малых прорастаниях *микродиабластические*; иногда также *скелетные* как разновидности ситовидной.

При пойкилобластической структуре мелкие идиобласты включены в более крупные.

По форме зерен различаются структуры: *гранобластическая*, при которой зерна минералов, входящих в состав горной породы, хорошо видны. Разновидности ее: *гомеобластическая* — зерна в общем одинакового размера, гетеробластическая — зерна разного размера, *порфиробластическая* — с отдельными более крупными метакристами, *лепидобластическая* — часть зерен пластинчатые (хлорит, слюды), *неметобластическая* — кристаллы носят волокнистый характер. В некоторых случаях наблюдается также некоторая последовательность образования минералов во времени. Это проявляется в частности в зонарной структуре плагиоклазов.

Различия в образовании структур связаны в одних случаях с продолжительностью роста кристаллов, в других с последовательностью образования во времени. Такого рода явления имеют большое генетическое значение; в течение некоторого более или менее продолжительного времени могут измениться условия P и T, также и X, а следовательно могут образоваться новые минералы взамен ранее существовавших. В плагиоклазах метаморфических пород оболочка обычно более основная, чем центральная часть; в контактно измененных породах «средний» плагиоклаз, содержащий 20—26% An, обычно не обладает зонарной структурой; более «основные» характеризуются обогащением ядра анортитом, более «кислые» — альбитом.

Текстуры

В зависимости от того, является ли текстура той остаточной, которая сохранилась от исходной породы, или той, которая получилась уже в процессе метаморфизации, можно различать две группы их, именно *реликтовые* и *метаморфические*.

Реликтовые текстуры. Так, благодаря тому, что состав слоев, хотя бы и тончайших, исходной породы мог быть не вполне одинаковым, при перекристаллизации одни слои, более богатые SiO_2, обогащаются кварцевыми зернами, другие, более богатые глинистыми составными частями, также MgO, FeO и др., обогащаются биотитом; тем самым перекристаллизация как бы подчеркивает различия в составе слоев и делает их более отчетливыми.

В зависимости от состава отдельные части породы обогащаются то кварцем и полевыми шпатами, то слюдами, амфиболами и другими минералами.

Получаются текстуры, характерные для сланцеватых роговиков и для большего числа кристаллических сланцев. В ряде случаев более или менее идиобластические пластинчатые кристаллы биотита, призматические — роговой обманки и других минералов вырастают так, что длина и пластинчатость их более или менее параллельны плоскостям первичной слоистости. Этим объясняется то, что в ряде кристаллических сланцев первичная слоистость и вторичная сланцеватость совпадают друг с другом. При этом такие ксенобластические минералы, как кварц, полевые шпаты, дают полосы или участки без заметной сланцеватости.

Причина роста идиобластических кристаллов в направлении слоистости объясняется тем, что именно по определенным слоям легче проникают растворы, которые способствуют росту кристаллов в на-

правлении движения растворов, т. е. параллельно первичной слоистости.

Такого рода текстура носит название *атектонической*, так как она совершенно не зависит от горообразовательных процессов.

При опускании в геосинклиналях исходные породы могут подвергнуться перекристаллизации с сохранением первичной текстуры; одновременно вышележащие слои могут, давя вниз, способствовать образованию кристаллизационной сланцеватости в нижних слоях.

Такого рода метаморфизм, по всем признакам широко распространенный среди кристаллических сланцев, носит название *метаморфизма под нагрузкой.*

Сюда же относится и *динамостатический метаморфизм* Дэли, когда давление обусловлено вертикальными передвижениями мощных масс земной коры во время процесса перекристаллизации глубоко залегающих исходных пород.

В этих случаях нередко чрезвычайно трудно отличить текстуру реликтовую от той, которая получается при кинетическом метаморфизме.

В том случае, когда происходит полная перекристаллизация исходной породы с образованием реликтовой текстуры, может в дальнейшем происходить образование складок без образования новых метаморфических текстур, так как перекристаллизация при тех же *P*, *T* и *X*, характерных для глубинных зон, повторно не происходит.

Типы реликтовых текстур с подчеркиванием первичной слоистости и переходом в полосато-сланцеватые без участия стресса очень характерны для ряда районов развития докембрийских образований; они описаны были в Финляндии (Зандер, 1914), Канаде (Дэли, 1915), Македонии (Эрдмансдерфер, 1923); они широко развиты в Карелии, на Кольском полуострове, в Украинской кристаллической полосе и т. д.

Задер предложил для такого рода процесса термин *отобразительной кристаллизации* (Abbildungskristallisation).

В данном случае имеет место как бы *параморфоза* по исходной породе новой метаморфической.

В большом числе случаев сохраняются первичные *магматические текстуры.* В диабазовых породах происходит полная перекристаллизация пироксенов с заменой их амфиболом, значительная перекристаллизация плагиоклазов с заменой более основных плагиоклазов более кислыми или соссюритом и т. д.

Особенно часто в контактно метаморфизованных диабазах сохраняется их первичная полосатая текстура; нередко это же наблюдается в районах широкого развития глубинного метаморфизма.

Значительно развиты такого рода процессы перекристаллизации с сохранением следов первичной текстуры в областях развития докембрийских пород; в частности прекрасно видны такого рода реликтовые текстуры в диабазах Криворожья (район между г. Кривым Рогом и г. Никополем) и в ряде других мест Украины, также в Фенноскандии и т. д. Нередко сохраняются также первичные газовые опоры, спилитовые формы отдельности и т. д.

Точно так же сохраняются и наблюдаются *кластические реликтовые* текстуры; например, сохраняются следы первичного состава породы в виде конгломерата, песчаника, иногда также туфа и т. д.

при полном изменении минералогического состава. Классические примеры такого рода видны в докембрийских конгломератовых гнейсах Финляндии (боттнические конгломераты около Таммерфорса).

При перекристаллизации без стресса не все минералы перекристаллизовываются. Ряд минералов может сохраняться, так как поле устойчивости их значительное. В то же время другие минералы перекристаллизовываются и дают новые, из которых часть может, особенно интенсивно разрастаясь, давать начало кристаллобластам.

Зандер предложил называть такого рода текстуры *внутренними реликтивными текстурами*. Особенно хорошо сохраняются такого рода реликтовые текстуры в тех случаях, когда имеются кристаллобласты альбита, слюды, граната и др.

Сохранившаяся слоистая кинетическая первичная текстура, называемая *гелицитовой*; отдельные полосы, часто изогнутые ранее в исходной породе, перекристаллизованной при несколько иных условиях P, T и X, сохраняются, пересекая все другие новообразованные минералы; ее можно назвать также *реликтовой кинетической текстурой*.

Метаморфические текстуры. Для таких текстур особенно характерно массивное полнокристаллическое, часто довольно крупнозернистое, строение пород без определенных направлений, по которым вытягиваются те или иные из присутствующих минералов. В ряде случаев первичные текстуры и структуры исходных пород исчезают совершенно благодаря достаточно сильной перекристаллизации, часто также благодаря изменению состава их; это особенно часто наблюдается в контактно метаморфизованных породах, в контактно метаморфизованных роговиках совершенно исчезает первичная слоистость глинистых пород.

Кинетические структуры и текстуры

Кинетические текстуры и структуры могут быть двоякого рода — либо *деформационные*, связанные с большим или меньшим дроблением исходных минералов и горных пород, либо *перекристаллизованные* при одновременном влиянии стресса. Часто они могут также встречаться в комбинации друг с другом, тем более, что нередко одновременно протекают процессы как деформации, так и перекристаллизации; разделить их результаты затруднительно.

Структуры

Наиболее характерная кинетическая структура — *катаклазовая*, в которой можно различать ряд видов.

Брекчиевая структура, которая характеризуется образованием более или менее крупных неправильной формы угловатых обломков, тесно соединенных друг с другом без промежутков между ними. Промежутки получаются тогда, когда такие структуры возникают вблизи трещины; тогда по трещинам проникают растворы, отлагающие разнообразные рудные и нерудные минералы.

Какиритовая структура отличается тем, что в плотной сильно дробленной и как бы размолотой массе располагаются отдельные уцелевшие от растирания угловатые куски почти не раздробленной породы.

Для милонитовой и ультрамилонитовой структур характерна особенно тонкая раздробленность; породы в то же время цементированы; в результате породы, обладающие милонитовой структурой, отличаются особенно большой крепостью; они часто совершенно теряют какое бы то ни было сходство с первичными породами, тем более, что нередко меняется и их состав.

Порфирокластическая структура отличается тем, что отдельные более крепкие и устойчивые минералы сопротивляются дроблению, как например, полевые шпаты, обладающие некоторой упругостью, сохраняются, в то время, как окружающая их масса приобретает милонитовую структуру. Милонитовая основная масса таких пород нередко обладает благодаря передвижению под влиянием стресса растертых частиц кварца, полевых шпатов и слюды *сланцеватой гнейсовидной текстурой*; если одновременно происходит перекристаллизация этой массы, получается *очково-гнейсовая* текстура.

Обычно такого рода структуры, как милонитовые, приурочены к зонам дробления, вдоль которых передвигаются одни части горных пород по отношению к другим.

Кинетические структуры проявляются также во время перекристаллизации; таковы *кристаллобластические* структуры, такие же, как и при статическом метаморфизме; нередко и тут сохраняются черты первичной структуры, т. е. проявляются реликтовые структуры: *бластогранитная*, сходная с гранитной, *бластопорфировая*, сходная с порфировой, *гелицитовая* и др.; нередки также *реликтовые кластические* структуры (гнейсовые конгломераты и другие).

Текстуры

В отличие от текстур, образовавшихся статическим путем, для кинетических текстур характерно не массивное строение пород, а сланцеватое и полосатое, обусловленные: первая — взаимно параллельным расположением удлиненных или пластинчатых кристаллобластов, вторая — чередованием полос не вполне одинакового состава. Последнее получается при раздроблении минералов, при деформации, при вытягивании агрегатов минералов параллельно общему передвижению одних частей породы относительно других с последующей или одновременной перекристаллизацией их. Такого рода процессами можно объяснить текстуры ряда полосатых гнейсов со *сланцеватой*, часто слабо выраженной, текстурой, в то же время *полосатой*, причем полосы часто выклиниваются.

К кинетическим текстурам относятся такие, как *сланцеватые*, *полосатые*, *прерывисто-полосатые*, *линзовидные*, *волокнистые*, *линейные* в зависимости от минералогического состава и роли в их возникновении то деформации, то перекристаллизации.

Глава XI

ТИПЫ МЕТАМОРФИЗМА

Основные агенты метаморфизма действуют одновременно или порознь; в результате этого получаются различные типы метаморфизма, среди которых можно различать как основные следующие:

I. *Термический метаморфизм* с подразделениями в зависимости от вспомогательных агентов — гидротермальных растворов и летучих агентов — на разновидности:

1) Собственно термический метаморфизм.

2) Контактный метаморфизм (гидротермальный, пневматолитический).

II. *Динамический метаморфизм* с разновидностями:

1) Кинетический метаморфизм (деформационный).

2) Статический (кристаллизационный).

III. *Региональный метаморфизм*, с разновидностями:

1) Собственно региональный метаморфизм.

2) Плутонический метаморфизм.

IV. *Ретрогадный метаморфизм* (диафторез).

V. *Повторный метаморфизм.*

Взаимоотношения разных типов метаморфизма изображены на рис. 124.

При разделении типов метаморфизма часто применяют схему, предложенную почти одновременно Грубенманом в Швейцарии, Беккe в Австро-Венгрии и Ван Хайзом в США, основанную на понятии о глубинных зонах метаморфизма, в которых реагируют указанные выше агенты в различных отношениях в зависимости от глубины, на которой происходят процессы метаморфизма; в основе деления на глубинные зоны лежат главным образом два агента — температура и давление.

К трем основным зонам, предложенным указанными тремя создателями современного учения о метаморфизме петрографами, Седергольмом, много работавшим в области докембрия Фенноскандии, была добавлена четвертая зона, наиболее глубокая — зона переплавления (анатексиса).

Совокупность этих зон носит название зон *анаморфизма.* Для каждой из них характерны определенные минералы, образовавшиеся при определении T и P, также и X.

Две верхние зоны: выветривания и цементации соединяются часто в зону *катаморфизма.*

Для сравнения зон катаморфизма и анаморфизма и их подразделений, приводим таблицу (рис. 125) с указанием характерных для

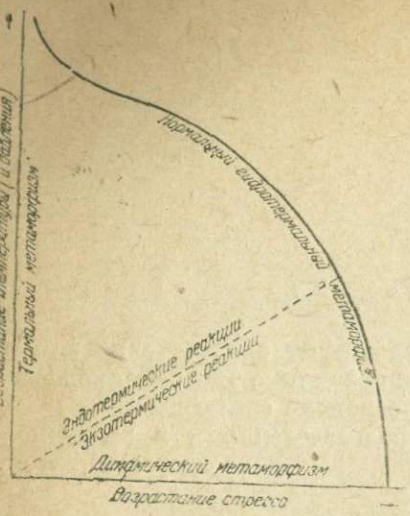


Рис. 124. Роль разных видов метаморфизма (по Харкеру).

каждой зоны минералов. На таблице нанесены зоны анаморфизма (верхняя — *эпизона*, средняя — *мезозона* и нижняя — *катазона*) и зоны метаморфизма — верхняя зона *выветривания* и нижняя зона *цементации*. Границу между зоной цементации (нижней зоной катаморфизма) и эпизоной (верхней зоной анморфизма) провести чрезвычайно трудно, так как процессы деформации, характерные для эпизоны, происходят в зоне, где проявляются частью также и явления цементации; на таблице эти две зоны — зона цементации и эпизона — соединены в одну (рис. 125).

Ван Хайз в своем знаменитом «Трактате о метаморфизме» (1904) дает следующие таблицы (32 и 33) замены в разных зонах одних минералов и пород другими минералами.

Таблица 32

Обычные превращения и смены минералов и пород при метаморфизме

Исходные	Метаморфические
Пироксен и оливин	Актинолит
Плагиоклаз и цеолиты	Альбит
Глины, пироксен, амфиболы, магнетит, полевые шпаты	Биотит
Кальцит и доломит	Волластонит
Разнообразные железистые силикаты	Гематит и магнетит
Глины, хлорит, карбонаты и др.	Гранат
Пироксен, амфиболы, эпидот, гранат и др.	Кальцит
Разнообразные силикаты	Кварц
Глины	Кордиерит
Полевые шпаты, фельдшпатоиды, глины и др.	Мусковит, серицит, парагонит
Фельдшпатоиды, цеолиты, глины	Ортоклаз
Полевые шпаты и цеолиты	Пренит
Авгит, хлорит, гранат	Роговая обманка
Оливин, пироксен, слюды, амфиболы, гранат	Серпентин
Глины, анадалузит, кианит, слюда	Силлиманит
Глины	Ставролит
Оливин, актинолит, амфиболы, пироксен, слюды, гранаты и др.	Тальк
Ильменит и рутил	Титанит
Пироксен, оливин, кальцит	Тремолит
Разнообразные силикаты	Халцедон
Гранат, биотит, пироксен, пренит, ставролит, турмалин, везувиан и др.	Хлорит
Плагиоклаз, гранаты	Цоизит
Полевые шпаты, пироксен, биотит, амфибол	Эпидот

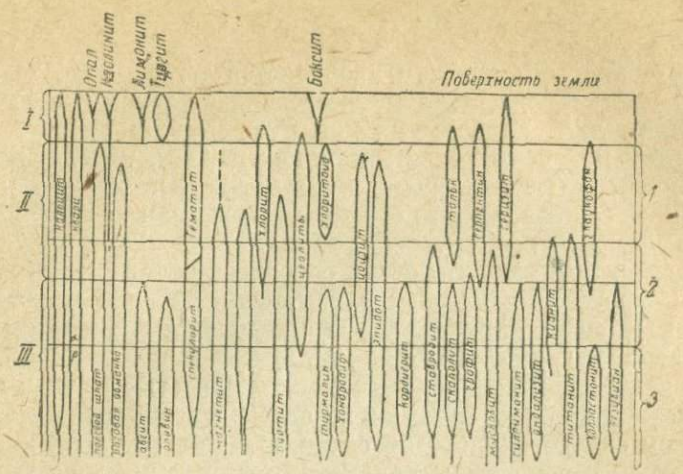


Рис. 125. Диаграмма зон устойчивости образования наиболее распространенных минералов.

I — область выветривания; *II* — область цементации; *III* — область анаморфизма; *1* — эпизона; *2* — мезозона; *3* — катазона.

Таблица 33

Ожидаемые продукты изменения наиболее распространенных минералов и пород

Первичный материал	Продукты его изменения
Авгит	Роговая обманка, биотит, хлорит, кварц, эпидот, магнетит
Биотит	Хлорит, эпидот, магнетит, пироксен, мусковит, кварц и др.
Глины	Биотит, мусковит, ставролит, гранат, полевые шпаты
Гранат	Хлорит, эпидот, роговая обманка, пироксен, кальцит, кварц, магнетит, серпентин
Ильменит	Лейкоксен, рутил, титанит
Кальцит	Доломит, волластонит, гранат, биотит
Магнетит	Пирит, биотит и др.
Мусковит	Парагонит
Нефелин	Альбит, цеолиты, мусковит
Оливин	Серпентин, иддингсит, биотит, амфиболы, пироксены, магнезит, кварц, магнетит
Ортоклаз и микроклин	Мусковит, серицит
Плагиоклаз	Цеолиты, парагонит, эпидот
Пренит	Хлорит, кварц
Роговая обманка	Авгит, биотит, хлорит, эпидот, магнетит, кальцит, кварц, серпентин
Серпентин	Магнезит, опал, кварц, гематит
Ставролит	Хлорит, кварц
Турмалин	Биотит, хлорит
Хлорит	Гранат, биотит
Цоизит	Кальцит, кварц

Термический метаморфизм

Термический метаморфизм проявляется тогда, когда те или иные исходные породы подвергаются прогреванию магмами либо у поверхности земли, либо на больших или меньших глубинах.

