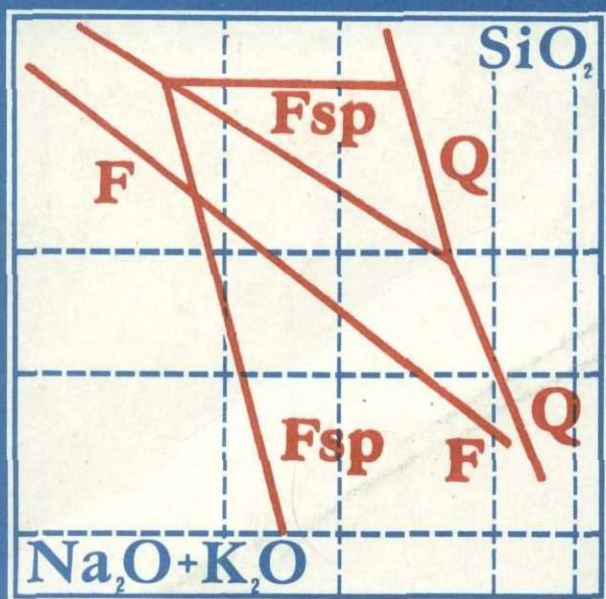


Р. Н. СОБОЛЕВ, В. И. ФЕЛЬДМАН



**МЕТОДЫ
ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ
ПЕРЕСЧЕТОВ
ГОРНЫХ ПОРОД
И МИНЕРАЛОВ**

Р. Н. СОБОЛЕВ, В. И. ФЕЛЬДМАН

МЕТОДЫ
ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ
ПЕРЕСЧЕТОВ
ГОРНЫХ ПОРОД
И МИНЕРАЛОВ

4446



МОСКВА
«НЕДРА»
1984



Соболев Р. Н., Фельдман В. И. Методы петрохимических пересчетов горных пород и минералов. М., Недра, 1984. 224 с., ил.

Изложены существующие методы пересчетов химических анализов магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. Рассмотрены основные характеристики породообразующих элементов и их значение при петрохимических пересчетах. Детально описан метод А. А. Маракушева, основанный на учете термодинамики минералообразования с использованием расчета приращения свободной энергии при реакциях образования окислов элементов. Даны методы расчета структурных формул минералов по данным химических анализов. Приведены справочные таблицы химических составов горных пород и минералов и таблицы для петрохимических пересчетов.

Для геологов, петрографов и других специалистов, занимающихся изучением кристаллических горных пород.

Табл. 77, ил. 28, список лит.— 25 назв.

Рецензент: *В. И. Чернов*, д-р геол.-минер. наук (Московский геологоразведочный институт)

Роланд Николаевич Соболев,
Вилен Изильевич Фельдман

МЕТОДЫ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПЕРЕСЧЕТОВ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Редактор издательства А. М. Поспелова
Обложка художника С. В. Аладьева
Художественный редактор Г. Н. Юрчевская
Технический редактор Л. Я. Голова
Корректор К. С. Торопцева

ИБ № 5320

Сдано в набор 09.08.84. Подписано в печать 22.11.84. Т-22527. Формат 60×90 1/16.
Бумага книжно-журнальная. Гарнитура «Литературная». Печать высокая.
Усл. печ. л. 14,0. Усл. кр.-отг. 14,25. Уч.-изд. л. 17,0. Тираж 1520 экз.
Заказ 1178/9146—14. Цена 90 коп.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

ПРЕДИСЛОВИЕ

Химические анализы горных пород и минералов дают огромную информацию. Однако непосредственное сравнение данных анализов практически невозможно, что объясняется трудностями сопоставления сразу большого числа характеристик. Это вызвало необходимость разработать методы представления и изображения данных анализа в обобщенном виде с использованием комплексных параметров и коэффициентов — методы петрохимических пересчетов.

Различными исследователями предложено довольно большое число методов пересчетов, однако в настоящее время они мало доступны большинству геологов, так как опубликованы в виде отдельных статей и монографий, нередко представляющих библиографическую редкость. Кроме того, в каждой такой публикации обычно изложен только один метод, применимый либо к магматическим, либо к метаморфическим породам, либо только к минералам.

В настоящей работе изложены методы пересчетов горных пород и минералов, представляющие наибольший интерес для геологов. Для каждого метода указаны возможности его применения к определенным типам горных пород или минералов. Для методов, применимых к одним и тем же типам горных пород (магматических, метаморфических), использованы одни и те же химические анализы, с тем, чтобы читатель сам мог сравнить их и выбрать тот из методов, который дает наилучшие результаты при решении поставленной конкретной задачи.

Авторы признательны проф. Н. Д. Соболеву за прочтение рукописи и сделанные замечания.

Главы 1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 14 и 15 написаны Р. Н. Соболевым, главы 9, 10, 11 и 12 — В. И. Фельдманом, главы 2 и 13 — авторами совместно.

ПРИНЯТЫЕ СОКРАЩЕНИЯ И ОБОЗНАЧЕНИЯ

A — ангидрит
 Ab — альбит
 Ac — акцессорные минералы
 Ac — акмит
 Akt — актинолит
 Alm — альмандин
 Am — анальцим
 Amph — амфибол
 An — анортит
 And — андалузит
 Andr — андрадит
 Ap — апатит
 At — амезит
 Bi — биотит
 C — корунд
 Cal — кальций-алюминат
 Canc — канкринит
 Cc — кальцит
 Chl — хлорит
 Cht — хлоритоид
 Cm — хромит
 Cp — кальций-фосфат
 CPx — клинопироксен
 Crd — кордиерит
 Cs — кальций-силикат
 Di — диопсид
 Ed — эденит
 Ep — энстатит
 Eg — эгирин
 F — фельдшпатоиды
 Fa — фаялит
 Fo — форстерит
 Fr — флюорит
 Fs — ферросилит
 Fsp — полевоый шпат
 Ge — геленит
 Gr — гранат
 Gro — гроссулярь
 Gs — гастингсит
 Hb — роговая обманка
 Hdb — геденбергит
 Hl — галит
 Hm — гематит
 Hn — гаюин
 Ho — тремолит
 Hy — гиперстен
 Hz — герцинит
 Il — ильменит
 Jd — жадеит
 Lc — лейцит

Ka — каолинит
 Ki — кианит
 Kp — калиофиллит
 Kr — керсутит
 Ks — кали-силикат
 Ma — маршалиты
 Me — мейониты
 Ms — мусковит
 Ms' — серицит
 Mt — магнетит
 Nc — натр-карбонат
 Ne — нефелин
 Nos — нозеан
 Ns — натр-силикат
 Ol — оливин
 Olg — олигоклаз
 OPx — ортопироксен
 Or — ортоклаз
 Pf — перовскит
 Pl — плагиоклаз
 Pr — пирит
 Py — пироксен
 Pyp — пироп
 Q — кварц
 Ru — рутил
 Sill — силлиманит
 Sod — содалит
 Sp — шпинель
 Srp — серпентин
 St — ставролит
 Tc — тальк
 Th — тенардит
 Tn — титанит
 Ts — молекула Чермака
 Tsch — чермакит
 W — вода
 Wo — волластонит
 Z — циркон
 Zo — цоизит

Сингония:

Гекс. — гексагональная
 Куб. — кубическая
 Мон. — моноклинная
 Ромб. — ромбическая
 Тетр. — тетрагональная
 Триг. — тригональная
 Трикл. — триклинная
 p. з. э. — редкоземельные элементы
 □ — вакансии

1. РОЛЬ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ ТИПАХ ГОРНЫХ ПОРОД

Глава 1

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛАВНЕЙШИХ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ ЭЛЕМЕНТОВ И ИХ ПОВЕДЕНИЕ В ПРОЦЕССАХ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

В составе любой горной породы — магматической, метаморфической, осадочной — находятся все химические элементы, однако роль их различна: одни определяют свойства и облик горной породы, другие не играют существенной роли. В соответствии с этим химические элементы можно разделить на две главные группы: породообразующие и второстепенные. Однако следует иметь в виду, что химический состав горных пород весьма разнообразен, вследствие чего химические элементы, являющиеся породообразующими для одних типов горных пород, будут второстепенными для других и наоборот (например, фосфор — один из главных компонентов апанитов, углерод — карбонатитов, в то время как в большинстве других горных пород содержание их не превышает десятых или сотых долей процента). Существенно и то, что для ряда тел горных пород установлены постепенные переходы этих последних в руды и граница между горной породой и рудой не всегда достаточно определена (например, дуниты — хромиты и др.). В последнем случае хром может быть отнесен к группе породообразующих элементов, в то время как в большинстве других горных пород его содержание не превышает сотых или тысячных долей процента.

При общем подходе к проблеме петрохимических пересчетов естественно к породообразующим элементам относить те, которые отражают петрохимические особенности всех главных типов горных пород.

Содержания породообразующих элементов обычно представляют в процентах окислов. При этом наиболее рациональна следующая последовательность записи: SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , P_2O_5 , H_2O^+ , H_2O^- . Если в анализе приводятся содержания и других элементов, то их помещают рядом с соответствующими по валентности главными породообразующими элементами (Cr_2O_3 после Fe_2O_3 , NiO после MnO и т. д.). Данные о содержании CO_2 , Cl , F , S^{2-} , S^{6+} и т. д. следует помещать перед данными о содержании воды.

Роль главных породообразующих окислов также неоднозначна. Так, с точки зрения систематики горных пород наибольшее зна-

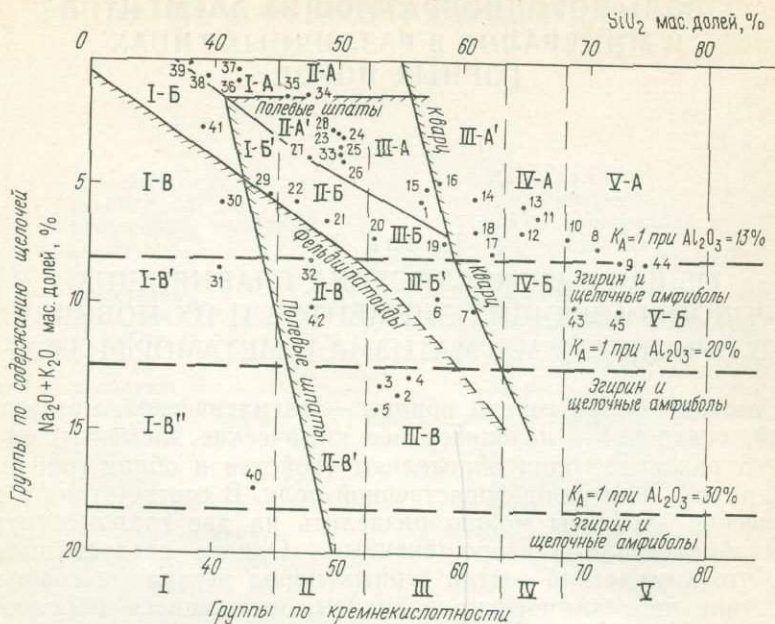


Рис. 1. Петрохимическая систематика магматических горных пород.

Граница появления типоморфных минералов: сплошная линия — установленная, пунктирная — предполагаемая. Арабские цифры на графике соответствуют номерам пород в табл. 1

чение имеют кремнезем (SiO_2), сумма щелочей ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) и молекулярное отношение $K_A = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$, получившее название коэффициент агпаитности. Построенная с учетом этих трех главных величин диаграмма [11] представлена на рис. 1. Подобные диаграммы позволяют отразить важнейшую характеристику химизма горной породы: соотношение кислотного (SiO_2) и наиболее щелочных ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) окислов горной породы. Это позволяет выделить три группы горных пород: 1) пересыщенные кремнеземом, 2) насыщенные кремнеземом и 3) недосыщенные кремнеземом, что хорошо коррелируется с их минеральным составом. Так, для первой группы характерно присутствие кварца, для третьей — фельдшпатовидов (нефелин, лейцит, мелилит). Породы второй группы не содержат кварца или фельдшпатовидов. Возможна и дальнейшая детализация по этому принципу.

Коэффициент агпаитности, в свою очередь, отражает возможности образования щелочных темноцветных минералов: когда $K_A > 1$ (щелочей больше, чем необходимо для образования щелочных полевых шпатов), возможно образование щелочных пироксенов и амфиболов (эгирин, рибекит, арфведсонит). Поскольку K_A не зависит от содержания кремнезема, изолинии K_A на рис. 1 параллельны оси SiO_2 (при постоянном содержании Al_2O_3).

На диаграмме, в порядке возрастания щелочности (отношение суммы щелочей к кремнезему), все горные породы разделены на

три ряда: А — нормальной щелочности, Б — повышенной щелочности и щелочных пород со щелочными пироксенами и амфиболами и В — полевошпатово-фельдшпатоидных пород и фельдшпатоидных пород без полевых шпатов. Каждый ряд по содержанию SiO_2 подразделяется на группы (римские цифры). К группе А относятся наиболее распространенные породы от ультраосновных до кислых: дуниты, перидотиты и пикриты, пироксениты, габбро и базальты, габбро-диориты, диориты, андезит-базальты, кварцевые диориты, андезиты, гранодиориты, дациты, граниты, липариты. К группе Б относятся более редкие породы: кимберлиты, якупирангиты, пикриты повышенной щелочности, габбро и базальты повышенной щелочности, сиениты и трахиты, кварцевые сиениты и трахиты, щелочные граниты, пантеллериты и комендиты. К группе В относятся: лимбургиты, базаниты, тефриты и оливинные тералиты, нефелиновые сиениты и фонолиты, нефелиновые якупирангиты и меймечиты, йолиты, нефелиниты, уртиты.

Средние составы указанных горных пород приведены в табл. 1. Следует отметить, что приведенные на диаграмме границы будут несколько смещаться при изменении содержания в горных породах других компонентов, кроме тех (SiO_2 и $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$), содержания которых нанесены на координатные оси.

Кремнезем SiO_2 — самый распространенный окисел магматических горных пород, содержание его колеблется в пределах 24—80 %; чрезвычайно редко встречаются породы, содержащие меньше (карбонатиты, обогащенные рудными минералами габброиды и ультрабазиты) или больше (кварцолиты) этого окисла. В расплавах он играет роль кислотного компонента и находится не в виде окисла, а в виде структурных группировок типа $[\text{SiO}_4]^{4-}$, $[\text{Si}_2\text{O}_6]^{4-}$ и т. д., образующих при понижении температуры соединения с основаниями (Ca, Mg и др.), т. е. минералы — силикаты (оливины, пироксены и т. п.) и алюмосиликаты (полевые шпаты и др.). Кремнезем образует ряд самостоятельных минералов — кварц, тридимит и др. Появление этих минералов, как правило, характерно для пород, богатых кремнеземом.

Содержание кремнезема в минералах, устойчивых в парагенезисе с кварцем: максимальное в альбите (69 %), минимальное в биотитах (40 %), анортите (43 %), фаялите (36 %). Поэтому предельное теоретически возможное содержание кремнезема в горной породе, без выделения его в виде самостоятельной фазы, составляет 69 %. С другой стороны, кварц может кристаллизоваться и из расплавов с содержанием SiO_2 около 40 %, что происходит при недостатке в расплаве щелочей и других оснований, необходимых для его насыщения и образования силикатов. Наличие в относительно богатой SiO_2 породе стекла может привести к тому, что избыток кремнезема остается в стекле, а не выделяется в виде самостоятельной фазы — это так называемый «скрытый» кварц. С другой стороны, кварц может присутствовать в горной породе, в которой имеется достаточно оснований для насыщения всего SiO_2 , — это так называемый реакционный кварц и наличие его

Средние химические составы горных пород [24]
(в мас. долях %)

Обр. породы	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
1	57,03	1,05	15,02	2,90	4,63	0,14	5,03	6,13	3,50	2,45	0,26	0,15	1,12	0,13	99,57
2	54,09	0,60	20,96	2,25	2,05	0,15	0,77	2,31	8,23	5,58	0,13	0,20	1,30	0,17	99,69
3	54,08	0,54	18,65	3,92	2,28	0,22	1,07	2,77	8,10	5,52	0,20	0,06	2,10	0,23	99,74
4	56,19	0,62	19,04	2,79	2,03	0,17	1,07	2,72	7,79	5,24	0,18	0,08	1,57	0,37	99,86
5	53,41	1,22	15,28	6,66	2,30	0,46	1,35	1,79	9,48	4,65	0,14	0,03	1,18	0,31	98,26
6	58,58	0,84	16,64	3,04	3,13	0,13	1,87	3,53	5,24	4,95	0,29	0,28	0,99	0,23	99,74
7	61,21	0,70	16,93	2,99	2,29	0,15	0,93	2,34	5,47	4,98	0,21	0,03	1,15	0,47	99,94
8	71,30	0,31	14,32	1,21	1,64	0,05	0,71	1,84	3,68	4,07	0,12	0,05	0,64	0,13	100,07
9	72,82	0,28	13,27	1,48	1,11	0,06	0,39	1,14	3,55	4,30	0,07	0,08	1,10	0,31	99,96
10	68,65	0,54	14,55	1,23	2,70	0,08	1,14	2,68	3,47	4,00	0,19	0,09	0,59	0,14	100,05
11	66,03	0,54	15,73	1,38	2,73	0,08	1,74	3,83	3,75	2,73	0,18	0,08	0,85	0,19	99,90
12	65,55	0,60	15,04	2,13	2,03	0,09	2,09	3,62	3,67	3,00	0,25	0,21	1,03	0,42	99,79
13	65,01	0,58	15,91	2,43	2,30	0,09	1,78	4,32	3,79	2,17	0,15	0,05	0,91	0,28	99,78
14	61,52	0,73	15,48	1,83	3,82	0,08	2,80	5,42	3,63	2,07	0,25	0,14	1,04	0,20	100,01
15	57,48	0,95	15,67	2,50	4,92	0,12	3,71	6,58	3,54	1,76	0,29	0,10	1,15	0,21	99,98
16	57,94	0,67	17,02	3,27	4,04	0,14	3,33	6,79	3,48	1,61	0,21	0,05	0,83	0,34	99,72
17	62,60	0,78	15,65	1,92	3,08	0,10	2,02	4,17	3,73	4,06	0,25	0,08	0,90	0,19	99,53
18	61,25	0,81	16,01	3,28	2,07	0,09	2,22	4,34	3,71	3,87	0,33	0,19	1,09	0,57	99,83
19	58,15	1,08	16,70	3,26	3,21	0,16	2,57	4,96	4,35	3,21	0,41	0,08	1,25	0,58	99,97
20	50,52	2,09	16,71	4,88	5,86	0,23	3,20	6,14	4,73	2,43	0,75	0,15	1,27	0,87	99,89
21	49,21	2,40	16,63	3,69	6,18	0,16	5,17	7,90	3,96	2,55	0,59	0,10	0,98	0,49	100,01
22	47,48	3,23	13,74	4,94	7,36	0,19	5,58	7,91	3,97	1,53	0,74	0,04	0,79	0,55	98,05

23	50,14	1,12	15,48	3,01	7,62	0,12	7,59	9,58	2,39	0,93	0,24	0,07	0,75	0,11	99,15
24	50,44	1,00	16,28	2,21	7,39	0,14	8,73	9,41	2,26	0,70	0,15	0,18	0,84	0,13	99,83
25	50,18	1,14	15,26	2,86	8,05	0,19	6,78	9,24	2,56	1,04	0,27	0,18	1,43	0,43	99,64
26	50,14	1,49	15,02	3,45	8,16	0,16	6,40	8,90	2,91	0,99	0,25	0,16	1,71	0,40	99,94
27	49,20	1,84	15,74	3,79	7,13	0,20	6,73	9,47	2,91	1,10	0,35	0,11	0,95	0,48	100,00
28	49,58	1,98	14,79	3,38	8,03	0,18	7,30	10,36	2,37	0,43	0,24	0,03	0,91	0,50	100,08
29	44,30	2,51	14,70	3,94	7,50	0,16	8,54	10,19	3,55	1,96	0,74	0,18	1,20	0,42	99,89
30	40,73	2,17	12,64	6,13	7,04	0,15	10,63	11,46	3,70	2,12	0,89	0,15	1,75	0,37	99,93
31	40,60	2,63	14,33	5,48	6,17	0,23	6,39	11,89	4,79	3,43	1,07	0,60	1,65	0,54	99,89
32	47,80	1,76	17,00	4,12	5,22	0,15	4,70	9,18	3,69	4,49	0,63	0,02	1,03	0,22	100,01
33	50,28	0,64	25,85	0,96	2,07	0,05	2,12	12,48	3,15	0,65	0,09	0,14	1,17	0,14	99,80
34	47,70	0,64	6,10	3,61	8,33	0,09	19,15	9,34	0,84	0,41	0,16	0,07	0,19	0,02	96,65
35	43,27	1,47	7,16	4,27	7,18	0,16	16,04	14,08	0,92	0,64	0,38	0,13	0,99	0,14	99,83
36	42,52	0,42	4,11	4,82	6,96	0,17	28,37	5,32	0,55	0,25	0,11	0,08	1,07	0,03	94,78
37	42,26	0,63	4,23	3,61	6,58	0,41	31,24	5,05	0,49	0,34	0,10	0,30	3,91	0,31	99,46
38	39,93	0,26	2,35	5,48	6,47	0,15	33,18	2,90	0,31	0,14	0,13	0,09	4,00	0,24	95,63
39	38,29	0,09	1,82	3,59	9,38	0,71	37,94	1,01	0,20	0,08	0,20	0,43	4,59	0,25	98,58
40	43,27	0,89	27,82	2,95	1,15	0,12	0,49	2,89	14,10	4,80	0,47	0,36	1,05	—	100,35
41	39,63	3,15	8,36	7,49	7,71	0,23	9,35	19,85	2,02	0,70	0,99	—	0,64	0,15	100,27
42	50,34	0,34	14,75	4,18	2,75	0,11	4,23	10,43	5,27	5,21	1,19	—	1,20	—	100,00
43	68,63	0,35	10,30	5,60	2,61	0,21	0,37	1,07	6,14	4,17	—	—	—	0,53	99,98
44	75,01	0,17	13,16	0,94	0,88	0,07	0,24	0,56	3,48	5,01	0,11	—	0,37	—	100,00
45	73,73	0,21	10,81	0,91	2,55	0,06	0,08	0,57	4,45	5,90	—	—	0,32	—	99,59

1 — изверженная порода; 2 — нефелиновые сyenиты; 3 — тингуаниты; 4 — фонолиты; 5 — луявриты; 6 — сyenиты; 7 — трахиты; 8 — граниты; 9 — риолиты; 10 — адамеллиты; 11 — гранодiorиты; 12 — риодациты; 13 — дациты; 14 — тоналиты; 15 — диориты; 16 — андезиты; 17 — мондониты; 18 — латиты; 19 — трахиандезиты; 20 — муджнериты; 21 — трахибазальты; 22 — гавайиты; 23 — габбро; 24 — нориты; 25 — долериты; 26 — диабазы; 27 — базальты; 28 — толеиты; 29 — базаниты; 30 — нефелиновые и лейцитовые базальты; 31 — нефелиниты; 32 — тефриты; 33 — анортозиты; 34 — вебстериты; 35 — пироксениты; 36 — перидотиты; 37 — перидотиты; 38 — гарцбургиты; 39 — дуниты; 40 — ургиты и монмутиты; 41 — якупирангиты; 42 — малиниты; 43 — пантеллериты; 44 и 45 — щелочные граниты.

обусловлено присутствием в горной породе инконгруэнтно плавящихся минералов. И в том и в другом случае объяснение может быть получено с помощью петрохимических пересчетов.

Поскольку кремнеземом обогащаются остаточные расплавы, обладающие обычно высокой вязкостью, что замедляет реакции между SiO_2 , имеющимся в расплаве, и уже выделившимися минералами (вкрапленниками), это приводит к несовпадению реальных составов эффузивных горных пород с рассчитанными. Например, в них сохраняются вкрапленники магнезиального оливина, хотя количество кремнезема, по данным анализа породы, вполне достаточно для превращения его в пироксен. Наличие в эффузивной породе плагиоклаза более основного состава, чем это следует из данных анализа, также связано с не до конца прошедшими реакциями между расплавом (стеклом) и минералами горной породы. Оба примера хорошо иллюстрируют неравновесный характер магматических горных пород и эффузивных особенно.

В кислых горных породах, где присутствует кварц, содержание SiO_2 , как правило, выше 65 %. В горных породах, не содержащих кварца, концентрация SiO_2 обусловлена типом полевого шпата. Так, в сиенитах, в том числе и щелочных, содержание SiO_2 около 60 %; в анортозитах 45—53 %. Габбро, нориты и пироксениты содержат 45—55 % SiO_2 , ибо входящие в их состав минералы близки по содержанию SiO_2 ; в нефелиновых сиенитах содержание SiO_2 выше — 55—60 %, что обусловлено присутствием в этих породах щелочного полевого шпата (68 % SiO_2) наряду с недосыщенным кремнеземом нефелином (43 % SiO_2). Содержание кремнезема в породах уменьшается с возрастанием содержания нефелина и особенно меланита, мелилита и рудных минералов, особенно это характерно для ультрабазитов.

В метаморфических горных породах количество кремнезема колеблется максимально — практически от 0 до 100 %. Это объясняется тем, что среди метаморфических пород, помимо ортопород (возникших при изменении магматических образований), широким развитием пользуются парапороды (продукты перекристаллизации осадочных пород). В осадочных же образованиях в результате интенсивных процессов осадочной дифференциации обособляются три главные (в количественном отношении) петрохимические группы: силицитолитов, глинисто-алевритовых и карбонатных пород. Силицитолиты (разнообразные кварцевые обломочные и хемогенные осадки) при метаморфизме превращаются в кварциты с содержанием SiO_2 до 90—99 %. Карбонатные породы (при метаморфизме дающие различного состава мраморы) в предельном случае вообще не содержат кремнезема. Глинисто-алевритовые осадки по кремнекислотности в общем соответствуют магматическим породам. Фактически при петрохимическом изучении метаморфических пород, помимо «чистых» продуктов осадочной дифференциации, приходится иметь дело с многочисленными переходными разностями, что и обуславливает разнообразие составов горных пород этой группы. Как в магматических, так и в

метаморфических образованиях кварц практически единственный собственный минерал SiO_2 . Лишь в очень редких случаях появляется коэсит (мантийные коэситовые эклогиты, импактиты).

Двуокись титана TiO_2 содержится в различных горных породах в количестве от следов до 4—6 %. Наиболее высокие его концентрации установлены в щелочных и основных породах. Титан может находиться как в четырех-, так и в трехвалентном состоянии, однако в анализе его количество выражается в виде двуокиси. Самостоятельными минералами титана являются ильменит, сфен, рутил, перовскит. В качестве примеси, изоморфно замещая преимущественно магний, он входит в состав пироксенов (до 5 % в титан-авгитах), обыкновенных роговых обманок (до 1,3 %), биотитов (до 1,5 %), иногда оливинов (до 0,5 %).

Особенно высоко содержание титана в минералах щелочных пород: лампрофиллите (до 30 %) и астрофиллите (до 13 %). Объединение титана с кремнием при петрохимических пересчетах является условным, так как кристаллохимически он более сходен с магнием.

Глинозем Al_2O_3 . Содержание его в магматических горных породах варьирует от следов до 28 % (иногда он находится и в большем количестве). Это обусловлено вхождением алюминия в большинство породообразующих минералов (в %): в ортоклазе 18,5, в альбите 19,5, в анортите 37, в биотите 12 и в мусковите 38 Al_2O_3 . Входит он и в состав других силикатов и алюмосиликатов. Наиболее высокие содержания глинозема характерны для анортитов, а наиболее низкие — для дунитов, гарцбургитов и карбонатов. Самостоятельный минерал глинозема — корунд, встречается в основном в породах, состоящих из полевых шпатов: кыштымите, корундовом сиените и сиенит-пегматите. Известен корунд и в бесполевошпатовых породах — в перидотитах.

В структуре минералов алюминий обычно замещает кремний. Компенсация заряда при этом достигается вхождением в минерал катионов. Поэтому алюминий тесно связан со щелочными металлами K, Na, а затем (при недостатке щелочей) и с кальцием. Помимо алюмосиликатов алюминий входит в состав силикатов, где он также может частично замещать кремний и одновременно двухвалентный катион (например, Mg). Ионы алюминия, находящиеся в четверной координации, имеют кислотный характер, а в шестерной — щелочной. Например, в слюдах ионы алюминия в разной координации играют роль или основания, или кислоты. При этом если кислотный алюминий требует в качестве компенсации заряда присутствия щелочей или кальция, то для алюминия как основания такой компенсации не требуется. Поэтому при расчетах, если не учитывается его двойственный характер, алюминий в качестве основания оказывается избыточным по отношению к количеству компенсирующих ионов K, Na, Ca. Вследствие этого содержание в породе слюд или каолиновых минералов приводит к появлению «избыточного» алюминия.

Такая двойственная роль алюминия проявляется и при петрохимических пересчетах, когда рассчитывается так называемая «молекула Чермака» ($\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$). Видно, что соотношение кальция и алюминия в этой «молекуле» такое же, как и в минале анортита, а поскольку при пересчетах, как правило, первым рассчитывается минал анортита, то весь алюминий и кальций включается в его состав; тем самым будет получен плагиоклаз более основного состава, чем в действительности, а роль глинозема в составе пироксенов или амфиболов останется недоучтенной: вместо авгита, например, может появиться диопсид. Такого же типа отклонение от реального состава минерала (амфибола или пироксена) происходит и при наличии в их составе «жадентовой составляющей», в которой соотношение натрия и алюминия такое же, как в нефелине и альбите. В результате увеличивается количество этих двух минералов и рассчитанный состав плагиоклаза, по сравнению с реальным, оказывается более кислым, а цветной минерал — лишены щелочных элементов.

В метаморфических породах количество глинозема колеблется от следов до 50—55 %, иногда и более. При этом минимальные содержания отвечают кварцитам и мраморам, а максимальные — продуктам метаморфизма латеритов и бокситов. Поэтому в метаморфических породах (прежде всего в метапелитах) широко развиты высокоглиноземистые минералы такие, как гранаты (17—26 % Al_2O_3), кордиериты (26—35 %), хлоритоиды (35—40 %), ставролиты (50—56 %), полиморфные модификации Al_2SiO_5 — андалузит, кианит, силлиманит (до 63 %); встречается также сапфирин (54—65 %), а биотит характеризуется примерно вдвое более высоким содержанием глинозема (20—26 %), чем биотиты магматических пород. Поэтому при изучении метаморфических образований само наличие этих минералов указывает на принадлежность пород к метапелитам, хотя часть таких минералов (гранат, биотит) может возникать и при перекристаллизации магматического субстрата.

Окись железа (III) Fe_2O_3 . Хотя железо может быть трехвалентным, как и алюминий, однако, несмотря на это сходство, роль трехвалентного железа и алюминия в минералах и горных породах существенно различна. Железо в виде Fe^{3+} входит в основном в состав магнетита, ильменита, гематита — аксессуарных минералов горных пород, а также эгирина. Эгирин и его твердые растворы образуются в горных породах, богатых щелочами, при недостатке глинозема, необходимого для образования альбита. Трехвалентное железо входит в виде примеси в состав авгитов, роговых обманок, биотитов, гранатов, ставролитов, хлоритоидов, хлоритов, кордиеритов и ряда других минералов, где оно замещает алюминий, однако его роль в этих минералах существенно отлична от трехвалентного железа в составе магнетита. Отношение $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ в изверженных горных породах отражает фациальные условия их становления, но существенно зависит и от интенсивно-

сти проявления наложенных (вторичных) процессов и поэтому часто малохарактерно.

В метаморфических породах величина этого отношения в общем коррелируется со степенью метаморфизма породы: по мере повышения параметров метаморфизма уровень восстановленности железа увеличивается.

Закись железа (II) FeO. Двухвалентное железо по своей петрохимической роли очень близко к магнию и резко отличается от трехвалентного железа. С последним оно входит в состав магнетита, а вместе с четырехвалентным титаном образует ильменит. Однако в основном двухвалентное железо входит в состав силикатов — оливинов, пироксенов, амфиболов, биотитов и других минералов, где изоморфно замещает магний. При этом чем более кремнекислыми являются породы, тем выше содержание двухвалентного железа (по отношению к магнию) в этих минералах. Кроме того, в цветных минералах магнезиальность повышается с ростом температуры образования пород. В магматических породах обе эти зависимости связаны более общей: менее кремнекислые породы, как правило, более высокотемпературные. В метаморфических образованиях (при рассмотрении пород одинакового состава, но разного уровня метаморфизма) связь магнезиальности минералов с температурой формирования выступает более явно.

Среди оливинов существуют чисто железистые разновидности с содержанием FeO 76%. Такие оливины, а также и несколько более магнезиальные находятся в равновесии с кварцем в магматических породах. Максимальное содержание FeO в ромбических пироксенах 30%.

Интенсивное образование магнетита (удаление из расплава FeO) приводит к относительному повышению концентрации магния и тем самым к кристаллизации более магнезиальных цветных силикатов.

Закись марганца MnO. В горных породах марганец может присутствовать как в двухвалентном (преимущественно), так и в трехвалентном состоянии, однако в анализах он представлен в двухвалентной форме. В горных породах марганец присутствует почти всегда, при этом его количество повышается в направлении от кислых разновидностей к основным. По своим свойствам двухвалентный марганец очень близок к двухвалентному железу, которое он изоморфно замещает в минералах. Марганец не образует самостоятельных порообразующих минералов, но входит в состав многих из них: в оливинах и пироксенах содержание MnO достигает 0,3—0,4%, в биотитах — 1%, в магнетите — 1,5%; наиболее высокие содержания MnO характерны для марганцевистого граната — спессартина (15—40%). Для железо-магнезиальных минералов установлено, что чем выше содержание в них марганца (относительно магния и железа), тем ниже относительная температура их образования. При петрохимических пересчетах закись марганца объединяется с закисью железа.

Окись магния MgO . Содержание магния в магматических и метаморфических горных породах обратно пропорционально содержанию кремния. В дунитах концентрация MgO достигает 46 %; в пироксенитах с ромбическим пироксеном — 30 %, а с моноклинным — 15 %; в габбро и норитах — 8 %; в средних и особенно кислых породах содержание MgO снижается до десятых долей процента. Наиболее высокие содержания окиси магния отмечены в бруситсодержащих мраморах (50 % и более). Главным носителем Mg в магматических горных породах являются оливин и ромбические пироксены, а также моноклинные пироксены, амфиболы и слюды. Существенно, что магнезиальные оливины не встречаются совместно с кварцем. В магматических породах ромбические пироксены не встречаются совместно с нефелином или лейцитом, в то время как моноклинные пироксены, содержащие CaO , сосуществуют с фельдшпатами. При этом в ромбических пироксенах присутствует лишь небольшое количество Al_2O_3 , в то время как в моноклиновых пироксенах его количество достаточно велико. Магний входит также в состав магнетита, кордиерита, пиропа и некоторых других минералов. В метаморфических породах магний является важным компонентом (помимо перечисленных минералов) в гранатах, ставролитах, хлоритонах, кордиеритах, карбонатах, хлоритах и других минералах.

И для магматических, и для метаморфических образований характерен ряд $Mg \rightarrow Fe \rightarrow Mn$: увеличение содержания каждого последующего элемента в этом ряду в одном и том же минерале обусловлено более низкотемпературными условиями его образования.

Окись кальция CaO . Кальций входит главным образом в состав двух минералов магматических пород: анортита (20 % CaO) и диопсида (26 % CaO). Отсюда отчетливо видна его двойственная роль: с одной стороны, он входит в состав цветных минералов (пироксены, амфиболы), а с другой — в состав алюмосиликатов (анортит). При этом в отличие от магния и железа он почти не входит в состав ортосиликатов (монтчеллит известен в основном в технических продуктах; ларнит весьма редок в природных объектах). В целом лишь третья часть кальция входит в состав простых силикатов, а около 70 % приходится на долю анортита. Поэтому наиболее богатыми окисью кальция породами являются габброиды и особенно анортозиты. Много кальция в мелилитсодержащих породах и, естественно, в карбонатитах. Наиболее обычными кальцийсодержащими аксессуарными минералами являются сфен и апатит.

В метаморфических породах кальцием богаты также эпидоты (18—24 % CaO), гранаты (до 8—12 % в пиральспитах) и карбонаты (до 56 % в кальцитах). Мраморы — наиболее кальциевые породы (до 56 % CaO), затем следуют различные метабазиты (эктогиты, амфиболиты, зеленые сланцы и т. п.), в то время как кварциты и метапелиты бедны кальцием и соответственно его минералами.

Окись натрия Na_2O . Главными минералами горных пород, в которые входит натрий, являются алюмосиликаты: альбит, анальцит, нефелин, содержащие соответственно 11,8, 14,1, 21,8 % Na_2O . Альбит — наиболее распространенный и обычный минерал, образующий непрерывный ряд твердых растворов с анортитом и обладающий ограниченной взаимной растворимостью с калиевым щелочным полевым шпатом. В такой ассоциации альбит входит в состав всех горных пород, содержащих полевые шпаты. Нефелин — типичный минерал щелочных горных пород; он так же, как и анальцит, образуется как при кристаллизации из магмы, так и в условиях позднемагматической пневматолитовой стадии. Другими алюмосиликатами натрия являются содалит, нозеан, гаюин и др., в состав которых входят летучие Cl , S , CO_2 и др. В значительном количестве натрия входит в состав жадеита (15,3 % Na_2O) и эгирина (13,4 % Na_2O), имеется он и в роговых обманках. Надо отметить, что ассоциацию чистый эгирин — чистый анортит, очевидно, следует отнести к «запрещенной», однако если эти минералы входят в состав твердых растворов с авгитом и альбитом соответственно, то они встречаются совместно в виде ассоциации эгирин—авгит+плагноклаз. Подобное же явление характерно и для ассоциации альбит—лейцит, которая является неустойчивой. Вместе с тем устойчивыми являются ассоциации анортит+лейцит и основной плагноклаз+лейцит, в последнем альбитовый минерал входит в состав твердого раствора с анортитом и в этом случае возможна его ассоциация с лейцитом.

В породах нормальной щелочности содержание натрия увеличивается с ростом кремнекислотности. Максимальными содержаниями натрия характеризуются нефелиновые породы и особенно уриты (около 16 % Na_2O).

Метаморфические породы отличаются в общем более низкими содержаниями натрия, соответствующими магматическим образованиям нормальной щелочности. Повышение количества натрия в метаморфических породах происходит лишь при его привносе (при аллохимическом метаморфизме и метасоматозе). Продукты изохимического метаморфизма фельдшпатоидных пород нигде достоверно не описаны. В соответствии с этим появление в метаморфических породах щелочных амфиболов и пироксенов, нефелина следует рассматривать как признак привноса натрия. С другой стороны, разложение полевых шпатов при повышении давления (переход амфиболитов в эклогиты) вызывает образование омфацита — моноклинного пироксена с содержанием Na_2O до 6—7 % (редко более).

Окись калия K_2O . Калий — наиболее активный щелочной элемент в магматических горных породах. Входит преимущественно в алюмосиликаты — ортоклаз, лейцит и калиофиллит с содержанием в них 16,9, 21,5 и 29,7 % соответственно. Для алюмосиликатов калия характерна более сильная связь щелочь—кремний, чем для алюмосиликатов натрия, что выражается в том, что ассо-

циация ортоклаз — нефелин является устойчивой, а альбит — лейцит — неустойчивой.

В небольшом количестве калий входит в состав амфиболов, однако характерными минералами калия являются слюды. Они, как правило, не встречаются совместно с эгирином, а вместо этого возникает парагенезис нефелин + железистые слюды. В ряду пород нормальной щелочности типична положительная корреляция между содержанием калия и кремнекислотностью. Среди магматических пород наиболее богаты калием лейцитовые лавы.

При петрохимических пересчетах следует иметь в виду, что калий — наиболее активный щелочной элемент и поэтому его в первую очередь следует насыщать кремнием. Необходимо учитывать также, что часть натрия в плагиоклазах замещается калием, а калиофиллит, как правило, присутствует лишь в виде примеси в нефелине и не образует самостоятельной минеральной фазы. Установлено, что если содержание окиси калия в горной породе составляет около 40 % от общего молекулярного количества щелочей, то калиевый полевой шпат присутствует в породе в виде самостоятельного минерала. Поскольку в слюдах и полевоом шпате соотношение ионов алюминия и калия одинаково, роль последнего при пересчетах обычно завышается.

В метаморфических образованиях для калия справедливы все замечания, сделанные выше для натрия.

Группа флюидов H_2O , P, F, Cl, S, C. Главный флюидный компонент горных пород — вода. В анализах она представляется обычно как H_2O^- и H_2O^+ . Первая отражает количество воды, выделившейся при нагревании до +110 °C, вторая — выше этой температуры. Поэтому первую рассматривают как горную влажность, а вторую как «конституционную воду», входящую в состав минералов горных пород (слюды, амфиболы) или в состав стекол вулканических пород. Поскольку происхождение воды и других флюидов в измененных вулканических породах недостаточно ясно, иногда их полностью исключают из рассмотрения и пересчитывают анализ на «сухой остаток», т. е. без учета флюидной фазы. Для измененных вулканических пород это в какой-то мере оправдано, но для свежих магматических образований так делать не рекомендуется. При сопоставлениях по химическому составу магматических, метаморфических и осадочных образований пересчет анализа на «сухой остаток» совершенно необходим. Иначе высокое содержание воды в осадочных породах и переменное (в зависимости от степени метаморфизма) в метаморфических делает некорректными любые сопоставления, поскольку приведение состава породы при выполнении анализа к сумме, близкой 100 %, ставит прочие компоненты в зависимость от содержания воды и летучих.

В горных породах фосфор концентрируется преимущественно в апатите, где его содержание достигает 43 %. Наиболее высокие содержания апатита характерны для натровых щелочных пород. Помимо фосфора в состав апатитов входят OH^- , F, Cl (в кислых

и щелочных породах). Кроме апатита в горных породах встречаются также монацит, ксенотим и другие фосфаты.

Фтор наиболее характерен для кислых и щелочных горных пород, где он входит в состав флюорита, слюд, амфиболов, апатита и турмалина. Фтор относится к магмофильным элементам, т. е. долго удерживающимся в расплаве.

Хлор — магмофобный элемент, в расплаве не концентрируется, а легко удаляется из него, не образуя минералов. Наиболее высокие содержания хлора характерны для щелочных пород, где он концентрируется как в магматических (апатит), так и в постмагматических минералах (апатит, содалит и др.).

Сера находится в составе сульфидов (пирит, пирротин и др.), которые присутствуют обычно в виде аксессуарных минералов. Однако в ряде случаев они образуют крупные скопления минералов ликвидационного генезиса.

Углерод в горных породах обычно входит в состав вторичных минералов — карбонатов. Однако в миаскитах и других нефелиновых сиенитах встречаются магматический кальцит и канкринит. В рифтовых зонах установлены лавы карбонатного и содового состава.

Следует отметить, что иногда в анализах все флюидные компоненты (кроме воды) объединяются под символом п. п. п. (потери при прокаливании) — в этом случае делать какие-либо генетические заключения затруднительно.

В метаморфических породах флюидные компоненты обычно обильнее в низкотемпературных образованиях. По мере повышения температуры происходит «осушение» пород, в них падает общее содержание флюидов и меняется их компонентный состав. В первую очередь уменьшается количество воды и соответственно возрастает роль углекислоты и галогенов; растет степень восстановленности флюидов, что особенно четко видно при специальном изучении газовой составляющей метаморфических пород.

Все это, конечно, не относится к мраморам и другим карбонатным породам, где количество углекислоты по мере нарастания метаморфизма существенно не изменяется. В то же время в глинисто-карбонатных смесях (пользующихся достаточно широким распространением) при повышении температуры происходит разложение части карбонатов с удалением углекислоты (с «дегазацией»). Потеря углекислоты при этом оказывается тем больше, чем выше в исходной осадочной породе примесь кремнезема и глинозема, способных связать в алюмосиликатах и силикатах освобождающиеся при дегазации кальций, магний и другие катионы.

Нередко в анализе приводятся сведения о содержании таких элементов, как Li, Rb, Ba, Sr, Ni, Cr. Содержания их, как правило, составляют сотые доли процента и не оказывают никакого влияния на характер петрохимических пересчетов. Вместе с тем необходимо отметить, что количественное определение этих элементов требует специальных методик. Поэтому данные о содержа-

нии их в рядовых силикатных анализах, как правило, не отражают их реального содержания в горных породах. При необходимости (например, проведение специальных исследований) анализ на эти компоненты следует выполнять в специализированных лабораториях.

Глава 2

ХИМИЗМ ПОРОДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ И ИХ РОЛЬ В ФОРМИРОВАНИИ ГОРНЫХ ПОРОД

Любая магматическая и метаморфическая горная порода сложена минералами (стекло в эффузивных горных породах с некоторой долей условности также можно рассматривать как минеральную фазу переменного состава). Поэтому, зная химический состав минералов и их количественные соотношения, просто рассчитать химический состав горной породы и, наоборот, зная химический состав последней, можно рассчитать ее возможный минеральный состав. Этому и посвящены излагаемые ниже методы пересчетов по американской системе и метод П. Ниггли. Существенно, что большинство минералов горных пород имеет переменный состав, что затрудняет пересчеты. Изменчивость состава минералов отражает условия их образования.

В каждом курсе минералогии и петрографии можно найти детальную структурно-минералогическую характеристику минералов горных пород и схематические модели изображения главных структурных типов (островные, цепочечные и т. д.— обособленные тетраэдры, цепи, ленты и т. д.), поэтому ниже будут приведены лишь данные о химическом составе и его вариациях для главнейших типов минералов горных пород без анализа структурных типов минералов.

Оливины представляют ряд почти идеального твердого раствора двух крайних минералов — форстерита Mg_2SiO_4 и фаялита Fe_2SiO_4 с возможными примесями Ca, Fe^{3+} , Ni, Co, Mn, Cr. Наиболее типичны оливины для ультраосновных (дуниты, перидотиты, кимберлиты и др.) и основных (оливиновые габбро, базальты, нориты и т. д.) горных пород. В этих образованиях они представлены в основном магнезиальными разновидностями. Оливины с высоким содержанием железистого компонента вплоть до чистого фаялита установлены в сиенитах, гранитах и липаритах (табл. 2). Довольно обычны оливины в магнезиальных скарнах, оливиновых мраморах и др.

Гранаты. В горных породах встречаются следующие представители этой группы: алмадин $Fe_3^{2+}Al_2Si_3O_{12}$; андрадит $Ca_3(Fe^{3+}, Ti)_2Si_3O_{12}$; гроссуляр $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$; пироп $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$; спессартин $Mn_3Al_2Si_3O_{12}$; уваровит $Ca_3Cr_2Si_3O_{12}$.

В гранатах возможно замещение кремния фосфором и титаном, а алюминия титаном. Иттрий в значительном количестве входит

Химический состав оливинов
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	41,72	40,96	39,31	30,15	29,87	40,21
TiO ₂	—	0,01	0,06	0,20	0,08	0,00
Al ₂ O ₃	—	0,21	1,68	0,07	—	—
Fe ₂ O ₃	—	0,00	—	0,43	12,07	—
FeO	1,11	7,86	19,84	65,02	54,88	12,57
MnO	—	0,13	0,17	1,01	0,02	—
MgO	57,83	50,45	37,74	1,05	2,54	47,49
CaO	—	0,15	0,87	2,18	0,20	0,20
Na ₂ O	—	0,01	—	—	0,71	—
K ₂ O	—	0,00	—	—	0,08	—
H ₂ O ⁺	—	0,29	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	—
Сумма	100,66	100,35	99,67	100,11	100,45	100,47

1 — форстерит из кристаллического известняка. Оливины: 2 — из дунита, 3 — из базальта, 4 — из феррогаббро, 5 — из пегматита, 6 — из палласитового метеорита.

в спессартины пегматитов, где имеет место изоморфизм $YAl \rightleftharpoons Mn^{2+}Si$.

В магматических породах установлены два ряда твердых растворов: гроссуляр—андрадит и альмандин—пироп. Гранаты первого ряда присутствуют в щелочных породах (сиенитах, нефелиновых сиенитах и др.), где нередко образуются в автотематоморфическую стадию; в гранитах встречаются альмандины, в гранитных пегматитах — спессартины с примесью альмандинового минала. Гранаты второго ряда обнаружены в гранатовых перидотитах, вебстеритах, кимберлитах и магматических эклогитах. При этом содержание пиропового минала в гранатах ультраосновных пород обычно выше 50 %. Высокое содержание Mg в гранатах магматического происхождения свидетельствует об их кристаллизации в условиях высоких температур и давления. Установлены гранаты и в кислых эффузивах. Альмандин — типичный минерал кристаллических сланцев. Для пород гранулитовой фации характерен альмандин-пироп. В чарнокитовой серии альмандин установлен в эндербитах и более основных разновидностях пород. Найден он также и в породах контактового метаморфизма (роговики) и в виде вкрапленников в дацитах (табл. 3).

Андрадит — характерный минерал скарнов и контактово-метаморфизованных известковистых пород. Гроссуляр обычен для известковых пород с примесью силикатного материала, испытавших воздействие контактового или регионального метаморфизма или

Химический состав гранатов
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	36,59	37,23	37,26	34,91	35,31	38,51	38,69	41,97	35,87	36,01	37,31
TiO ₂	1,68	0,00	0,54	Сл.	2,51	0,22	0,55	0,24	Сл.	0,13	—
Al ₂ O ₃	22,42	20,66	20,12	0,69	4,09	16,78	18,17	21,73	20,84	20,41	5,34
Cr ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	0,72	—	—	22,60
Fe ₂ O ₃	0,04	1,33	2,60	30,40	24,87	7,43	5,70	2,36	0,06	0,28	0,30
FeO	32,11	29,67	25,18	—	4,47	6,08	3,78	6,17	1,78	7,54	—
MnO	1,42	7,30	0,92	—	0,66	2,20	0,64	0,97	38,24	33,90	0,15
MgO	5,41	2,00	2,96	0,58	0,65	0,00	0,76	20,45	0,22	0,56	0,25
CaO	0,54	1,31	9,83	33,20	27,01	28,47	31,76	5,52	2,72	1,38	34,25
Na ₂ O	—	—	—	—	0,45	—	—	—	—	—	—
K ₂ O	—	—	—	—	0,14	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	—	0,57	0,09	0,19	—	—	0,13	0,02	—	0,04	—
H ₂ O ⁻	—	0,13	0,04		—	0,04	0,06		0,15	—	—
Сумма	100,21	100,20	99,54	99,97	100,16	99,73	100,24	100,15	99,88	100,25	100,20

Альмандины: 1 — из гнейса, 2 — из гранита, 3 — из эклогита. Андрадиты: 4 — из мрамора, 5 — из нефелинового сиенита (меланит). Гроссуляры: 6 — из скарна, 7 — из гнейса. Пироп: 8 — из эклогита. Спессартины: 9 — из кристаллического сланца, 10 — из пегматита. Уваровит: 11 — из скарна.

Химический состав и некоторые особенности силлиманита, дистена, андалузита
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3
SiO ₂	36,70	37,03	36,36
TiO ₂	—	0,43	—
Al ₂ O ₃	62,73	62,21	61,23
Fe ₂ O ₃	0,63	0,30	1,46
MgO	—	—	} 0,16
CaO	—	0,08	
Na ₂ O	—	—	0,04
H ₂ O	—	0,24	0,47
Сингония	Ромб.	Трикл.	Ромб.
Координационное число Al	IV+VI	VI	V

1 — силлиманит из биотитового гнейса; 2 — дистен из мусковит-гранатового сланца; 3 — андалузит из слюдяного сланца.

метасоматические изменения (скарны). Пироп в чистом виде в природе не установлен и обычно имеет примесь альмандинового и реже гроссулярового минала. Встречается в ультраосновных породах, серпентинитах, эклогитах, эклогитовых амфиболитах. Спессартин встречается в скарнах, гнейсах, сланцах, гранитных пегматитах. Как самостоятельный минерал встречается реже других гранатов, хотя в виде минала входит в спессартины, находящиеся в гранитах, липаритах и метаморфических породах. Уваровит — наиболее редкий из всех (безводных) гранатов. Встречается в серпентинитах, метаморфизованных известняках и скарнах.

В метаморфических породах широким развитием пользуются полиморфные модификации (Al₂SiO₅) — силлиманит, дистен, андалузит. Имея одинаковый состав, они характеризуются разной структурой и поэтому устойчивы в различных условиях (табл. 4).

Химический состав этих минералов отличается большой близостью к теоретической формуле. Лишь трехвалентное железо и хром замещают в небольших количествах алюминий. Силлиманит характерен для высокотемпературных метапелитов, андалузит и кианит — более низкотемпературные по сравнению с ним минералы. При этом кианит требует более высоких, а андалузит — более низких давлений.