При этом изменения охватывают как породы, находящиеся в контакте с магмой (экзоконтактный метаморфизм), так и магму путем изменения ее состава, частью благодаря процессам ассимиляции (эндоконтактный метаморфизм).

Экзоконтактный метаморфизм обусловливается повышением температуры пород, находящихся в контакте с магмой и летучими веществами, которые выделяются из магмы при уменьшенном давлении и проникают в соседние породы.

Если давление невелико, газы могут полностью уйти в атмосферу и не оказать никакого влияния на экзоконтактный метаморфизм.

В таком случае происходит *сухой* контакт, обусловленный только повышением температуры; получается лишь частичное изменение структуры; нередко наблюдается плавление пород, например, оплавление песчаников в контактах с базальтами.

Такого рода контактный метаморфизм чисто термального характера большого значения не имеет и наблюдается сравнительно редко главным образом в местах соприкосновения лав с окружающими или подстилающими их породами.

Так как обычно летучие компоненты удаляются из магмы и могут проникать в окружающие ее породы, наибольшее петрогенетическое значение имеет типичный контактный метаморфизм, при котором оказывают свое действие не только температура, но также и летучие компоненты; кроме того, как мы видели раньше, может оказывать большее или меньшее влияние давление как следствие охлаждения магмы, содержащей летучие компоненты.

Контактный метаморфизм

Основой контактного метаморфизма является различное влияние его, зависящее от 1) характера контактно метаморфизуемых пород; 2) от характера самой магмы, ее температуры и состава ее как магмы.

В зависимости от исходных горных пород контактный метаморфизм проявляется различным путем. Рассмотрим некоторые виды его.

Метаморфизм глинистых пород. При контактном метаморфизме глинистых пород основную роль играют глинистые составные части, представленные главным образом каолинитом, нередко монтмориллонитом и другими минералами группы каолинита, частью, возможно, бокситом, гиббситом или иным гидратным глиноземом, отчасти и другими минералами обычно с коллоидальной структурой, иногда также и серицитом; все они выделяют воду; остающиеся молекулы глинозема или алюмосиликата либо сами по себе дают новые минералы, либо образуют последние, соединяясь с другими составными частями породы, одновременно с ними теряющими воду, как гидраты окиси железа, хлориты и др.

В глинистых породах часто прежде всего появляется *андалузит* как результат дегидратизации водных алюмосиликатов. Он образуется

сперва в виде неправильных пятен, частью раздвигая соседние минералы.

Реакция образования андалузита следующая:

$$H_4Al_2Si_2O_9 = Al_2SiO_5 + SiO_2 + 2H_2O$$

Если же к глинистой породе примешаны более или менее значительные количества хлорита — образуется *кордиерит*.

При своем росте как андалузит, так и кордиерит способны захватывать большие количества посторонних минералов; поэтому они обладают скелетной структурой.

Обладая значительной кристаллизационной силой андалузит довольно быстро начинает приобретать очертания ромбических призм и становится резко очерченным и идиоморфным.

Иногда одновременно с андалузитом образуется также и *биотит* за счет окислов железа, присутствующих в гидратных соединениях железа, в хлорите и других минералах.

В таком случае андалузит кристаллизуется сперва также пятнами, затем сплошными кристаллами почти без включения биотита, образующего самостоятельно скопления сперва очень тонкочешуйчатые, затем более крупночешуйчатые. Получаются характерные *пятнистые сланцы*. По мере увеличения размеров андалузитовых кристаллов образуются *узловатые сланцы*; при большой индивидуализации андалузита в виде крупных удлиненных кристаллов часто с органическим веществом, сконцентрированным внутри его (*хиастолит*) получаются *хиастолитовые* (*андалузитовые*) сланцы.

На первых стадиях изменения глинистых пород кордиерит, сперва бесформенный, содержит довольно много посторонних включений, затем также принимает более резко выраженные идиоморфные очертания; иногда он обнаруживает полисинтетическое двойниковое сложение; состав его

$$(Mg, Fe)_2Al_4Si_5O_{18}$$

В том случае, когда отношение $FeO : MgO$ больше 1, кордиеритовая порода приобретает темный цвет с синеватым оттенком.

Постепенно первичный материал глинистой породы исчезает без остатка. Начинается следующая средняя стадия перекристаллизации глинистой породы под влиянием более высоких температур в течение большего периода времени, которое захватывают процессы контактного изменения породы.

На этой стадии кварц сохраняет сперва ту же форму округлых и неправильных зерен, частью образуя включения в кордиерите. Постепенно все более крупных размеров достигают чешуйки *серицита*, переходящего в чешуйки и листочки бесцветной *калиевой* слюды — *мусковита* с меньшим содержанием воды, чем в сериците, при условии достаточного количества K_2O в породе; одновременно развиваются биотит и кордиерит.

Рутил идет частью на образование биотита; при менее сильной степени метаморфизации могут присутствовать также *брукит* и *анатаз*.

Совершенно исчезает хлорит; возможно, что он способствует переходу андалузита в кордиерит; образуются также и другие магнезиально-железистые силикаты, содержащие меньше Al_2O_3, чем требуется для образования андалузита и кордиерита. Если отношение

$RO : R_2O_3$ больше, чем в кордиерите и биотите, образуются новые магнезиальные железистые минералы — *гиперстен*, также *гранат* типа *пиропа-альмандина*. Гиперстен появляется сперва в виде мелких призм и неправильных зерен в роговиках, вместе с *кордиеритом*, *кварцем*, *биотитом* и *магнетитом*.

Для такой ассоциации характерно отсутствие ортоклаза и мусковита. Андалузит также совершенно исчезает согласно реакции

$$\underset{\text{гиперстен}}{2MgSiO_3} + \underset{\text{андалузит}}{2Al_2SiO_5} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} = \underset{\text{кордиерит}}{Mg_2Al_2Si_5O_{18}}$$

Из этой реакции можно сделать вывод, что гиперстен не может образовываться, пока остается некоторое количество андалузита.

В некоторых случаях присутствуют на этой же стадии небольшие количества граната; когда слюдяные сланцы с гранатом поступают в район контактного метаморфизма, гранат в них исчезает; образование его связано со стрессом.

Обычно гранат, присутствующий в контактно измененных глинистых сланцах, характеризуется большим содержанием MnO (до 6,8—18,6%), т. е. он образуется в присутствии MnO в глинистых породах; однако, в некоторых случаях содержание MnO опускается до 1,5% и менее. Часто гранат такого рода образует мелкие ромбические додекаэдры.

Присутствие мусковита большей частью связано с особенно близким нахождением гранитных интрузий, выделяющих летучие компоненты. Мусковит содержит H_2O, F и другие летучие компоненты.

Обычно на больших расстояниях от интрузии мусковит по мере развития метаморфизма постепенно исчезает, и его место занимает *ортоклаз*.

Реакция протекает таким образом:

$$\underset{\text{мусковит}}{H_2KAl_3Si_3O_{12}} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2} = \underset{\text{ортоклаз}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} + \underset{\text{вода}}{H_2O}$$

Образующийся андалузит имеет иное петрогенетическое значение, чем в первом случае.

В присутствии Na_2O может образоваться также *альбит*. Щелочной полевой шпат обычно образует мелкие неправильные зерна без двойниковой структуры. Отличать в этих случаях кордиерит от щелочных полевых шпатов довольно трудно; одним из признаков является то, что кварц по отношению к кордиериту идиоморфен, по отношению к ортоклазу ксеноморфен; альбит отличается меньшим показателем преломления, за исключением тех случаев, когда он заменен альбит-олигоклазом, или олигоклазом.

По мере развития метаморфизма ортоклаз приобретает все большие размеры.

При более высоких температурах вместо биотита развивается *гиперстен*.

Получается характерная ассоциация — *кордиерит-ортоклаз-гиперстен*, образующая соответствующие *роговики*.

Характерная порода, которая при этом получается — *гиперстено-ортоклазо-кордиеритовый роговик*; иногда в нем присутствуют не особенно большие количества *магнетита*. Биотит, если он входит в состав данной породы, находится на стадии разрушения.

Кордиерит обладает при этом повышенной кристаллизационной силой и нередко более или менее резко выраженным идиоморфизмом, в особенности, по отношению к ортоклазу, хотя и не образует хороших кристаллов.

Включения в нем отсутствуют, кроме тех, которые образовались одновременно с ним. Алюмосиликат, который, как мы видели, образуется одновременно с ортоклазом, принадлежит не андалузиту, а более высокотемпературному *силлиманиту*, образующему тонкие столбики, игольчатые и волосовидные образования. Так как он образуется из биотита, замещая его, обычно совершенно отчетливо выступает связь этих двух минералов, хотя силлиманит может образоваться и иными способами, например из андалузита.

В том случае, если глинистая порода была бедна кремнекислотой, в ней может получиться избыток Al_2O_3, который в некоторых случаях при высоких температурах войдет в состав *шпинели*, близкой по составу к герциниту; шпинель выделяется в виде мелких октаэдров, образующихся вместо андалузита и силлиманита (*плеонасто-ортоклазо-кордиеритовый роговик*); иногда также образуются шестиугольные и боченковидные кристаллы *корунда*, местами синего цвета. Обычно те породы, которые содержат шпинель или корунд, лишены кварца, хотя бывают и исключения из этого правила. Таковы характерные *мусковито-андалузито-кордиеритово-кварцевые роговики* Семиз-Бугу в Казахстане, переходящие то в чистые *корундовые* породы, то в *андалузитовые*, то, наконец, во вторичные *кварциты* с небольшой примесью тех или иных из этих минералов.

При особенно сильно развитой кристаллизации глинистых пород в конечном результате получаются такие породы, как *кордиеритовые гнейсы*, иногда образующиеся при контактном метаморфизме из серых вакк и других пород, *гранатовые гнейсы*, в которых может присутствовать значительное количество кварца (указание на песчаный характер первичных глинистых пород), *силлиманитовые* и *силлиманитово-кордиеритовые гнейсы*. Все эти породы крупнозернистые, часто сланцевато-полосатые; иногда (Харкер, 1932) помимо первичных различий в составе такая текстура связана с ходом сегрегации. Облегчающая процесс диффузия усиливалась выделением воды из гидратных минералов при высокой температуре.

При сухом контакте глины и глинистые сланцы остекловываются, приобретая бурый цвет; под микроскопом в них можно различать прекрасно образованные мелкие кристаллики силлиманита (возможно, муллита), кордиерита, плеоната, магнетита и других минералов, как, например, в Шотландии в районе контакта глинистых пород с основными и ультраосновными дайками.

Когда в контактно метаморфизуемые глинистые породы в большем или меньшем количестве проникают летучие компоненты главным образом гранитных, гранодиоритовых и других кислых магм, процессы новообразований минералов значительно усложняются. Часто глинистые породы по мере своего прогревания обогащаются щелочами, главным образом K_2O; благодаря этому начинается рост мелких белых кристалликов *калиевого полевого шпата;* получаются породы, которые французские петрографы называли *фельдшпатизированными сланцами* (Schistes féldspathisés).

В непосредственном контакте с гранитной магмой, как уже упоминалось, под влиянием H_2O, F и других минерализаторов, присутствующих здесь в значительно большем количестве, чем на больших расстояниях от контакта, развивается *мусковит*; перекристаллизация идет значительно более интенсивно; породы приобретают крупнозернистый характер.

Контакты такого рода наблюдаются на больших глубинах, где давление летучих компонентов больше, чем вблизи поверхности земли. На еще больших глубинах идут также и процессы инъекции, при которых видную роль играют флюидные составные части магмы.

Харкер, подводя итоги действию контактного метаморфизма на глинистые породы, указывает на следующие минералы, характерные для трех градаций их преобразования:

Стадия I: образование *биотита*.

Стадия II: образование *ортоклаза* за счет мусковита, иногда появление *гиперстена* или *граната*.

Стадия III: образование *силлиманита* или *корунда*.

Такие минералы, как *кордиерит* и *андалузит*, появляются как на ранней, так и на поздней стадиях контактного метаморфизма, поэтому они мало характерны.

Метаморфизм чисто глинистых и железистых отложений. Каолины при контактном метаморфизме дают агрегаты *андалузита* и *кварца*, при более высоких температурах — *силлиманита* и *кварца*.

При контактном метаморфизме боксита и гиббсита происходит дегидратизация их и образование *корунда* в форме *наждака*; чаще такого рода образования получаются при региональном метаморфизме:

$$\underset{\text{боксит}}{Al_2O_3 \cdot 2H_2O} = \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{вода}}{2H_2O}; \quad \underset{\text{гиббсит}}{Al_2O_3 \cdot 3H_2O} = \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{вода}}{3H_2O}$$

В некоторых случаях к корунду прибавляется некоторое количество диаспора $Al_2O_3 \cdot H_2O$.

Так как бокситовые месторождения обычно более или менее железисты, в них часто образуется не только корунд, но и железистая *шпинель* (*герцинит*); если примешаны некоторые количества CaO — также и *анортит*.

При контактном метаморфизме гидратных руд железа образуются различные новые рудные массы в таком порядке: *лимонитовые* — *гематитовые* — *магнетитовые*. Так как железистые руды содержат ряд примесей (SiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO и др.), то наряду с железистыми окисными минералами образуется также ряд других, в частности, железистых и магнезиально-железистых минералов; присутствие CaO дает начало *андрадиту* и др., SiO_2 и MgO — волокнистому и игольчатому, частью и зернистому *грюнериту*; возможно, что в некоторых случаях сперва образуется *файалит*, который затем переходит в *грюнерит*.

В присутствии Al_2O_3 и других примесей файалит может сопровождаться разнообразными другими минералами — *плеонастом*, *кордиеритом*, *гранатом*, *биотитом* и т. д.

Метаморфизм аркозовых пород. Состав аркозовых пород приближается к составу гранитов; они состоят из кварца и полевых шпатов, нередко также с примесью биотита или мусковита и других минералов.

Как продукты механического выветривания они не легко претерпевают контактно метаморфические изменения и дают при постепенной перекристаллизации породы, близкие к исходным, иногда со сланцевато-полосатой текстурой.

Песчаные (*кремнистые*) *породы* метаморфизуются со значительно бо́льшим трудом, чем глинистые, так как первые состоят главным образом из устойчивого кварца.

На больших глубинах, где прогревание идет медленнее и играют роль также и летучие компоненты, песчаник сам по себе может быть частично перекристаллизован и превратиться в кварцит с мозаичной структурой кварцевых зерен, непосредственно соприкасающихся друг с другом; так как в составе песчаника обычно присутствует цемент, обладающий разнообразным характером — кроме кремнистого (кварцевого, халцедонового), также опаловый (с H_2O), глинистый (с Al_2O_3 и H_2O), карбонатный (с CO_2), нередко смешанный, образуется ряд новых минералов, например, *авгит*; он выделяется в результате реакции между CaO и Al_2O_3 карбонатного цемента и SiO_2 песчинок и глинистого вещества; чем больше примесей, тем более разнообразны минералы, которые в этих породах образуются по мере развития процесса метаморфизма; серицит, хлорит, лимонит дают начало *биотиту*, кальцит и каолинит, небольшое количество лимонита — *эпидоту*, хлорит, кальцит, кварц — *авгиту* и т. д.; по мере развития метаморфизма усиливается диффузия, которой помогают минералы, содержащие H_2O (каолинит, хлорит) или CO_2 (кальцит).

Глинистый цемент дает начало ряду новых минералов по аналогии с глинистыми породами с тем отличием, что кварц в них присутствует в особенно большом количестве; на высших стадиях метаморфизма развивается ряд таких минералов, как *ортоклаз* или *олигоклаз*, частью за счет детритного полевого шпата, далее *биотит* на первых стадиях, *гранат* на последних, ближе к контакту также *мусковит; андалузит* играет второстепенную роль в связи со значительным содержанием кварца; *корунд* и *шпинель* почти совершенно отсутствуют.

Текстура при особенно сильно продвинувшейся перекристаллизации породы становится крупнозернистой, при большом числе новообразованных минералов сланцевато-полосатой.

Из минералов, содержащих глинозем, довольно часты: *кордиерит*, сопровождаемый *силлиманитом* (*силлиманитовые*, *гранатовые*, *кордиеритовые гнейсы*).

Метаморфизм карбонатных пород. Процесс контактно метаморфического изменения карбонатных пород идет особенно интенсивно в связи с диссоциацией карбонатов при более низких давлениях и с замещением CO_2 кремнекислотой при более высоких.

Эти особенности резко отличают процессы контактного метаморфизма карбонатных пород от процессов, происходящих в глинистых, и в особенности, в кремнистых породах, тем более, что объемные изменения в связи с удалением или освобождением больших количеств CO_2 очень велики; кроме того, проявляется огромная химическая активность CaO и MgO.

Чистый кальцитовый известняк легко перекристаллизовывается даже при низких температурах, легко поддается процессу метасоматизма частично или полностью, образуя с $MgCO_3$ *доломит*, легко

замещаясь $FeCO_3$ с образованием метасоматических месторождений *сидерита*.

При контактном метаморфизме кальцитовый известняк переходит в тонко- или крупнокристаллический известняк, *мрамор*, с зазубренными, зигзагообразными очертаниями, переходящими в зубчатые. *Доломитовый мрамор* обычно более тонкозернистый, чем кальцитовый; очертания зерен его более ровные.

При низких давлениях доломит диссоциирует в первую очередь, в отношении

$$MgCO_3 : CaMg(CO_3)_2 = CaCO_3 + MgO + CO_2$$

Освобождающаяся при этом MgO образует октаэдрические кристаллы *периклаза* (*периклазовый мрамор*). Часто MgO легко преобразуется в *брусит* — $Mg(OH)_2$ (*бруситовые белые мраморы* Алайского хребта или *пенкатиты* и *предацциты* Тироля).