Ставролит — моноклинный цветной силикат, характерный для пород средних ступеней метаморфизма. Он имеет сложный состав (Fe²⁺, Mg)₂(Al, Fe³⁺)₉O₆[SiO]₄(O, OH)₂ и в качестве примесей содержит титан, марганец, кальций (см. табл. 5); очень редко встречаются кобальтовый и цинковый ставролиты.

Химический состав ставролита, хлоритоида и кордиерита
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	28,89	27,22	23,93	25,12	23,85	49,46	47,93	47,69
TiO ₂	0,81	0,56	0,55	—	0,56	0,01	—	Сл.
Al ₂ O ₃	52,61	54,16	53,35	40,25	35,83	33,58	31,52	32,52
Fe ₂ O ₃	2,95	1,47	0,90	3,22	9,00	0,14	1,03	0,63
FeO	10,78	12,31	13,90	19,62	20,33	2,12	3,24	8,04
MnO	0,09	0,23	0,42	1,05	0,99	0,08	1,09	0,04
MgO	2,09	2,34	2,11	3,89	1,94	12,06	12,16	7,56
CaO	—	—	—	—	0,34	0,03	—	0,52
Na ₂ O	—	—	—	—	—	0,14	0,37	0,53
K ₂ O	—	—	—	0,09	—	0,30	—	0,42
H ₂ O ⁺	1,78	1,98	2,11	6,76	7,16	1,71	2,80	1,85
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	—	0,10	—	0,55
Сумма	100,00	100,27	100,27	100,00	100,00	99,73	103,13	100,35

Ставролит: 1 — из сланца (St+Ms+Bi+Q+Fsp), 2 — из сланца (St+Ms+Q), 3 — из сланца (Gr+St+Ms+Q); *хлоритоид*: 4, 5 — из сланца (Ms+Chl+Cht+Q); *кордиерит*: 6 — из сланца (Ki+And+Sill+Crд), 7 — из гнейса (Crд+Bi+Gr+Mt), 8 — из роговика.

Хлоритоид — также типичный моноклинный или триклинный минерал метапелитов низкой и средней ступеней метаморфизма. Помимо включаемых в его формулу элементов (Fe²⁺, Mg, Mn)₂(Al, Fe³⁺)Al₃O₂[SiO₄]₂(OH)₄ в нем обнаруживаются также титан и кальций, реже калий (табл. 5).

Минералы группы эпидота в магматических горных породах являются низкотемпературными послемагматическими (очень редко позднемагматическими) образованиями; в метаморфических горных породах это характерные составляющие низкотемпературных метабазитов.

Общая формула минералов этой группы X₂Y₃Si₃(O, OH, F)₁₃, где X=Ca, Fe²⁺, Mn²⁺, Mn³⁺, реже Th, Ce³⁺, La³⁺, Y³⁺, Y=Al, Fe³⁺, Mn³⁺, Fe²⁺, Mn²⁺, Ti. Главнейшими представителями этой группы, играющими роль главных минералов в породах, являются (табл. 6): доизит (ромб.), клинодоизит (мон.) — Ca₂Al·Al₂O××OH·Si₂O₇·SiO₄ и эпидот (мон.) Ca₂Fe³⁺·Al₂O·OH·Si₂O₇·SiO₄.

К этой же группе принадлежит характерный аксессуарный минерал — ортит. Являясь главным кальциевым минералом в низкотемпературных метабазитах, эпидот по мере повышения температуры «отдает» кальций и алюминий плагиоклазу, а железо амфиболу, обеспечивая переход от зеленых сланцев к амфиболитам.

Ромбический алюмосиликат *кордиерит* Al(Mg, Fe²⁺)₂××[Si₅AlO₁₈], характерный минерал метапелитов, образующийся

Химический состав минералов группы эпидота
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	37,20	39,16	38,01	37,70	37,00	36,75
TiO ₂	0,07	Сл.	Сл.	0,08	0,10	—
Al ₂ O ₃	34,94	33,50	31,71	24,36	22,77	21,74
Fe ₂ O ₃	0,34	1,75	4,68	11,07	14,12	16,18
FeO	—	—	0,23	0,29	0,30	0,27
MnO	—	0,014	Сл.	—	0,02	0,11
MgO	—	—	0,01	0,52	0,68	—
CaO	25,50	25,02	23,86	24,10	23,10	22,18
H ₂ O ⁺	1,99	0,57	1,83	1,76	1,94	1,94
H ₂ O ⁻	—	0,06	0,01	—	—	0,53
Сумма	100,04	100,40	100,34	99,88	100,03	99,80

Цоизит: 1 — из эклогита, 2 — из амфиболита; 3 — клиноцоизит из амфиболита; 4—6 — эпидоты.

в широком диапазоне температур при региональном метаморфизме. Кроме того, он част в роговиках (по глинистым породам), известен в магматических породах (гранитах, диоритах, некоторых эффузивах, пегматитах). Помимо замещения $Mg \rightarrow Fe^{2+}$, регулируемого температурой кристаллизации, отмечаются также примеси Fe^{3+} , Mn, Ca, K, Na (см. табл. 5). Щелочи и вода, вероятно, присутствуют в каналах, параллельных оси z , образованных кремнекислородными тетраэдрами.

Пироксены образуют две группы (табл. 7): ромбические и моноклинные. Общая кристаллохимическая формула их $X_{1-n}Y_{1+n}Z_2O_6$, где $X=Ca, Na, K, Mg, Fe^{2+}, Mn$; $Y=Mg, Fe^{2+}, Mn, Ni, Li, Fe^{3+}, Cr, Al, Ti$; $Z=Al, Si$. Пироксены образуют сложную группу минералов, в которых возможна смесимость следующих минералов: ферросилит $Fe_2Si_2O_6$; энстатит $Mg_2Si_2O_6$; родонит $Mn_2Si_2O_6$; диопсид $CaMgSi_2O_6$; геденбергит $CaFeSi_2O_6$; эгирин (акмит) $NaFeSi_2O_6$; ногансенит $CaMnSi_2O_6$; жадеит $NaAlSi_2O_6$, сподумен $LiAl_2Si_2O_6$.

В магматических породах из перечисленных выше пироксенов в основном преобладают их ромбические и моноклинные представители, входящие в систему $Ca_2Si_2O_6-Mg_2Si_2O_6-Fe_2Si_2O_6$.

Ромбические пироксены имеют общую формулу $X_{0-0,2}Y_{1,8-2,0}Z_2O_6$.

Изоморфизм наиболее четко выражен для минералов $Mg_2Si_2O_6-Fe_2Si_2O_6$; для $(Fe, Mg)_2Si_2O_6-Ca_2Si_2O_6$ и $Mg_2Si_2O_6-Al_2O_3$ он имеет ограниченный характер. Минерал состава $Mn_2Si_2O_6$ в магматические ортопироксены входит в ограниченном количестве. В качестве примесей присутствуют Cr, Ni, Li и др. Ортопироксены ассоциируют с оливинами, клинопироксенами, плагиоклазами, шпи-

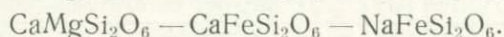
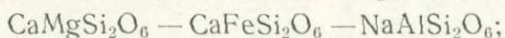
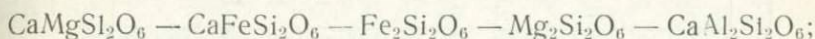
Химический состав пироксенов
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	59,92	57,70	52,00	52,07	44,52	47,23	55,12	50,74	54,09	45,86	48,00	50,44
TiO ₂	—	0,10	0,14	0,47	1,39	1,02	0,32	0,11	0,28	2,34	—	0,38
Al ₂ O ₃	0,00	1,87	0,57	1,70	4,74	2,47	1,25	3,67	1,57	8,30	0,63	2,20
Fe ₂ O ₃	0,00	1,13	1,34	0,00	1,26	1,60	1,26	0,96	0,74	2,08	3,32	13,99
Cr ₂ O ₃	—	0,44	0,003	—	—	—	0,16	—	2,03	—	—	—
FeO	0,38	6,47	22,46	22,65	38,63	37,03	11,96	0,79	1,47	7,03	22,25	7,49
MnO	—	0,15	0,57	0,48	0,28	0,89	0,20	0,08	0,09	0,17	0,81	0,61
NiO	—	—	—	—	—	—	—	—	0,03	—	—	—
MgO	39,51	32,72	21,62	21,13	6,59	11,14	29,10	16,92	16,96	12,65	2,12	5,31
CaO	0,32	0,95	0,75	1,55	1,40	1,57	0,40	25,78	21,10	20,23	20,35	13,40
Na ₂ O	—	0,05	0,46	—	0,39	0,05	—	—	1,37	0,68	0,34	5,34
K ₂ O	—	0,01	0,07	—	0,19	0,12	—	—	0,15	0,11	0,18	0,39
H ₂ O ⁺	—	0,26	0,28	—	0,41	—	—	0,54	0,22	0,54	1,72	0,47
H ₂ O ⁻	—	0,07	—	—	—	0,03	—	0,11	0,08	0,02		0,24
Сумма	100,13	99,92	100,26	100,05	99,85	100,18	99,77	99,94	100,64	100,26	99,72	100,30

Экстатиты: 1 — из метеорита, 2 — из перидотита; гиперстены: 3 — из норита, 4 — из андезита, 5 — из гранита (эвлит), 6 — из чарнокита; бронзит: 7 — из гранулита; диопсиды: 8 — из скарна, 9 — из кимберлита; 10 — салит из базальта; 11 — генденбергит из скарна; 12 — эгирин из сиенитового пегматита.

нелями, амфиболитами, биотитами, щелочными полевыми шпатами, иногда с кварцем. В магматических породах ортопироксены присутствуют преимущественно в интрузивной фации нормального ряда, в щелочных породах они не установлены. Среди метаморфических пород они характерны для гранулитовой фации, а также установлены в породах амфиболитовой фации, в роговиках и эвлизитах.

Моноклинные пироксены в магматических породах образуют три серии твердых растворов:



В каждой из этих серий обычны примеси Li, Ti, Mn, Ni, Co и др.; возможно также смешение между сериями. Первая серия — это авгиты габброидов и базальтоидов нормальной щелочности, педриотитов, пироксенитов, каменных метеоритов и лунных пород. Авгиты имеют кристаллохимическую формулу вида $(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al})_2 \cdot [\text{Si}; \text{Al}]_2\text{O}_6$. Наличие чермакитового минала в авгитах характерно для щелочных эффузивов. Пироксены ряда диопсид — геденбергит — жадеит называют омфацитами. Они характерны для эклогитов. Минал жадеита установлен и в пироксенах магматических пород. Пироксены ряда диопсид — геденбергит — эгирин типичны для сиенитов (в том числе нефелиновых), щелочных ультраосновных пород (ийолиты, уртиты и др.), основных пород повышенной щелочности (тералиты, эссекситы и др.), щелочных гранитов.

Диопсид, салит и ферросалит характерны для метаморфических пород: кристаллических сланцев, роговиков, скарнов. Геденбергит — типичный минерал скарнов; встречается в роговиках и кварцитах. Эгирин установлен в кристаллических сланцах, гранулитах, роговиках.

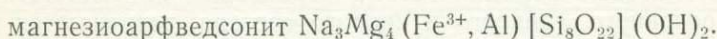
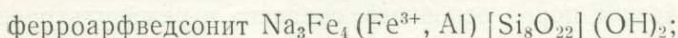
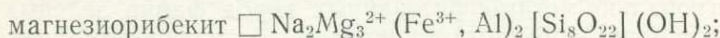
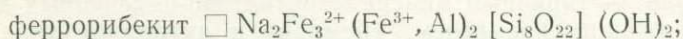
Амфиболы имеют сложный переменный состав (табл. 8). Среди них выделяются ромбические и моноклинные разновидности. В магматических породах установлены лишь моноклинные амфиболы (роговые обманки). Среди последних по содержанию кальция выделяются две подгруппы: 1) роговые обманки с массовой долей $\text{CaO} < 5,0\%$; 2) роговые обманки с массовой долей $\text{CaO} > 5,0\%$, которые отвечают распределению роговых обманок в разных типах магматических горных пород. Для амфиболов первой подгруппы характерно присутствие в натровых щелочных гранитах, некоторых нефелиновых сиенитах и карбонатитах в ассоциации со щелочными пироксенами, альбитами и т. п. Амфиболы второй подгруппы находятся в магматических горных породах нормальной и повышенной щелочности, богатых K_2O . Общая кристаллохимическая формула роговых обманок имеет вид $X_{2-3}Y_5Z_8O_{22}(\text{OH})_2$, где $X = \text{Ca}, \text{Na}, \text{K}, \text{Mn}$; $Y = \text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti}, \text{Li}, \text{Zn}$; $Z = \text{Si}, \text{Al}$.

Химический состав амфиболов
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	59,45	54,73	49,30	50,08	48,71	48,11	42,11	42,24	47,60	41,82	42,28	44,60	43,33	38,77	39,83	51,01	48,51
TiO ₂	—	0,21	—	0,36	0,32	0,99	2,76	2,76	0,60	0,41	0,66	1,30	1,23	2,56	2,56	0,96	1,10
Al ₂ O ₃	0,49	1,46	1,30	9,42	9,48	5,80	10,05	10,47	6,49	19,33	17,24	14,14	15,28	10,08	14,98	0,80	1,08
Fe ₂ O ₃	0,00	0,00	2,15	1,14	2,33	4,71	2,82	4,04	6,07	0,90	2,68	1,76	1,11	4,07	7,66	16,41	17,53
FeO	0,07	9,60	30,50	6,89	9,12	9,92	15,14	16,06	11,00	6,06	9,34	4,98	8,89	23,54	3,78	17,62	14,31
MnO	0,38	0,16	3,48	0,33	0,23	0,44	0,24	0,28	0,35	0,07	0,12	—	0,13	0,60	—	0,48	0,63
MgO	25,19	17,94	0,66	16,00	14,43	14,43	11,48	9,22	11,94	14,31	11,91	15,40	13,77	2,53	14,44	0,22	1,31
CaO	11,88	12,76	10,73	12,53	11,93	11,05	11,34	11,23	9,40	12,81	11,03	11,46	12,15	9,65	12,39	0,19	5,43
Na ₂ O	—	1,44	—	1,09	1,16	1,42	1,01	1,44	3,38	2,17	1,73	3,20	2,41	1,61	2,27	7,98	7,87
K ₂ O	—	сл.	—	0,21	0,15	0,73	1,43	0,89	1,49	0,12	0,81	1,17	0,87	1,18	1,25	1,80	1,48
H ₂ O ⁺	2,27	2,27	2,13	1,49	1,83	1,99	2,02	0,72	1,80	1,89	2,05	2,01	0,85	1,85	0,58	0,91	1,48
H ₂ O ⁻	0,00	0,00	—	—	—	0,00	0,03	—	—	0,07	0,08	—	—	0,06	—	—	0,17
F ⁻	—	—	—	—	0,23	—	—	—	0,20	—	—	—	0,73	—	—	1,70	—
С у м м а	99,73	100,57	100,25	99,54	99,92	100,19	100,46	99,40	100,33	99,96	99,96	100,10	100,81	99,50	99,74	100,64	100,93

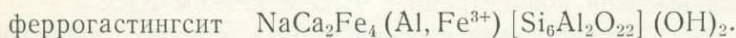
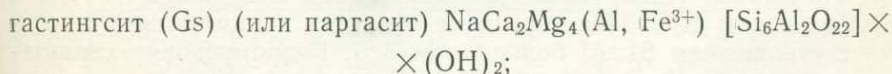
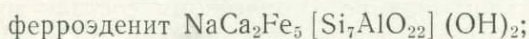
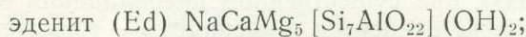
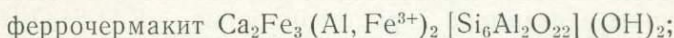
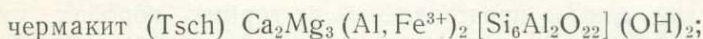
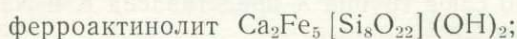
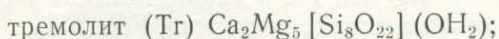
1 — тремолит из скарна; 2 — актинолит из сланца; ферроактинолит: 3 — роговая обманка, 4 — из амфиболита, 5 — из габбро, 6 — из адамеллита, 7 — из диорита, 8 — из гранулита; эденит: 9 — чермакитовая роговая обманка, 10 — из эклогита, 11 — из амфиболита; паргасит: 12 — из эклогита, 13 — из габбро; 14 — феррогастингсит из гранита; 15 — базальтическая роговая обманка из тефрита; 16 — рибекит из гранита; 17 — арфведсонит из сиенита.

Роговые обманки первой подгруппы (массовая доля $\text{CaO} < 5,0\%$) представлены в магматических породах рибекит-арфведсонитовым рядом, в котором сильно варьирует магнезиально-железистое отношение. Состав этой подгруппы может быть представлен смесью четырех миналов:



Составы природных амфиболов, естественно, более сложные. Для них характерен как изовалентный $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}^{2+}$, так и гетеровалентный $(\text{Fe}, \text{Mg})^{2+} + (\text{Na}, \text{K})^{1+} \rightleftharpoons (\text{Fe}, \text{Al})^{3+}$ изоморфизм. Следует отметить, что рибекиты характерны для кварцсодержащих пород с очень высоким отношением Si/Al (например, щелочные граниты, липариты, трахиты). Он присутствует в сланцах. Волокнистый рибекит — «голубой асбест» — имеет метасоматический генезис. В нефелиновых сиенитах присутствуют, как правило, амфиболы рибекит-арфведсонитового состава, а в карбонатитах — Mg-арфведсониты; арфведсониты установлены и в дайках липаритов.

Роговые обманки второй подгруппы (массовая доля $\text{CaO} > 5,0\%$), присутствующие в магматических породах, представляют смесь таких минералов:



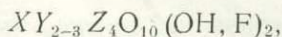
В ряду щелочные габбро—диорит—гранит в роговых обманках происходит снижение глиноземистости, титанистости и относительной щелочности $(\text{Na} + \text{K}) : (\text{Na} + \text{K} + \text{Ca})$. Средний состав амфиболов гранитов отвечает $\text{Gs}_{0,6}\text{NaGs}_{0,2}\text{Ed}_{0,2}$, диоритов — $\text{Ed}_{0,6}\text{Tsch}_{0,4}$, нефелиновых сиенитов — $\text{Gs}_{0,5}\text{Ed}_{0,2}\text{NaGs}_{0,3}$, основных пород повышенной щелочности — $\text{Tsch}_{0,2}\text{Kr}_{0,5}\text{NaGs}_{0,3}$. Состав керсутита (Kr) $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_4 \cdot \text{Ti}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$.

В основных породах повышенной щелочности встречается баркевикит $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}, \text{Fe}^{3+}, \text{Mn})_5[\text{Si}_{6,5}\text{Al}_{1,5}\text{O}_{22}](\text{OH}, \text{F})_2$. Для базальтоидов весьма типична базальтическая роговая обманка $\text{Ca}_2(\text{Na}, \text{K})_{0,5-1,0}(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_{3-4}(\text{Fe}^{3+}, \text{Al})_{2-1}[\text{Si}_6\text{Al}_2\text{O}_{22}](\text{O}, \text{OH}, \text{F})_2$, для которой характерны высокие отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$ и O/OH .

Тремолит — типичный минерал контактово-измененных доломитов, содержащих кремнезем. Тремолит и актинолит характерны для регионально-метаморфизованных пород фации зеленых сланцев; актинолит — обычный минерал метасоматического изменения магматических пород основного, среднего и реже ультраосновного состава. Роговые обманки весьма характерны для магматических пород основного, среднего и кислого состава, встречаются в ультраосновных и щелочных породах. Это обычные минералы гнейсов, амфиболитов, сланцев, гранулитов, метаморфизованных известняков, скарнов, роговиков.

Базальтическая роговая обманка отмечена в эффузивах, варьирующих по составу от базальтов до трахитов; особенно характерна она для андезитов, латитов, базанитов, тефритов и их туфов.

Слюды относятся к важнейшим минералам магматических и метаморфических горных пород (табл. 9). Мусковит характерен для метаморфических и метасоматических пород, биотиты распространены повсеместно. Общая формула слюд может быть представлена в виде



где X — в основном K, Na или Ca, а также Ba, Rb, Cs и др.; Y — в основном Al, Mg или Fe, а также Mn, Cr, Ti, Li и др.; Z — в основном Si или Al, а также, возможно, Fe^{3+} и Ti.

У собственно слюд группа X представлена K и Na, а у хрупких слюд в основном Ca.

Светлые слюды представлены в горных породах мусковитом и парагонитом, образующими серию твердых растворов с ограниченной взаимной растворимостью $\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ — $\text{NaAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, при существенном преобладании в составе слюды калия. Сюда же относится и «серицит» — тонкочешуйчатая белая слюда, аналогичная по химическому составу мусковиту или отличающаяся более высоким содержанием SiO_2 , MgO и H_2O и более низким K_2O . Под термином «фенгит» понимаются мусковиты с отношением Si:Al больше чем 3:1. Гидромусковит характеризуется высокой концентрацией H_2O и низким K_2O .

Мусковит присутствует в очень многих породах, подвергшихся процессам регионального метаморфизма, встречается и в контактово-метаморфизованных горных породах; он является типичным минералом грейзенов. Мусковит — обычный минерал гранитов, аплитов, пегматитов; установлен в липаритовых порфирах, однако его магматический генезис сомнителен, и скорее всего он образуется при постмагматических процессах метасоматоза. Парагонит установлен в филлитах и сланцах.

Химический состав слюд
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	46,01	46,17	44,41	40,95	40,16	37,17	38,22	37,35	33,42	36,15	36,47	37,35
TiO ₂	0,00	1,17	0,22	0,82	0,45	3,14	2,96	5,28	3,14	1,96	2,59	1,71
Al ₂ O ₃	35,64	33,85	40,09	17,28	12,65	14,60	14,71	15,82	12,22	19,42	19,70	20,31
Fe ₂ O ₃	0,13	0,99	1,72	0,43	5,52	3,75	3,83	4,42	9,41	2,00	1,44	2,80
FeO	0,00	0,99	0,28	2,38	4,39	26,85	13,44	15,43	21,83	17,41	15,37	12,29
MnO	0,09	сл.	0,02	сл.	0,03	0,06	0,52	0,02	0,72	0,10	0,07	0,04
MgO	0,04	1,44	0,16	22,95	22,68	4,23	13,45	10,25	6,84	9,70	11,44	1,32
CaO	1,12	0,00	0,67	0,00	0,24	0,17	1,46	1,30	—	0,00	0,17	0,06
N ₂ O	1,88	1,08	5,80	0,16	—	0,15	0,50	0,52	1,02	0,18	0,16	1,25
K ₂ O	8,19	9,60	2,22	9,80	9,62	8,25	7,90	8,16	7,86	8,61	8,98	7,81
Rb ₂ O	1,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cs ₂ O	0,20	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Li ₂ O	0,69	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
F	0,54	—	0,08	0,62	—	0,85	—	1,25	—	—	0,08	0,06
H ₂ O ⁺	4,65	4,52	4,45	4,23	3,00	1,35	1,89	0,60	4,32	4,03	3,58	2,95
H ₂ O ⁻	0,08	0,07	—	0,48	—	—	0,60	—	—	0,23	0,15	0,31
С у м м а	100,46	99,75	100,12	100,10	98,74	100,57	99,56	100,40	100,78	99,79	100,20	100,15

Мусковиты: 1 — из пегматита, 2 — из слюдяного сланца; 3 — парагонит из сланца; *флогопит:* 4 — из мрамора, 5 — из кимберлита; *биотиты:* 6 — из гранита, 7 — из диорита, 8 — из норита, 9 — из нефелинового сиенита, 10 — из кристаллического сланца, 11 — из роговика, 12 — из гнейса.

Биотиты — чрезвычайно распространенные минералы магматических и метаморфических горных пород. Для биотитов характерен как изовалентный ($\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mg}$; $\text{Fe}^{2+} \rightleftharpoons \text{Mn}^{2+}$; $\text{Fe}^{3+} \rightleftharpoons \text{Al}$; $\text{K} \rightleftharpoons \text{Na}$ и т. п.), так и гетеровалентный ($3[\text{Fe}, \text{Mg}]^{2+} \rightleftharpoons 2\text{Al}$; $4\text{Al}^{3+} \rightleftharpoons 3\text{Si}^{4+}$) изоморфизм.

Главные минералы, входящие в состав биотитов, следующие:

сидерофиллит $\text{K}_2\text{Fe}_5\text{Al}[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{20}](\text{OH})_4$;

истонит $\text{K}_2\text{Mg}_5\text{Al}[\text{Al}_3\text{Si}_5\text{O}_{20}](\text{OH})_4$;

аннит $\text{K}_2\text{Fe}_6[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH})_4$;

флогопит $\text{K}_2\text{Mg}_6[\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{20}](\text{OH})_4$.

Кристаллохимическая формула теоретического биотита для системы $\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{K}_2\text{O}-\text{H}_2\text{O}$ записывается в виде $\text{K}_2(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_{5+0,5n}\text{Al}_{4-n}\text{Si}_{5+0,5n}\text{O}_{20}(\text{OH})_4$, где n изменяется от 0 до 2. Для гранитоидов и нефелиновых сиенитов установлено, что глиноземистость биотита зависит от температуры и общей щелочности (уменьшается при росте последних). Чем выше концентрация Al^{VI} в биотите (при постоянстве валового содержания Al_2O_3 и температуры), тем при большем давлении он сформировался. В качестве примесей в биотитах находятся Ti, Rb, Cs, Ba, Mn, F, Cl. Изоморфизм между мусковитом и биотитами весьма ограничен.

Флогопит характерен для метаморфизованных магнезиально-карбонатных пород, контактово-измененных доломитовых мраморов, метасоматически-измененных пород. В магматических породах флогопит находится главным образом в ультрабазитах, он характерен для кимберлитов, установлен в керсантитах и минетах, а также в лейцитсодержащих вулканических породах.

В магматических породах биотит обычен в гранитах, гранитных пегматитах, гранодиоритах, тоналитах, диоритах, норитах, габбро, сиенитах и нефелиновых сиенитах, кварцевых монцонитах, различных гибридных породах; установлен он в липаритах, трахитах, дацитах, латитах, андезитах и некоторых базальтах. Особенно характерен биотит для известково-щелочных пород. Среди метаморфических пород он обычен в роговиках, слюдяных сланцах, гнейсах. Для биотитов из разных типов горных пород чрезвычайно характерно как содержание FeO и MgO , так и их отношение. Так в биотитах из гранитных пегматитов содержание FeO достигает 30 %, а $\text{MgO} < 10$ %. В гранитах, гранодиоритах и кварцевых монцонитах FeO 12—25 %, а MgO может повышаться до 12 %. В габбро концентрация FeO не превышает 10 %, а MgO колеблется от 15 до 20 %. В ультраосновных горных породах максимальное содержание $\text{FeO} = 5$ %, а концентрация MgO близка к 30 %. В сиенитах, нефелиновых сиенитах и их пегматитах максимальное содержание FeO поднимается до 32 %, а количество MgO редко превышает 7 %. В гнейсах и кристаллических сланцах FeO не более 10 %, а MgO не более 18 %. В метаморфизованных кар-

бонатных породах присутствуют лишь флогопиты с содержанием MgO до 30 %.

Широким развитием в горных породах пользуются разнообразными хлоритами, которые в магматических породах являются чаще всего продуктами автометаморфизма, а в метаморфических — главными породообразующими минералами низкотемпературных метаботазитов и реже пород другого состава.

Химический состав хлоритов весьма сложен (табл. 10). Структура его не до конца расшифрована. По одной из распространенных моделей Хей химизм минералов этой группы рассматривается на основе гипотетической структурной формулы хлорита, в котором содержится равное количество тальковых и бруситовых слоев: $Mg_6Si_8O_{20}(OH)_4 + Mg_6(OH)_{12}$. При этом очень широким развитием пользуются изоморфные замещения, среди которых наиболее важны: 1) замещение кремния алюминием в пределах $[Si_7Al]^{4-} - [Si_4Al_4]^{4-}$; 2) замещение магния алюминием в пределах $Mg_{11}Al - Mg_8Al_4$; 3) замещение магния железом в любых пропорциях, т. е. величина отношения $Fe^{+2} : (Fe^{2+} + Mg)$ колеблется от 0 до 1. Изменяется также степень окисленности железа, в связи с чем хлориты делятся на окисленные (Fe_2O_3 более 4 %) и неокисленные (менее 4 % Fe_2O_3). Кроме того, в хлоритах присутствуют небольшие количества Mn, Cr, Ni, Ti и других элементов. Все это создает большие трудности в классификации хлоритов и приводит к появлению большого числа разновидностей, получивших собственные названия, но не имеющих общепринятых границ.

Таблица 10

Химический состав хлоритов
(в мас. долях %)

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	27,56	27,12	26,50	26,45	31,44	28,73	29,84	29,94
TiO ₂	—	—	0,03	Сл.	—	0,41	0,15	0,16
Al ₂ O ₃	24,47	27,68	20,85	20,88	17,62	19,16	20,20	13,77
Fe ₂ O ₃	3,85	0,20	1,90	2,82	—	1,97	0,80	10,46
FeO	10,51	1,24	18,73	21,06	Сл.	10,99	15,00	20,96
MnO	1,80	0,54	0,52	0,44	Сл.	0,15	0,13	0,18
MgO	20,86	30,96	19,85	16,84	37,64	26,37	21,83	10,71
CaO	—	—	—	0,16	Сл.	0,06	0,68	1,10
Na ₂ O	—	—	—	0,12	—	0,01	0,10	0,17
K ₂ O	—	—	—	0,19	—	0,03	0,02	0,07
H ₂ O ⁺	11,35	12,82	11,65	10,98	13,19	12,17	11,19	10,00
H ₂ O ⁻	—	0,01	0,12	0,11	—	0,07	0,21	2,48
Сумма	100,40	100,57	100,15	100,05	99,89	100,12	100,18	100,00

1 — клементит из филлита; 2 — шериданит из сланца (Gc+Sp+Chl); 3 — рипидолит из сланца (Pl+Amph+Chl); 4 — рипидолит из сланца (Ab+Cht); *клинохлор*: 5 — из метаморфизованного известняка, 6 — из хлоритового сланца, 7 — из сланца (Akt+Chl); 8 — делессит из диабазы.

Щелочные полевые шпаты — это обычные минералы кислых и щелочных магматических и ряда метаморфических пород, особенно гнейсов. Они кристаллизуются в триклинной и моноклинной сингонии, при этом фазовые переходы резкие, в результате чего в пределах единого зерна одновременно существуют микроблоки с моноклинной и триклинной симметрией. Получаемые при рядовых рентгеновских исследованиях данные о «промежуточной» триклинности характеризуют в общем соотношение фаз с моноклинной и триклинной симметрией. Переход из моноклинной фазы в триклинную обусловлен переходом из одной позиции в другую атомов Si и Al, с одной стороны, и атомов K и Na, с другой. Неупорядоченные (моноклинные) полевые шпаты называются низкими, упорядоченные (триклинные) — высокими. Щелочные полевые шпаты делят на четыре серии: высокий санидин — высокий альбит, низкий санидин — высокий альбит, ортоклаз — низкий альбит, микроклин — низкий альбит. Границы между тремя последними типами в известной мере условны. Калиевыми полевыми шпатами являются санидин, ортоклаз и микроклин, адуляр. Натровым полевым шпатом является альбит.

Для природных образцов щелочных полевых шпатов установлено: 1) представители первой серии находятся в породах вулканической и субвулканической фаций и характеризуются существенным преобладанием калиевого минала ($>O_{67}$); 2) представители второй серии характеризуются наличием несмесимости в интервале O_{25} — O_{60} ; 3) представители третьей серии имеют несмесимость в интервале O_{20} — O_{85} ; 4) для представителей четвертой серии также типична очень ограниченная смесимость конечных членов. Различия между третьей и четвертой сериями существенны только для образцов с высоким содержанием ортоклазового минала.

Для щелочных полевых шпатов обычно наличие анортитового минала: для составов $O_{100}Ab_0$ — $O_{50}Ab_{50}$ его содержание не превышает 5%, но увеличивается в более натровых разновидностях. В качестве примесей в этой группе минералов могут присутствовать Ba, Ti, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg, Sr и Mn, при этом обычно Ba замещает K, а Fe^{3+} Al. В целом в более высокотемпературных щелочных полевых шпатах содержится больше примесей, чем в низкотемпературных (табл. 11).

Щелочные полевые шпаты наиболее характерны для гранитоидов и их вулканогенных аналогов, щелочных пород, пегматитов и гнейсов. В интрузивных породах это в основном ортоклазы и микроклины, редко санидины (в эндоконтактных фациях); в эффузивных породах — санидины; в метаморфических — микроклины. Чистый калиевый полевой шпат в породах не встречен, содержание ортоклазового минала в интрузивных породах колеблется в пределах O_{20} — O_{97} , в эффузивных редко превышает O_{75} . Среднее содержание ортоклазового компонента в щелочных полевых шпатах соответствует O_{70} . Типичными для щелочных полевых шпатов являются пертиты.

Химический состав полевых шпатов
(в мас. долях %)

Компо- ненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO ₂	63,66	63,92	63,92	65,44	64,45	68,30	66,84	64,60	60,07	53,44	49,06	46,59	43,88
TiO ₂	—	—	—	Сл.	—	0,00	—	—	0,16	0,02	—	—	—
Al ₂ O ₃	19,54	18,50	19,83	18,73	18,97	19,64	19,62	22,04	24,84	29,58	32,14	33,42	36,18
Fe ₂ O ₃	0,10	—	0,30	0,04	0,07	0,08	0,57	—	0,35	0,13	0,27	—	0,08
FeO	—	—	—	0,07	0,25	—	—	—	0,21	0,14	—	0,80	0,00
MgO	—	—	0,10	0,00	0,03	0,00	—	—	0,02	0,06	0,20	—	—
BaO	—	—	1,15	—	—	—	—	—	—	0,05	—	—	—
CaO	0,50	0,64	1,54	0,03	0,53	0,03	0,58	2,94	6,65	11,83	15,38	16,40	19,37
Na ₂ O	0,80	—	4,55	4,82	0,95	11,65	11,53	9,28	7,54	4,51	2,57	2,04	0,22
K ₂ O	15,60	15,70	7,95	10,01	14,98	0,08	0,10	1,27	0,34	0,26	0,17	0,20	0,00
H ₂ O ⁺	—	1,17	0,50	0,68	0,11	0,08	0,73	0,12	0,04	0,07	0,13	0,43	0,28
H ₂ O ⁻	—		0,14	0,33	0,06	0,03	0,04		0,05	0,00	0,03	—	0,08
С у м м а	100,20	99,93	99,98	100,18	100,40	100,07	100,01	100,25	100,27	100,07	99,95	99,88	100,10

1 — ортоклаз; 2 — микроклин; *санидины*: 3 — из дацита, 4 — из пегматита; 5 — адуляр из жилы альпийского типа; *альбиты*: 6 — из пегматита, 7 — из хлоритового сланца; 8 — олигоклаз из гранита; 9 — андезин из чарнокита; 10 — лабрадор из габбро; *битовниты*: 11 — из норита, 12 — из метеорита; 13 — анортит из анортозита.

Плагиоклазы представляют серию твердых растворов с конечными членами альбит $(Ab)NaAlSi_3O_8$ — анортит $(An)CaAl_2Si_2O_8$. Имеются плагиоклазы с высокотемпературной (серия альбит — лабрадор) и низкотемпературной (серия альбит — анортит) оптической. Плагиоклазы — наиболее широко распространенные минералы, входящие в состав магматических, метаморфических и метасоматических горных пород. В плагиоклазах обычно содержится примесь ортоклазового минерала, содержание которого увеличивается в направлении более кислых представителей. В плагиоклазах в весьма ограниченном количестве могут присутствовать: Ti, Fe³⁺, Fe²⁺, Mn, Mg, Ba, Sr. При этом Fe³⁺ и Ti замещают в структуре минерала Al, а Fe²⁺, Mn, Mg и Sr замещают Ca; Ba замещает K ортоклазового минерала.

Состав плагиоклаза в эффузивных породах варьирует от An₉₀ в базальтах до An₁₀ в липаритах. В интрузивных породах наиболее основные плагиоклазы (вплоть до An₉₈) установлены в перидотитах, анортозитах и нефелиновых сиенитах. В габбро состав плагиоклаза близок к лабрадору, в диоритах — к андезину, в гранитах обычен олигоклаз; пегматиты содержат альбит или олигоклаз. Альбит характерен для спилитов, зеленых сланцев, олигоклазы и андезины — для амфиболитов, андезины и лабрадоры — для гранулитов. В роговиках состав плагиоклазов сильно варьирует вплоть до An₉₀. Известны плагиоклазы и в метеоритах, где состав их близок к битовниту. Данные о химическом составе плагиоклазов приведены также в табл. 11.

Лейцит — характерный минерал богатых калием и бедных кремнеземом молодых лав и субвулканических пород. Он неизвестен в интрузивных и метаморфических породах. Состав его почти не отклоняется от теоретической формулы $KAlSi_2O_6$. Максимальное замещение калия натрием достигает 13 отн. %. Химический состав лейцита представлен в табл. 12.

Нефелин и калсилит образуют ограниченные твердые растворы в системе $NaAlSiO_4$ — $KAlSiO_4$ до температуры около 1050 °C —

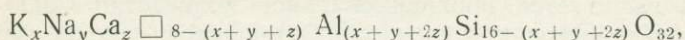
Таблица 12

Химический состав фельдшпатондов
(в мас. долях, %)

Минералы	Компоненты										Сумма
	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	
1	55,4	0,2	23,3	0,5	0,0	1,1	1,8	18,3	0,2	—	100,8
2	44,65	0,00	32,03	0,59	0,00	0,71	17,25	3,66	0,96	0,21	100,06
3	43,42	0,00	33,92	0,14	0,08	1,37	17,05	3,85	0,11	—	99,94
4	43,61	0,00	33,05	0,85	0,05	0,53	16,09	4,92	0,70	0,01	99,82
5	38,50	0,09	26,27	5,07	0,87	0,44	2,07	24,85	1,04	0,05	99,25

1 — лейцит из лейцитового тералита; нефелины: 2 — из фонолита, 3 — из жакупирангита, 4 — из нефелинового сиенита; 5 — калсилит из мафурита.

выше этой температуры существует неограниченная взаимная растворимость, однако имеет место полиморфизм. В природных нефелинах имеется примесь альбитового, анортитового и ортоклазового миналов. Общая формула нефелина имеет вид



где \square — вакансий. Содержит примеси Mg, Mn и Ti. Нефелин и калсилит — характерные минералы недосыщенных кремнеземом магматических горных пород, таких как нефелиновые сиениты, уртиты, якупирангиты, мельтейгиты, ийолиты; кроме того, они входят в состав нефелиновых щелочных габброидов и других эффузивных и субвулканических пород. Встречается нефелин в гнейсах и метасоматических горных породах. Калсилит установлен в калиевых ультраосновных щелочных лавах — мафуритах и других щелочных эффузивах. Химический состав нефелинов и калсилита представлен в табл. 12.

Глава 3

ИСТОРИЯ ПРИМЕНЕНИЯ ПЕТРОХИМИЧЕСКИХ ПЕРЕСЧЕТОВ

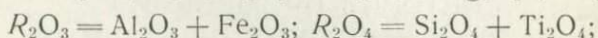
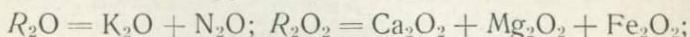
Появление и накопление большого числа химических анализов горных пород, естественно, привело к необходимости как сравнения между собой результатов этих анализов, так и их классификации. Трудность непосредственного сравнения между собой результатов большого числа химических анализов привела к необходимости объединять данные анализа в определенные группы, которые можно было бы сопоставлять между собой и изображать графически. Следует учитывать, что всякого рода пересчеты основываются на тех представлениях о строении вещества и химических связях элементов, которые существуют к моменту создания того или иного метода пересчета.

Все применявшиеся способы пересчетов разделяются на две группы в зависимости от того, что кладется в основу объединения окислов — валентность элементов или их ассоциации в горных породах.

Одной из наиболее ранних систем объединения окислов по валентностям элементов является система И. Рота, предложенная в 1861 г. Автор ее считал, что горные породы следует классифицировать по соотношению кремнекислоты и оснований на основные, средние и кислые. В соответствии с этим он выделил три группы окислов: RO — окислы щелочных и щелочноземельных элементов, R_2O_3 — полуторные окислы и RO_2 — SiO_2 . Отношения этих трех групп он выражал в виде формул, высчитывая отношение числа атомов кислорода, связанных с основаниями, к числу атомов кислорода, связанных с кремнием.

На этом же принципе основано вычисление «магматических формул» горных пород Ф. Ю. Левинсон-Лессинга (1897). Он предложил не учитывать роль второстепенных компонентов, таких как H_2O , TiO_2 , ZrO_2 ; CO_2 также не учитывается, но одновременно из анализа вычитается пропорциональное количество CaO , необходимое для образования апатита. Оставшиеся окислы пересчитываются из массовых долей процентов в молекулярные количества, а затем объединяются исходя из валентности элементов. Получаются четыре группы: $R_2O = (K_2O + Na_2O)$, $RO = (CaO + MgO + FeO)$, $R_2O_3 = (Al_2O_3 + Fe_2O_3)$ и $RO_2 = SiO_2$. Сумму $(R_2O + RO)$ обозначают \overline{RO} . Петрохимическая характеристика, или «магматическая формула», имеет вид $m \cdot \overline{RO} \cdot n R_2O_3 \cdot p SiO_2$. Дополнительными характеристиками являются отношение $R_2O : RO$ и коэффициент кислотности $\alpha = 2p / (m + 3n)$.

Дальнейшим усовершенствованием системы Ф. Ю. Левинсон-Лессинга являются «символы химического состава», опубликованные Е. С. Федоровым в 1899 г. Он предложил пересчитывать массовые содержания окислов в молекулярные количества, которые затем объединяются в группы:



Затем сумма молекулярных количеств приводится к 100 (выражается в %) и дается символ химического состава: $R_2O : R_2O_2 : R_2O_3 : R_2O_4$ или $a : b : c : d$ при условии, что $a + b + c + d = 100$. Полученные отношения проектируются в тетраэдр. Это последнее — изображение химического состава в виде геометрического образа представляет принципиально новое в методе Федорова по сравнению с методом Левинсона-Лессинга.

Другую группу пересчетов составляют методы, авторы которых объединяют окислы так, чтобы они отражали их группировку в изверженных горных породах. В основу всех этих методов положено разделение CaO на «полевошпатовую» и «свободную» известь. Достигается это на основании следующего: 1) из молекулярного количества Al_2O_3 вычитается молекулярное количество $(K_2O + Na_2O)$ — тем самым определяется количество глинозема, которое может войти в состав щелочных полевых шпатов («ортоклаза» и альбита); 2) остаток Al_2O_3 вычитается из молекулярного количества CaO , т. е. определяется количество CaO , которое может войти в состав анортита, — это и есть количество «полевошпатовой» извести; 3) избыток CaO представляет собой «свободную» известь.

А. Мишель-Леви (1897) собственно и ввел понятия «свободная» и «полевошпатовая» известь в указанном выше смысле. Процентное массовое содержание K_2O и Na_2O , которое может войти в состав щелочных полевых шпатов (в соотношении $K_2O \cdot Al_2O_3$ и $Na_2O \cdot Al_2O_3$), он обозначает соответственно k и n , а то, которое может войти в состав анортита (в соотношении $CaO \cdot Al_2O_3$), обоз-

начает *c*. Избыток CaO и есть «свободная» известь. Если $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > \text{Al}_2\text{O}_3$, то избыток Na_2O может войти в эгирин (в соотношении $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$). Если молекулярное количество $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, то появляется избыток Al_2O_3 . Исходя из представлений о различной роли в магмах феррических и силикатных компонентов он ввел целый ряд коэффициентов, в соответствии с которыми разделил «магмы» (химические анализы) на щелочные, щелочноземельно-щелочные, щелочноземельные и железисто-магнезиальные.

А. Озанн характеризует химический состав горной породы следующими коэффициентами: *S* — молекулярное процентное содержание SiO_2 , к которому присоединяются TiO_2 , ZrO_2 и иногда P_2O_5 , *A* — сумма молекулярных процентов $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} (+ \text{Li}_2\text{O})$; *C* — молекулярное процентное содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; *F* — сумма молекулярных процентов $(\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{CaO} + \text{MgO}) - C$. Из способа расчета следует, что $S + 2A + 2C + F = 100$. Главной характеристикой состава пород является отношение *A* : *C* : *F*, которое пересчитывается на коэффициенты:

$$a = \frac{30A}{A+C+F}, \quad c = \frac{30C}{A+C+F}, \quad f = \frac{30F}{A+C+F}.$$

Другие коэффициенты:

$$n = \frac{10 \text{Na}_2\text{O}}{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}, \quad m = \frac{10 (\text{MgO} + \text{FeO} + 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO})}{\text{MgO} + \text{FeO} + 2 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{CaO}},$$

где CaO — это «свободная» известь, входящая в *F*.

Очень важной характеристикой является $k = S/(6A + 2C + F)$, т. е. кислотность горной породы. Состав породы выражается в виде формулы $v_a w_c x_f y_n z$, где *v*, *w*, *x*, *y*, *z* — вычисленные параметры. Эта система предусматривает как классификацию горных пород, так и изображение результатов пересчета на диаграммах.

Система пересчетов Ф. Вольфа по существу базируется на методе Озанна; автор этой системы стремился с максимальной полнотой выразить в коэффициентах особенности минерального состава горной породы. При пересчете массовые доли процентов пересчитываются на молекулярные количества (вода отбрасывается), а затем в молекулярные процентные отношения. Главными параметрами являются *L*, *M* и *Q*, служащие одновременно и координатами для построения треугольных диаграмм, на которых и сравниваются анализы. Сумма $L + M + Q = 100$.

В. Хоммель развивает идеи Озанна и Вольфа и предлагает изображать состав горной породы в виде формулы, в которой специальными значками и буквами отражаются минеральный состав, избыток или недостаток кремнезема, структура и степень идиоформизма минералов.

Произведенный обзор методов, представляющих в настоящее время лишь исторический интерес, показывает, что все авторы старались представить данные химического анализа в какой-то новой форме так, чтобы специфика химизма породы была четко видна.

А для этого данные анализа на той или иной основе объединялись в группы. Общим для всех этих методов является выражение насыщения горной породы кремнеземом и разделение компонентов анализа на салические и фемические. Это вполне закономерно, ибо каждый автор пытается увязать особенности химического состава породы с ее петрографическими особенностями. Кроме того, для успешного сравнения большого числа анализов необходимо не только представление их в виде каких-то групп, но и наглядное изображение особенностей химизма в графическом виде.

Эти же идеи получили свое развитие и в более поздних и современных методах. Так, в методах П. Ниггли и Е. А. Кузнецова также рассчитываются минеральные «молекулы», однако уже с попыткой учесть реальный минеральный состав горных пород и изобразить его графически. Особенно большое внимание уделяется графическому изображению химического состава в методах А. Н. Заварицкого, Н. Д. Соболева, А. А. Предевского. Авторы учитывают реальный минеральный состав горных пород, а методы графического изображения служат не только и не столько иллюстрацией, а являются методом исследования, позволяющим вскрыть генетические закономерности связанных серий горных пород. Таким образом, выявляется новое направление: получение дополнительных сведений, непосредственно не выявляющихся данными химического анализа.

Современные химические теории позволяют использовать данные химических анализов с позиции выяснения закономерностей вхождения химических элементов в структуру породобразующих минералов в процессе кристаллизации магматических расплавов и изменения минерального состава при процессах метаморфизма с помощью термодинамических расчетов. Это позволяет вскрыть энергетическую основу данных процессов, т. е. не только анализировать имеющиеся в природе закономерности, но и предсказывать возможность протекания определенных петрологических процессов, базируясь как на свойствах химических элементов, так и на учете энергетической стабильности образующихся соединений. Это составляет основу самого современного метода — метода А. А. Маракушева.

II. МЕТОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА РАСЧЕТЕ МИНЕРАЛЬНЫХ «МОЛЕКУЛ»

Глава 4 МЕТОД CIPW

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Первый сборник химических анализов изверженных горных пород Соединенных Штатов Америки был создан Г. Вашингтоном. Чтобы было легче пользоваться этим сборником Г. Вашингтон совместно с В. Кроссом, Дж. Иддингсом и Л. Пиррсоном [23] создали схему классификации, первым этапом которой было вычисление виртуального состава горной породы по ее химическому составу. Этот метод пересчета оказался весьма плодотворным, получил широкое распространение (сама же классификация давно не используется) и известен в настоящее время как «американский метод», или метод CIPW (по начальным буквам фамилий разработавших его авторов). В настоящее время этот метод довольно широко используется западными петрографами, о чем свидетельствует, в частности, работа [24], посвященная средним химическим составам магматических горных пород.

Авторы метода исходили из того, что если известны химический состав минералов, слагающих горную породу, и количественное соотношение этих минералов, то на основании этих данных легко рассчитать химический состав горной породы. Легкость эта, однако, кажущаяся, так как химический состав минералов горных пород варьирует в весьма широких пределах даже в породах близкого химического состава и обусловлен не только химическим составом расплава, из которого они кристаллизуются, но и в значительной степени теми термодинамическими условиями, при которых происходит кристаллизация. Учитывая это, авторы в основу метода пересчета положили химический состав идеализированных минералов, или «стандартных минералов», называемых также нормативными минеральными молекулами. Отсюда состав горной породы, выраженный в таком виде, получил название *виртуальный состав* горной породы или *норма состава*. Чтобы приблизить норму к реальному минеральному составу горной породы, авторы делают двойной расчет: сначала образуют нормативные минеральные молекулы из молекулярных количеств, полученных пересчетом массовых долей окислов в процентах в молекулярные количества, а затем окончательный состав горной породы представляется в виде процентного содержания этих минеральных молекул в массовых долях. Каждая минеральная молекула в системе

CIPW имеет определенный состав и символ. Ниже приведены символы и состав этих минеральных молекул.

Группа лейкократовых (салических) молекул		Группа фемических (мафических) молекул			
Q	SiO ₂	Ac	P	Na ₂ O·Fe ₂ O ₃ ·4SiO ₂	
C	Al ₂ O ₃	Ns		Na ₂ O·SiO ₂	
Z	ZrO ₂ ·SiO ₂	Ks		K ₂ O·SiO ₂	
Or	K ₂ O·Al ₂ O ₃ ·6SiO ₂	Di		CaO·(Mg, Fe)O·2SiO ₂	
Ab		Na ₂ O·Al ₂ O ₃ ·6SiO ₂		Wo	CaO·SiO ₂
An	CaO·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂	Hu		(Mg, Fe)O·SiO ₂	
Lc	K ₂ O·Al ₂ O ₃ ·4SiO ₂	Ol		O	2(Mg, Fe)O·SiO ₂
Ne		Na ₂ O·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂			
Kp	K ₂ O·Al ₂ O ₃ ·2SiO ₂	Mt		M	FeO·Fe ₂ O ₃
Hl	NaCl	Cm			FeO·Cr ₂ O ₃
Th	Na ₂ SO ₄	Hm	Fe ₂ O ₃		
Nc	Na ₂ CO ₃	Il	FeO·TiO ₂		
		Tn	CaO·TiO ₂ ·SiO ₂		
		Pf	CaO·TiO ₂		
		Ru	TiO ₂		
		Ap	A		3(3CaO·P ₂ O ₅)·CaF ₂
		Fr			CaF ₂
		Pr			FeS ₂
		Cc		CaO·CO ₂	

Отсюда видно, что состав минеральных молекул отвечает теоретическому составу чистых (идеальных) минералов и поэтому количество *нормативного* оливина (форстерита, фаялита), ортоклаза и т. д., вычисленное из химического анализа горной породы, не следует отождествлять с *реальным содержанием реального минерала* в горной породе, следовательно, вычисление нормы есть только один из методов представления химического состава горной породы и, если затраченное время компенсируется полученными результатами, применение метода оправдано.