Карбонатные породы с примесями иного состава при метаморфизации в контакте дают начало крайне разнообразным минералам в зависимости от состава примесей.

Наиболее просто образование *волластонита* в присутствии свободной кремнекислоты:

$$CaCO_3 + SiO_2 = CaSiO_3 + CO_2$$

Карбонаты с разнообразными примесями при нормальных T и P остаются чрезвычайно долгое время без взаимного влияния. Лишь при повышении T и P начинаются реакции, благодаря которым получаются различные градации новообразований в зависимости от степени диссоциации карбонатов и дегидратизации глинистых примесей, хлорита и др.; в результате этих реакций порода постепенно приближается к равновесию, характерному для тех или иных T и P. Обычно реакции происходят между CaO и MgO, с одной стороны, и Al_2O_3 (глинистые вещества) и SiO_2 (кремень, кварц, глинистые вещества и т. д.) с другой; в меньшем количестве принимают участие другие окислы — FeO, Fe_2O_3, иногда Na_2O, K_2O, а также летучие компоненты.

Получается ряд новых минералов, характерных для областей контактного метаморфизма с образованием в кальцитовом известняке *волластонита*, *кальциевых гранатов*, *везувиана*, *пренита*, *цоизита*, *эпидота*, *анортита* и *других основных плагиоклазов*, иногда также *титанита*.

За исключением титанита и основных плагиоклазов эти минералы чужды типичным магматическим породам как первичные образования.

Характерно то, что кроме метасиликата—волластонита, эти кальциевые силикаты и алюмосиликаты принадлежат к ортосиликатам.

Обычно одним из первых при метаморфизации известняков выделяется *волластонит*; кальциевый ортосиликат при этих условиях оказывается неустойчивым. В присутствии $MgCO_3$ образуются различные орто- и метасиликаты, как с алюминием, так и без него, обычные и для магматических пород: *оливины*, *пироксены* и *амфиболы*. Из числа пироксенов особенно часто образуется *диопсид*, из числа амфиболов — *тремолит* и *актинолит*, из числа оливинов чаще всего — *форстерит*, иногда также и *файалит*.

Вблизи контакта с магматическими породами образуется иногда *хондродит*.

$$Mg_3[Mg(F, OH)_2]_2(SiO_4)_2$$

Отсутствует *псевдоволластонит*, так как температура образования его высокая — 1180°. Волластонит образуется только при большом содержании CaO и очень малом MgO, так как иначе получается либо *диопсид*, либо *гроссуляр* по реакциям:

$$\underset{\text{волластонит}}{CaSiO_3} + \underset{\text{энстатит}}{MgSiO_3} = \underset{\text{диопсид}}{MgCa(SiO_3)_2}$$

$$\underset{\text{волластонит}}{3CaSiO_3} + \underset{}{Al_2O_3} = \underset{\text{гроссуляр}}{Ca_3Al_2(SiO_4)_3}$$

В зависимости от относительного содержания в карбонатной породе Al_2O_3 (отношения $Al_2O_3 : CaO$) получаются в ряде случаев определенные минералы (табл. 34); характерно для них также в некоторых случаях и присутствие OH.

Таблица 34

Минералы, образующиеся при контактном метаморфизме карбонатных пород в зависимости от различного содержания

Минералы	Формула	Отношение содержания $Al_2O_3 : CaO$
Везувиан	$Ca_{19}MgAl_{12}(SiO_4)_{18}(OH)_4$	1 : 3,1
Гроссуляр	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	1 : 3,0
Цоизит	$Ca_2(AlOH)Al(SiO_4)_3$	1 : 1,3
Анортит	$CaAl_2Si_2O_8$	1 : 1,0

Особенно часто наблюдается образование кальциевого *граната*, в бедных железом карбонатных породах представленного *гроссуляром*. Он образуется, иногда в огромном количестве из мергелистых, более или менее глинистых, пород.

В зависимости от распределения примесей образуются, например, в районе Кедабека в контакте юрских известняков с гранодиоритами породы чисто *гранатовые*, *гранатовые с магнетитом*, *гранатовые с кальцитом*, *гранатовые с актинолитом*, *пироксено-гранато-диопсидовые*, *везувиано-гранатовые*, *кварцево-эпидотовые* и ряд др.; местами здесь же присутствуют лишь частично измененные породы из *кальцита*, *хлорита и эпидота*. Обычно гранат обладает значительным идиоморфизмом.

Часто *гроссуляр* присутствует вместе с *волластонитом*. Нередко сам гроссуляр обладает зонарной структурой и двояко преломляет.

При образовании везувиана по всем признакам большую роль играет давление. Иногда он замещает гроссуляр во время *ретроградного* метаморфизма.

Анортит обычно образуется тогда, когда в породе присутствует достаточное количество глинозема для того, чтобы мог образоваться такой сильно глиноземистый минерал, как андалузит; реакция, ведущая к образованию анортита, следующая:

$$\underset{\text{волластонит}}{CaSiO_3} + \underset{\text{андалузит}}{Al_2SiO_5} = \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8}$$

Анортит относится к более высокотемпературным минералам, чем цоизит и эпидот.

Карбонатные породы иногда содержат более сложные примеси, чем те, которые мы только что рассмотрели; могут, например, присутствовать также и щелочи; в таком случае образуются *щелочные полевые шпаты — альбит*, с анортитом образующий различные, обычно *основные*, *плагиоклазы*, и *ортоклаз;* эти минералы встречаются главным образом в особенно сильно контактно метаморфизованных смешанно-карбонатных породах; особенно большие количества полевых шпатов наблюдаются в непосредственном контакте. Обычно они ксенобластические, что вполне соответствует их положению в кристаллобластическом ряду.

Довольно часто встречается *пренит*, который, судя по его составу, также образуется при большом давлении и сравнительно низких температурах.

Иногда в глинисто-карбонатных породах образуется *титанит* за счет волластонита и TiO_2 согласно реакции:

$$\underset{\text{волластонит}}{CaSiO_3} + \underset{\text{рутил}}{TiO_2} = \underset{\text{титанит}}{CaTiSiO_5}$$

В том случае, когда в смешанных карбонатных породах присутствует слишком большое количество $MgCO_3$ и в то же время они более или менее окремнелые, могут образоваться в большом количестве кристаллы, обычно почти изометричные или мало удлиненные, *форстерита* или, ближе к контакту, также и *хондродита*; при действии летучих компонентов, они могут легко преобразоваться в *серпентин*, иногда (Алайский хребет, Кизил-Ата) окрашенный в светло-желтый цвет. В результате получается типичный, так называемый, *офикальцит.*

Из сильно окремнелых доломитов или доломитизированных известняков получаются нередко *диопсидовые* породы взамен волластонитовых; в менее окремнелых образуется *форстерит.*

Содержащий гидроксил *тремолит* $(OH)_2Ca_2Mg_5Si_8O_{22}$ образуется иногда в мергелистых магнезиальных породах; при высоких температурах он сменяется другими магнезиальными минералами, возможно, *диопсидом* или *форстеритом.*

В зависимости от состава может образоваться и ряд других более редких силикатов; сидеритово-кремнистая порода иногда дает начало железистому силикату *ильваиту* (*лиевриту*); в присутствии Mn образуется *родонит*, Mn и Zn — фоулерит и т. д.

При избытке Al_2O_3 в присутствии $MgCO_3$ или хлорита образуется также *шпинель*, особенно часто встречающаяся как составная часть форстеритовых и диопсидовых мраморов.

Сложные комбинации, как *гроссуляр-диопсид-волластонит* или *везувиан-диопсид-волластонит*, также характерны для контактно метаморфизованных карбонатных пород.

Магний получается не только из $MgCO_3$, но также из детритного хлорита.

В некоторых случаях, особенно в контакте со щелочными породами, при перекристаллизации кальцита иногда образуется также *графит*. Такого рода образование характерно, например, для Ботогольского гольца в Восточных Саянах (контакт известняка с нефели-

новым сиенитом). Иногда в непосредственном контакте с магматическими породами наблюдается обогащение *турмалином* или *мусковитом*, *флогопитом*, как, например, в районе Слюдянки в Прибайкалье.

В некоторых случаях в контактно метаморфических породах образуются также и сернистые минералы.

Из них особенно интересен *пирротин*, так как его присутствие указывает на то, что процессы происходили при температурах не менее 500°. Он обычен в пневматолитических контактах.

Образование полевых шпатов на самых высоких стадиях контактного метаморфизма может быть объяснено как замещение более ранних слюд, образующихся по следующей реакции:

$$\underset{\text{мусковит}}{H_2KAl_3Si_3O_{12}} + \underset{\text{кальцит}}{CaCO_3} + \underset{\text{кремнекислота}}{2SiO_2} =$$

$$= \underset{\text{ортоклаз}}{KAlSi_3O_8} + \underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{вода}}{H_2O} + \underset{\text{углекислота}}{CO_2}$$

В общем нередко при метаморфизации известковистых сланцев образуются такие породы, как *диопсидо-биотитовые*, *плагиоклазо-кордиеритовые* и иные роговики.

При контактном метаморфизме получается ряд неустойчивых стадий, сменяющихся по мере развития метаморфизма и изменения T и P новыми, более устойчивыми; эти последние в свою очередь становятся неустойчивыми; если реакции замедляются быстрым падением температуры (эрозия, охлаждение магмы), они сохраняются и до нашего времени.

При наиболее низких температурах могут одновременно существовать карбонаты и свободная кремнекислота.

В самом начале контактного метаморфизма образуется *волластонит*, и в случае наличия глинистого известняка — *гроссуляр*; при наличии известковистых сланцев — минералы группы *цоизита-эпидота*; последние на более высокой стадии метаморфизма уступают место *анортиту* и *основным плагиоклазам*. В присутствии альбита получаются более кислые плагиоклазы; температуры образования их более низкие, чем анортита.

В присутствии Mg на низких и средних стадиях метаморфизма образуются *амфиболы*, которые на высоких стадиях его исчезают и заменяются новыми минералами.

Для контактного метаморфизма характерно то, что некоторые комбинации минералов не наблюдаются вовсе. Так гроссуляр и диопсид не встречаются ни с волластонитом, ни с анортитом. Это можно объяснить следующим уравнением:

$$\underset{\text{анортит}}{CaAl_2Si_2O_8} + \underset{\text{волластонит}}{2CaSiO_3} = \underset{\text{гроссуляр}}{Ca_3Al_2Si_3O_{12}} + \underset{\text{кварц}}{SiO_2}$$

Однако, согласно Осборну (1932), встречаются одновременно волластонит и Ca-плагиоклаз вместе с гроссуляром или без него.

Некоторые минералы находятся в очень неустойчивом состоянии; к числу таких минералов принадлежат *мелилит*, *геленит* и другие редкие силикаты Ca и Mg.

В Монцони (Тироль) мелилит в виде прекрасных кристаллов встречается в контактно метаморфизованных доломитах.

Очень редок *спуррит* $2CaSiO_4 \cdot CaCO_3$. В контакте мела с долеритом в Антриме (Англия) найдены были кристаллы ряда таких редких минералов, как *спуррит*, *ларнит* — Ca_2SiO_4 *мелилит*, *мервинит* — $Ca_3Mg(SiO_4)_2$, *плеонаст*, более или менее идиобластические, сцементированные ксенобластическим кальцитом.

Метаморфизм основных магматических пород. Особенно интенсивно проявляются процессы метаморфизации тогда, когда породы имеют в своем составе миндалины или же породы более или менее сильно выветрились и содержат вторичный кальцит, хлорит и другие минералы, в состав которых входит CO_2 и H_2O. В миндалинах основных пород присутствуют часто либо хлорит, кальцит, опал или халцедон, либо же CaO- и Na_2O-цеолиты.

Цеолиты могут преобразовываться в *полевые шпаты* с выделением воды, как это видно из схематических уравнений:

натролит + сколецит → $Ab_2An_3 + 11H_2O$
шабазит + анальцим → $Ab_2An_1 + 8H_2O$
гейландит + анальцим → $Ab + An + 9H_2O$
анальцим + кварц → $Ab + H_2O$
натролит + кварц → $2Ab + H_2O$

В других случаях при метаморфизме в выветрившихся основных породах образуется *биотит*, далее также *амфибол* (*актинолит*) *эпидот*, *титанит* и др.; они образуются не только в миндалинах, но и во всей породе.

В вулканических туфах, которые также легко подвергаются выветриванию, наблюдаются новообразования *биотита*, *актинолита* и других минералов.

Точно так же значительно изменяются при контактном метаморфизме габбро-долериты и др.; образуется *зеленая роговая обманка* взамен авгита; она одновременно образует тонкие шнурки в трещинах полевых шпатов. Особенно часта *уралитизация*.

Полевые шпаты сперва мутнеют, в них образуется *цоизит*, *серицит* и другие минералы; на дальнейшей стадии он перекристаллизовывается то в более крупные кристаллы, то в мелкозернистые агрегаты.

Метаморфизм кислых пород. Кислые породы в контактах обычно изменяются очень мало. Липариты или обсидианы иногда перекристаллизовываются и приобретают зернистую структуру; они состоят из кварца и полевого шпата, иногда роговая обманка заменяется агрегатом биотита; в общем наблюдается обратная реакционная схема Боуена, ведущая к образованию *роговой обманки* из биотита.

Когда граниты и иные кислые породы пересекаются дайками диабазов, то как биотит, так и роговая обманка на высоких стадиях метаморфизма превращаются в зернистый агрегат *авгита*.

Ксенолиты также различно изменяются в зависимости от магмы, в которую они попадают. Когда ксенолит, содержащий роговую обманку, попадает в гранитную магму, роговая обманка его заменяется *биотитом*, если же он попадает в основную магму, роговая обманка заменяется *авгитом*, биотит — *авгитом* и *магнетитом*.

Иногда происходит также местное остеклование или растворение.

Особенно сильно выветрившиеся магматические породы дают начало ряду новых минералов и приобретают часто волокнистую струк-

туру благодаря образованию актинолита, антофиллита и других минералов. К числу таких пород относятся между прочим *антофиллито-кордиеритовые породы.*

Пневматолиз при контактном метаморфизме играет в ряде случаев огромную роль, значительно изменяя ход процесса перекристаллизации и образования новых минералов. Отделять его от контактного метаморфизма не представляется возможным в виду того, что он теснейшим образом связан с ним.

Особенно широко распространенный тип действия летучих компонентов — проникновение в контактно метаморфизируемые породы бора, обычно с образованием *турмалина* сперва в виде мелких кристалликов столбчатой формы, на более высоких стадиях в виде крупных кристаллов; часто последние соединяются в волокнистые агрегаты при особенно сильной турмалинизации (район Восточного Забайкалья, гора Шерловая и др.).

В известковистых породах часто образуется *аксинит.*

Проникновение в метаморфизуемые породы галоидов проявляется не только в образовании как в осадочных, так и в изверженных породах накоплений *плавикового шпата*, но также и в образовании ряда минералов, содержащих F; к числу таких минералов принадлежат прежде всего такие, как *мусковит*, *лепидолит* (до 5% F); в большом количестве *F* присутствует также в *флогопите* — $(H, F)_2KMg_3AlSi_3O_{12}$ (4—5% F), что характерно для контактно метаморфических карбонатных пород Слюдянки. Эти минералы могут в конечном итоге заменять кордиерит и биотит.

Присутствие в ряде метаморфизованных пород одновременно мусковита и турмалина указывает на действие на них одновременно и B и F, также и H_2O.

Характерно также образование в присутствии F *хондродита* — $Mg(F, OH)_22Mg_2SiO_4$, *гумита* — $Mg(F, OH)_23Mg_2SiO_4$, *клиногумита* — $Mg(F, OH)_24Mg_2SiO_4$, также и *фторапатита* $Ca_4(CaF_2)(PO_4)_3$.

В ряде случаев характерно присутствие Cl, который входит в состав ряда контактно метаморфических минералов, в первую очередь, таких как *скаполиты* (изоморфная смесь *мариалита* и *мейонита*): мариалит — $3NaAlSi_3O_8 \cdot Na(Cl, HSO_4, HCO_3)$, мейонит $3CaAl_2Si_2O_8 \cdot Ca(CO_3, SO_4, Cl_2)$.

Очень часто можно видеть процессы *скаполитизации* полевых шпатов во время контактного метаморфизма в присутствии летучих компонентов.

Обычно *скаполит* присутствует вместе с апатитом главным образом *хлорапатитом*, иногда с *апатитом* и *флогопитом* (слюдянка).

Скарны. При преобразовании в контакте по преимуществу кислыми магмами карбонатных пород получаются скарны, состоящие из охарактеризованных выше минералов крайне разнообразного состава; среди них наиболее видную роль играют кальциевые силикаты.

В образовании скарнов крупнейшую роль играют летучие компоненты; скарны, как губки, впитывают в себя и, как фильтры, задерживают не только такие летучие вещества, как F, H_2O, B и т. д., но также и крупные массы металлов крайне разнообразного характера; исключительный интерес представляет то, что ими задерживаются также редкие и рассеянные элементы. Образуются месторождения, иногда очень крупные, различных руд.

Руды такого рода могут быть железные (например, руды *магнитного железняка* ряда мест Урала, Сибири, Закавказья) *полиметаллические, пирротиновые, серноколчеданные, медные* и т. д.

Во время контактно метаморфических процессов нередко происходит также обогащение окружающих пород щелочами; в одних случаях Na_2O, в других K_2O. При внедрении Na_2O главным образом в контакте с диабазами, габбро и другими основными породами в глинистые осадки получаются *адиноли*, пятнистые *спилозиты* (альбитохлоритовые сланцы) и *десмозиты*, отличающиеся от спилозитов ленточно-полосатой текстурой.