Как и в других методах пересчетов, большую роль играет содержание в анализе SiO₂: 1) если SiO₂ больше, чем необходимо для образования максимально богатых кремнеземом алюмосиликатов и силикатов (альбит и др.), то избыток представляется в виде кварца; 2) если SiO₂ недостаточно для образования всех возможных максимально богатых кремнеземом силикатов, то следует заменить сначала часть гиперстена или весь гиперстен оливином, а далее, если при полной замене гиперстена оливином все же имеется дефицит SiO₂, то часть альбита (или весь альбит) заменяется нефелином; в) если даже перевод альбита в нефелин не покрывает дефицит кремнезема, то ортоклаз (частично или полностью) переводится в лейцит.

В зависимости от содержания глинозема, с одной стороны, и суммы щелочей и извести, с другой, возможны три случая: 1) молекулярное количество Al₂O₃ > (K₂O + Na₂O + CaO) — избыток глинозема представляется в виде корунда; 2) молекулярное количество (K₂O + Na₂O + CaO) > Al₂O₃ > (K₂O + Na₂O) — глинозем расходуется на образование щелочных полевых шпатов и (частично)

Минеральные парагенезисы при пересчете на норму

Роль SiO ₂	Соотношения окислов					
	$Al_2O_3 > (K_2O + Na_2O + CaO)$		$(K_2O + Na_2O + CaO) > Al_2O_3 > (K_2O + Na_2O)$		$(K_2O + Na_2O) > Al_2O_3$	
Избыток SiO ₂ (имеется кварц)	Q Or Ab An C	Hy	Q Or Ab An	Di Hy	Q Or Ab	Ac Di Hy
SiO ₂ недостаточно для образования всего гиперстена (появляется оливин)	Or Ab An C	Hy Ol	Or Ab An	Di Hy Ol	Or Ab	Ac Di Hy Ol
SiO ₂ недостаточно для образования всего альбита (появляется нефелин)	Or Ab Ne An C	Ol	Or Ab Ne An	Di Ol	Or Ab Ne	Ac Di Ol
SiO ₂ недостаточно для образования всего ортоклаза (появляется лейцит)	Or Lc Ne An C	Ol	Or Lc Ne An	Di Ol	Or Lc Ne	Ac Di Ol

анортита; 3) $(K_2O + Na_2O) > Al_2O_3$ — в этом случае количество Na₂O, равное разности $[(K_2O + Na_2O) - Al_2O_3]$, входит в состав акмита.

Из изложенного ясно, что в норме невозможны следующие парагенезисы: *Q + (ol, ne, lc)*; *hy + (ne, lc)*; *lc + (ab)*; *C + (di, ac)*; *an + (ac)*.

В табл. 13 показаны возможные минеральные парагенезисы при различных относительных концентрациях кремнезема и глинозема при пересчете на норму; выделены курсивом характерные минералы.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

Все вышеизложенное и определяет последовательность вычисления виртуального состава горной породы или нормы:

1. С помощью таблицы, помещенной в конце книги (прил. I), массовые доли окислов в процентах переводятся в молекулярные количества*.

2. К молекулярному количеству** FeO добавляются количества MnO и NiO, и далее эта сумма фигурирует как FeO; к CaO добавляются количества BaO и SrO.

3а. Количество CaO, равное $3,33 P_2O_5$ (или $3,00 P_2O_5$ и $0,33 F$, если последний имеется в анализе), объединяется с P_2O_5 в Ap.

3б. Количество Na_2O , равное Cl_2 , объединяется с ним в Hl.

3в. Количество Na_2O , равное SO_3 , объединяется с SO_3 в Th. Это применимо только к тем породам, в составе которых имеются минералы гаюиновой группы.

3г. Количество FeO, равное половине S, объединяется с ней в Pг.

3д. Количество FeO, равное Cr_2O_3 , объединяется с ним в Ст.

3е. Количество FeO, равное TiO_2 , объединяется с ним в П. Если после этого остается какое-то количество TiO_2 , то позднее (см. п. 8а) он объединяется с равным количеством CaO в Тп — это делается лишь после объединения CaO с Al_2O_3 в Ап (см. п. 4г). Если и после образования Тп остается избыток TiO_2 , то он обозначается Ру.

3ж. Количество CaO, равное половине оставшегося F (см. п. 3а), объединяется с ним во Fг.

3з. В случае присутствия в неизменной породе канкринита количество Na_2O , равное CO_2 , объединяется с ним в Nс.

3и. При наличии в породе первичного кальцита рассчитывается Cс путем объединения равных количеств CaO и CO_2 .

На этом фактически закончен расчет окислов малых элементов на аксессуарные минералы. Оставшиеся два — циркон и магнетит рассчитываются позднее (см. пп. 5 и 8).

Теперь переходим к расчету породообразующих «стандартных минералов».

4а. К количеству K_2O присоединяется равное количество Al_2O_3 для образования в дальнейшем (см. п. 8а) Og или Lс.

4б. Если количество K_2O больше, чем количество Al_2O_3 (очень редкий случай), то он рассчитывается на Kс (см. п. 8а).

4в. Если количество Al_2O_3 больше, чем количество K_2O , то избыток его объединяется с равным количеством Na_2O для образования в дальнейшем (см. п. 8а) Ab или Ne. Если количества Al_2O_3 для этого недостаточно, то Na_2O рассчитывают, как указано в п. 4ж.

4г. Если количество $Al_2O_3 > (K_2O + Na_2O)$, то избыток Al_2O_3 объединяется с равным количеством CaO для образования Ап.

4д. Если остается избыток Al_2O_3 (см. п. 4г), то он представляется в виде С.

* При отсутствии таблиц молекулярное количество для каждого окисла рассчитывается делением массовой доли окисла в процентах на его молекулярную массу, а атомное количество — делением на атомную массу.

** Для краткости далее будем писать просто «количество».

4е. Если остается избыток CaO (см. п. 4г), то он относится к группе фемических минералов для образования Di и Wo (см. пп. 7а и 7б).

4ж. Если количество Na_2O больше, чем Al_2O_3 (см. п. 4в), то в дальнейшем (см. пп. 5а и 5б) он объединяется в Ac и иногда Ns . В этом случае в норме не может быть Ap .

5а. К избытку Na_2O над Al_2O_3 (см. п. 4ж) добавляется равное ему количество Fe_2O_3 для образования Ac .

5б. В очень редких случаях может оказаться, что $\text{Na}_2\text{O} > \text{Fe}_2\text{O}_3$, тогда избыток Na_2O рассчитывается как Ns .

5в. Обычно количество Fe_2O_3 больше остатка Na_2O — в этом случае его избыток вместе с равным количеством FeO , оставшимся после образования Pr , St и Il (пп. 3г, д, е), объединяют в Mt .

5г. Если после этого остается какое-то количество Fe_2O_3 , то оно обозначается Hm .

6. Весь MgO и оставшееся после предыдущих операций количество FeO объединяются, и определяется их отношение.

7а. Все оставшееся количество CaO (см. п. 4г) объединяется с равным количеством ($\text{MgO} + \text{FeO}$) для образования Di (количественное соотношение $\text{MgO} : \text{FeO}$ определено в п. 6).

7б. Если остается избыток CaO , то он резервируется для образования Wo или Cs .

7в. Если после образования Di (см. п. 7а) остается избыток ($\text{MgO} + \text{FeO}$), то он пойдет на образование Hu и Ol .

Теперь приступаем к распределению кремнезема.

8а. Объединяя равные количества SiO_2 и ZrO_2 , получаем Z ; соединяем SiO_2 с равным количеством CaO и TiO_2 для образования Th ; к избытку Na_2O (и Fe_2O_3) добавляем в четыре раза больше SiO_2 для образования Ac (см. п. 5а). Если остался избыток Na_2O (над Fe_2O_3) и K_2O (над Al_2O_3), то, объединяя их с равным количеством SiO_2 , получаем Ns и Ks (см. пп. 4б и 5б). Объединяем шестерное количество SiO_2 с K_2O и Al_2O_3 для образования условного ортоклаза Or (см. п. 4а) и с Na_2O и Al_2O_3 — условного альбита Ab (см. п. 4в); удвоенное количество SiO_2 объединяем с CaO и Al_2O_3 , образуя условный анортит An (см. п. 4г); количество кремнезема, равное сумме $[\text{CaO} + (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}]$, объединяется с этим количеством для образования Di (см. п. 7а); в пропорции 1:1 SiO_2 объединяется с избытком CaO для образования Wo (см. п. 7б) или с $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$, образуя Hu (см. п. 7в)*. Все использованное количество кремнезема вычитается из его общего количества.

8б. Если после всех указанных в п. 8а операций остается избыток кремнезема, то он рассчитывается как Q .

8в. Если при образовании соединений по правилу 8а окажется недостаток SiO_2 , то SiO_2 , которое пошло на образование Hu (см.

* Все перечисленные операции вытекают из составов идеальных минералов, приведенных выше.

п. 7в), вычитается из общего количества SiO_2 , затраченного на соединения по правилу 8а, и этот остаток вычитается из общего количества SiO_2 . Если в результате получится избыток SiO_2 больший, чем половина SiO_2 , входившего в рассчитанный ранее Ну, то он добавляется к $(\text{MgO} + \text{FeO})$ для образования Ну и ОI исходя из решения уравнений:

$$|\text{Hy}| + |\text{OI}| = \text{MgO} + \text{FeO};$$

$$|\text{Hy}| + 0,5|\text{OI}| = \text{SiO}_2,$$

где $|\text{Hy}|$ — число молекул гиперстена; $|\text{OI}|$ — число молекул оливина. При этом расчете сохраняются соотношения MgO и FeO (см. п. 6). Если SiO_2 недостаточно для образования Ну и ОI, то образуем только ОI, для чего с суммой $(\text{MgO} + \text{FeO})$ соединяем вдвое меньшее количество SiO_2 .

8г. Если SiO_2 не хватает и для образования ОI, то дополнительное его количество получаем, пересчитывая Тп в Pfi.

8д. Если после выполненного расчета окажется, что общего количества SiO_2 недостаточно для образования Ог и Аб (см. п. 8а), то вместо Аб вычисленное для него количество Na_2O распределяется в Аб и Ne с помощью решения уравнений

$$|\text{Ab}| + |\text{Ne}| = \text{Na}_2\text{O};$$

$$6|\text{Ab}| + 2|\text{Ne}| = \text{SiO}_2.$$

8е. Если количество SiO_2 оказывается недостаточным и после пересчета всего Аб в Ne, то K_2O рассчитываем на Ог и Lc или только на один Lc по уравнениям

$$|\text{Or}| + |\text{Lc}| = \text{K}_2\text{O};$$

$$6|\text{Or}| + 4|\text{Lc}| = \text{SiO}_2.$$

8ж. Если все же остается дефицит SiO_2 , то необходимо перераспределить CaO между Wo, Ds и Cs, а $(\text{MgO} + \text{FeO})$ — между Di и ОI в соответствии с имеющимся количеством SiO_2 . При этом возможны два случая. Более част такой, когда Wo нет или его количество недостаточно, чтобы покрыть дефицит SiO_2 . Тогда образуем Lc, Ne, An, Ac и ОI (см. п. 8в), а иногда Z и Ns. Затраченное на образование этих молекул количество SiO_2 вычитаем из общего количества SiO_2 — остаток и будет то количество $\text{SiO}_2(\text{S})$, которое имеет у нас для расчета числа молекул Di, ОI и Cs по уравнениям

$$2|\text{Di}| + 0,5|\text{OI}| + 0,5|\text{Cs}| = \text{SiO}_2;$$

$$|\text{Di}| + |\text{OI}| = \text{MgO} + \text{FeO};$$

$$|\text{Di}| + |\text{Cs}| = \text{CaO}.$$

Если пересчета Wo на Cs достаточно для покрытия дефицита SiO_2 , то Di не трогают.

83. В очень редких случаях бывает так, что выполненные расчеты не позволяют покрыть дефицит SiO_2 , и тогда приходится часть Lc переводить в Kp исходя из уравнений

$$\begin{aligned} |\text{Lc}| + |\text{Kp}| &= \text{K}_2\text{O}; \\ 4|\text{Lc}| + 2|\text{Kp}| &= \text{SiO}_2, \end{aligned}$$

где SiO_2 — это то его количество, которое осталось для образования Lc и Kp .

9. После распределения всего количества SiO_2 образованные нормативные молекулы пересчитываются в массовые доли в процентах умножением количеств окислов на молекулярную массу минерала. Для этого количество любого окисла, находящегося в формуле минерала с коэффициентом единица, умножаем на молекулярную массу минерала и получаем массовую долю минерала в процентах. Так, если для ортоклаза (Or) имеем соответственно: 320 SiO_2 , $54 \text{ Al}_2\text{O}_3$ и $54 \cdot \text{K}_2\text{O}$, то массовая доля ортоклаза будет $54 \times 556 = 30,05 \%$ (т. е. умножаем либо количество Al_2O_3 , либо K_2O , ибо формула ортоклаза $1\text{K}_2\text{O} \cdot 1\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$). Обычно для пересчета на проценты используют таблицы (см. прил. II).

Суммарное содержание массовых долей всех минералов в процентах должно соответствовать суммарному содержанию массовых долей окислов в процентах, за исключением H_2O и других второстепенных окислов, не участвовавших в расчете. Погрешности расчета округляются.

Следует учитывать, что степень окисления Fe в анализируемой породе имеет важное значение при пересчете и существенно влияет на степень насыщенности кремнеземом. Следовательно, если изучаются сильноокисленные породы, то допущение, что степень окисления играет второстепенную роль, может привести к ошибочным результатам. Рассмотрим две идентичные по составу породы, одна из которых подверглась вторичному изменению, развившемуся в увеличении отношения $\text{Fe}^{3+}/\text{Fe}^{2+}$. Окисленная порода будет содержать больше нормативного магнетита и поэтому меньше MgO и FeO , идущих на образование диопсида, гиперстена и оливина. Поэтому для образования указанных силикатов потребуются меньше SiO_2 и, следовательно, в измененном образце будет относительный избыток SiO_2 . Окисление может привести к тому, что порода с нормативным Ne превратится при пересчете в породу с нормативным Nu или даже Q . Чтобы преодолеть это затруднение, существует обычная практика принимать для анализируемых образцов стандартную степень окисления, прежде чем пересчитывать их на нормативный состав, а в случаях, когда Fe^{3+} и Fe^{2+} отдельно не определялись, это просто необходимо. Как лучше выбрать стандартную степень окисления, вопрос спорный, однако фактически всегда лучше выбрать из данной группы наименее окисленный образец и подогнать данные для остальных образ-

* Во всех случаях это тысячные доли, но для простоты нули перед значащими цифрами опущены.

цов к такой же величине отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} . Или же можно принять постоянным это отношение для разных пород, например для базальтов 0,15.

Следует иметь также в виду, что парагенезис Ol+Hy является своеобразным «буфером», поглощающим при подсчете различное количество кремнезема в зависимости от изменения отношения Ol/Hy. Когда в анализе много MgO и FeO, при пересчете получается большое количество условного гиперстена и, таким образом, могут быть компенсированы довольно значительные вариации содержания кремнезема без образования Q или Ne. Поскольку в лейкократовых породах условного гиперстена очень мало, существует весьма ограниченная возможность того, что содержание кремнезема будет именно таким, какое необходимо для сохранения этого парагенезиса без образования кварца или нефелина. Именно поэтому в большинстве случаев трахиты содержат или нормативный кварц, или нефелин, в то время как многие базальты являются нормативно оливин-гиперстеновыми. Отметим также, что при пересчетах можно считать отдельно $Fo=Mg_2SiO_4$ и $Fa=Fe_2SiO_4$ (а не объединять их как Ol), $En=MgSiO_3$ и $Es=FeSiO_3$ (а не объединять их как Hy) и En , Es и $Wo=CaSiO_3$ (а не объединять их в Di).

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ

Для пояснения метода CIPW ниже приводим пересчет нескольких химических составов горных пород (табл. 14—17).

Таблица 14

Пересчет химического анализа андезито-базальта

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Ap	Hi	Pr	Il	Or	Ab	An	Mt	Hm	Di	Hy (En)	Q
SiO ₂	54,50	905					60	294	226			84	99	142
TiO ₂	0,98	12				12	—							
Al ₂ O ₃	17,56	172					10	49	113	—				
Fe ₂ O ₃	5,75	36								25				
FeO	2,70	40			3	12				25	11	—		
MnO	0,10													
MgO	5,65	141										42	99	—
CaO	8,85	158	3						113			42	—	
Na ₂ O	3,14	51		2				49	—					
K ₂ O	0,93	10					10	—						
P ₂ O ₅	0,15	1	1	—										
S	0,22	6			6	—								
Cl	0,05	2		2	—									
H ₂ O	0,10	—												
С у м м а	100,48		0,3	0,5	0,9	1,8	5,6	25,7	31,4	5,8	1,8	En 4,2 Wo 4,9	En 9,9	8,5

Пересчет химического анализа перидотита

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Sp	Il	Ap	Mt	Di	Hu	OI
SiO ₂	41,18	686			36		10	238	402
TiO ₂	0,06	1		1	—				
Al ₂ O ₃	1,80	18			18	—			
Cr ₂ O ₃	0,50	3	3	—					
Fe ₂ O ₃	3,51	22				22	—		
FeO	5,39	76	3	1		22	1	13	36
MnO	0,12								
NiO	0,01	—							
MgO	40,18	997					4	225	768
CaO	1,32	23			18		5	—	
Na ₂ O	0,05	—							
K ₂ O	0,03	—							
H ₂ O ⁺	5,97	—							
H ₂ O ⁻	0,24	—							
CO ₂	0,14	—							
Сумма	100,50		0,7	0,2	5,0	5,1	Fs 0,1 En 0,4 Wo 0,6	Fs 1,7 En 22,6	Fa 3,7 Fo 54,1

Как видно, при расчете андезито-базальта не встречается никаких осложнений, за исключением того, что наличие Il в такой породе нереально*.

При расчете анализа перидотита вплоть до Di не встречается никаких осложнений. Затем видно, что оставшееся количество SiO₂ (686 — 46 = 640) меньше, чем суммарное количество оставшегося FeO (76 — 27 = 49) + MgO (997 — 4 = 993) = 1042. В этом случае проводим расчет на OI и Hu:

$$|Hu| + |OI| = 1042;$$

$$|Hu| + 0,5|OI| = 640.$$

Отсюда $|Hu| = 238$, $|OI| = 804$.

При переводе в массовые доли процента Di рассчитываем как сумму Es, En и Wo; Hu — как сумму Fs и Fn; OI — как сумму Fa и Fo, исходя соответственно из содержания FeO, MgO и CaO.

В уртите очень много Na₂O и мало SiO₂, вследствие чего следует ожидать появления As, Ns, Ne и, возможно, Lc. В анализе нет TiO₂, поэтому не образуется Il. Рассчитываем все щелочи и

* При пересчете массовых долей окислов в процентах в молекулярные количества и обратно округления приводят к тому, что массовая доля минералов в процентах несколько отличается от массовой доли окислов в процентах.

Пересчет химического анализа гранита

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Ar	Il	Or	Ab	An	C	Mt	Hu	Q
SiO ₂	71,84	1196			270	324	54			23	525
TiO ₂	0,27	4		4	—						
Al ₂ O ₃	14,59	143			45	54	27	17	—		
Fe ₂ O ₃	1,13	7							7	—	
FeO	1,33	18		4					7	7	—
MnO	0,04	—									
MgO	0,63	16								16	—
CaO	1,67	30	3				27	—			
Na ₂ O	3,35	54				54	—				
K ₂ O	4,22	45			45	—					
P ₂ O ₅	0,13	1	1	—							
H ₂ O	0,80	—									
Сумма	100,00		0,3	0,6	25,3	28,6	7,5	1,7	1,6	Fs 0,9 En 1,6 — 2,5	31,9

глинозем на алюмосиликаты (270). Глинозема недостаточно для связывания всех щелочей. Избыток Na₂O (49) объединяем с Fe₂O₃ (22) с образованием Ac. Оставшийся после этого избыток Na₂O (27) объединяем с SiO₂ в Ns. Все имеющееся количество FeO + MnO + MgO = 20 и столько же CaO объединяем в Di. Избыток CaO (2) оставляем для пересчета на Wo или Cs.

Таблица 17

Пересчет химического анализа уррита

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Lc	Kp	Ne	Ac	Ns	Di	Wo
SiO ₂	45,26	761	128	12	464	88	27	40	2
TiO ₂	—								
Al ₂ O ₃	27,37	270	32	6	232	—	—		
Fe ₂ O ₃	3,53	22				22			
FeO	0,49	9							
MnO	0,19	3						12	—
MgO	0,33	8						8	—
CaO	1,22	22						20	2
Na ₂ O	17,29	281			232	22	27	—	
K ₂ O	3,51	38	32	6	—				
H ₂ O	0,40								
Сумма	99,59		14,0	2,2	65,0	10,2	3,3	4,7	0,2

Затем приступаем к распределению SiO_2 : $\text{Ac} = 1\text{Na}_2\text{O} \cdot 1\text{Fe}_2\text{O}_3 \times 4\text{SiO}_2 = 22\text{Na}_2\text{O} \cdot 22\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 88\text{SiO}_2$; имеющийся избыток Na_2O (27) пересчитываем в $\text{Ns} = 1\text{Na}_2\text{O} \cdot 1\text{SiO}_2 = 27\text{Na}_2\text{O} \cdot 27\text{SiO}_2$; образуем $\text{Or} = 38\text{K}_2\text{O} \cdot 38\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 228\text{SiO}_2$; образуем $\text{Ab} = 1\text{Na}_2\text{O} \cdot 1\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2 = 232\text{Na}_2\text{O} \cdot 232\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 1392\text{SiO}_2$; образуем $\text{Di} = 1[\text{Fe}, \text{Mn}]\text{O} \cdot \text{MgO} \times 1\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2 = 20[12(\text{Fe}, \text{Mn})\text{O} \cdot 8\text{MgO}] \cdot 20\text{CaO} \cdot 40\text{SiO}_2$; избыток CaO (2) представляем в виде $\text{Wo} = 1\text{CaO} \cdot 1\text{SiO}_2 = 2\text{CaO} \cdot 2\text{SiO}_2$.

Итак, для образования минералов по стандартной схеме мы затратили $88(\text{Ac}) + 27(\text{Ns}) + 40(\text{Di}) + 2(\text{Wo}) = 157\text{SiO}_2$ из имеющихся 761 SiO_2 , и для образования алюмосиликатов K и Na осталось всего 604 SiO_2 . Очевидно, что этого количества недостаточно для образования только Or и Ab за счет K_2O и Na_2O , оставшихся после образования Ns и Ac ($27 + 22 = 49$): $[\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} (281 + 38)] - [\text{Ns} + \text{Ac}(49)] = 270$; $270 \times 6 = 1620$. Более того, даже расчет всего оставшегося Na_2O (232) на $\text{Ne} (\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2)$, для чего потребуется 464 SiO_2 , не позволит рассчитать K_2O (38) как $\text{Or} (\text{K}_2\text{O} \times \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2)$, так как $604 - 464 = 140$, а для образования Or из имеющегося K_2O нужно $38 \times 6 = 228 \text{SiO}_2$. Этого количества SiO_2 (140) недостаточно даже для образования $\text{Lc} (\text{K}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2)$, так как $38 \times 4 = 152$, что больше имеющегося количества SiO_2 . Поэтому часть Lc заменяем Kp по уравнениям

$$\begin{aligned} |\text{Lc}| + |\text{Kp}| &= \text{K}_2\text{O}; \\ 4|\text{Lc}| + 2|\text{Kp}| &= \text{SiO}_2. \end{aligned}$$

Отсюда $\text{Lc} = 32$, а $\text{Kp} = 6$.

Выполненные по методу CIPW расчеты показывают, что для пород нормального ряда и пересыщенных глиноземом получаются весьма удовлетворительные результаты. Однако в случае ультраосновных и щелочных пород стройность пересчета нарушается. Следует отметить, что эти довольно редкие породы при всех методах пересчетов имеют определенные отклонения из-за их специфического химического и минерального составов.

Глава 5

НОРМАТИВНО-МОЛЕКУЛЯРНЫЙ МЕТОД П. НИГГЛИ

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Изложенный выше метод пересчета американских петрографов дает возможность пересчитать химический состав на минеральный. Определенная трудность состоит в том, что для этого приходится дважды заниматься пересчетом: сначала пересчитывать массовые доли окислов в процентах в молекулярные количества, а затем полученные из этих последних минералы, снова пересчитывать в массовые доли минералов в процентах. Однако принципиальная возможность сопоставлять реальный (модальный) минеральный состав горной породы с нормативным (рассчитанным) весьма ин-

тересна. Это позволяет выявлять степень отклонения хода кристаллизации породы от идеальных условий (заложённых в пересчет), когда при кристаллизации магмы одного и того же химического состава в разных термодинамических условиях возникают породы с разным минеральным составом или в случае регионального изохимического метаморфизма, когда одна и та же по химическому составу порода в условиях разных фаций метаморфизма (разные термодинамические условия) имеет различный минеральный состав. Возможность сопоставления таких разных минеральных ассоциаций (горных пород), имеющих аналогичный химический состав, позволяет раскрывать связи между изменением термодинамических параметров и изменением количественного и качественного минерального состава горной породы. Одной из попыток решения этих вопросов и является метод Ниггли [25], с помощью которого в отличие от формального расчета нормы, свойственного методу CIPW, автор стремится рассчитать состав, близкий к модальному составу горной породы. Естественно, что этот последний должен быть выражен в массовых долях процентов. Следовательно, задача состоит в том, чтобы изобразить состав минералов таким образом, чтобы молекулярная масса, соответствующая формуле минерала, была бы одной и той же (или была близка) для всех минералов.

При решении такой задачи нет необходимости пересчитывать молекулярные количества в массовые доли процентов, ибо при переводе первых во вторые переводным коэффициентом везде будет единица. Большинство минералов магматических и метаморфических горных пород являются силикатами, катионная часть которых представлена элементами, расположенными в верхней части системы Д. И. Менделеева и относительно мало отличающимися по атомной массе, а анионная часть представлена кислородом, кремнием и частично алюминием, также близкими к ним и между собой по атомной массе. Поэтому если принять «массу» минеральной молекулы равной молекулярной массе минерала, деленной на число электроположительных ионов в нем, то для большинства минеральных молекул эта масса окажется довольно близкой. Так, например, масса минеральной молекулы анортита ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) будет равна $278,14/5 = 55,63$, энстатита (MgSiO_3) $\times 100,38/2 = 50,19$, кварца (SiO_2) $60,06/1 = 60,06$, ортоклаза (KAlSi_3O_8) $278,25/5 = 55,65$ и т. д.

Каждая полученная минеральная молекула получает свой индекс: Ап, Еп, Q, Og. Этот индекс или символ означает, например, что: 1) Ап — «минеральная молекула анортита» составляет $1/5$ по «массе» от массы молекулы анортита; 2) Еп — «минеральная молекула энстатита» составляет $1/2$ по «массе» от массы молекулы энстатита; 3) Q — «минеральная молекула кварца» равна по «массе» массе молекулы кварца и т. д.

Если с помощью минеральных молекул записать какую-либо реакцию минералообразования, то окажется, что в таком виде сумма коэффициентов при индексах в одной части уравнения бу-

дет равна сумме коэффициентов в другой. Это обусловлено тем, что количество катионов (положительно заряженных атомов элементов) в обеих частях уравнения остается постоянным. Так, например, реакция превращения нефелина в альбит при добавлении кварца $\text{NaAlSiO}_4 + 2\text{SiO}_2 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, если ее изобразить в виде символов, будет иметь вид $3\text{Ne} + 2\text{Q} = 5\text{Ab}$. При этом необходимо иметь в виду, что $\text{Ne} = \text{NaAlSiO}_4/3$, $\text{Q} = \text{SiO}_2$, а $\text{Ab} = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8/5$. Реакция между нефелином и энстатитом с образованием альбита и форстерита $\text{NaAlSiO}_4 + 2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6 = \text{NaAlSi}_3\text{O}_8 + 2\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ изобразится в виде $3\text{Ne} + 8\text{En} = 5\text{Ab} + 6\text{Fo}$. Если коэффициенты выразить в процентах, то реагирующие вещества также будут в процентах: $27,3\text{Ne} + 72,7\text{En} = 45,5\text{Ab} + 54,5\text{Fo}$.

Очевидно, что такое написание реакции очень удобно, так как требуется только один раз пересчитать на проценты, а при дальнейшем расчете всех возможных вариантов минерального состава результаты реакций уже сами собой будут выражаться в процентах. Это очень важное преимущество метода, поскольку он дает большую экономию времени как при различных расчетах, так и при нанесении их результатов на диаграммы.

Предложенный П. Ниггли метод расчета при помощи символов хорошо согласуется и с массовыми соотношениями реагирующих веществ. Примером может служить реакция образования ортоклаза за счет калиофиллита и кварца: $\text{KAlSiO}_4 + 2\text{SiO}_2 = \text{KAlSi}_3\text{O}_8$ или в символах П. Ниггли $3\text{Kp} + 2\text{Q} = 5\text{Or}$. В массовых количествах эта реакция выразится так: 316,26 г калиофиллита + 240,24 г кварца = 556,50 г ортоклаза. Как видно, массовое отношение реагирующих веществ 316,26 : 240,24 очень близко к отношению 3 : 2 коэффициентов у символов П. Ниггли.

Нужно иметь в виду, что в большинстве реакций минералообразования такие элементы, как С, S, Н и ряд других, улетучиваются в виде CO_2 , H_2O , H_2S и других соединений и в состав породообразующих минералов магматических и метаморфических пород не входят. Поэтому при расчете коэффициентов такие элементы, как С, N, S, F, Cl и Н, отбрасываются. Это не касается шестивалентной серы, которая связывает соответствующее количество кислорода. Приведенные расчеты иллюстрируются реакцией превращения мусковита, кальцита, энстатита и кварца в ортоклаз, диоксид, силлиманит и воду при процессе прогрессивного метаморфизма: $2\text{KAl}_3\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + \text{CaCO}_3 + \text{MgSiO}_3 + 3\text{SiO}_2 = 2\text{KAlSi}_3\text{O}_8 + \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{Al}_2\text{SiO}_5 + \text{CO}_2 + 2\text{H}_2\text{O}$, которая в символах П. Ниггли имеет такой вид: $14\text{Ms} + 1\text{Cc} + 2\text{En} + 3\text{Q} = 10\text{Or} + 4\text{Di} + 6\text{Sill} + (1\text{CO}_2) + (2\text{W})$, а в процентах реагирующих веществ соответственно: $70\text{Ms} + 5\text{Cc} + 10\text{En} + 15\text{Q} = 50\text{Or} + 20\text{Di} + 30\text{Sill}$. Как указывалось выше, флюидные компоненты в расчет не принимаются.

Однако расчеты, подобные приведенному, довольно сложны. Поэтому для упрощения расчетов при получении различных вариантов минеральных ассоциаций П. Ниггли предложил использовать так называемые базисные молекулы, которые соответст-

Базисные молекулы П. Ниггли

Коэффициенты перевода формульных молекулярных масс в эквивалентные	Формула	Символ соответствующего минерала	Эквивалентная масса	
1/3	{	KAlSi ₃ O ₈	Kp	52,7
		NaAlSi ₃ O ₈	Ne	47,4
		CaAlSi ₂ O ₈	Cal	52,7
		MgAl ₂ O ₄	Sp	47,4
		Fe ²⁺ Al ₂ O ₄	Hx	57,9
		K ₂ SiO ₃	Ks	51,4
		Na ₂ SiO ₃	Ns	40,7
		Ca ₂ SiO ₄	Cs	57,4
		Mg ₂ SiO ₄	Fo	46,9
		Fe ²⁺ SiO ₄	Fa	67,9
Fe ²⁺ Cr ₂ O ₄	Cr	74,6		
1	{	NaCl	Нл	58,4
1/2	{	Al ₂ O ₃	С	51,0
		Fe ³⁺ O ₃	Hm	79,8
		ZrSiO ₄	Z	91,6
1	{	SiO ₂	Q	60,1
		TiO ₂	Ru	79,9
		Fe ²⁺ S ₂ ²⁻	Pr	120,0
		CaF ₂	Fr	78,1
1/5		Ca ₃ P ₂ O ₈	Ср	62,1
1		CaCO ₃	Сс	100,0
1/2		CaS ⁶⁺ O ₄	А	68,1
1/3		Na ₂ S ⁶⁺ O ₄	Th	47,3
1/2		Na ₂ CO ₃	Nc	53,0
1/3		Fe ³⁺ SiO ₅	Fs	73,2
1/2		H ₂ O	W	—

вуют компонентам, принимаемым при построении диаграмм состояния. Базисные молекулы приведены в табл. 18.

Конечно, эти базисные молекулы являются абстракцией, удобной для расчетов, не представляя реально существующих минералов. Однако из них можно получить составы, приближающиеся к реальным минералам горных пород.

Как и в других методах пересчетов, элементы-примеси объединяются с петрогенными элементами: Mn и Ni добавляются к Fe²⁺, Sr и Ba к Ca, Li к K, Cr к Al, P, Cl, F и S²⁻ учитываются лишь при их достаточно высоком содержании, когда они могут образовать самостоятельные минералы. В этом случае пересчитывают фосфор на Ср, хлор на Нл, хром на Сг, фтор на Fr, S²⁻ на Pr (см. табл. 19), CO₂ на Сс только в случае, если кальцит является первичным.

На основании этих базисных молекул образуются минералы, более или менее приближающиеся к реальным минералам горных пород. Для удобства расчета последних в табл. 19 приведены

Главные нормативные породообразующие минералы

Минерал	Уравнение пересчета из исходных молекул	Символ нормативного минерала	Эквивалентная масса	Характер отклонения
Кварц	Q	Q	60,1	+
Калиофиллит	Kp	Kp	52,7	0
Лейцит	$3Kp+Q=4Lc$	Lc	54,6	0
Калиевый полевой шпат	$3Kp+2Q=5Q$	Or	55,7	0
Нефелин	Ne	Ne	47,4	—
Анальцим	$3Ne+Q+W=4Am$	Am	55,0	0
Альбит	$3Ne+2Q=5Ab$	Ab	52,4	—
Содалит	$18Ne+2Hl=20Sod$	Sod	~48	—
Нозеан	$18Ne+2Th=20Nos$	Nos	47,3	—
Канкринит	$18Ne+2Cc=20Canc$	Canc	~50	—
Гаюин	$18Ne+4A=22Hn$	Hn	51,1	—
Анортит	$3Cal+2Q=5An$	An	55,6	0
Мариалиты	$30Ab + \begin{cases} 2 Hl \\ 3 Th \\ 2 Nc \end{cases} = \frac{32}{34} Ma$	Ma	~52	—
Мейониты	$30An + \begin{cases} 2 Cc \\ 4 A \end{cases} = \frac{32}{34} Me$	Me	~57	0
Силлиманит, андалузит, кианит	$2C+1Q=3Sill$	Sill	54	0
Апатит	$15Cp+1Fr=16Ap$	Ap	63	+
Форстерит	Fo	Fo	46,9	—
Фаялит	Fa	Fa	67,9	+
Энстатит	$3Fo+1Q=4En$	En	50,2	—
Железистый гиперстен (ферросилит)	$3Fa+1Q=4Hy$	Hy	65,9	+
Волластонит	$3Cs+1Q=4Wo$	Wo	58,1	+
Диопсид	$2Wo+2En=4Di$	Di	54,1	0
Геденбергит	$2Wo+2Hy=4Hdb$	Hdv	62	+
«Молекула Чермака»	$3Cal+1Q=4Ts$	Ts	54,5	0
Акмит (эгнирин)	$3Ns+2Hm+3Q=8Ac$	Ac	57,7	+
Жадит	$3Ne+1Q=4Jd$	Jd	50,8	—
Титанит	$1Ru+2Wo=3Tn$	Tn	65,3	+
Кордиерит	$3Sp+5Q=11Crd$	Crd	53,2	0
Fe-кордиерит	$6Hz+5Q=11Fe-Crd$	Fe-Crd	68,9	+
Геленит	$3Cal+2Wo=5Ge$	Ge	54,8	0
Гроссуляр	$3Cal+4Wo+1Q=8Gro$	Gro	56,8	0
Пироп	$3Sp+4En+1Q=8Pyp$	Pyp	50,4	—
Альмандин	$4Hz+4Hy+1Q=9Alm$	Alm	62,2	+
Андрадит	$2Hm+6Wo=8Andr$	Andr	63,5	+
Магнетит	Mt или $2Fs+1Fa=2Mt+O$	Mt	77,2	Очень большой
Ильменит	$3Fa+2Ru=4Il+Q$	Il	75,9	,
Гематит	Hm	Hm	79,8	,

Минерал	Уравнение пересчета из исходных молекул	Символ нормативного минерала	Эквивалентная масса	Характер отклонения
Тремолит	$8Di + 6En + 1Q + (W) = 15Ho$	Ho	—	
Мусковит	1) $10Or + 4C + (2W) = 14Ms$ 2) $6Kp + 6Sill + 2Q + (2W) = 14Ms$ 3) $6Kp + 4C + 4Q + (2W) = 14Ms$	Ms	—	
Биотит	4) $40Or + 33Crд + (7W) = 42Ms + 16Bi + 15Q$ 1) $6Kp + 9Fo + 1Q + (2W) = 16Bi$ 2) $6Kp + 1,5Sill + 7,5Fo + 1Q + (1,5W) = 16Bi$ 3) $10Or + 12En + 2(W) = 16Bi + 6Q$ 4) $10Or + 33Crд + (2W) = 16Bi + 18Sill + 9Q$ 5) $10Or + 18Sp + (2W) = 16Bi + 12C$ 6) $10Or + 9Fo + (2W) = 16Bi + 3Q$ 7) $40Or + 18Sp + (2W) = 16Bi + 42Ms$ 8) $12Kp + 9Sp + 8Q + (W) = 8Bi + 21Ms$	Bi	—	
Fe-биотит	$6Kp + 9Fa + 1Q + (2W) = 16Fe - Bi$	Fe—Bi	—	
Серицит	$40Or + 9Sp + 3Sill + 5C + (7,5W) = 57Ms'$	Ms'	—	
Цоизит	$9CaI + 2Wo + 5Q + (1W) = 16Zo$	Zo	—	
Серпентин	$3Fo + 2En + (2W) = 5Srp$	Srp	—	
Амезит	$3Sp + 2En + (2W) = 5At$	At	—	
Тальк	$6En + 1Q + (1W) = 7Tc$	Tc	—	
Каолинит	$3Sill + 1Q + (2W) = 4Ka$	Ka	—	
Ставролит	$3Hz + 3Sill + 1Q + (1W) = 7St$	St	—	

Отклонения: + в большую сторону, — в меньшую сторону, 0 — отклонения нет.

уравнения, по которым это делается. В этой же таблице приведены символы нормативных минералов, их эквивалентные массы и характер отклонения от среднего значения эквивалентной массы.

Одним из преимуществ данного метода является то, что из базисных молекул можно образовать разные минералы и здесь возможны варианты в зависимости от реального минерального состава горной породы, который мы можем изучить в шлифах.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

1. Результаты химического анализа, выраженные в массовых долях окислов в процентах, пересчитываются на атомные количества*.

2. Элементы-примеси пересчитываются на акцессорные минералы:

1) весь P на Cr по уравнению $2P + 3Ca = 5Cr$;

* В прил. I приведены таблицы для пересчета массовых долей окислов в процентах в молекулярные количества. Для перевода их в атомные количества необходимо значения, полученные для Al, Fe³⁺, Na, K, H и P, умножить на два.

2) весь Cl пересчитывается на Hl из соотношения $xCl = xHl$, поскольку он не входит в состав базисных молекул;

3) весь F на CaF_2 по уравнению $xCa + 2xF = xCaF_2$, $xCaF_2$ соответствует $0,5xF$;

4) вся S на Rg по уравнению $xFe^{3+} + 2xS = xFeS_2$, xRg соответствует $0,5xS$;

5) весь Cr на St по уравнению $xCr = 0,5xFe^{2+} = 1,5xCr = 1,5Fe^{2+}Cr_2O_4/3$;

6) весь CO_2 на Cc по уравнению $xCO_2 + xCa = xCc$ при условии, что в породе весь кальцит первичный.

Количество атомов, пошедшее на образование аксессуарных минералов, вычитается из общего количества атомов соответствующего элемента. Элементы-примеси, не вошедшие в состав аксессуарных минералов, присоединяются к петрогенным элементам. Затем приступают к расчету базисных молекул.

3. К рассчитывают на Kp по уравнению: $xK + xAl + xSi = 3Kp$. Если при этом остается избыток атомов K (т. е. $K > Al$), то рассчитывают Ks по уравнению: $yK + 0,5ySi = 1,5yKs$.

4. В случае, если $Al > K$, рассчитывают Ne: $xNa + xAl + xSi = 3xNe$. Если при этом остается избыток атомов Na (т. е. $Na > Al$), то рассчитывают Ns по уравнению $yNa + 0,5ySi = 1,5yNs$. В этом случае (Ne+Ns) мы имеем дело с породами, пересыщенными щелочами ($K > Al$ или $K + Na > Al$).

5. В случае, если $K + Na + 2Ca > Al > K + Na$, т. е. для пород нормального ряда, после образования Kp и Ne остается избыток Al, который рассчитывается в кальций-алюминат (Cal) по уравнению: $xAl + 0,5xCa = 1,5xCal$.

6. Остающийся после этого избыток атомов Ca рассчитывается на кальций-силикат (Cs) по уравнению: $yCa + 0,5ySi = 1,5yCs$.

7. В случае, если $Al > K + Na + 2Ca$, т. е. для пород, пересыщенных алюминием, после образования Cal остается избыток алюминия (yAl), который рассчитывается:

а) если в анализе имеется не меньше чем $0,5y$ атомов магния, то на Sp по уравнению: $yAl + 0,5yMg = 1,5ySp$;

б) если в анализе количество атомов магния меньше чем $0,5y$, то после расчета Sp остаются атомы алюминия в количестве z. Имеющиеся в анализе атомы Fe^{2+} соединяются с Al в герцинит (Hz) по уравнению: $zAl + 0,5zFe^{2+} = 1,5zHz$;

в) если в анализе количество атомов Fe^{2+} меньше чем $0,5z$, то оставшийся после образования Hz избыток атомов алюминия (wAl) пересчитывается на корунд (C): $wAl = wC$.

Имеющееся в анализе Fe^{3+} рассчитывается на Fs по уравнению: $xFe^{3+} + 0,5xSi = 1,5xFs$, однако если при предыдущих расчетах не получены базисные молекулы Ks и Ns, то можно не рассчитывать Fs, а пересчитывать трехвалентное железо сразу на Mt: $xFe^{3+} + 0,5xFe^{2+} = 1,5xMt$. Оставшееся количество атомов Fe^{2+} и Mg пересчитывается на Fa и Fo: $xFe^{2+} + 0,5xSi = 1,5xFa$; $yMg + 0,5ySi = 1,5yFo$.

10. Весь титан рассчитывается на рутил (Ru): $xTi = xRu$.

11. Весь цирконий рассчитывается на циркон (z): $xZ + xSi = 2xZ$.

12. Если после расчета всех указанных выше минеральных молекул остается избыток кремния, то он рассчитывается как кварц (Q): $xSi = xQ$.

13. Количество имеющейся в анализе воды рассчитывается как молекулярное: $xH_2O = xW$.

Естественно, что после расчета всех базисных молекул не должно остаться неиспользованных атомов элементов. Для проверки этого нужно подсчитать общее количество имевшихся атомов и сравнить полученную сумму с суммой, полученной при суммировании атомов, вошедших в число базисных молекул. Подсчет первых ведется в вертикальном столбце, подсчет вторых — в горизонтальной строке, в которой находятся рассчитанные количества базисных минеральных молекул. После выполненной проверки сумму атомов базисных молекул приравнивают к 100 и высчитывают процентное содержание каждой базисной молекулы. Затем их группируют: $Kp + Ne + Cal = L$, $Cs + Fo + Fa + Ns + Ks + Fs = M$, $Q + Ru = Q$. Сумма $L + M + Q$ тоже должна быть равна 100. Затем проектируют в треугольник — строят фигуративную точку.

Для пересчета на нормативные (идеализированные) минералы используют реакции, приведенные в табл. 19. Полученный таким образом минеральный состав горной породы будет выражен одновременно в молекулярных, массовых и объемных процентах. При образовании минералов из базисных молекул (табл. 20) возможно несколько вариантов расчета, выбор варианта зависит от тех целей, которые ставит перед собой исследователь: максимально приблизиться к реальному (модальному) минеральному составу горной породы или исследовать всевозможные варианты и сопоставить их с разными условиями формирования горной породы.

Стандартный пересчет базисных молекул на нормативные минералы производится в следующем порядке.

1. Рассчитываются малые компоненты.

2. Если имеются Ks или Ns, то их соединяют с таким же количеством Fs в Fks или Fns: $1Ks + 1Fs = 2Fks$; $1Ns + 1Fs = 2Fns$, где $Fks = 0,33KFe^{3+}SiO_4$ и $Fns = 0,33NaFe^{3+}SiO_4$.

3. Если после расчета (см. п. 2) остается Fs, то он пересчитывается в Mt: $xFs + 0,5xFa = xMt + 0,5xQ$. Если не имеется базисных молекул Ns и Ks, то расчет ведется сразу на Mt: $xFe^{3+} + 0,5xFe^{2+} = 1,5xMt$.

4. Избыток Fs по отношению к Fa рассчитывается как Hm: $3yFs = 2yHm + yQ$.

5. Количество Q, полученное в результате пересчетов, указанных в пп. 3 и 4, добавляется к общему количеству Q, за счет которого происходит насыщение кремнеземом базисных молекул:

а) если имеется Cal, то он пересчитывается на An: $xCal + 0,66xQ = 1,66xAn$;

б) оставшийся Q используется для пересчета Cs на Wo: $xCs + 0,33xQ = 1,33xWo$;

Пересчет химического анализа андезито-базальта

Компоненты	Массовая доля, %	Атомные количества	Базисные молекулы													
			Cr	Hl	Pr	Kp	Ne	Cal	Cs	Mt	Fa	Fo	Ru	Q		
SiO ₂	54,50	905				20	102				22		3	70		688
TiO ₂	0,98	12													12	
Al ₂ O ₃	17,56	344				20	102		222							
Fe ₂ O ₃	5,75	72			3							69				
FeO	2,70	39	} 40									35	5			
MnO	0,10	1														
MgO	5,65	141												141		
CaO	8,85	158	3								44					
Na ₂ O	3,14	102					102		111							
K ₂ O	0,93	20				20										
P ₂ O ₅	0,15	2	2													
S	0,22	6			6											
C	0,05	2														
H ₂ O	0,10															
			В расчете не участвует													
Сумма	100,48	1804	5	2	9	60	306	333	66	104	8	211	12	688		
Пересчет на проценты		100	0,3	0,1	0,5	3,3	17,0	18,5	3,7	5,7	0,4	11,7	0,7	38,1		

Проекционные группы: $M = Pr + Mt + Fo + Fa + Cs = 22,0$; $L = Kp + Ne + Cal = 38,8 \approx 39,0$; $Q = Q + Ru = 38,8 \approx 39,0$. Порода нормального ряда.

в) если и после этого остается избыток Q, то он пересчитывается на Ac (или K — Ac): $xFns + 0,33xQ = 1,33xAc$; $(xFks + 0,33xQ = 1,33xK - Ac)$;

г) в очень редких случаях может остаться избыток Ns или Ks, их насыщают Q для образования Ns' или Ks': $xNs + 0,33xQ = 1,33xNs'$; $xKs + 0,33xQ = 1,33xKs'$, где $Ns' = 0,25Na_2Si_2O_5$, а $Ks' = 0,25K_2Si_2O_5$. Следует иметь в виду, что избыток Ns обычно обусловлен неполнотой анализа, как правило, отсутствием определения Cl;

д) обычно после всех выполненных операций (пп. «а»—«г») остается избыток Q, использующийся для образования Or: $xKp + 0,66xQ = 1,66xOr$ (если Q больше, чем необходимо для насыщения всего Kp) или $yQ + 1,5yKp = 2,5yOr$ (если Kp больше, чем количество Q, необходимое для перевода всего Kp в Or);

е) если после насыщения всего Kp до Or остается избыток Q, то он используется для пересчета Ne на Ab: $xNe + 0,66xQ = 1,66xAb$ (Q больше, чем необходимо для насыщения всего Ne) или $yQ + 1,5yNe = 2,5yAb$ (Ne больше, чем количество Q, необходимое для перевода всего Ne в Ab);

ж) если после насыщения всего Ne до Ab останется избыток Q, то им насыщают Sp до Crd и Hz до Fe—Crd: $yQ + 1,2ySp = 2,2yCrd$ или $yQ + 1,2yHz = 2,2yFe—Crd$;

з) если и после этого остается избыток Q, то он расходуется на насыщение базисных молекул C и (Fo+Fa): $zQ + 2zC = 3zSill$; $xQ + 3xFo = 4xEp$, $yQ + 3yFa = 4yHур$; в первую очередь насыщают C, насыщение же Fo и Fa происходит одновременно с учетом их количественных соотношений;

и) оставшийся избыток Q представляется в виде свободного кремнезема Q (кварц).

ПРОЕКТИРОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Базисные молекулы используются не только для расчета минерального состава горной породы, но и для образования петрохимических групп, которые в дальнейшем используются для проектирования. Такими петрохимическими группами являются M, L, Q. $L = Kp + Ne + Cal$, $M = Cs + Fo + Fa + Fs + Ns$, $Q = Q + Ru$. Базисные молекулы объединены в группы на основании того, в какие породообразующие минералы они входят.

В группу L объединены те базисные молекулы, из которых образуют алюмосиликаты (полевые шпаты и фельдшпатоиды). В группу M объединены те базисные молекулы (Cs, Fo, Fa), из которых образуют островные и цепочечные силикаты (оливины, пироксены, амфиболы); сюда же входят базисные молекулы (Ns, Fs и Ks), из которых образуются щелочные пироксены и амфиболы и рудные минералы. Сюда же относятся базисные молекулы C, Sp, Hz, Fs, которые являются основанием для образования силлиманита, корунда, шпинелидов, слоевых силикатов, т. е. ассоциации метаморфических пород; совместно с базисными молекулами магматических пород они, как правило, не встречаются.

Указанные три главных петрохимических параметра (M, L, Q) помещаются в вершинах равностороннего треугольника (рис. 2). На сторонах треугольника помещают точки P, F и Ts. Точка P отвечает составу пироксена, а ее место на стороне MQ определяется из уравнения $3(Fo, Fa, Cs) + 1Q = 4(Ep, Wo, Hy)$, т. е. она находится на расстоянии MP от точки M, равном $1/4 MQ$. Точка F отвечает составу полевого шпата, а ее место на стороне QL определяется из уравнения $3(Kp, Ne, Cal) + 2Q = 5(Or, Ab, An)$, т. е. она находится на расстоянии EL от точки L, равном $2/5 QL$. Точка Ts на стороне QL отвечает составу лейцита ($3Kp + 1Q$), жадеита ($3Ne + 1Q$) и молекулы Чермака ($3Cal + 1Q$) и находится она, как это следует из уравнений, на расстоянии LTs от точки L, равном $1/4 LQ$. Из принципа построения треугольника MLQ следует, что: 1) фигуративные точки, располагающиеся в малом треугольнике PQF, т. е. лежащие выше линии PF (пироксены — полевые шпаты), отвечают породам, содержащим свободный кремнезем в виде кварца и, следовательно, пересыщенным кремнеземом; 2) фигуративные точки, располагающиеся в четырехугольнике MPFL, т. е.

лежащие ниже линии PF , отвечают породам, в которых присутствуют минералы, недосыщенные кремнеземом; 3) фигуративные точки, расположенные точно на линии PF , отвечают породам, состоящим из минералов, максимально насыщенных кремнеземом, но не содержащих свободного SiO_2 .

Для случая 1, т. е. для тех пород, фигуративные точки которых находятся внутри треугольника PQF , графически легко подсчитать количество свободного кремнезема, находящегося в породе. Для этого через фигуративную точку, отвечающую составу породы, проводят линии, параллельные сторонам MQ и LQ . Отсекаемые ими на стороне PF отрезки будут отражать содержание в породе: а) минералов группы P (отрезок, прилегающий к точке F); б) минералов группы F (отрезок, прилегающий к точке P); в) минералов группы Q (средний отрезок) — в основном это кварц.

Для случая 2 возможны два основных варианта: а) пироксены — полевые шпаты — фельдшпатоиды (треугольник PFL) и б) оливины — пироксены — полевые шпаты (треугольник MPF) и два дополнительных: а) оливины — полевые шпаты — фельдшпатоиды (треугольник MPL) и б) оливины — фельдшпатоиды — полевые шпаты (треугольник MFL). Для выбора правильного варианта необходимо учитывать, что невозможны: ассоциация ромбический пироксен + нефелин, наличие значительного количества алюмината кальция (Ca) и наличие ортосиликата кальция (Cs) в магматических породах.