Динамический метаморфизм

Динамический метаморфизм, происходящий при низких температурах и без участия летучих компонентов, приводит к смещению частей горных пород и к дроблению их. Нередко образуются *плойчатые* текстуры, при которых порода складывается в мельчайшие складочки, как это наблюдается в железистых кварцитах (джеспилитах) Кривого Рога.

Кристаллические породы подвергаются дроблению, как мы видели ранее; получаются различные динамические катакластического характера текстуры со всеми переходами от горной породы с едва заметным волнистым угасанием кварца до совершенно раздробленного и рассланцованного материала, напоминающего очень плотный глинистый сланец.

На этой стадии процессы изменения минералогического состава проявляются обычно слабо. Иногда наблюдается *серицитизация* пород, их *соссюритизация* и т. д.

Региональный метаморфизм

По существу региональный метаморфизм очень сходен с контактным. Отличие от последнего заключается в том, что обычно при региональном метаморфизме не замечается непосредственной связи между магмами и процессами изменения пород. Он является процессом повсеместным, связанным с повышением статического давления и геотермического градиента, а, следовательно, и температуры по мере опускания осадочных, магматических или метаморфических пород во все более и более глубокие горизонты земной коры.

Основную роль играют температура, разная на различных глубинах, и давление; на больших глубинах оно в основном *статическое*, в верхних зонах частью *статическое*, иногда также и *кинетическое*.

С этими процессами тесно связаны процессы перекристаллизации. Если добавить, что нередко можно наблюдать также и проникновение через метаморфизуемые массы пород летучих компонентов, хотя и очень медленное, длящееся огромные промежутки времени, то станет совершенно ясным чрезвычайная близость процессов регионального метаморфизма процессам контактного метаморфизма.

Особенно интенсивно такого рода процессы проявляются в областях геосинклиналей. В этих участках земной коры помимо погружения пород во все более и более высоко нагретые и с возрастающим давлением зоны играет большую роль также следующий за возникновением геосинклиналей момент, связанный с горообразованием, с созданием складок, сбросов, с поднятием и внедрением глубинных

магм. Образованные таким путем метаморфизованные породы или кристаллические сланцы пользуются широким распространением и занимают особенно большие пространства.

Характерным для регионального метаморфизма является то, что он часто происходит с одновременным привносом веществ извне и, следовательно, часто сопровождается изменением также и химического состава тех пород, которые преобразуются под его влиянием.

При региональном метаморфизме громадную роль играют: 1) ювенильные воды, 2) внутренняя теплота земного шара (геотермический градиент) или же высокая температура подымающихся из недр земного шара магматических масс, 3) магматическая инъекция, иногда также пьезокристаллизация.

При преобразовании горных пород в кристаллические сланцы высокая температура и растворители играют наиболее существенную роль; что касается давления, то главная его роль сводится к приданию того или иного строения этим новым породам и появлению минералов с наибольшим удельным весом.

Различия между контактным метаморфизмом и региональным заключается главным образом в размерах и затем в том, что при первом наблюдаются изменения в непосредственной близости к магматической породе, во втором — также и на большом расстоянии от нее; вследствие того, что региональный метаморфизм имеет место на большей глубине, чем контактный, образуются различного типа минералы в первом и втором случае.

Для понимания минералообразования и характера структур тех горных пород, которые получаются при региональном метаморфизме, ниже излагается учение о *глубинных зонах*, являющееся отражением физико-химических условий, которые зависят от давления и температуры в частях земной коры, где происходят явления этого рода.

Глубинные пояса. В 1891 г. финляндский геолог Седергольм обратил особенное внимание на то, что на различных глубинах внутри земной коры могут происходить неодинаковые преобразования горных пород: он таким образом первый создал учение о глубинных поясах, которое позже было подробно разработано в 1905 г., с одной стороны, венским минералогом и петрографом Бекке, с другой стороны, американцем Ван Хайзом и независимо от этих исследователей шлиссельбуржцем Лукашевичем; это учение дополнено в настоящее время рядом физико-химических заключений как результатом экспериментальных исследований.

В земной коре можно различать прежде всего два поверхностных пояса; в верхнем происходят по преимуществу явления выветривания, обусловленные влиянием атмосферных деятелей (пояс *выветривания*), в нижнем — явления цементации (пояс *цементации*). Образование кристаллических сланцев в этих поясах не происходит.

Под поясом цементации располагаются три глубинных пояса, к которым и приурочено образование кристаллических сланцев. Среди них различают: 1) *верхний глубинный пояс* (*эпизона*), 2) *средний глубинный пояс* (*мезозона*) и 3) *нижний глубинный пояс* (*катазона*).

Верхний глубинный пояс (эпизона) характеризуется низкой температурой и малым давлением; в нем нередко присутствует сравнительно большое количество воды. Под влиянием сдавливания в нем происходят катакластические явления, т. е. дробление минералов, об-

разуются минералы с малым молекулярным объемом, частью появляющиеся в других зонах.

Средний глубинный пояс (мезозона, или зона слюдяных сланцев) отличается от верхнего более высокой температурой и средним давлением. В этом поясе раздробление отступает на задний план, давление, сдавливание и высокая температура вызывают энергичную перекристаллизацию породообразующих минералов; под влиянием сдавливания получается кристаллизационная сланцеватость.

Нижний глубинный пояс (катазона, зона гнейсов) характеризуется прежде всего очень высокой температурой, под влиянием которой реакции совершаются в направлении увеличения молекулярного объема; но одновременно сильное гидростатическое давление противодействует этому в большей или меньшей степени. Сравнительно с действием высокой температуры и сильного давления в этом поясе сдавливание играет второстепенную роль; поэтому кристаллизационная сланцеватость отступает на второй план, она может нередко совершенно отсутствовать. Здесь именно особенно часто наблюдаются явления инъекции, ведущие к образованию характерной для пород этой зоны ленточной и полосатой структур. Так как породы здесь обладают особенно большой пластичностью, он назван был Ван Хайзом также поясом течения пород.

Общая сводка особенностей различных зон следующая (табл. 35).

Таблица 35

	Температура	Гидростатическое давление	Одностороннее давление	Преобладающий тип метаморфизма
Эпизона	Умеренная	Большей частью умеренное	Часто сильное, иногда отсутствует	Механический и химический (образование главным образом водных силикатов)
Мезозона	Выше умеренной	Большей частью сильное	Часто также значительное, иногда отсутствует	Главным образом химический
Катазона	Высокая	Обычно очень сильное	Большей частью слабое, часто отсутствует	Химический (медленная перекристаллизация, часто с сохранением формы)

Минералогический состав каждой из зон теснейшим образом связан с ее физико-химическими условиями; с изменением их он меняется.

Для разрешения вопросов минералогического состава различных зон при преобразовании пород различного химического и минералогического состава огромное значение имеют экспериментальные исследования, производившиеся в последние десятилетия рядом исследо-

вателей; для разрешения генезиса кристаллических сланцев значение их не меньшее, если не большее, чем для пород изверженных.

При данном составе горных пород каждой температуре соответствуют вполне определенные, пока не всегда достаточно изученные фазы, или соединения — минералы; самый характер этих комплексных соединений связан также и с давлением.

Катазона. 1. Система $CaCO_3 — Al_2O_3 — SiO_2$ (рис. 126). Парагенез этой системы соответствует тому, который обычно наблюдается в ряде известняков, известковистых мергелей, известковистых песчаников.

Диаграмма составлена на основании экспериментальных исследований геофизической лаборатории в Вашингтоне для температур, превышающих 1 000° С. с нанесением молекулярных окислов.

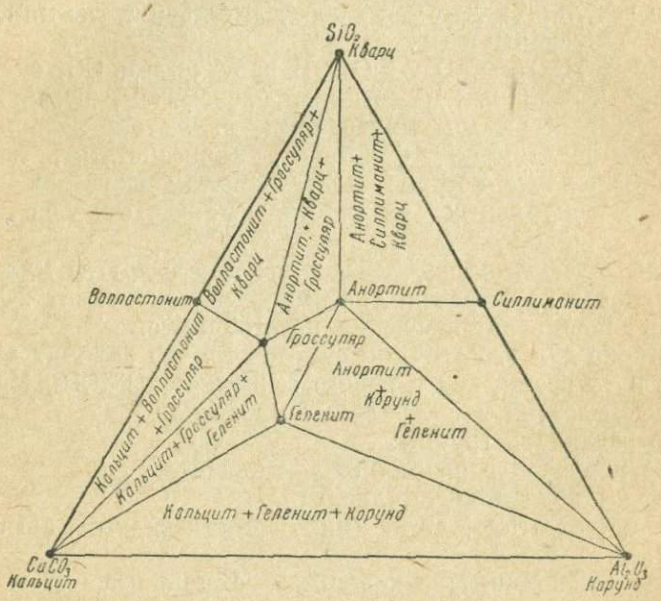


Рис. 126.

В присутствии 50% CaO и 50% SiO_2 образуется волластонит $CaO \cdot SiO_2$; при таких же относительных количествах SiO_2 и Al_2O_3 — силлиманит $Al_2O_3 \cdot SiO_2$ или андалузит; тем же путем находим точки, в которых должны находиться точки анортита $CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2SiO_2$, гроссуляра $3CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 3SiO_2$, геленита $2CaO \cdot Al_2O_3 \cdot SiO_2$.

В тех треугольниках, которые разбивают поле большого треугольника на части, кристаллизуется одновременно несколько минералов, как это наблюдается в природе. Так как давление может быть неодинаково, углекислота может входить в состав минералов или удаляться из породы, благодаря чему получаются неустойчивые равновесия, как например волластонит—геленит—гроссуляр + $CaCO_3$.

Главные группы минералов по полям получаются следующие:

1. Кальцит + волластонит + гроссуляр.
2. Кальцит + гроссуляр + геленит.
3. Кальцит + геленит + корунд.

4. Геленит + анортит + корунд.
5. Гроссуляр + геленит + анортит.
6. Волластонит + гроссуляр + кварц.
7. Гроссуляр + анортит + кварц.
8. Анортит + силлиманит + кварц.
9. Анортит + силлиманит + корунд.

Система $CaO — CO_2 — Al_2O_3 — SiO_2$ четвертая, следует иметь в виду присутствие в этой системе также и газообразной углекислоты.

Семь первых групп пород относятся к известково-силикатным породам, которые мы находим в ряде мест, в особенности среди докембрийских пород.

В природе состав пород более сложен, так как в них, кроме того, присутствуют окислы магния и железа, в некоторых случаях также H, F, Cl, в результате чего могут образовываться такие минералы, как скаполиты, везувианы и др.

2. Система $MgO — CaO — SiO_2$. В присутствии CO_2 система соответствует магнезиальным известнякам, доломитам, песчанистым доломитам. Характерными минералами являются кальцит, магнезит, кварц, волластонит, форстерит, клиноэнстатит, далее диопсид и монтичеллит, которые могут кристаллизоваться при определенных молекулярных взаимоотношениях окислов самостоятельно.

При опытах получались также и некоторые другие минералы, которые в природе не встречены, как например окерманит $2CaO \cdot MgO \cdot 2SiO_2$, при повышении давления неустойчивые.

Характерно для этой группы окислов то, что доломит дедоломитизируется; в то время, как в породе сохраняется $CaCO_3$, $MgCO_3$ замещается рядом других магнезиальных минералов.

Можно различать группы:

I. Поле кварца — волластонита — энстатита.

1. Кварц + волластонит + диопсид.
2. Кварц + эстатит + авгит (или диопсидовидный авгит, частью тремолит).

II. Поле волластонита — кальцита — форстерита.

1. Кальцит + волластонит + диопсид (тремолит).
2. Кальцит + монтичеллит + диопсид.
3. Диопсид + монтичеллит + форстерит.

III. Поле породы с периклазом без волластонита и диопсида.

1. Кальцит + монтичеллит + периклаз.
2. Монтичеллит + форстерит + периклаз.

При высоком давлении и высокой температуре образуются иногда амфиболы; образованию роговых обманок способствует содержание воды (актинолит, тремолит, гидрит, антофиллит и др.).

Присутствие фтора вызывает замену группы периклаз + форстерит гумитами, т. е. минералами, содержащими фтор.

3. Система $MgO — CaO — Al_2O_3$ имеет малое петрографическое значение, так как обычно в природе одновременно с Al_2O_3 присутствует SiO_2 (рис. 127).

Имеют значение только комбинации:

кальцит + корунд + шпинель и кальцит + шпинель + периклаз.

Корунд, шпинель и периклаз присутствуют в мраморах.

4. Система $MgO — Al_2O_3 — SiO_2$. Эта система имеет (рис. 128) огромное значение для выяснения ряда вопросов, связанных с происхождением метаморфических пород.

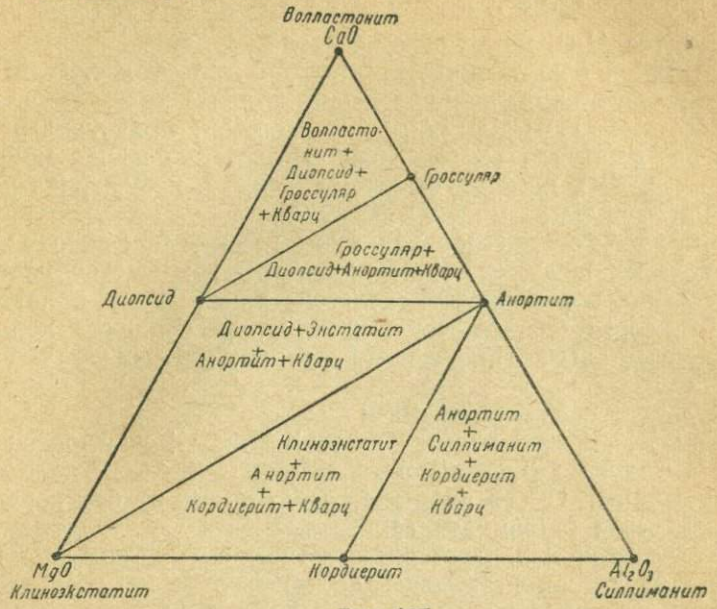


Рис. 127.

SiO_2 обычно представлена кварцем; силлиманит нередко замещается образующимся при меньшем давлении андалузитом. При более высоком давлении образуется пироп, состав которого соответствует полю между кордиеритом, форстеритом и шпинелью.

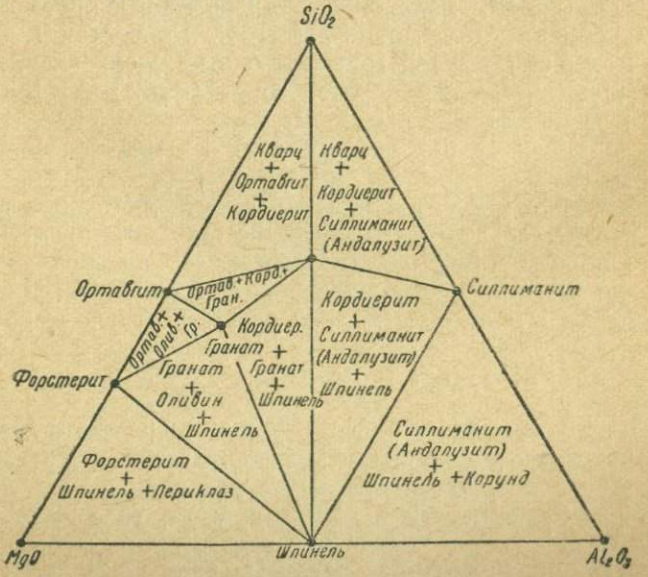


Рис. 128.

Реакция может быть изображена так:

кордиерит + форстерит + шпинель ⇄ пироп;
форстерит + кордиерит ⇄ клиноэнстатит + пироп.

При избытке Al_2O_3 может образоваться корунд.

Обычно небольшие количества окислов железа входят в состав энстатита, шпинели, пиропа, кордиерита.

К окислам $MgO — CaO — Al_2O_3 — SiO_2$ часто примешан ряд других окислов, не всегда вызывающих образование новых минералов, как, например, FeO, который обычно входит как изоморфная примесь в состав магнезиальных минералов.

Щелочи, наоборот, обусловливают образование при высоких температурах полевых шпатов и биотита; анортит замещается плагиоклазом, присоединяется калиевый полевой шпат; если присутствуют K_2O и H_2O, образуется биотит в присутствии большого количества Al_2O_3. Энстатит-авгит замещается группой: диопсидовый авгит + ортавгит.

В результате получаются типы:

I. Кварц + калиевый полевой шпат + биотит + плагиоклаз + силлиманит (андалузит) + кордиерит.

Крайние типы: 1) без анортита, с альбитом; 2) без кордиерита; 3) без андалузита (силлиманита).

Сюда относятся как неустойчивые типы силлиманитовые гнейсы, андалузитовые роговики, плагиоклазо-кордиеритовые роговики, плагиоклазо-кордиерито-андалузитовые роговики и др.

II. Кварц + калиевый полевой шпат + биотит + плагиоклаз + + кордиерит + ортавгит.

Крайние типы: 1) без ортавгита; 2) без плагиоклаза, с альбитом; 3) без кордиерита; 4) без двух из этих минералов.

Сюда относятся обыкновенные биотитовые гнейсы, биотитово-плагиоклазовые гнейсы, плагиоклазо-гиперстеновые роговики, плагиоклазо-гиперстено-кордиеритовые роговики. Гиперстен + плагиоклаз + ортоклаз могут замещаться группой: биотит + ортоклаз.

III. Кварц + калиевый полевой шпат (+ биотит) + плагиоклаз + ортавгит + диопсид-авгит.

Крайние типы: 1) без диопсида; 2) без плагиоклаза, с авгитом; 3) без ортавгита.

К этой группе относятся плагиоклазо-гиперстеновые роговики, авгитовые гнейсы, авгито-плагиоклазовые гнейсы, авгитовые сланцы, эрлановые породы (авгито-плагиоклазовые), плагиоклазо-гиперстено-диопсидовые роговики, плагиоклазо-диопсидовые роговики.

IV. Кварц (+ калиевый полевой шпат) + плагиоклаз + диопсид + гроссуляр.

Крайние типы: 1) без гроссуляра; 2) без плагиоклаза; 3) без диопсида.

Эта группа охватывает плагиоклазо-диопсидовые роговики и эрлановые породы, гроссуляро-плагиоклазо-диопсидовые роговики, содержащие кварц диопсидо-гроссуляровые роговики.

V. Кварц (+ калиевый полевой шпат) + гроссуляр + диопсид + волластонит.

В этой группе может присутствовать также везувиан; к ней относятся следующие породы: гроссуляро-волластонито-диопсидовые рого-

вики, везувиано-гроссуляро-диопсидовые роговики, везувиано-волластонито-диопсидовые роговики, также более простые члены.

Все это деление пород на группы, вытекающее из экспериментальных исследований и дополнительных рассуждений, вполне подтверждается в поле. Особенно характерны те результаты, которые получились у Гольдшмидта во время его исследований контактно-метаморфических пород окрестностей Осло, где все выводы о минералогическом составе этих пород в зависимости от их состава вполне подтвердились.

Сопоставляя данные экспериментальных исследований и дополняя их логическими рассуждениями на основании наших знаний состава осадочных и изверженных пород и возможного состава минералов как изоморфных смесей, мы можем вывести значительное число горных пород, которые могут быть встречены в том или ином районе развития метаморфических пород, предсказать возможность нахождения новых типов и установить на основании этого же отнесение пород к метаморфическим осадочным или изверженным.

В приведенную выше схему не внесены те метаморфические породы, которые могут получаться в присутствии в осадочных породах или при привносе в них в процессе метаморфизации их окислов натрия. В этом случае должны присоединиться натровые амфиболы, рибекиты, паргаситы, в более глубоких частях катазоны также натровые пироксены.

При большом содержании щелочей и малом кремнекислоты не исключается возможность образования в катазоне также и нефелина.

В случае большого избытка окислов железа образуются файалит, андрадит, геденбергит, марганца — марганец-содержащие амфиболы, магния и железа — грюнериты, куммингтониты и др.

В случае преобразования осадочных пород, содержащих остатки органических веществ, образуются графитовые гнейсы и графитовые сланцы.

В состав кристаллических сланцев катазоны следует включить ряд минералов: из содержащих бор (B) — турмалин, аксинит, датолит; из содержащих бериллий (Be) — берилл; из содержащих фтор (F) — плавиковый шпат, топаз.

Могут быть привнесены различные рудные главным образом сернистые минералы, пропитывающие породу, в особенности при метасоматическом преобразовании карбонатных пород, — медный колчедан, борнит, галенит, цинковая обманка, мышьяковый колчедан, молибденовый блеск, висмутовый блеск, магнитный колчедан, пирит и ряд других.

Кроме минералов, постоянных только в катазоне, имеется ряд минералов, проходящих через все зоны, например, кварц.

Некоторые минералы среди кристаллических сланцев не встречены, например лейцит, мелилит, минералы группы содалита, нозеана и гаюина. Однако, и они иногда могут присутствовать как автопневматолитические образования.

В катазоне основную роль играет химический состав, затем также высокая температура; в связи с этим можно делить катазону на отдельные химические группы. Однако, по вертикали пока провести более подробного деления не удалось.

Рассмотренные процессы метаморфизма катазоны ограничивались случаями отсутствия привноса новых минералов или привноса сравнительно небольшого количества их преимущественно в газообразном виде.

Кроме того, в катазоне происходят процессы, обусловленные привносами нового материала в расплавленном состоянии (явления инъекции и мигматизации), которым в настоящее время придают существеннейшее значение в деле глубокого преобразования как осадочных, так и изверженных пород.

Мезозона отличается иными условиями минералообразования в связи с тем, что температура здесь несколько ниже, гидростатическое давление уступает место давлению одностороннему. Ряд минералов катазоны заменяется новыми; при переходе в эту зону соответствующей породы катазоны минералы последней претерпевают более или менее значительные изменения. В связи с понижением температуры увеличивается роль присоединения воды к тем или иным минералам с изменением их состава и образованием ряда гидратных минералов. Ряд минералов и тут носит характер пневматолитических или гидротермально-магматических.

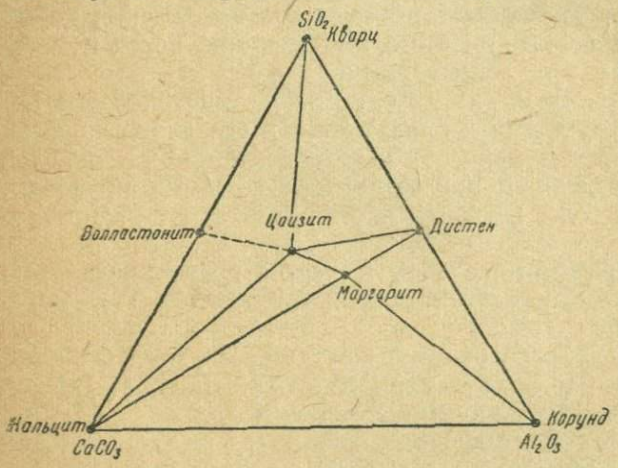


Рис. 129.

В системе CaO_3 — Al_2O_3 — SiO_2 постоянными остаются кварц, кальцит и корунд, частью также волластонит; силлиманит и андалузит частью заменяются дистеном, в присутствии щелочей и при избытке глинозема образуется светлая слюда. Геленит, анортит, богатый кальцием гроссуляр остаются постоянными только в пределах незначительного промежутка температур и замещаются минералами группы цоизита, реже хрупких слюд (маргарита); появляется также лаусонит, пренит. Общий характерный парагенез для этой системы: кварц + кальцит + циозит (рис. 129).

Система MgO — CaO — SiO_2 характеризуется тем, что пироксены замещаются содержащими OH амфиболами; наиболее интенсивно заменяются ортавгиты, более устойчивым является диопсид, иногда заменяющийся тремолитом. Ортавгиты целиком заменяются антофиллитами, гедритами, грюнеритами, куммингтонитами — характерными минералами мезозоны. Начинают появляться брусит, хлориты, серпентины, характерные для эпизоны. При большом содержании магния образуются биотит, флогопит, при малом — ферросиликаты и ферроглиноземосиликаты — альмандин, ставролит, минералы группы цоизита и эпидота.

Биотит остается без перемен. Появляется мусковит, замещающий в большей или меньшей степени калиевый полевой шпат; богатые

Таблица 36

Распределение горных пород по зонам (по Ниггли и Грубенману)

Зоны	Горные породы
Эпизона	Кварцевый филлит, серицитовый филлит, известковистый филлит, магнетитовый сланец, гранатовый известковистый сланец, хлоритоидный сланец, хлоритовый сланец, глаукофановый сланец, тальковый сланец, сланцеватый серпентин, горшечный камень, эпидотовая порода, кварциты, катакластические массивные породы, различные порфироиды.
Мезозона	Сланцы мусковитовые, мусковито-биотитовые, биотитовые, эпидото-слюдяные, кианитовые, ставролитовые, актинолитовые, нефриты, амфиболиты, сланцы гранатовые, гранулитовые, гнейсы слюдяные, гранатовые, эпидотовые, глаукофановые породы, мраморы, кварциты. Эпидотовые и роговообманковые скарны.
Катазона	Гнейсы, биотитовые, биотито-плагиоклазовые, пироксеновые, силлиманитовые, кордиеритовые, гранато-биотитовые сланцы, гранатовые породы, волластонито-диопсидовые породы, кордиеритовые и андалузитовые роговики, андрадитовые и геденбергитовые скарны, гранулиты, эклогиты, жадеиты, авгитовые породы, мраморы, кварциты.

Таблица 37

Главнейшие типы распределения видов метаморфизма по зонам

Зоны	Дислокационный и гидростатический метаморфизм	Термический контактный метаморфизм	Контактный метаморфизм с привносом вещества
Эпизона	Деструктивный (катакластический) и конструктивный дислокационный метаморфизм на небольшой глубине. Слабый геотермический метаморфизм	Внешняя контактная оболочка	Эпи- и мезотермальный апомагматический метаморфизм с привносом вещества. Гидротермальный метаморфизм
Мезозона	Конструктивный (без излома) дислокационный метаморфизм при средней нагрузке	Внешняя до средней и внутренняя контактная оболочка	Перимагматический, пневматолитический (кататермальный) контактный метаморфизм. Наружная инъекционная зона
Катазона	Наиболее глубокая зона дислокационного метаморфизма при одновременной сильной нагрузке. Комбинированный дислокационный и контактный метаморфизм	Внутренняя контактная оболочка	Перимагматический пневматолитический контактный метаморфизм Глубинный инъекционный метаморфизм и метаморфизм вплавления

кальцием плагиоклазы замещаются агрегатами минералов группы цоизита и альбитом; поэтому, видную роль играют альбиты и кислые плагиоклазы.

Из щелочных амфиболов развиты паргасит, глаукофан, кроссит и др.

Характерны для этой зоны ставролито-слюдяные сланцы, слюдяные гнейсы, дистено-слюдяные сланцы, гранато-слюдяные сланцы, амфиболиты, известково-силикатные слюдяные сланцы, содержащие глаукофан породы, эпидотовые породы, роговообманковые скарны и др.

В парагенезе мезозоны равную роль играют как дислокационный, так и контактный метаморфизм.

Второстепенные составные части представлены плавиковым шпатом, флогопитом и другими содержащими F слюдами; при разрушении некоторых минералов катазоны, содержащих титан, образуются рутил, титанит, ильменит.

В метаморфических образованиях видную роль играют не только сернистые соединения, но также сульфаты и сульфосоли, широко развит гидротермальный метасоматический процесс карбонатизации.

Эпизона является областью преобладающих гидротермальных образований. При сравнительно низкой температуре значительную роль приобретает одностороннее давление.

Таблица 38

Сравнительный состав изверженных и метаморфических пород (по Ниггли и Грубенману)

Только в изверженных породах	В изверженных и метаморфических породах	Преобладают в метаморфических породах
Тридимит, лейцит	Кварц, ортоклаз, микроклин, мусковит	Серицит
Анортоклаз, нефелин, мелилит, содалит, нозеан, гаюин	Плагиоклазы, пертиты и микропертиты	Парагонит, тонкозернистый альбит, цоизит, эпидот, везувиан, скаполит
Базальтическая роговая обманка	Роговая обманка	Тремолит, актинолит, уралит, волластонит, нефрит, глаукофан, антофиллит, гедрит и т. д.
	Авгит, биотит, флогопит, часть гранатов	Жадеит, геденбергит, хлорит, хлоритоид, ставролит, дистен, силлиманит, андалузит, гроссуляр, кордиерит
	Оливин, монтичеллит	Форстерит, гумит, серпентин, тальк
	Магнетит, ильменит, гематит, пирит, апатит, циркон, рутил, шпинель, титанит	

В результате из минералов катазоны и мезозоны остается постоянным только крайне ограниченное число их, главным образом *кварц* и *кальцит*. Видную роль приобретают среди заместителей кальциевых минералов более глубоких зон *цоизиты*, *клиноцоизиты*, *эпидот*, бес-

цветные или зеленые *роговые обманки*, из гранатов — *альмандин*, часто однако переходящий в *хлорит*. Особенно видную роль среди магнезиально-железистых минералов играют различного рода *хлориты* и *тальки*; из полевых шпатов остается устойчивым только *альбит*, *глаукофан* сохраняется. Биотит замещается *хлоритом*, *магнетитом*, *серицитом*, калиевые полевые шпаты — *серицитом*. При гидротермальных процессах в эпизоне образуются *каолинит*, *опал*, *халцедон*, различные *сульфаты* и *карбонаты*. Из сернистых соединений наиболее распространены *пирит* и *марказит*.

В рудных месторождениях эпизоны видную роль играют *сульфосоли*.

К группе пород эпизоны относятся серицитовые кварциты, филлиты, хлоритовые и хлоритоидные сланцы, тальковые породы, серпентины, эпидотовые породы, известковые филлиты, различного рода катакластические породы.

Наиболее частые типы преобразования главнейших минералов при переходе горных пород из катазоны в две верхние зоны в общем следующие.

Калиевый полевой шпат в катазоне присутствует обычно в виде *микроклина*, *микропертита*, *микроклин-микропертита*, выше переходит в *серицит*.

Плагиоклазы катазоны в мезозоне распадаются на *анортит* и *альбит*, в эпизоне дают начало *альбиту*, *цоизиту* и *серициту*.

Авгиты катазоны сменяются в мезозоне *амфиболами*, в эпизоне — *хлоритами*.

Гранаты многих эклогитов в мезозоне часто распадаются на агрегат *биотита* и полевого *шпата*, в эпизоне — *цоизита* и *эпидота*, частью также *хлорита*.

Оливин преобразуется в мезозоне в *актинолит*, при взаимодействии с полевым шпатом дает *гранат*. В эпизоне происходит *серпентинизация* его.

Ильменит катазоны распадается в мезозоне на *рутил* и *магнетит*.

Идеальная диаграмма условий, определяющих направление метаморфизма дана Харкером (рис. 124, стр. 298).

Кривая показывает максимум смещающего действия стресса, как функции температуры. Площадь, которая ею ограничивается, показывает изменения условий в общем случае. На диаграмме указаны три различных случая:

1) термальный метаморфизм без влияния стресса,

2) динамический метаморфизм без поднятия температуры,

3) нормальный региональный метаморфизм с постепенно возрастающим влиянием стресса.

Особенно хорошо представлены регионально метаморфические изменения горных пород, в зависимости от их первичного состава и глубины преобразования, Харкером, различающим несколько зон пород разного состава.

В основе классификации преобразований при региональном метаморфизме Харкер кладет различные степени изменения минералогического состава метаморфизуемых горных пород в известной последовательности по мере развития регионального метаморфизма и усиления его действия.

Основные минералогические ряды Харкера не одинаковы для различных пород.

323

Минералогический состав кристаллических сланцев (по Ниггли и Грубенманну)

Таблица 39

	Si	Ca	Mg	Si + Ca	Si + Mg Fe	Fe + Al + Si	Si + Ca + + Mg, Fe
Эпизона	Кварц	Кальцит	Магнезит Доломит Гидромагнезит Брусит	Кварц Кальцит	Серпентин Тальк Хлориты Тремолит Актинолит	Хлоритоиды Альмандин	Эпидот Цоизит
Мезозона	Кварц	Кальцит	Брусит	Тремолит Актинолит Амфиболы	Хлориты Куммингтонит Антофиллит Грюнерит Гедрит Гумит	Биотит Флогопит Альмандин (пироп) Ставролит	Амфибол Эпидот Цоизит
Катазона	Кварц	Кальцит	Периклаз	Ромбические пироксены Амфиболы Оливин Гумиты Пироксены Диопсид Омфацит Монтичеллит		Биотит Флогопит Кордиерит Гранат Шпинель Геденбергит Андрадит	Осн. плагиоклаз Анортит Геленит Гроссуляр Везувиан Скаполит

Si + Al, Fe + Na	Si + Al + K	Si + Al + K + + Fe + Mg	Si + Al	Fe	Ti
Альбит	Серицит Серицит-фенгит	Серицит Хлорит	Серицит	Сидерит Пирит Гематит Магнетит	Титанит Рутил
Богатый Na плагиоклаз Натровые амфиболы Лазурит	Фенгит Мусковит (Калиевый полевой шпат)	Биотит	Кианит	Гематит Пирит Магнетит	Титанит Рутил
Плагиоклаз Жадеит Натровые амфиболы Натровые пироксены Лазурит	Калиевый полевой шпат	Биотит	Андалузит Силлиманит	Магнетит (пирит) Пирротин	Титанит Рутил Ильменит Перовскит

Так, для пород, представляющих собой первичные глинистые осадочные породы, имеем следующий ряд: *хлорит — биотит — альмандин — ставролит с кианитом — силлиманит.*

Метаморфизм преимущественно глинистых осадочных пород. *Хлоритовая зона.* Главные минералы, характерные для этой зоны — *белая слюда, хлорит, кварц* в различных относительных количествах. Белая слюда обычно представлена *серицитом.* Состав хлорита непостоянный, иногда с большим содержанием Al_2O_3. Изредка попадаются *циркон, турмалин.* Обычно для описываемых пород характерна резко выраженная сланцеватость. Сюда относятся *хлорито-серицитовые сланцы* и *серицитовые филлиты.* Для этой зоны характерно также то, что здесь очень часто присутствует *альбит* в значительно большем количестве, чем другие полевые шпаты, так как при условиях действия стресса особенно устойчив альбит. Поэтому большое значение здесь имеют *альбито-хлорито-серицитовые сланцы.*

При большом содержании Al_2O_3 и окислов железа и малом — MgO, CaO и K_2O образуются нередко также *хлоритоидно-серицитовые сланцы*, так как вместо андалузита или кордиерита при региональном метаморфизме из каолинита развивается *хлоритоид*

$$\underset{\text{каолинит}}{3H_4Al_2Si_2O_9} + \underset{\text{магнетит}}{Fe_3O_4} = \underset{\text{хлоритоид}}{3H_2FeAl_2SiO_2} + \underset{\text{кварц}}{3SiO_2} + \underset{\text{вода}}{3H_2O} + O$$

Хлоритоид часто находится в срастании с серицитом и относится к низкой стадии регионального метаморфизма.

Биотитовая зона. Присутствие *биотита* указывает на то, что региональный метаморфизм вступает в более высокую стадию. Определенная температура, при которой образуется биотит, недостаточно известна, тем более что и состав его чрезвычайно изменчив.