Для случая 3 нужно учитывать возможность образования анхимономинеральных пород, состоящих из пироксенов или амфиболов, т. е. образование изоморфных смесей на базе диопсид (тремолит) — жадеит — молекула Чермака. Таким образом, в этот треугольник можно проектировать и составы горных пород, и составы минералов, выразив их через три основных петрохимических параметра.

Состав групп L и M можно уточнить с помощью дополнительных чисел λ , γ , μ , ω и k' . Число $\lambda = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Ne} + \text{Kp})$ характеризует роль анортитового компонента в полевых шпатах, а числа $\gamma = \text{Cs}/(\text{Cs} + \text{Fo} + \text{Fa} + \text{Fs})$ и $\mu = \text{Fo}/(\text{Fa} + \text{Fa} + \text{Cs} + \text{Fs})$ — роль кальция и магния в цветных компонентах. Число $\omega = \text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{3+} + \text{Fe}^{2+})$ или $\text{Fs}/(\text{Fa} + \text{Fs})$ характеризует количество воды в горной породе (магме). Число $k' = \text{Kp}/(\text{Kp} + \text{Ne})$ отражает роль калия в щелочно-полевошпатовом компоненте.

Как видно из проектирования результатов пересчета в треугольник MLQ , состав андезито-базальта попадает в треугольник

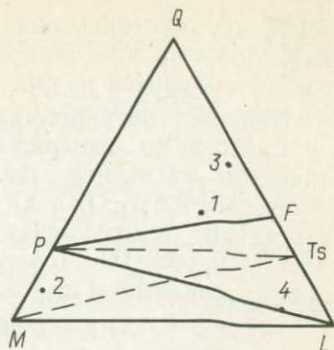


Рис. 2. Треугольник для проекции составов пород по методу Ниггли.

1 — андезито-базальт; 2 — перидотит; 3 — гранит; 4 — уртит

PQF , располагаясь вблизи линии PF (пироксены — полевые шпаты). Поэтому при пересчете химического состава на минеральный состав получится кварц.

Пересчет выполняется в такой последовательности (табл. 20).

1. Mt и Ru уже рассчитаны. Магнетита 5,7, а рутила 0,7. Количество магнетита было рассчитано по уравнению: $1,5xMt = xFe_2O_3 + 0,5xFeO$, а $xRu = xTiO_2$. Однако вместо Ru может быть рассчитан и ильменит: $xTiO_2 + xFeO = 2xIl$ или $xRu + 1,5xFa = 2xIl + 0,5xQ$. Поскольку в расчете Fa меньше, чем Ru , то реакцию рассчитываем по Fa :

$$x Fa + 0,66 x Ru = 1,33 x Il + 0,33 x Q;$$

$$0,4 Fa + 0,2 Ru = 0,5 Il + 0,1 Q.$$

Итак, полностью исчез Fa , появилось 0,5 Il , количество $Ru = 0,5$, а общее количество $Q = 38,2$.

2. Поскольку имеется Cal , то он весь пересчитывается на An по уравнению:

$$x Cal + 0,66 x Q = 1,66 x An; 18,5 Cal + 12,1 Q = 30,6 An.$$

Итак, количество $An = 30,6$, полностью израсходован Cal , а количество оставшегося $Q = 26,1$.

3. Поскольку имеется Q , то он расходуется на насыщение Cs до Wo :

$$x Cs + 0,33 x Q = 1,33 x Wo; 3,7 Cs + 1,2 Q = 4,9 Wo.$$

Итак, количество $Wo = 4,9$, полностью израсходован Cs , а количество оставшегося $Q = 24,9$.

4. Поскольку имеется Q , то пересчитываем Kr на Or :

$$x Kr + 0,66 x Q = 1,66 x Or; 3,3 Kr + 2,2 Q = 5,5 Or.$$

Итак, количество $Or = 5,5$, полностью израсходован Kr , а количество оставшегося $Q = 22,7$.

5. Поскольку имеется Q , то пересчитываем Ne на Ab :

$$x Ne + 0,66 x Q = 1,66 x Ab; 17,0 Ne + 11,2 Q = 28,2 Ab.$$

Итак, количество $Ab = 28,2$, полностью израсходован Ne , а количество оставшегося $Q = 11,5$.

6. Поскольку имеется Q , порода нормального ряда и нет Sp и Hz , то насыщаем Fo до En :

$$3 x Fo + x Q = 4 x En; 11,7 Fo + 3,9 Q = 15,6 En.$$

Итак, количество $En = 15,6$, полностью израсходован Fo , а количество оставшегося $Q = 7,6$.

Поскольку насыщены все базисные минеральные молекулы, то оставшееся Q представляется в виде кварца. Проверяем весь расчет по Q :

$$Q = (38,1 + 0,1) - (12,1 + 1,2 + 2,2 + 11,2 + 3,9) = 7,6.$$

Итак, порода состоит из следующих минералов (в %): Mt 5,7; Il 0,5; Ru 0,5; Pr 0,5; Hl 0,1; Cr 0,3; An 30,6; Or 5,5; Ab 28,2; Wo 4,9; Ep 15,6; Q 7,6.

Поскольку в магматических породах волластонит не образуется, то переводим его в диопсид:

$$x \text{ Wo} + x \text{ Ep} = 2x \text{ Di}; 4,9 \text{ Wo} + 4,9 \text{ Ep} = 9,8 \text{ Di}.$$

Итак, количество Di=9,8, полностью израсходован Wo, а количество оставшегося Ep=10,7.

Итак, окончательный минеральный состав породы следующий (в %): Pr 0,5; Hl 0,1; Cr 0,3; Ru 0,5; Il 0,5; Mt 5,7; An 30,6; Ab 28,2; Or 5,5; Di 9,8; Ep 10,7; Q 7,6.

Подсчитанный минеральный состав вполне реален для андезито-базальта, учитывая, что кварц, как правило, входит в состав стекла, хотя иногда может образовывать и самостоятельную фазу. Ортоклаз обычно образует твердые растворы с плагиоклазом — их взаимная растворимость с плагиоклазами основного состава ограничена, однако полученное по расчету количество ортоклаза невелико, и он вполне может целиком войти в имеющееся количество плагиоклаза. Незначительное его количество, не вошедшее в плагиоклаз, может присутствовать как в составе стекла, так и в виде самостоятельной фазы.

Как видно из расчетов к табл. 21, при проектировании в треугольник *MQL* состав перидотита попадает в малый треугольник *MPL* и расположен вблизи стороны *MP*, т. е. минеральный состав будет пироксен-оливиновый.

Пересчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 21).

1. Пересчитывать Ru на Il ввиду его очень маленького количества нецелесообразно.

2. Имеющееся количество Cal пересчитываем на An:

$$x \text{ Cal} + 0,66x \text{ Q} = 1,66x \text{ An}; 2,9 \text{ Cal} + 1,9 \text{ Q} = 4,8 \text{ An}.$$

Итак, количество An=4,8, полностью израсходован Cal, а количество Q=6,6.

3. Поскольку имеется Q, то пересчитываем Cs на Wo:

$$x \text{ Cs} + 0,33x \text{ Q} = 1,33x \text{ Wo}; 0,4 \text{ Cs} + 0,1 \text{ Q} = 0,5 \text{ Wo}.$$

Итак, количество Wo=0,5, полностью израсходован Cs, а количество Q=6,5.

4. Поскольку в анализе отсутствуют щелочи, то остаток Q идет на насыщение Fo и Fa с учетом их соотношения:

$$x \text{ Q} + 3x \text{ Fo} = 4x \text{ Ep}, y \text{ Q} + 3y \text{ Fa} = 4y \text{ Нур};$$

$$6,2 \text{ Q} + 18,6 \text{ Fo} = 24,8 \text{ Ep}; 0,3 \text{ Q} + 0,9 \text{ Fa} = 1,2 \text{ Нур}.$$

Пересчет химического анализа перидотита

Компоненты	Массовая доля, %	Атомные количества	Базисные молекулы							
			Сm	CaI	Cs	Mt	Fa	Fo	Ru	Q
SiO ₂	41,18	686			3		26	498		159
TiO ₂	0,06	1							1	
Al ₂ O ₃	1,80	36		36						
Cr ₂ O ₃	0,50	6	6							
Fe ₂ O ₃	3,51	44				44				
FeO	5,39	76	3			22	52			
MnO	0,12	1								
NiO	0,01	—								
MgO	40,18	997						997		
CaO	1,32	23		18	5					
Na ₂ O	0,05	—								
K ₂ O	0,03	—								
H ₂ O ⁺	5,97	—								
H ₂ O ⁻	0,24	—								
CO ₂	0,14	—								
			В расчете не участвуют							
Сумма	100,50	1870	9	54	8	66	78	1495	1	159
Пересчет на проценты		100	0,5	2,9	0,4	3,5	4,2	79,95	0,05	8,5

Проекционные группы: $M = Cs + Fo + Fa + Mt + Cm = 87,55 \approx 88$; $L = CaI = 2,9 \approx 3$; $Q = Q + Ru = 8,5 + 0,05 = 8,55 \approx 9$. Порода нормального ряда.

5. Итак, количество $E_p = 24,8$, $H_{ур} = 1,2$, полностью израсходован Q , количество $Fo = 61,35$, $Fa = 3,3$. Получаем состав породы (в %):

Mt 3,5; Cm 0,5; Ru 0,05, An 4,8; Wo 0,5; E_p 24,8;

$H_{ур}$ 1,2; Fo 61,35; Fa 3,3.

Поскольку при кристаллизации магмы волластонит не образуется, пересчитываем Wo с E_p на Di по уравнению:

$$x Wo + x E_p = 2 x Di; 0,5 Wo + 0,5 E_p = 1 Di.$$

Количество E_p , необходимое для этой реакции, высчитываем из общего количества E_p , и окончательный состав породы будет следующим (в %):

Ru 0,05; Cm 0,5; Mt 3,5; An 4,8; Di 1,0; E_p 24,3;

$H_{ур}$ 1,2; Fo 61,35; Fa 3,3 (оливин 64,65).

Пересчет химического анализа гранита

Компоненты	Массовая доля, %	Атомные количества	Базисные молекулы										
			Cr	Kp	Ne	Cal	Sp	Hз	Mt	Fa	Ru	Q	
SiO ₂	71,84	1196		90	108						5		993
TiO ₂	0,27	4										4	
Al ₂ O ₃	14,59	286		90	108	54	32	2					
Fe ₂ O ₃	1,13	14								14			
FeO	1,33	18						1	7	10			
MnO	0,04	—											
MgO	0,63	16					16						
CaO	1,67	30	3			27							
Na ₂ O	3,35	108			108								
K ₂ O	4,22	90		90									
P ₂ O ₅	0,13	2	2										
H ₂ O	0,80												
Сумма	100,00	1764	5	270	324	81	48	3	21	15	4	993	
Пересчет на проценты		100	0,3	15,3	18,4	4,6	2,7	0,2	1,2	0,8	0,2	56,3	

Проекционные группы: $M = Fa + Sp + Hз + Mt = 4,9 \approx 5$; $L = Kp + Ne + Cal = 38,3 \approx 38$; $Q = Q + Ru = 56,5 \approx 57$.

Как видно из расчетов к табл. 22, при проектировании в треугольник MQL фигуративная точка гранита попадает в поле малого треугольника PQF и лежит вблизи стороны QF .

Пересчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 22).

1. Поскольку Π более обычный минерал гранитов, чем Ru , то пересчитываем последний на Π :

$$x Ru + 1,5 x Fa = 2 x \Pi + 0,5 x Q; 0,2 Ru + 0,3 Fa = 0,4 \Pi + 0,1 Q.$$

Итак, количество $\Pi = 0,4$, полностью израсходован Ru , оставшееся количество $Fa = 0,5$, а количество $Q = 56,3 + 0,1 = 56,4$.

2. Наличие Q позволяет пересчитывать весь Kp на Og :

$$15,3 Kp + 0,66 \cdot 15,3 Q = 25,4 Og.$$

Итак, количество $Og = 25,4$, полностью израсходован Kp , а количество $Q = 46,3$.

3. Теперь пересчитываем весь Ne на Ab :

$$18,4 Ne + 0,66 \cdot 18,4 Q = 30,5 Ab.$$

Итак, количество $Ab = 30,5$, полностью израсходован Ne , а количество $Q = 34,2$.

4. Наличие Q позволяет пересчитать весь Cal на An:

$$4,6 \text{ Cal} + 0,66 \cdot 4,6 \text{ Q} = 1,66 \cdot 4,6 \text{ An} = 7,6 \text{ An}.$$

Итак, количество An=7,6, полностью израсходован Cal, а количество Q=31,2.

5. Теперь насыщаем кремнеземом Sp до Crd и Hz до Fe—Crd:

$$x \text{ Sp} + 0,83 x \text{ Q} = 1,83 x \text{ Crd}, \quad y \text{ Hz} + 0,83 y \text{ Q} = 1,83 y \text{ Fe—Crd};$$

$$2,7 \text{ Sp} + 0,83 \cdot 2,7 \text{ Q} = 4,9 \text{ Crd}, \quad 0,2 \text{ Hz} + 0,83 \cdot 0,2 \text{ Q} = 0,4 \text{ Fe—Crd}.$$

В итоге количество Crd=5,0, Fe—Crd=0,4; полностью израсходованы Sp и Hz, а количество оставшегося Q=28,8.

6. Все оставшееся количество Fa пересчитываем на Hур:

$$0,5 \text{ Fa} + 0,33 \cdot 0,5 \text{ Q} = 0,7 \text{ Hур}.$$

Итак, количество Hур=0,7, полностью израсходован Fa, оставшееся количество Q=28,6.

Проверяем остаток $Q = (56,3 + 0,1) - (3,0 + 10,1 + 12,1 + 2,4 + + 0,2) = 28,6$.

Получаем состав породы (в %): Sp 0,3; Mt 1,2; Il 0,4; An 7,6; Or 25,4; Ab 30,5; Crd 4,9; Fe—Crd 0,4; Hур 0,7; Q 28,6.

Ясно, что в составе гранита не должны присутствовать Hур, Crd, Fe—Crd. Поэтому, пользуясь реакциями, приведенными в табл. 19, пересчитываем их в Bi (п. 3) и в Bi и Ms (см. п. 8):

$$10 \text{ Or} + 12 (\text{Hур} + \text{En}) + (2\text{W}) = 16 \text{ Bi} + 6\text{Q} \quad (\text{см. п. 3}) \quad \text{и} \quad 12 \text{ Kр} + 9 \text{ Sp} + 8 \text{ Q} + (\text{W}) = 8 \text{ Bi} + 21 \text{ Ms} \quad (\text{см. п. 8}).$$

Рассчитаем сначала первую реакцию по Hур:

$$0,6 \text{ Or} + 0,7 \text{ Hур} + 2 (\text{W}) = 0,9 \text{ Bi} + 0,4 \text{ Q}.$$

В результате Hур исчез, появился Bi=0,9, количество Or уменьшилось на 0,6, а Q увеличилось на 0,4.

Теперь рассчитаем вторую реакцию:

$$3,9 \text{ Kр} + 2,9 (\text{Sp} + \text{Hz}) + 2,6 \text{ Q} (\text{W}) = 2,6 \text{ Bi} + 6,8 \text{ Ms},$$

которую в нашем случае удобнее записать так:

$$6,5 \text{ Or} + 5,3 \text{ Crd} - 2,5 \text{ Q} + (\text{W}) = 2,5 \text{ Bi} + 6,8 \text{ Ms}.$$

При расчете было истрачено: Hур 0,7, Or 7,1, Crd 5,3; получено вновь Bi 3,4, Q 2,9, Ms 6,8.

Теперь состав гранита следующий (в %): Sp 0,3, Il 0,4; Mt 1,2; An 7,6; Ab 30,5 (Olg № 20—38,1); Or 18,3; Q 31,5; Bi 3,4; Ms 6,8.

Проведенный пересчет показывает, что гранит подвергся довольно сильной мусковитизации, однако это следует проверить, изучив шлифы.

Порода относится к группе пересыщенных глиноземом.

Как видно из расчетов к табл. 23, при проектировании в треугольник *MQL* фигуративная точка располагается вблизи вершины *L* на границе малых треугольников *FPL* и *PLM* и внутри вспомогательного треугольника *TsML*, что указывает на наличие в породе фельдшпатондов.

Пересчет химического анализа уррита

Компоненты	Массовая доля, %	Атомные количества	Базисные молекулы							
			Kp	Ne	Ns	Cs	Fs	Fa	Fo	Q
SiO ₂	45,26	761	76	464	49	11	22	6	4	129
TiO ₂	—									
Al ₂ O ₃	27,37	540	76	464						
Fe ₂ O ₃	3,53	44					44			
FeO	0,49	9								
MnO	0,19	3						12		
MgO	0,33	8								8
CaO	1,22	22					22			
Na ₂ O	17,29	562		464	98					
K ₂ O	3,51	76	76							
H ₂ O	0,40									
Сумма	99,59	2025	228	1392	147	33	66	18	12	129
Пересчет на проценты		100	11,3	68,7	7,3	1,6	3,2	0,9	0,6	6,4

Проекционные группы: $M = Ns + Cs + Fs + Fa + Fo = 13,6 \approx 14$; $L = Kp + Ne = 80$; $Q = Q = 6,4 \approx 6$.

Пересчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 23).

1. Ns переводим в Fns: $3,2 Fs + 3,2 Ns = 6,4 Fns$.

Остался избыток Ns 4,1, израсходован весь Fs.

2. Cs превращаем в Wo: $1,6 Cs + 0,33 \cdot 1,6 Q = 2,1 Wo$.

Получено Wo 2,1, израсходован весь Cs, осталось 5,9 Q.

3. Пересчитываем Fns на Ac: $6,4 Fns + 6,4 \cdot 0,33 Q = 8,5 Ac$.

Получено 8,5 Ac, израсходован весь Fns, осталось 3,8 Q.

4. Имеющийся избыток Ns, согласно правилам пересчета следует насытить Q до Ns', что, однако, представляется необоснованным, так как в этом случае не хватит Q для насыщения Kp даже до Lc. Поэтому целесообразнее превратить Kp в Lc: $3Kp + Q = 4 Lc$; $11,3 Kp + 3,8 Q = 15,1 Lc$.

Итак, получено 15,1 Lc и израсходованы весь Kp и Q.

Таким образом, окончательный состав породы составит (в %): Wo 2,1 и Ac 8,5 (Py 10,6); Lc 15,1; Ns 4,1; Ne 68,7; Fa 0,9 и Fo 0,6 (Ol 1,5).

Порода относится к группе пересыщенных щелочами.

Как было указано выше, избыток Ns обычно обуславливается недостаточной полнотой анализа и особенно отсутствием данных о содержании в породе хлора. Пироксены можно рассматривать как эгирин-авгит.

В целом, однако, следует отметить, что при расчете состава высокощелочных горных пород довольно часто приходится сталкиваться с подобными рода трудностями. Это понятно, поскольку всем видам пересчетов, претендующим на универсальный характер, присуща подобная особенность — малая пригодность для пород специфического химического и минерального состава. Породы такого состава требуют разработки особых способов пересчета.

Глава 6

МЕТОД Е. А. КУЗНЕЦОВА

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

В основу метода положено соединение пересчета на минеральные молекулы по методу П. Ниггли и проектирование полученных коэффициентов в соответствии с методикой, разработанной А. Н. Заварицким. Вместе с тем учтены недостатки, свойственные этим двум методам, и внесены соответствующие коррективы: 1) пересыщенность породы кремнеземом рассчитывается с учетом того, что трехвалентное железо (вместе с вдвое меньшим количеством двухвалентного железа) образует бескремнеземистое соединение — магнетит; 2) при пересчете химических анализов пересыщенных глиноземом пород учитывается, что «избыточный» алюминий (имеющий координационное число шесть) не требует для своего связывания дополнительного количества кремния; 3) при расчете характеристики цветной части породы (M) внесена поправка на соотношение двух- и трехвалентного железа (выделен магнетит); 4) наличие избыточного по отношению к Fe^{3+} натрия связывается с присутствием в горной породе содалита, в котором Na связан с Si , и поэтому данное избыточное количество натрия учитывается в характеристике лейкократовой части породы. Все эти дополнения внесены С. Д. Четвериковым [21].

При пересчете образуют следующие главные характеристики или проекционные величины:

1. Главные: $A = (Kp + Ne)$; $C = CaI$; $M = Ma + Mt + Ac$, где Ma характеризует мафическую силикатную часть породы, кроме щелочных пироксенов и амфиболов.

$$Q = Si + Ti - [0,33A + 0,33Ma + 0,5Ac] -$$

«свободный» кремнезем, рассчитываемый по разности общего количества кремния и его количества, пошедшего на образование базисных молекул; если в породе имеется избыточное количество Na , то оно соединяется с Fe^{3+} и к сумме их добавляется количество кремния, необходимое для образования эгирина (Ac).

Для более детальной характеристики лейкократовой части породы (A , C) рассчитываются дополнительные характеристики:

$$k' = \frac{Kp}{Kp + Ne + CaI} \cdot 100;$$

$$n' = \frac{\text{Ne}}{\text{Kp} + \text{Ne} + \text{Cal}} \cdot 100;$$

$$c' = \frac{\text{Cal}}{\text{Kp} + \text{Ne} + \text{Cal}} \cdot 100,$$

где k' — ортоклазовая, n' — альбитовая и c' — анортитовая составляющие. В случае пород, пересыщенных щелочами, характеристика c' отсутствует, поскольку в породе недостаток Al, а вместо нее появляется характеристика \bar{c} . Для таких пород дополнительные числовые характеристики рассчитываются следующим образом:

$$k' = \frac{\text{K}}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100;$$

$$n' = \frac{\text{Al} - \text{K}}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100;$$

$$c' = \frac{[(\text{K} + \text{Na}) - \text{Al}]}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100;$$

где разность (Al—K) показывает участие Na в алюмосиликатах, а [(K+Na)—Al] — роль натрия в цветных минералах. В весьма редких случаях для связывания всего Na недостаточно суммы Al+Fe³⁺, т. е. K+Na—Al > Fe³⁺, и тогда избыточный натрий бывает связан в содалите. В этом случае этот избыточный или «содалитовый» натрий входит в величину характеристики n' , которая тогда равна:

$$n' = \frac{\text{Na} - \text{Fe}^{3+}}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100 = \left[\frac{\text{Al} - \text{K}}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100 + \frac{\text{K} + \text{Na} - (\text{Al} + \text{Fe}^{3+})}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100 \right],$$

где $\frac{\text{K} + \text{Na} - (\text{Al} + \text{Fe}^{3+})}{\text{K} + \text{Na}} \cdot 100$ и есть Sod.

Для детальной характеристики мафической части породы рассчитываются дополнительные числовые характеристики cs' , fo' , fa' для пород нормального ряда и пересыщенных щелочами; породы, пересыщенные глиноземом, имеют характеристики fo' , fa' и ms' . Для пород нормального ряда:

$$cs' = \frac{1,5 \cdot (\text{Ca} - 0,5 [\text{Al} - (\text{K} + \text{Na})])}{\text{Ma}'} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{1,5 \text{ Mg}}{\text{Ma}'} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{1,5 \cdot (\text{Fe}^{2+} - 0,5 \text{ Fe}^{3+})}{\text{Ma}'} \cdot 100;$$

они характеризуют роль силикатов кальция, магния и железа соответственно в составе цветных минералов.

Поскольку в составе пород, пересыщенных алюминием, нет цветных минералов, в состав которых входит Ca (так как он весь входит в состав анортита), а есть цветные минералы с шестикоординационным алюминием, то характеристики fo' и fa' рассчиты-

ваются, как и в предыдущем случае, а характеристика ms' вычисляется так:

$$ms' = \frac{Al - (K + Na + 2 Ca)}{Ma'} \cdot 100.$$

Для пород, пересыщенных щелочами, характерно образование щелочных цветных минералов (Ас), в состав которых входят натрий и Fe^{3+} . Это находит свое отражение при расчете дополнительных числовых характеристик:

$$cs' = \frac{Ca}{(Ca + Mg + Fe^{2+}) - 0,5 [(Fe^{3+} + Al - (K + Na))]} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{Mg}{(Ca + Mg + Fe^{2+}) - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{Fe^{2+} - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]}{(Ca + Mg + Fe^{2+}) - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]} \cdot 100.$$

Для пород, сильно пересыщенных щелочами, где появляется характеристика Sod, вычисление этих характеристик производится так:

$$cs' = \frac{Ca}{Mg + Fe^{2+} + Ca} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{Mg}{Mg + Fe^{2+} + Ca} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{Fe^{2+}}{Mg + Fe^{2+} + Ca} \cdot 100.$$

Для характеристики горных пород существенную роль играет величина q , равная разности между количеством кремния, оставшимся после минимального насыщения им других элементов, и максимальным его количеством, которое может войти в состав силикатов. Если величина q получена со знаком «+», это значит, что в составе породы есть или должны быть зерна кварца, тридимита или кристобалита. Если q имеет знак «-», это значит, что в породе должны быть «ненасыщенные» силикаты (оливин и др.) или алюмосиликаты (нефелин и др.).

Для пород нормального ряда q рассчитывают по формуле: $q = Q - [0,66(A + C) + 0,33 Ma] = Q - 0,33[2(A + C) + Ma]$, поскольку для насыщения Кр и Ne (группа А) и Са1 (группа С) до полевых шпатов необходимо количество $Q = 0,66(A + C)$, а для насыщения Cs, Fo и Fa (группа Ма) до пироксенов необходимо количество Q , равное $0,33 Ma$.

Для пород плюмазитового ряда $q = Q - [0,66(A + C) + 0,33(Fo + Fa)] = Q - 0,33[2(A + C) + Ma - Ms']$; это связано с тем, что полевые шпаты и пироксены насыщаются, как и в предыдущем случае, а вот третья составляющая Ма, а именно Ms' , не требует для своего насыщения кремнезема.

Для пород агпаитового ряда $q = Q - 0,33(2A + Ma) + 0,5 Ac$, а для тех из них, в составе которых имеется содалит, $q = Q - 0,33X$

$\times [2(A - \text{Sod}) + \text{Ma}] + 0,5 \text{ Ac}$. Для образования Ac, присутствующего в этих породах, требуется количество Q, равное $0,5 \text{ Ac}$, что следует из уравнения $\text{Na} + \text{Fe}^{3+} + 2\text{Si} + (6 \cdot \text{O}) = 4\text{Ac}$.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

1. Массовые доли окислов в процентах пересчитываются на атомные количества.