Образуется биотит главным образом за счет хлорита и мусковита. Сравнительно с термическим метаморфизмом главный минерал зоны биотит обладает небольшим отношением FeO . MgO, равным в более глубоких зонах около 0,56 в гранатовых породах и 1,32 в силлиманитовых.

325

Одновременно с биотитом присутствуют также и те минералы, из которых он образовался — *хлорит, серицит*. Весь калий присутствует в слюдах. Кроме того, довольно много *кварца*. Характерны такие породы, как сланцы *биотитовые, биотито-серицитовые, биотито-хлоритовые*, иногда также *альбито-биотитовые*. Обычно они резко сланцеваты; нередко хлорит распределен в них пятнами.

Имеются также специальные типы в виде *серицитовых* и *хлоритовых филлитов, хлоритовых сланцев*, иногда с гранатом (*гранато-хлоритовые сланцы*), иногда также и *хлоритоидные сланцы*.

По мере развития регионального метаморфизма увеличивается количество биотита и размеры его листочков, окраска его часто становится более темной.

Появляющийся здесь же гранат относится к *спессартину-альмандину*, с отношением Mn-граната к Fe-гранату, равным 2 : 3. Специальный тип породы — *гранато-хлорито-мусковитовый сланец*.

Альмандиновая зона. Характерный гранат, который появляется после биотита, — обыкновенный гранат, близкий к *альмандину*. Он явно стрессовый минерал и в то же время минерал, характерный для высокого давления. Образуется за счет хлорита и отчасти магнетита.

Начинается разрушение биотита с выделением из него K_2O, которая идет на образование *ортоклаза*. Особенно большие кристаллы граната образуются там, где на более ранней стадии метаморфизма образовались скопления хлорита; гранат отличается большим количеством включений, главным образом *кварца*; нередко гранат скелетный, с аномальным двупреломлением и полисинтетическим двойниковым сложением.

Обычно гранат обладает резко выраженной кристаллизационной силой, благодаря которой он раздвигает остальные минералы, главным образом биотитовые листочки; образует разного характера и вида выделения, обычно изометричные или несколько вытянутые вдоль сланцеватости; чаще всего образует ромбические додекаэдры, резко выделенные на фоне биотитового сланца, например, в гранато-биотитовом сланце (Карелия); иногда они тесно связаны с биотитом в виде узелков, например, в гранатовых биотитовых сланцах северной части Криворожской железорудной полосы (Шварцевский район); получается характерная очковая текстура *гранато-слюдяных сланцев*.

Вырастающие порфиробласты граната часто обнаруживают дифференциальные движения под влиянием стресса; эти движения заметны благодаря расположению включений в гранате, при скелетном строении граната; включения и части граната часто повернуты одни по отношению к другим как бы в вихреобразном движении.

В ряде случаев получаются ассоциации такого рода: *гранат — биотит — кварц, гранат — биотит — мусковит — кварц*; иногда в гранате присутствуют включения *магнетита*. Нередко наблюдается также не вполне измененный *хлорит*, частью новообразованный из биотита; такой хлорит содержит тонкие иголочки *рутила*. Иногда в этой же зоне присутствуют *гранатовые филлиты*, тонкосланцеватые, с мелкими чешуйками *серицита*.

В *хлоритоидных сланцах* этой зоны листочки хлоритоида достигают довольно крупных размеров; часто в нем видны многочисленные пойкилитовые вростки *граната, магнетита, графита* и других минералов.

Наряду с хлоритоидом присутствуют также *гранат*, *парагонит* («белая слюда») и *кварц*, в качестве второстепенных минералов — *магнетит*, *графит*, *рутил*, *турмалин* и др.

В присутствии достаточного количества углеродистого вещества в первичной породе образуются *графито-слюдяные сланцы*, обычно без граната; Байлей считает, что присутствие органического вещества или графита затрудняет развитие кристаллов граната.

Во всех этих породах резко проявляется сланцеватая текстура и нередко хорошо выражена порфиробластическая структура. В образовании этих пород большую роль играет также увеличенная растворимость кварца.

Ставролитовая и кианитовая зона. Дальнейшее повышение температуры более глубоких зон вызывает появление новых минералов и полное исчезновение ряда старых, ранее существовавших в гранатовой зоне; порода приобретает большую крупнозернистость и листоватость, постепенно заменяющую сланцеватость благодаря тому, что усиливается перекристаллизация и в то же время уменьшается влияние стресса.

При новых условиях, когда все же сохраняет до известной степени свое влияние стресс, вместо андалузита образуется *кианит*, вместо кордиерита — *ставролит*.

Оба минерала часто образуют порфиробласты; из них ставролит типичный железистый силикат, богатый глиноземом; Карай-Шабо (1929) показал на основании исследований его, при помощи *X*-лучей, что формула ставролита — $H_2FeAl_4Si_2O_{12}$;

$$\underset{\text{ставролит}}{H_2FeAl_4Si_2O_{12}} \rightleftarrows \underset{\text{кианит}}{2Al_2SiO_5} + \underset{\text{гидрат FeO}}{Fe(OH)_2}$$

Пеликан наблюдал в Альпах переход хлоритоида в ставролит, что нередко наблюдается и в других местах согласно реакции:

$$\underset{\text{хлоритоид}}{2H_2FeAl_2SiO_7} \rightleftarrows \underset{\text{ставролит}}{H_2FeAl_4Si_2O_{12}} + \underset{\text{гидрат FeO}}{Fe(OH)_2}$$

Освобождающийся гидрат закиси железа может преобразовать белую слюду в *биотит*. Реакция обратимая.

В менее богатых глиноземом и более богатых кремнекислотой породах вместо хлоритоида могут образовываться *гранат* и *ставролит*. На данной стадии регионального метаморфизма хлоритоид может исчезать, за исключением пород с недостатком SiO_2, в которых могут присутствовать одновременно *хлоритоид*, *кианит* и *силлиманит*.

Ставролит сперва образует мелкие кристаллы, при повышении температуры, достигающие размеров крупных порфиробластов с двойниковым сложением. Его обычно сопровождают такие минералы, как *гранат*, *биотит*, *мусковит*, *кварц*, иногда также *натровый полевой шпат*.

В слюдистых разновидностях хорошо выражена сланцеватая текстура; ставролит располагается совершенно независимо от нее.

При повышении температуры ставролит исчезает согласно реакции:

$$\underset{\text{ставролит}}{3H_2FeAl_4Si_2O_{12}} + \underset{\text{кварц}}{2SiO_2} \rightleftarrows \underset{\text{кианит}}{5Al_2SiO_5} + \underset{\text{альмандин}}{Fe_3Al_2(SiO_4)_3} + \underset{\text{вода}}{3H_2O}$$

Кианит, так же как и ставролит, обладает большой кристаллизационной силой; поэтому, он дает идиобласты, нередко также и пор-

фиробласты, в некоторых случаях крупных размеров (Карелия, Кочкарский район на Урале).

Сопровождающие минералы в общем те же, что и у ставролита; очень часты *кианитовые сланцы* с белыми блестящими блестками белой слюды — *мусковита*; иногда сопровождается *ставролитом*. Как исключение на Сен Готарде (Альпы) *кианит* и *ставролит* сопровождаются *парагонитом*.

Имеются кианитовые породы как близкие к филлитам, так и *гнейсовидные*; последние обычно довольно резко листоватые; часто такого рода породы кажутся состоящими исключительно из *слюды*; *кварц* в них образует мелкие листочки.

Силлиманитовая зона. В дальнейшем первичные структура и состав глинистых пород совершенно исчезают; получается значительное развитие *силлиманита* часто в сопровождении *граната*.

Силлиманит характеризуется своей длинностолбчатой, игольчатой и волокнистой формой с образованием спутанно-волокнистых войлочных агрегатов.

Несмотря на полную перекристаллизацию этих пород, иногда в них сохраняются следы организмов; таковы Бюнденские лейасовые сланцы с сохранившимися белемнитами.

Характерной особенностью этих пород является также присутствие *калиевого полевого шпата*, что до некоторой степени объясняет появление силлиманита; образование ортоклаза связано с заменой им мусковита.

Возможно, что при повышении температуры развивается за счет биотита *гранат*.

Получаются различные *силлиманитовые сланцы*, при увеличении зернистости и листоватости переходящие в *силлиманитовые гнейсы*, иногда инъецированные гранитами и аплитами, с характерными для них минералами — *кварцем*, *гранатом*, *белой* и *темной слюдами*, *олигоклазом* или иными близкими к нему плагиоклазами и *ортоклазом* (*микроклином*). Кварц образует полоски или линзочки.

В том случае, когда стресса нет, сланцеватая параллельно листоватая текстура отсутствует или слабо проявляется в связи с указанными выше различиями в первичном послойном распределении вещества или под влиянием выше лежащих слоев.

Характерно раннее появление *биотита*, который в изобилии присутствует наряду с почти не изменившим своих очертаний *кварцем*. Получаются *биотито-серицитовые сланцы*; биотитовая зона в данном случае заходит в пределы хлоритовой зоны.

Очень широко распространены *андалузит* и *кордиерит*, которые носят характер *антистрессовых минералов*; тем самым такого рода породы приближаются к тем, которые образуются в глинистых отложениях под влиянием чисто термального метаморфизма.

Андалузит иногда образует порфиробласты; он находится в ассоциации с *гранатом*, *ставролитом* и *силлиманитом*, характерными для более глубоких зон регионального метаморфизма.

Получаются такие породы, как *сланцы андалузито-биотитовые*, *андалузито-гранатовые*, *андалузито-ставролитовые*, сменяя по мере повышения температуры друг друга в этом именно порядке.

Ассоциации *андалузит-ставролит* и *андалузит-кианит* очень редки. Возможно, что андалузит образуется после ставролита таким образом,

что температура остается высокой, а стресс уменьшается; условия становятся подходящими для образования андалузита; ставролит иногда сохраняется в связи с медленностью реакций.

В некоторых случаях кордиерит принимает большое участие в составе *кордиеритовых гнейсов*, особенно в породах, первоначально представленных осадками, богатыми хлоритом, которые превращаются иногда в почти чистый кордиеритовый агрегат.

Одновременно часты кристаллы *плеонаста*, много кристалликов *магнетита*. Обычно кордиерит ксенобластический за исключением тех случаев, когда присутствует также и калиевый полевой шпат.

При переходе мусковита в полевой шпат выделяется значительное количество свободной кремнекислоты; поэтому, относительное количество кварца может быть разнообразным, как и полевого шпата, и мусковита.

В ряде таких пород гранат отсутствует. Это можно объяснить тем, что кордиерит минерал, довольно богатый окислами железа; можно допустить существование таких реакций:

2 граната + кварц = кордиерит + 2 оливина
3 граната + 4 кварца = кордиерит + плеонаст + 3 оливина + 5 кварца

Левая половина уравнения носит стрессовый характер, для правой стресс играет второстепенную роль.

Получаются *гранато-кордиеритовые гнейсы*, переходящие то в *кордиеритовые гнейсы*, то в *гранатовые гнейсы*, в зависимости от влияния физических условий.

Метаморфизм чистых глиноземистых и железистых осадочных пород (бокситовых и железорудных). В типичных регионально метаморфических глинистых породах *корунд* и *шпинель* почти не встречаются; зато они играют видную роль при региональном метаморфизме особено богатых алюминием и железом горных пород.

Так на о. Наксосе и в Малой Азии наждак, залегающий среди других осадочных пород — мраморов, кристаллических сланцев и т. д., образован главным образом корундом.

Благодаря тому, что корунд выделяется в небольшие линзы, получается грубо листоватая текстура породы. Из характерных минералов здесь присутствуют также *маргарит* и *хлоритоид*. Взаимоотношения новообразований при стрессе и без него можно выразить такими реакциями:

$$\underset{\text{анортит}}{CaAl_2(SiO_4)_2} + \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{вода}}{H_2O} = \underset{\text{маргарит}}{H_2CaAl_4Si_2O_{12}}$$

$$\underset{\text{файалит}}{Fe_2SiO_4} + \underset{\text{корунд}}{Al_2O_3} + \underset{\text{вода}}{H_2O} = \underset{\text{хлоритоид}}{H_2FeAl_2SiO_7} + \underset{\text{закись Fe}}{FeO}$$

На о. Наксосе нередко присутствует *пирит*, также *турмалин*, указывающий на роль в данном случае при региональном метаморфизме также и летучих компонентов.

Акцессорными минералами являются *мусковит*, *биотит*, *кианит* и *силлиманит* в связи с примесью к бокситу также глинистого материала.

Железные руды дают начало *гематитовому сланцу (итабириту)*, который в смеси с кварцем обнаруживает резко выраженную сланцеватость.

Более высокая степень регионального метаморфизма проявляется в полосатых железных рудах Норвегии, залегающих среди сланцев и мраморов; эти руды представляют собой первичные озерные отложения (Фогт, 1903); состоят они как из *магнетита*, так и из *гематита* с примесью *кварца* и *различных силикатов*, в их числе *эпидота*.

При дальнейшем метаморфизме гематит исчезает и получаются *полосатые магнетитовые руды*.

Обычно одновременно присутствуют кварц и железные руды (*гематит*, *магнетит*, *мартит*), которые очевидно находятся в генетических взаимоотношениях друг с другом. Можно считать, что кремнистые или иные нечистые руды могли в области регионального метаморфизма подвергаться контактному метаморфизму и давать *файалит*, *грюнерит* и другие *железистые силикаты*.

Оливин (марганцовый) известен в железорудных месторождениях Тунаберга в Швеции. Часто присутствуют в рудных месторождениях такие минералы, как *грюнерит* (Кривой Рог, КМА), *железистый антифиллит*, *альмандин* (район р. Желтой в Кривом Роге), *моноклинические пироксены*.

Грюнеритовые сланцы известны в районе Кривого Рога, КМА, Верхнего озера в США. Первичным минералом Верхнего озера некоторыми считается *кремнистый железистый карбонат*. При более высоких стадиях метаморфизма образуется *грюнерит*, который дает, разлагаясь, начало *магнетиту* и *кварцу*, образующим отдельные полосы. С грюнеритом встречаются также *актинолит*, *гранат*, иногда также *гриналит*, дающий при прогрессивном региональном метаморфизме *грюнерит*.

Эти породы развиты на сотнях *км*^{2} и связаны с региональным метаморфизмом, хотя иногда (Мезаби в США) и получаются в результате контактного метаморфизма (габбро Дюлюта).

Марганцовые руды преобразуются в кристаллические *кремнистые марганцовые руды*, с образованием марганцовых гранатов, *марганцовых пироксенов* и *амфиболов*, но не оливинов.

Песчаные породы при региональном метаморфизме в зависимости от количества примесей дают ряд новообразований, идущих в обычном порядке по мере прогрессирования регионального метаморфизма.

Происходит перекристаллизация присутствующих серицита и хлорита с образованием линзочек *серицита*, часто с приобретением породой сланцеватой структуры (*серицитовые песчаники*). В дальнейшем появляется перекристаллизованный *альбит*, вскоре после него также *калиевый полевой шпат*, оба иногда в виде порфиробластов. Перекристаллизовывается также и *кварц*; в более чистых песчаных породах он дает типичный гранобластический агрегат с постепенным увеличением размеров зерен. Присутствуют также *мусковит*, *биотит* и *магнетит*, на низших стадиях перекристаллизации — *хлорит* в виде чешуек и листочков. Получаются *слюдистые кварциты*, иногда *слюдисто-кварцевые сланцы*.

На более высоких стадиях регионального метаморфизма образуется *гранат* (*гранатовые кварциты*). Нередко присутствуют в небольших количествах *ставролит*, *кианит* и *силлиманит*.

При большем количестве полевых шпатов получаются зернистые частью полосато-сланцеватые породы — *гранулиты*, нередко с гнейсовой структурой, часто с примесью то *биотита* (*биотитовые гранулиты*)

то *гранат* (*гранатовые гранулиты*, Киевская область, Саксония и др.). В них обычно присутствует как *плагиоклаз*, так и *калиевый полевой шпат*: акцессорные минералы — *ацатит*, *циркон*. Слюды представлены как *биотитом*, так и *мусковитом*.

Нечистые песчаные породы обогащаются большим количеством крайне разнообразных минералов, среди которых главную роль играют *кварц* и *полевые шпаты*; на различных стадиях регионального метаморфизма образуются различные типы ассоциаций минералов — *сланцы кварцево-слюдяные, кварцевые гранато-слюдистые*, часто с ясно выраженной сланцеватостью, хотя и не такой, как в филлитах, на наиболее высоких стадиях метаморфизма — *ставролитовые, кианитовые, силлиманитовые гнейсы* обычно крупнозернистые и листоватые.

Влияние летучих компонентов при региональном метаморфизме, хотя и проявляется, но в глинистых и песчаных породах более слабо, чем в контактно метаморфических и, в особенности, карбонатных, где образуется ряд таких минералов, как *флогопит*, *апатит*, *пирротин*. Грубенман считает, что и обогащение Al_2O_3 происходит за счет тех же процессов:

$$Al_2F_6 + 3H_2O \rightleftarrows Al_2O_3 + 6HF$$

Однако, последнее сомнительно, так как в таком случае вместо силлиманита, должен был бы образовываться топаз, чего не наблюдается.

Метаморфизм карбонатных пород. Этот процесс протекает по-разному в зависимости от отсутствия или присутствия тех или иных примесей.

Чистые кальцитовые известняки дают начало таким совершенно белым мраморам, как каррарские мраморы с сильно извилистыми зубчатыми очертаниями зерен; в доломитовом мраморе очертания зерен проще; там, где кальцит и доломит присутствуют вместе, доломит идиобластичен по отношению к кальциту.

В кальцитовом мраморе зерна карбоната часто удлинены, в доломите они изометричны. Пенкатитовый тип при региональном метаморфизме отсутствует, так как давление мешает диссоциации карбоната в отсутствии SiO_2.

В случае наличия примесей образуется ряд новых минералов — *мусковит*, *альбит*, *кварц*, *пирит*, *графит*.

Характерно то, что при перекристаллизации кварц не реагирует с карбонатами; реакция карбонатов с алюмосиликатами происходит очень интенсивно, в результате чего получается ряд типичных для регионального метаморфизма типов ассоциаций. В хлоритовой зоне *хлорит* и *мусковит* кристаллизуются отдельно. *Биотит* появляется примерно тогда же, как и в глинистых породах. Очень часто образуется *цоизит* одновременно с кварцем, мусковитом, биотитом, альбитом.

В гранатовой зоне появляются *гранат*, *гроссуляр*, *везувиан*; одновременно мусковит уступает место *калиевому полевому шпату*, биотит — *диопсиду*.

Ассоциация отличается тем, что одновременно присутствуют как стрессовый минерал, цоизит, так и антистрессовые минералы — *гроссуляр* и *везувиан*, также *диопсид* и *тремолит*.

Это признаки того, что стресс ослабевает. Основным фактором метаморфизма здесь не является давление. На средней стадии метаморфизма образуется также и *калиевый полевой шпат*.

Микроструктура этих мраморов гранобластическая; иногда образуются порфиробласты силикатных минералов. Так как слюда почти совершенно отсутствует, сланцеватость не проявляется; исключением является *чиполино* с белой слюдой.

На наиболее высокой стадии регионального метаморфизма исчезают совершенно минералы группы цоизита и эпидота, заменяющиеся *анортитом*. Если до этой стадии сохраняется слюда, ее преобразование в *калиевый полевой шпат* и в *пироксен* способствует образованию анортита: породы с наибольшим содержанием слюды дают особенно большие количества анортита. Из фемических минералов на первом месте стоит *диопсид*, реже встречается *амфибол*. Так как давление значительное, устойчивой оказывается левая часть реакции:

$$\text{гроссуляр} + \text{кварц} \rightleftarrows \text{волластонита} + \text{анортит}.$$

В силлиманитовой зоне плагиоклаз часто представлен основным типом, иногда вплоть до анортита; иногда широко развита *скаполитизация*.

При региональном метаморфизме известняков, богатых магнием, образуются *тремолит*, *зеленая глиноземистая роговая обманка*, которые затем заменяются *диопсидом* и *форстеритом*; остающаяся свободной Al_2O_3 идет на образование *шпинели*.

Если присутствует роговая обманка, она указывает на близость интрузии так же, как и *флогопит*, который получается в результате реакции доломита либо с калиевым полевым шпатом, либо с мусковитом. В последнем случае избыток Al_2O_3 также дает шпинель.

Форстерит вблизи интрузий замещается *хондродитом*: образуются *хондродитовые мрамора* и другие породы.

В присутствии кремнистых примесей образуется также *кварц* и прекращается образование форстерита и хондродита: большую роль играет *диопсид* (*диопсидовые и диопсидо-плеонастовые породы*), часто появляется *микроклин*.

Региональный метаморфизм мергелистых сланцев и глин дает начало ассоциациям в виде разнообразных пород, в том числе *хлорито-серицитовых*, *известково-хлорито-альбито-серицитовых* и иных *сланцев*. Кальцит сперва остается пассивным, но при образовании *биотита* выделяется свободная Al_2O_3, которая реагирует с *кальцитом*. Еще до появления биотита образуются *эпидоты*, как результат взаимодействия между кальцитом и каолинитом:

$$3H_4Al_2Si_2O_9 + 4CaCO_3 \rightleftarrows 2Ca_2(AlOH)Al_2(SiO_4)_3 + 5H_2O + 4CO_2.$$

Часто *эпидот* конкурирует в образовании с биотитом; в результате этого получаются *известково-эпидото-слюдяные*, *известково-цоизито-слюдистые сланцы*. Почти одновременно появляется *гранат*. Обычно присутствуют как *мусковит*, так и *биотит*.

В гранатовой зоне появляется взамен отсутствующего граната, *роговая обманка* с образованием сланцев *известково-роговообманковых* с *биотитом*, часто также с *мусковитом*.

Нередко присутствуют также *эпидот* и *цоизит* (*эпидото-слюдистые*, *эпидото-гранато-слюдистые*, *цоизито-слюдистые сланцы*).

Встречаются также доломитовые сланцы; в таком случае новообразованные породы характеризуются содержанием *тремолита (тремолито-слюдистые сланцы)* часто также с *альбитом*; затем развивается *биотит* и, наконец, *гранат* и *полевые шпаты*.

Образования, особенно богатые *хлоритом*, получившиеся главным образом из магматических основных пород, сменяют друг друга в следующем порядке: 1) *альбито-хлоритовые* и *известково-альбито-хлоритовые сланцы*, 2) *эпидото-альбито-хлоритовые сланцы*, 3) *роговообманковые сланцы*, иногда *роговообманково-биотитовые сланцы*, 4) *гранатовые роговообманковые сланцы*, 5) *роговообманковые сланцы с гранатом* или без него, с *плагиоклазом*, по большей части представленным *андезином*. Биотита по большей части на такой стадии метаморфизации нет.

Метаморфизм песчаников. Песчаники с известковым цементом, обычно с примесью глинистых частиц, дают начало ряду ассоциаций, сменяющих друг друга по мере развития регионального метаморфизма.

Составными частями новообразованных пород могут быть, кроме *кальцита* и *кварца*, также *полевые шпаты*, в присутствии каолинита и гидратов окислов железа образуется *эпидот* (*кварцево-эпидотовая порода*, или *эпидозит*), *цоизитовые гранулиты* из *кварца*, *полевого шпата* (*плагиоклаза*), *биотита* и *цоизита*; иногда присутствуют также *гранат* и *титанит*.

В некоторых случаях присутствует *роговая обманка* (*цоизито-роговообманковый гранулит*), образующаяся из хлорита и кальцита. В более сильно засоренных песчанистых породах образуются иногда более крупные порфиробласты, пойкилито проросшие роговой обманки; породы в таком случае носят название *роговообманковых сноповидных сланцев*. Роговая обманка часто сопровождается *биотитом* и *эпидотом*, включенными в кварцево-полевошпатовой массе с гранобластической структурой. Текстура часто резко выраженная *гетеробластическая*.

Метаморфизм магматических пород. В ультраосновных породах при региональном метаморфизме образуются, кроме характерного для них *серпентина*, *тальк* и *хлорит*, в присутствии CO_2 также — *карбонаты*.

При переходе от одного минерала к другому происходит изменение отношения $RO : SiO_2$:

Оливин R_2SiO_4	2 : 1
Энстотит $RSiO_3$	1 : 1
Серпентин $H_4R_3Si_2O_9$	3 : 2
Тальк $H_2R_3(SiO_3)_4$	3 : 4

При образовании *серпентиновых сланцев* из оливиновых пород выделяется часть оснований — MgO и окислы Fe, при образовании *тальковых* пород эти окислы выделяются в еще большей степени. Нередко образуется также и *магнетит*, на наиболее высоких стадиях метаморфизма — *антофиллит* и другие *роговые обманки*, иногда также *гранат*.

Получаются такие характерные породы, как *серпентиновые*, в частности *антигоритовые сланцы*, *антигорито-тальковые сланцы* и породы *тальковые сланцы* и породы, *талько-хлоритовые* и *хлоритовые сланцы* и породы. Для последних характерно то, что обычно в них хлорит беден Al_2O_3.

Тремолитовые сланцы, как и *антофиллитовые*, связаны с предыдущими через *тремолито-тальковые и антофиллито-тальковые сланцы* и *породы*.

Характерно почти полное отсутствие полевых шпатов и связи с отсутствием щелочей в исходных породах.

Основные породы (магматические и их туфы), отличающиеся от ультраосновных содержанием небольшого количества щелочей, в первую очередь Na_2O, характеризуются тем, что в начальных стадиях регионального метаморфизма они дают начало альбиту; образуются ассоциации в виде *известково-альбито-хлоритовых*, *альбито-эпидото-хлоритовых сланцев*.

Далее появляются *роговая обманка* и *биотит* (*альбито-эпидото-роговообманковые сланцы*, часто с резко выраженной *сланцевой текстурой*).

На более высоких стадиях образуются *плагиоклазовые амфиболиты*; количество плагиоклаза уменьшается за счет образования *роговой обманки*.

Могут быть переходные ступени с присутствием в плагиоклазовых амфиболитах то *цоизита* и *эпидота*, то *граната*.

На еще более высокой стадии метаморфизма породы становятся более крупнозернистыми, часто теряют сланцеватую и полосатую текстуру, становятся массивными или слабо сланцеватыми; получаются *роговообманково-плагиоклазовые гнейсы* и *гранато-роговообманково-плагиоклазовые гнейсы*.

В дальнейшем роговая обманка заменяется, правда, далеко не всегда пироксеном; из бедной CaO роговой обманки образуется *гиперстен*, из более богатых этим окислом — *авгит*. Возникают такие породы, как *пироксеновые гранулиты*, например, в Саксонии; они часто содержат *гранат*.

Особенно высоко метаморфизированные основные породы, например, габбро-базальтовые породы, дают в конечном результате *пироксено-гранатовые* породы — *эклогиты*.

Нередко сохраняется первичная структура пород; в этих случаях к породам приложимы такие термины, как *эпидиабазы*, *эпидиориты* и т. д.

В средних и кислых породах, более богатых щелочами, на первых стадиях регионального метаморфизма образуется устойчивый *альбит*, в присутствии ряда других окислов, аналогичных тем, которые присутствуют и в основных породах, получаются породы, отличающиеся содержанием *серицита* — *известково-альбито-серицито-хлоритовые сланцы*, *альбито-эпидото-серицито-хлоритовые сланцы*, *биотито-роговообманковые сланцы*.

Более кислые породы дают *серицитовые сланцы* часто с порфиробластами *альбита*; с уменьшением количества биотита получаются *мусковито-кварцевые сланцы*, не отличимые от тех, которые образуются и из осадочных пород.

На более высокой стадии процесса появляются *полевые шпаты*, в частности *калиевые*, до известной степени за счет мусковита; образуются *кварцево-полевошпатовые породы* — *биотитово-мусковитовые* и *биотитовые гранулиты* с более или менее ясной сланцеватостью; в породах более богатых Na_2O образуется также при более высоких температуре и давлении *гранат*, *кианит* и *силлиманит*, *герцинит*, *корунд*,

за счет Al_2O_3, получающейся при диссоциации ранее образовавшихся минералов.

При развитии *полевых шпатов*, одновременно также *слюд* и *граната*, образуются *породы*, часто *очковые (очковые гнейсы)*.

Щелочные породы отличаются тем, что из них образуются особенно богатые *альбитом* породы — *спилиты* (частью), затем появляется *глаукофан*, иногда наряду с ним также *щелочные роговые обманки — гастальдит* и *кроссит*, из которых первый более богат, второй более беден Al_2O_3.

Глаукофан иногда замещается *жадеитом* ($NaAlSi_2O_6$) с примесью *акмита* ($NaFeSi_2O_6$); значение обоих минералов такое, что жадеит как амфибол является стрессовым минералом, глаукофан как пироксен — антистрессовым; образуется последний только при высоких температуре и давлении.

Характерные для более низких стадий метаморфизма породы — *празиниты*, состоящие из *альбита*, *хлорита*, *эпидота*, *глаукофана* и небольшого количества *кальцита*, образуются по большей части за счет щелочных лав и их туфов.

Иногда на более высоких стадиях образуются *глаукофано-эпидотовые сланцы*, далее *гранато-глаукофановые сланцы*, *гранато-глаукофано-амфиболовые сланцы*. Туфовые осадки дают иногда начало также и *мусковито-глаукофановым сланцам; кварцево-глаукофановые* сланцы представляют собой *метаморфизованные адиноли*.

Мало известны продукты метаморфизации щелочных нефелиновых сиенитов. Возможно, что к ним относятся некоторые *гранулиты* Саксонии с *альбитом*, *кианитом*, *силлиманитом*, *турмалином* и, что характерно, с *корундом* и редким минералом, *призматином* ($MgAl_2SiO_6$).

К производным их относят иногда полосато сланцеватые разности нефелиновых сиенитов залегающие среди кристаллических сланцев.

Таблица 40

Исходные горные породы	Регионально-метаморфизованные породы
Осадочные:	
I. Глинистые породы	*Глинистые силикатные гнейсы*
VIII. Песчаники	*Кварцитовые породы*
X. Известняки и доломиты	*Мраморы*
IX. Полукарбонатные породы	*Известково-силикатные породы*
XII. Бокситы	*Глиноземистые породы*
XI. Железистые осадки	*Окисножелезистые породы*
Магматические:	
V. Ультраосновные породы	*Магнезиально-силикатные породы*
IV. Основные породы	*Эклогиты и амфиболиты*
III. Средние породы	*Плагиоклазовые гнейсы*
I. Кислые породы	*Щелочнополевошпатовые гнейсы*
VI. Щелочные породы	*Жадеитовые породы*
VII. То же	*Хлоромеланитовые породы*

(Мадагаскар, Лакруа, 1923, Португалия, Озанн, 1897); однако, следует скорее считать их первичнокристаллизационно-сланцеватыми, как и такие же породы Урала.

К числу производных туфов фонолитового трахита относится *эгириновый гранулит* Шотландии (1912) с ассоциацией: *анортоклаз-эгирин — желтый гранат* типа *меланита;* в части полос эгирин замещен *эпидотом.*

Также редко встречаются метаморфизованные натровые граниты. К ним относится *рибекитовый* гнейс Нижней Австрии с ассоциацией: *натровый полевой шпат, кварц, рибекит и эгирин,* с резко выраженной полосатой текстурой; химический состав характерен для рибекитовых гранитов и комендитов.

Лампрофировые породы часто дают *лампрошисты с биотитом.*

Грубенман в виде сводки по результатам преобразования одних пород в другие во время регионального метаморфизма дает следующую таблицу (см. табл. 40 на стр. 335).

Плутонический метаморфизм

На особенно больших глубинах процессы метаморфизма происходят при условиях очень высоких температур и давлений, в частности вблизи кислых магм, выделяющих большие количества летучих и флюидных компонентов.

Метаморфизуемые породы в этих частях находятся одновременно под значительным давлением по большей частью статическим, также и стрессовым, связанным с давлением магматических масс, которые в свою очередь вызвано горообразовательными процессами.

Так как такого рода процессы происходят на особенно больших глубинах, эрозия достигает их только в том случае, когда действие ее очень интенсивно или же когда она проявляется в течение длинных промежутков времени. Быстрая эрозия происходит в районах складчатых гор разных периодов жизни земли после докембрия; следовательно, результаты плутонического метаморфизма в послеархейских районах развития его можно видеть только в немногих местах и на небольших пространствах.

Из этого однако не следует, что интенсивность процессов плутонического метаморфизма изменилась и носит резко иной характер в послекембрийское время сравнительно с докембрийским, как это предполагает Дэли (1935).

Огромные промежутки времени, охваченные крупными тектоническими и эрозионными процессами в течение докембрия и после него, вскрыли в большом числе мест проявления плутонического метаморфизма, происходившего в докембрийское время; поэтому, эти процессы особенно резко и широко оказываются доступными нашему наблюдению в районах докембрийских щитов.

Плутонический метаморфизм проявляется в *перекристаллизации, инъекции* и *ассимиляции.*

Породы, прогретые до особенно высоких температур, интенсивно перекристаллизовываются; поэтому, получаются крупнокристаллические текстуры.

Наличие летучих компонентов усиливает процесс перекристаллизации; присутствие их при высоком давлении, несмотря на высокую

температуру, способствует образованию таких минералов, как *биотит* и *мусковит*.

В то же время высокая температура способствует кристаллизации *полевых шпатов* разного состава, далее ряда таких минералов, как *кордиерит, гранаты, пироксены*.

Получаются крупнокристаллические, часто слюдистые породы, с более или менее резко выраженной сланцеватой текстурой под влиянием тектонических процессов, опусканий массивов; отчасти также в ряде случаев под влиянием стресса или первичной слоистости породы то сланцеваты, то сланцевато-полосаты, то, наконец, теряя сланцеватость, они могут переходить в почти массивные породы.

Часто образуются *биотито-олигоклазовые гнейсы и гранито-гнейсы*.

В некоторых случаях размягчение достигает такой степени, что породы образуют складки, получаются *птигматиты*. В других случаях происходит частичное или полное расплавление породы, при охлаждении магмы и поднятии геотермических кривых происходит новая кристаллизация из расплавленного состояния (*палингенез, анатексис* или *ультраметаморфизм*).

Наконец, большую роль играет при этом образование легкоплавких эвтектических смесей и реакционные процессы.

В ряде случаев происходит также и *ассимиляция* окружающих пород; этой ассимиляции предшествует частью раздробление кровли над расплавленными массами и постепенное погружение обломков кровли внутрь магматической массы, затем и постепенное растворение их с образованием сперва *эруптивных брекчий*, затем *артеритов*; обломки или ксенолиты постепенно теряют свои резкие очертания, сливаясь с магмой и превращаясь в неясные пятна; получаются *небулиты*; при сетевидном расположении инъекции получаются *диктиониты*, образуются смешанные породы — *мигматиты*.

Процесс переплавления и новой кристаллизации носит название *магматизации* или *анатексиса*, в конечном результате происходит полное переплавление и полная ассимиляция ксенолитов (палингенез). Показателями последнего являются широко распространенные жилы *метабазитов (амфиболитизированные базальты* и *диабазы)*; они с трудом растворяются в магме, так как температура их плавления выше, чем у кислых магм; происходит полное переплавление сланцевых гнейсов и образование *пегматитовых гнейсов* и *гранитов*, причем часто совершенно исчезает сланцеватая текстура.

Проникающие в окружающие породы из расплавленных масс жилы неправильной формы, идущие по крайне разнообразным направлениям в зависимости от характера образующихся в кровле трещин, дают начало *жильным гнейсам или венитам*; им противополагаются типичные магматические инъекции, *артериты*, аналогичные венитам. Вениты являются ультраметаморфическими образованиями латерального секреционного генезиса.

Огромное значение имеет во время плутонического метаморфизма поднятие так называемого *мигматитового фронта*, богатого газами, при котором процессы преобразования пород, главным образом осадочных,

проходят в следующем порядке, как это указывает Баклунд (1936):

вениты → (очковые гнейсы) → артериты → мигматиты
↓ ↓ ↓
(грубые порфиры) (синтектиты) (анатектиты)
→ палингениты → диапириты

Для данного ряда характерно то, что подвижность материала увеличивается слева направо, охватывая ультраметаморфические преобразования нормальных осадочных пород.

Это увеличение подвижности связано с увеличением содержания в этих новообразованиях составных частей «ихора», обогащенного щелочами и кремнекислотой, при соответствующем повышении температуры.

Иногда могут происходить также процессы непосредственной *гранитизации* или *диоритизации* плотных бесструктурных первично осадочных пород.

Мигматиты, как предполагают некоторые петрографы (Баклунд, Эскола), никогда не были в расплавленно-жидком состоянии, но представляли собой преимущественно твердую фазу, к которой были примешаны незначительные количества жидкой фазы («магма пор»), что достаточно ясно вытекает действительно из изучения текстур и структур и минералогического парагенеза мигматитов.

Под мигматитами вообще понимают породы, сложенные двумя составными частями: 1) вмещающей породы и 2) привнесенного магматического вещества.

Обычно мигматиты обладают составом, близким к гранитам; мигматиты другого химического состава резко уступают в количественном отношении гнейсовидным и гранитовидным.

Мигматиты широко развиты в областях распространения древних образований, главным образом докембрийских.

На огромных протяжениях независимо от того, к какому из выше перечисленных типов они принадлежат, мигматиты сохраняют свой состав из главных минералов — *полевых шпатов, кварца, слюд, роговых обманок;* некоторую роль в них играют *гранаты, кордиерит, силлиманит, цоизит, эпидот, кальцит, рудные минералы;* тем самым состав их тождествен с составом гранитов, гнейсов, и слюдяных сланцев. Характерной особенностью их является непостоянство структуры и текстуры.

Под микроскопом они мало отличимы одни от других; особенности мигматитов выявляются полевыми наблюдениями; некоторый избыток глинозема является признаком образования их при смешении гранитной магмы с осадочной глинистой породой; характерны для них также остаточные структуры осадочных или магматических пород.

Место образования мигматитов обычно приурочено к сиаловой оболочке; здесь происходит смена процессов такого рода:

а) размыв, снос и отложение продуктов разрушения (седиментация)

б) мигматизация

в) горообразование и эрозия.

При процессе мигматизации играют роль две составные части: а) породы группы мигматитов, б) проникающие из больших глубин расплавленные массы.

Среди процессов мигматизации, происходящих под влиянием передвижения фронта мигматизации, можно выделить следующие:

1. *Интрузия*, т. е. проникновение расплавленной массы в открытые трещины различного рода как совпадающие, так и не совпадающие со слоистостью или сланцеватостью пород.

Вслед за интрузией следуют процессы:

2. *Инъекция* — впрыскивание, внедрение легкоподвижных расплавов пневматолитического (флюидного) или гидротермального характера, так инъецируются во флюидном или жидком состоянии пегматиты и аплиты, кварцевые жилы преимущественно там, где имеются трещины, в особенности, совпадающие со сланцеватостью или слоистостью. Инъекцией объясняется образование части очковых и ленточных гнейсов как результат послойной инъекции (lit-par-lit). Вегман предлагает называть инъекционными гнейсами все мигматиты, если генезис их не выявлен во всех деталях.

3. *Вплавление* — вмещающая порода переходит в расплавленное состояние и затем снова кристаллизуется. Обычно мигматиты и гранитизированные породы находятся в зоне, называемой зоной переплавления; сами породы называются продуктами переплавления, хотя часто нет основания считать, что действительно такого рода процессы имели место. Возможно, что в ряде случаев породы приближаются к более пластичному состоянию, а флюиды или первые стадии плавления повышают пластичность породы. Что все же процессы переплавления имеют место, видно из примеров такого рода: Тернеб и Седергольм описали случаи расплавления диабазовой магмой соприкасающегося с ней гранита, причем гранит проникал тонкими жилками в диабаз и там снова застывал в виде гранита.

Вурм (1935) описал встречающийся тип плавления при одновременном стрессе с образованием пород, которые он называет *милонитами плавления и псевдотахилитами*.

4. Передвижение вещества, обозначаемое как процесс *метасоматоза, пропитывания, имбибиции*.

Вещество в таком случае проникает не целиком, но отдельными молекулами или атомами в соседнюю породу. Приносимое вещество часто реагирует с веществом вмещающей породы, оседает и проявляется как типичный метасоматоз с образованием новых минералов и новых структур и текстур. Сторонниками такого рода теории мигматизации были главным образом французские петрографы. Этой теории в настоящее время придерживаются Феннер, Эскола, Гольдшмидт. Эти взгляды высказывались недавно умершими Мишель-Леви, Седергольмом. При объяснении процессов рудного метасоматоза эта теория применялась издавна; к силикатным породам она была применена Эскола (1914, 1921), к процессам гранитизации в широком масштабе — Гольдшмидтом (1912). Нередко на первых стадиях происходит фельдшпатизация, например, глинистых сланцев; в таком случае процессы плутонического метаморфизма не отличимы по существу от контактного глубинного метаморфизма в контакте с гранитными магмами.

Гольдшмидт выделяет следующие случаи перемещений вещества и новообразований горных пород во время процессов мигматизации:

а) обмен основания — *альбитизация* калиевого полевого шпата;

b) соединение щелочей (частью также и кремнекислоты) с избытком глинозема;

c) присоединение щелочей к CaO и MgO или к окислам Fe в силикатных породах (образование *биотита, эгирина);*

d) связывание соединений бора и фтора силикатными породами содержащими избыток глинозема;

e) связывание соединений хлора и фтора с водой при посредстве полевого шпата;

f) связывание воды силикатами частью с отдачей некоторого количества вещества.

Изучение ряда гранитных массивов показывает, что многие массивы гранитов и гранодиоритов представляют собой тела смешанного происхождения. Отсюда следует, что термин *магма* применяется слишком широко и становится все менее ясным. Эта неясность не дает возможности достаточно полно разрешить ряд петрогенетических вопросов.

Обычно считали, что магма представляет собой расплавленную высоко нагретую массу, имеющую своим источником значительные глубины в земной коре. Позже термину магма стали придавать все более и более химический характер, ограничивая в отношении химического состава возможные производные этих магм — магматические породы.

Это ограничение естественно приводило снова к утверждению единственного способа образования магмы.

Если все магмы образовались из первичной магмы, то все они должны образовываться из одного глубинного магматического резервуара. Этим обосновывалась теория б а т о л и т о в. Отсюда же исходит обоснование и источник ряда теорий дифференциации магмы. В недрах земли имеется магматический резервуар, который от времени до времени посылает по направлению к поверхности земли все новые и новые, разного состава, продукты своей дифференциации, где их анализируют и вкладывают в определенную систему. Отдельные группы выделяются как типичные магматические типы.

Ретроградный метаморфизм (диафторез)

Обычно метаморфические процессы идут в порядке повышения температуры и давления, увеличения запаса энергии, с образованием характерных, типоморфных, для каждой стадии метаморфизма минералов.

Порядок образования пород при таком прогрессивном метаморфизме, типичный, например, для глинистых осадков, такой: *глинистая порода — глинистый сланец — филлит — слюдяные сланцы парагнейсы.*

Если процессы охлаждения и эрозии происходят достаточно быстро, горные породы, образовавшиеся тем или иным путем, в частности, при воздействии различных типов метаморфизма сохраняют свой минералогический состав, структуру и текстуру, которые они получили на той или иной стадии метаморфизма.

По мере достаточно медленного охлаждения или изменения давления реакции могут пойти в другом, обратном, направлении. В таком случае получается *ретроградный* или *регрессивный метаморфизм,* или, как предложил его называть Бекке, — *диафторез.*

Продукты, получаемые при таком метаморфизме. Бекке назвал *диафторитами*.

Так, например, гнейсы и кристаллические сланцы, образовавшиеся на самых высоких стадиях метаморфизма, поступая снова в зоны с меньшей температурой, иногда с развитием стресса могут изменять свой состав, структуру и текстуру. В них могут образовываться *серицит, альбит, цоизит, карбонаты, хлорит* и ряд других минералов, среди которых сохраняются не вполне разрушенные реликты минералов, образовавшиеся на более высоких стадиях метаморфизма. Эти минералы часто образуют псевдоморфозы по ранее образованным минералам.

Так, например, часто *серицитизируется* андалузит при одновременном разрушении минералов, содержащих калий, например, при *хлоритизации* биотита. Кордиерит преобразуется на первых стадиях диафтореза в *хлорофиллит* $H_4Mg_2Al_4(SiO_4)_5$, напоминающий хлорит со спайностью по (001) причем процесс сопровождается гидратизацией. Обычен переход кордиерита в *пинит* — чешуйчатый агрегат белой слюды и хлорита.

Биотит часто *хлоритизируется* с выделением *магнетита* и минералов, содержащих титан (*титанит, ильменит*); освобождающиеся щелочи при реакции с андалузитом и кордиеритом идут на образование *белой слюды*.

При диафторезе песчанистых пород было бы интересно проследить переход кварца высокотемпературного в кварц низкотемпературный, однако, признаки такого перехода недостаточно ясны. Образовавшийся при особенно высоких температурах тридимит может сохраниться в виде псевдоморфоз по нему кварца.

В известковисто-силикатных метаморфических породах, образовавшихся из силикатно-известковистых осадочных пород путем потери CO_2, ретроградный метаморфизм в чистом виде невозможен.

В ряде кристаллических сланцев, образованных в результате регионального метаморфизма, при ретроградном метаморфизме кианит переходит в *мусковит*, гроссуляр в *цоизит* и *клиноцоизит*, корунд в *диаспор*, иногда в *хлоритоид*. При диафторезе гранито-гнейсов на первых стадиях его происходят новообразования в виде пятен *мусковита* и *эпидота*, на более поздних стадиях за счет ортоклаза образуются крупные листочки *мусковита*; разрушается гранат, заменяясь *биотитом*.

Точно так же к ретроградному метаморфизму относится иногда милонитизация. Дробится ряд минералов, ранее образовавшихся при метаморфических процессах, с образованием катаклазов в виде изогнутий, дроблений и т. д.

Процесс полного ретроградного метаморфизма носит случайный характер, но не является правилом в противоположность прогрессивному метаморфизму, иначе все следы последнего были бы уничтожены. Некоторые исследователи, в их числе Левинсон-Лессинг, считают, что представление о диафторезе является более теоретическим, чем реальным.

БИБЛИОТЕКА
Геол... Ин-та
Арм...

ОГЛАВЛЕНИЕ

Стр.

Введение . . . . . .

Глава I. Химический состав горных пород и земного шара 5

Общий обзор состава горных пород . . . . . —
Элементы в земной коре и их распределение 8
Средний состав земной коры 10
Глубокие части земного шара 12

Глава II. Методы вычисления и проектирования состава магматических и других горных пород 22

Метод Заварицкого . . . . . —
Проекция Лодочникова 24
Системы С. И. Р. W. 25

Глава III. Магмы и силикатные системы 35

Магма . . . . . —
Температура плавления минералов 37
Вязкость магмы и силикатных расплавов 39
Процессы кристаллизации 43
Пирогенные минералы 50
Обратимые и необратимые превращения и реакции 54
Фазовое равновесие 57
Правило фаз 58
Системы равновесий 61
Однокомпонентные системы 62
Двухкомпонентные системы 69

Двухкомпонентные системы с молекулярным соединением . . . 76
Двухкомпонентная система со сложным компонентом, имеющим инконгруентное плавление 77
Двухкомпонентные системы с несколькими инконгруентно плавящимися соединениями 81
Кристаллизация с неограниченным твердым раствором. Случай полного изоморфизма 84
Кристаллизация с ограниченным твердым раствором 91
Органическое смешение в жидкой фазе (ликвация) 94

Трехкомпонентные системы 96

Типы трехкомпонентных систем 98
Общие выводы 114

Поликомпонентные системы 115

Пятикомпонентная система $SiO_2 — Al_2O_3 — MgO — CaO — Na_2O$ . . 116

Глава IV. Летучие компоненты в магме 121

Состав летучих компонентов . . . . . —
Давление пара и кипение 124

Стр.

Глава V. Кристаллизация магмы. Структуры и текстуры 146

Структуры и текстуры магматических пород 157
Структуры . . . . . —
Текстуры 165

Глава VI. Распределение магматических пород в пространстве и во времени. Ассоциации их 170

Общая характеристика . . . . . —
Зональное чередование горных пород 172
Распределение магматических пород, связанных друг с другом во времени, и вариационные диаграммы 176
Петрографические провинции 181

Глава VII. Генезис магматических пород (дифференциация магмы, ассимиляция, гибридизация) 187

Обзор гипотез . . . . . —
Теория дифференциации 188
Магматическая дифференциация 190
Кристаллизационная дифференциация 194
Гипотеза выжимания (отжимания, фильтпрессования) 197
Роль летучих компонентов в процессе дифференциации 202
Эндомагматически-пневматолитическая дифференциация 204
Эпимагматический период 205
Ассимиляция 206
Генезис гибридных пород 214
Генезис щелочных пород 216
Генезис гранитов и базальтов 227

Глава VIII. Петрология осадочных пород 234
Выветривание . . . . . —

Выветривание магматических и метаморфических пород 240
Выветривание осадочных пород 241
Условия, благоприятствующие химическому выветриванию . . 243
Перенос . . . . . —
Механический перенос . . . . . —
Перенос в растворенном виде 245
Отложение осадков 246
Текстура механических остатков 248
Органогенные осадки . . . . . —
Химические осадки 251
Диагенез 260
Перекристаллизация и замещение 261
Химические особенности осадочных пород 265

Глава IX. Метаморфизм 268

Сущность метаморфизма . . . . . —
Минералы, как признаки метаморфизма 272
Факторы метаморфизма . . . . . —
Роль температуры 273
Давление и типы его 274
Процессы, происходящие при метаморфизме 275
Процессы перекристаллизации при метаморфизме 280

Глава X. Структуры и текстуры метаморфических пород 292

Статические структуры и текстуры . . . . . —
Структуры . . . . . —
Текстуры 293
Кинетические структуры и текстуры 295
Структуры . . . . . —
Текстуры 296

Стр.

Глава XI. Типы метаморфизма 297
Термический метаморфизм 300
Контактный метаморфизм . . . . . —
Динамический метаморфизм 312
Региональный метаморфизм . . . . . —
Плутонический метаморфизм 336
Ретроградный метаморфизм (диафторез) 340

БИБЛИОТЕКА
Геологического Ин-та
Арм. Фил. Ак. Наук СССР

Институт Геологических Наук
Библиотека

Редактор *проф. С. Д. Четвериков* Технич. редактор *Ш. Б. Вайнштейн*

Сдано в набор 10/VI 1937 г. Уполном. Главлита № Б-22585
Подписано к печати 17/VIII 1937 г. Тираж 4.000
Формат бумаги 62×94 1/16 Изд. 316/45
Объем 21,5 печ. л. Учетный № 1051
Учетно-авт. л. 26,3 Бум. л. 10 3/4. Тип. зн. в 1 бум. л. 114816. Заказ типогр. № 2142

2-я тип. ОНТИ им. Евг. Соколовой. Ленинград, пр. Кр. Командиров, 29.

ОПЕЧАТКИ

Стр.	Строка	Напечатано	Следует	По вине
7	14 снизу, графа 6	Zi	Li	Авт.
12	1 снизу	*плато базальтов*	*плато-базальтов*	„
19	12 „	пирод	пироп	Корр.
36	3 „	$NaAlSiO_3O_8$	$NaAlSi_3O_8$	Тип.
40	Подпись под рис. 9	Мауна Лоа	Мауна Лоа. *V* — Везув й.	Авт.
77	1 сверху	$AE_1 - A_mB_n - E_2$	$E_1 - A_mB_n - E_2$	„
79	15 „	$\alpha = MgSiO_3$	α-$MgSiO_3$	Ред.
83	20 „	клинкера из портландского цемента	портланд-цементного клинкера	Авт.
95	Рис. 49	В + Ж	А + Ж	„
95	„	А + Ж	В + Ж	„
96	19 сверху	*DOFEC*	*TeEC*	„
100		Рис. 56 повернуть по часовой стрелке на 30°.		Не выясн.
119	20 снизу	$CaMg_2Al_2Si_3Ol_{12}$	$CaMg_2Al_2Si_3O_{12}$	Тип.
152	7 „	O_2	$2O_2$	Авт.
153	8 „	$H_4K_2Al_6(SiO_4)_8$	$H_4K_2Al_6(SiO_4)_6$	„
168	25 сверху	структура	текстура	„
168	26 „	структуры	текстуры	„
225	23 „	Айнбрег	Айнберг	„
249	12 „	26,0	2,60	„
272	24 „	лауеонит	лаусонит	Тип.
275	25 „	манчикиты	мончикиты	Авт.
293	9 „	неметобластическая	нематобластическая	„
306	10 „	$MgCO_3$:	поднять на строку выше	„
311	12 снизу	слюдянка	Слюдянка	Не выясн.

Зак. 2142. Лучицкий В. И. Петрография, том III.

612