2. Рассчитывается принадлежность химического анализа к определенному ряду.

3. Малые компоненты при расчете присоединяются к главным.

4. Рассчитываются базисные молекулы Ниггли и величины A' , C' , M' и Q' .

А. Для пород нормального ряда $(\text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca}) > \text{Al} > (\text{K} + \text{Na})$

$$\left. \begin{aligned} \text{Kp} &= x \text{K} + x \text{Al} + x \text{Si} = 3 \text{K} \\ \text{Ne} &= x \text{Na} + x \text{Al} + x \text{Si} = 3 \text{Na} \end{aligned} \right\} \text{Kp} + \text{Ne} = A';$$

$$\text{Cal} = x [\text{Al} - (\text{K} + \text{Na})] + 0,5x \text{Ca}; \text{Cal} = C'.$$

Для пород плюмазитового ряда $(\text{Al} > \text{K} + \text{Na} + 2\text{Ca})$

$$\left. \begin{aligned} \text{Kp} &= 3 \text{K} \\ \text{Ne} &= 3 \text{Na} \end{aligned} \right\} \text{Kp} + \text{Ne} = A';$$

$$\text{Cal} = x \text{Ca} + 2x \text{Al} = 3 \text{Ca}; \text{Cal} = C'.$$

Для пород агпантового ряда $(\text{K} + \text{Na} > \text{Al})$

$$\text{Kp} + \text{Ne} = 3 \text{Al} = A'.$$

Cal отсутствует, так как на формирование этой молекулы не хватает алюминия.

Б. Для пород нормального и плюмазитового ряда

$$\text{Mt} = x \text{Fe}^{3+} + 0,5x \text{Fe}^{2+} = 1,5x \text{Fe}^{3+}.$$

Для пород агпантового ряда

$$\text{Mt} = x [\text{Fe}^{3+} - (\text{K} + \text{Na} - \text{Al})] + 0,5x \text{Fe}^{2+} = 1,5x \text{Mt}',$$

где Mt' — это атомное количество Fe^{3+} , уменьшенное на то количество $\text{Fe}^{3+} = (\text{K} + \text{Na} - \text{Al})$, которое необходимо для образования эгирина (Ac). Если в скобках получается отрицательная величина, то Mt' не рассчитывается, а по избыточному количеству Na находится величина Sod, равная $(\text{K} + \text{Na}) - (\text{Al} + \text{Fe}^{3+})$.

В. Атомные количества Mg, Ca (оставшиеся после вычисления Cal), а также Mn и Fe^{2+} , оставшиеся после образования Mt, объединяются в Ma' .

Для пород нормального ряда

$$x \text{Mg} + 0,5x \text{Si} = 1,5x \text{Fo} \text{ и}$$

$$\text{Ma}' = 1,5 [\text{Mg} + (\text{Fe}^{2+} - 0,5 \text{Fe}^{3+}) + (\text{Ca} - 0,33 \text{Cal})].$$

Для пород, пересыщенных глиноземом

$$Ma' = 1,5 [Mg + (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+})] + Mc',$$

где $Mc' = Al - (K + Na + 2Ca)$, т. е. количество избыточного алюминия, оставшегося после образования групп A' и C' .

Для пород, пересыщенных щелочами,

$$Ma' = 1,5 [Mg + (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+}) + Ca],$$

т. е. из Fo , Fa и Cs . Если $Mt=0$, то $Ma' = 1,5 (Mg + Fe^2 + Ca)$. Ma' , пересчитанное в проценты, обозначается как Ma .

Г. В породах, пересыщенных щелочами, рассчитывается эгирин:

$$x (K + Na - Al) + x Fe^{3+} + 2x Si = 4x Ac,$$

однако такой расчет применяется тогда, когда $K + Na < Al + Fe^{3+}$. Если же $K + Na > Al + Fe^{3+}$, то разность $(K + Na) - (Al + Fe^{3+})$ обозначается Sod , а величина $Ac = 4Fe^{3+}$.

Д. Полученные величины Ma' , Mt и Ac складываются, и их сумма (M') характеризует цветную часть породы:

$$M' = Ma' + Mt + Ac.$$

Е. Атомное количество кремния и титана, не вошедшее в группы A и M , обозначается Q' и рассчитывается по уравнению:

$$Q' = Si + Ti - [0,33 (A' + Ma') + 0,5 Ac].$$

5. Четыре полученные величины A' , C' , M' и Q' пересчитываются на проценты и получают проекционные величины, обозначаемые как A , C , M и Q .

6. Для учета роли каждого компонента в составе цветной части породы рассчитываются дополнительные проекционные величины.

Для пород нормального и агпаитового ряда

$$cs' = \frac{1,5 \{Ca - 0,5 [Al - (K + Na)]\}}{Ma'} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{1,5 Mg}{Ma'} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{1,5 (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+})}{Ma'} \cdot 100.$$

Для пород плюмазитового ряда

$$ms' = \frac{Mc'}{Ma'} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{1,5 Mg}{Ma'} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{1,5 (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+})}{Ma'} \cdot 100.$$

7. Для учета роли каждого компонента в лейкократовой части породы рассчитываются дополнительные проекционные величины.

Для пород нормального и плюмазитового ряда:

$$k' = \frac{Kp}{Kp + Ne + Cal} \cdot 100;$$

$$n' = \frac{Ne}{Kp + Ne + Cal} \cdot 100;$$

$$c' = \frac{Cal}{Kp + Ne + Cal} \cdot 100.$$

Для пород, пересыщенных щелочами,

$$k' = \frac{K}{K + Na} \cdot 100;$$

$$n' = \frac{Al - K}{K + Na} \cdot 100;$$

$$\bar{c} = \frac{(K + Na) - Al}{K + Na} \cdot 100.$$

При наличии Sod расчет ведется следующим образом:

$$k' = \frac{K}{K + Na} \cdot 100;$$

$$n' = \left[\frac{Al - K}{K + Na} \cdot 100 + \frac{(K + Na) - (Al + Fe^{3+})}{K + Na} \cdot 100 \right],$$

где $\frac{(K + Na) - (Al + Fe^{3+})}{K + Na} \cdot 100$ и есть Sod.

$$\bar{c} = \frac{Fe^{3+}}{K + Na} \cdot 100.$$

8. Величина q рассчитывается:
для пород нормального ряда

$$q = Q - [0,66 (A + C) + 0,33 Ma];$$

для пород плюмазитового ряда

$$q = Q - [0,66 (A + C) + 0,33 (Ma - Mc)];$$

для пород агпантового ряда

$$q = Q - (0,66 A + 0,33 Ma).$$

В случае, если имеется характеристика Sod, то

$$q = Q - [0,66 (A - Sod) + 0,33 Ma].$$

Для ускорения пересчета рекомендуется пользоваться формулами*:

* Формулы предложены С. Д. Четвериковым [21].

1) для пород нормального ряда $K+Na < Al < K+Na+2Ca$.

$$A' = 3(K + Na); \quad cs' = \frac{1,5 [Ca - 0,5 [Al - (K + Na)]]}{Ma'} \cdot 100;$$

$$c' = 1,5 [Al - (K + Na)];$$

$$M' = Ma' + Mt; \quad fo' = \frac{1,5 Mg}{Ma'} \cdot 100;$$

$$Ma' = 1,5 [Ca + Mg + Fe^{2+} + 0,5 (K + Na) - 0,5 (Al + Fe^{3+})];$$

$$Mt = 1,5 Fe^{3+}; \quad fa' = \frac{1,5 (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+})}{Ma'} \cdot 100;$$

$$Q' = Si + Ti - 0,33 (A' + Ma');$$

A'	A	cs'	k'	$k' = \frac{2K}{K + Na + Al} \cdot 100;$
C'	C	fo'	n'	$n' = \frac{2Na}{K + Na + Al} \cdot 100;$
M'	M	fa'	c'	$c' = \frac{Al - (K + Na)}{K + Na + Al} \cdot 100.$
$\frac{Q'}{N}$	$\frac{Q}{100}$	$\frac{fa'}{100}$	$\frac{c'}{100}$	

$$q = Q - 0,33 [2(A + C) + Ma].$$

Если $0,5 Fe^{3+} > Fe^{2+}$, то вместо Mt рассчитывается $Nm = Fe^{3+} + Fe^{2+}$;

2) для пород плюмазитового ряда

$$A' = 3(K + Na); \quad ms' = \frac{Mc'}{Ma'} \cdot 100;$$

$$c' = 3Ca; \quad fo' = \frac{1,5 Mg}{Ma'} \cdot 100;$$

$$M' = Ma' + Mt; \quad fa' = \frac{1,5 (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+})}{Ma'} \cdot 100;$$

$$Ma' = [1,5 [Mg + (Fe^{2+} - 0,5 Fe^{3+})] + Mc']; \quad k' = \frac{K}{K + Na + Ca} \cdot 100;$$

$$Mc' = [Al - (K + Na + 2Ca)]; \quad n' = \frac{Na}{K + Na + Ca} \cdot 100;$$

$$Mt = 1,5 Fe^{3+} \quad c' = \frac{Ca}{K + Na + Ca} \cdot 100;$$

$$Q' = Si + Ti + 0,25 Fe^{3+} - [(K + Na) + 0,5 (Mg + Fe^{2+})];$$

$$q = Q - 0,33 [2(A + C) + (Ma - Mc')].$$

Когда $0,5 Fe^{3+} > Fe^{2+}$, то вместо Mt рассчитывается $Nm = Fe^{3+} + Fe^{2+}$ и вследствие того, что отсутствует Fe^{2+} , величина Q' рассчитывается так:

$$Q' = Si + Ti - (K + Na + 0,5 Mg);$$

3) для пород агпаитового ряда

$$K + Na > Al.$$

$$1. K + Na - Al < Fe^{3+};$$

$$A' = 3 Al;$$

$$C' = 0;$$

$$M' = Ma' + Ac' + Mt;$$

$$Ma' = 1,5 \{Ca + Mg + Fe^{2+} - 0,5 [(Al + Fe^{3+}) - (K + Na)]\};$$

$$Ac' = 4 [(K + Na) - Al];$$

$$Mt = 1,5 [(Fe^{3+} + Al) - (K + Na)];$$

$$Q' = Si + Ti + 1,25 Al + 0,25 Fe^{3+} - 0,5 (Ca + Mg + Fe^{2+}) - \\ - 2,25 (K + Na);$$

$$q = Q - 0,33 (2 A + Ma);$$

$$cs' = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe^{2+} - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{Mg}{Ca + Mg + Fe^{2+} - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{Fe^{2+} - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]}{Ca + Mg + Fe^{2+} - 0,5 [Fe^{3+} + Al - (K + Na)]} \cdot 100;$$

$$k' = \frac{K}{K + Na} \cdot 100;$$

$$n' = \frac{Al - K}{K + Na} \cdot 100;$$

$$\bar{c} = \frac{K + Na - Al}{K + Na} \cdot 100.$$

$$2. K + Na - Al > Fe^{3+};$$

$$A' = 3 Al + Sod; \dagger$$

$$Sod = (K + Na) - (Al + Fe^{3+});$$

$$C' = 0;$$

$$M' = Ma' + Ac'; Mt = 0;$$

$$Ma' = 1,5 (Ca + Mg + Fe^{2+});$$

$$Ac' = 4 Fe^{3+};$$

$$Q' = Si + Ti - [Al + 2 Fe^{3+} + 0,5 (Ca + Mg + Fe^{2+})];$$

$$q = Q - [0,66 (A - Sod) + 0,33 Ma];$$

$$cs' = \frac{Ca}{Ca + Mg + Fe^{2+}} \cdot 100;$$

$$fo' = \frac{Mg}{Ca + Mg + Fe^{2+}} \cdot 100;$$

$$fa' = \frac{Fe^{2+}}{Ca + Mg + Fe^{2+}} \cdot 100;$$

$$k' = \frac{K}{K + Na} \cdot 100;$$

$$n' = \frac{Na - Fe^{3+}}{K + Na} \cdot 100;$$

$$\bar{c} = \frac{Fe^{3+}}{K + Na} \cdot 100;$$

$$Sod = \frac{(K + Na) - (Al + Fe^{3+})}{K + Na} \cdot 100.$$

ПРОЕКТИРОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТА

Для проектирования главных и дополнительных проекционных величин использован прямоугольный тетраэдр, точнее его развертка на две плоскости CQM и AQM (рис. 3). На плоскости CQM откладываются величины C и M , на плоскости AQM — величины A и M . Таким образом, на этих плоскостях единая фигуративная точка представлена двумя проекциями, лежащими на одной горизонтальной линии, если она проведена перпендикулярно ребру QM тетраэдра.

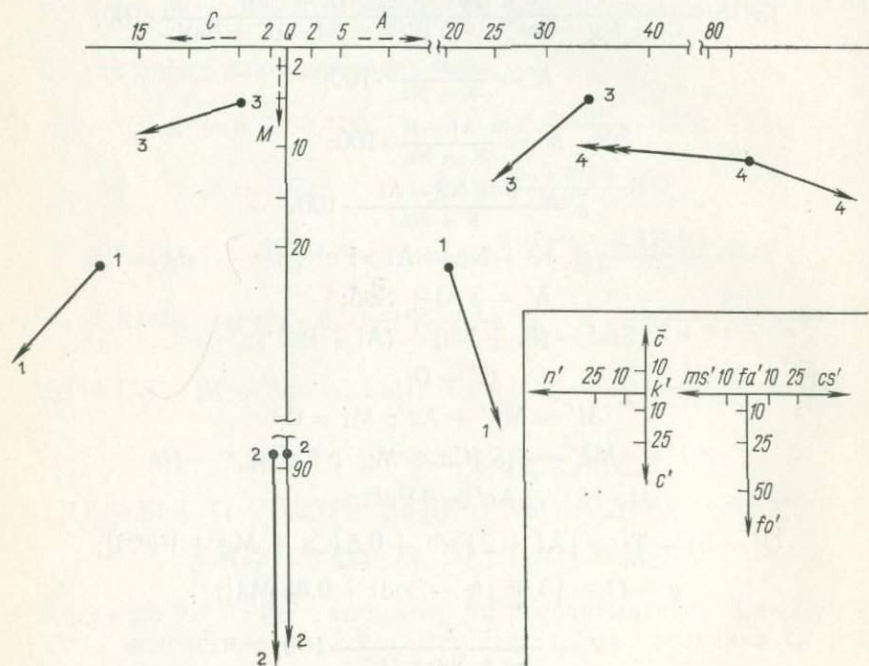


Рис. 3. Нанесение на проекцию данных пересчета химических анализов горных пород по методу Е. А. Кузнецова

Поскольку в породах агпанитового ряда отсутствует характеристика C ($C=0$), в этом случае имеется только одна проекция фигуративной точки на плоскость AQM .

Дополнительные числовые характеристики ms' , fa' , fo' , cs' изображаются в виде вектора у правой проекции фигуративной точки (на плоскости AQM). Дополнительные числовые характеристики n' , k' , c' изображаются в виде вектора у левой проекции фигуративной точки (на плоскости CQM). Поскольку у пород агпанитового ряда имеется только одна проекционная точка, оба вектора (обе группы дополнительных числовых характеристик — проекционных величин) строятся при ней. При этом величина n' откладывается влево, а \bar{c} — вверх; для пород с соотношением $K+Na > Al+Fe^{3+}$, т. е. имеющих характеристику Sod, величина n' рассчитывается как

$$\left[\frac{Al-K}{K+Na} \cdot 100 + \frac{Na+K-(Al+Fe^{3+})}{K+Na} \cdot 100 \right],$$

и при ее проектировании отрезок, соответствующий величине $(Al-K)/(K+Na) \cdot 100$, отмечается двойной стрелкой; тем самым на векторе отражается содержание соединений типа содалита. Масштаб для проектирования дополнительных характеристик (проекционных величин) рекомендуется применять в пять раз меньший, чем для проектирования основной характеристики.

Необходимо уточнить, что при предложенном способе проектирования оба вектора независимы и, следовательно, не представляют проекцию единого вектора в пространстве на плоскости AQM и CQM . В принятом варианте увеличивается наглядность графического изображения петрохимических коэффициентов, но теряется математическая строгость проекции.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ И ПРОЕКТИРОВАНИЯ

Ниже приводим примеры расчета химических анализов различных типов горных пород (табл. 24—27).

Проекционные величины: $A=20,4$; $C=18,6$; $M=22,1$; $Q=38,9$.

Дополнительные проекционные величины: $cs'=24,4$; $fo'=73,5$; $fa'=2,1$; $k'=8,6$; $n'=43,8$; $c'=47,6$.

Пересчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 24).

1. Массовые доли окислов в процентах пересчитываются на атомные количества.

2. Рассчитывается принадлежность анализа к определенному ряду: $20+102+2 \cdot 158 > 344 > 20+102$, химический анализ относится к нормальному ряду.

3. Высчитываются количества Kp, Ne и Cal:

$$Kp=20 \times 3=60; \quad Ne=102 \times 3=306; \quad Cal=1,5[344-122]=333;$$

$$Kp+Ne=A'; \quad Cal=C'.$$

4. Рассчитывается Mt: $Mt=1,5 \times 72=108$.

5. Рассчитывается Ma': $1,5[(158-111)+(40-36)+141]=288$.

Пересчет химического анализа андезито-базальта

Компоненты	Массовая доля, %	Атомные количества	Базисные молекулы							
			Kp	Ne	CaI	Mt	Ma	Q	Ru	
SiO ₂	54,50	905	20	102			96	687	12	
TiO ₂	0,98	12								
Al ₂ O ₃	17,56	344	20	102	222					
Fe ₂ O ₃	5,75	72				72				
FeO	2,70	39				36	4			
MnO	0,10	1								
MgO	5,65	141					141			
CaO	8,85	158			111		47			
Na ₂ O	3,14	102		102						
K ₂ O	0,93	20	20							
P ₂ O ₅	0,15	}	В расчете не участвуют							
S	0,22									
Cl	0,05									
H ₂ O	0,10									
Сумма	100,48									1794
Пересчет на проценты		100	3,3	17,1	18,6	6,0	16,1	38,2	0,7	

$$q = +7,1$$

6. Рассчитывается $M' = 288 \times 108 = 396$.

7. Определяется $Q = 905 + 12 - (0,33 \times 366 + 0,33 \times 288) = 699$.

8. Суммируются все атомные количества (1794) и базисные молекулы ($A' + C' + M' + Q' = 1794$), поскольку эти величины равны между собой, арифметически расчет выполнен правильно.

9. Рассчитываются проекционные величины: $A = 20,4$; $C = 18,6$; $M = 22,1$; $Q = 38,9$.

10. Рассчитываются дополнительные проекционные величины:

$$cs' = \frac{1,5 (158 - 111)}{288} \cdot 100 = 24; \quad fo' = \frac{1,5 \cdot 141}{288} \cdot 100 = 74;$$

$$fa' = \frac{1,5 (40 - 36)}{288} \cdot 100 = 2; \quad k' = \frac{60}{60 + 305 + 333} \cdot 100 = 9;$$

$$n' = \frac{306}{699} \cdot 100 = 44; \quad c' = \frac{333}{699} \cdot 100 = 47.$$

11. $q = 38,2 - [0,66(20,4 + 18,6) + 0,33 \cdot 16,1] = +7,1$.

Для ускорения расчета можно воспользоваться формулами, приведенными ранее, однако для понимания сути расчета рекомендуется выполнить несколько пересчетов подробно.

Пересчет химического анализа перидотита

Компоненты	Массовые доли, %	Атомные количества	Базисные молекулы				
			Cal	Mt	Ma	Q	.Ru
SiO ₂	41,18	686			532	154	
TiO ₂	0,06	1					1
Al ₂ O ₃	1,80	36	36				
Cr ₂ O ₃	0,50	6			6		
Fe ₂ O ₃	3,51	44		44			
FeO	5,39	76		22	55		
MnO	0,12	1					
NiO	0,01						
MgO	40,18	997			997		
CaO	1,32	23	18		5		
Na ₂ O	0,05		В расчете не участвуют				
K ₂ O	0,03		В расчете не участвуют				
H ₂ O ⁺	5,97		В расчете не участвуют				
H ₂ O ⁻	0,24		В расчете не участвуют				
CO ₂	0,14		В расчете не участвуют				
Сумма	100,50	1870	54	66	1595	154	1
Пересчет на проценты		100	2,9	3,5	85,3		8,3

$$\epsilon = -19,8$$

Проекционные величины: $A=0$; $C=2,9$; $M=88,8$; $Q=8,3$.

Дополнительные проекционные величины: $cs'=0,5$; $fo'=94,3$; $fa'=5,2$; $k'=0$; $n'=0$; $c'=100$.

Пересчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 25).

1. Массовые доли окислов в процентах пересчитываются на атомные количества.

2. Рассчитывается принадлежность анализа к определенному ряду: $46 > 36 > K + Na$ — химический анализ относится к нормальному ряду.

3. Поскольку в анализе очень небольшое количество Na₂O и K₂O, то Kp и Ne не рассчитываются (следовательно, A' и A равны соответственно нулю), а рассчитывается только Cal: $Cal = 1,5 \cdot 36 = 54 = c'$.

4. Рассчитывается Mt: $Mt = 1,5 \cdot 44 = 66$.

5. Рассчитывается Ma': $Ma' = 1,5 [(23 - 18) + (77 - 22) + 997 + 6] = 1595$. Поскольку в анализе много хрома, а метод пересчета на проекционные числа не позволяет выразить это в виде самостоятельной величины, хром распределяется в группу Ma, так как

Пересчет химического анализа гранита

Компоненты	Массовые доли, %	Атомные количества	Базисные молекулы								
			Kp	Ne	Cal	Mt	Mc'	Fa	Fo	Q	
SiO ₂	71,84	1196	90	108	60	14	28	11	6	8	988
TiO ₂	0,27	4									
Al ₂ O ₃	14,59	286	90	109							
Fe ₂ O ₃	1,13	14				7					
FeO	1,33	18									
MnO	0,04										
MgO	0,63	16								16	
CaO	1,67	30			30						
Na ₂ O	3,35	108		108							
K ₂ O	4,22	90	90								
P ₂ O ₅	0,13										
H ₂ O	0,80										
В расчете не участвуют											
Сумма	100,00	1762	270	324	90	21	28	17	24	988	
Пересчет на проценты		100	15,3	18,4	5,1	1,2	1,6	1,0	1,4	56,0	

$$q = +31,3$$

имеет возможность войти в состав оливина или пироксена, хотя обычно он образует самостоятельный минерал хромит.

6. Рассчитывается $M' = 1595 + 66 = 1661$.

7. Определяется $Q' = 686 + 1 - 0,33 \times 1595 = 155$.

8. Суммируются все атомные количества (1870) и базисные молекулы: $C' + M' + Q' = 1870$, поскольку эти величины равны между собой, расчет арифметически выполнен правильно.

9. Рассчитываются проекционные величины: $A = 0$; $C = 2,9$; $M = 88,8$; $Q = 8,3$.

10. Рассчитываются дополнительные проекционные величины:

$$cs' = \frac{(23-18)}{1063} \cdot 100 = 0,5; \quad fa' = \frac{(77-22)}{1063} \cdot 100 = 5,2;$$

$$fo' = \frac{1003}{1063} \cdot 100 = 94,3.$$

n' и k' не рассчитываются, поскольку в анализе следы Na₂O и K₂O, $c' = 100$.

11. $q = 8,3 - 28,1 = -19,8$.

Проекционные величины: $A = 33,7$; $C = 5,1$; $M = 5,1$; $Q = 56,0$.

Дополнительные проекционные величины: $ms' = 41$; $fo' = 35$; $fa' = 24$; $k' = 39$; $n' = 48$; $c' = 13$.

Расчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 26).

Пересчет химического анализа уртыта

Компоненты	Массовые доли, %	Атомные количества	Базисные молекулы					
			Kp	Ne	Ma	Ac	Sod	Q
SiO ₂	45,26	761	76	464	21	88		112
TiO ₂								
Al ₂ O ₃	27,37	540	76	464				
Fe ₂ O ₃	3,53	44				44		
FeO	0,49	9						
		12			12			
MnO	0,19	3						
MgO	0,33	8			8			
CaO	1,22	22			22			
Na ₂ O	17,29	562						
K ₂ O	3,51	76	76	464		44	54	
H ₂ O	0,40							
Сумма	99,59	2025	228	1392	63	176	54	112
Пересчет на проценты		100	11,3	68,7	3,1	8,7	2,7	5,5

$$q = -48,3$$

1. Массовые доли окислов в процентах пересчитываются на атомные количества.

2. Рассчитывается принадлежность анализа к определенному ряду: $286 > 108 + 90 + 2 \cdot 30$ — химический анализ относится к ряду, пересыщенному глиноземом.

3. Рассчитываются Kp, Ne, Cal: Kp=270, Ne=324, A'=594, Cal=90=C'.

4. Рассчитывается Mt: Mt=14·1,5=21.

5. Рассчитываются Ma' и Mc': Ma'=1,5(16+11)+28=69; Mc'=286-(90+108+60)=28; Ma'=3,9; Mc'=1,6.

6. Рассчитывается Q': Q'=1196+4-(198+14)=988.

7. Рассчитывается M': M'=69+21=90.

8. Суммируются все атомные количества (1762) и базисные молекулы: A'+C'+M'+Q'=1762, поскольку эти величины равны между собой, расчет арифметически выполнен правильно.

9. Рассчитываются проекционные величины: A=33,7; C=5,1; M=5,1; Q=56,0.

10. Рассчитываются дополнительные проекционные величины:

$$ms' = 28/69 \cdot 100 = 41; fa' = 1,5 \cdot 11/69 \cdot 100 = 24;$$

$$k' = 270/684 \cdot 100 = 39; fo = 1,5 \cdot 16/69 \cdot 100 = 35;$$

$$n' = 324/684 \cdot 100 = 48; c' = 90/684 \cdot 100 = 13.$$

11. Рассчитывается q :

$$q = 56,1 - [0,66(33,7 + 5,1) - 0,33(3,9 - 1,6)] = +31,3.$$

Проекционные величины: $A=82,7$; $C=0$; $M=11,8$; $Q=5,5$.

Дополнительные проекционные величины: $cs'=52$; $fo'=19$; $fa'=29$; $k'=12$; $n'=81$; $\bar{c}=7$; $Sod=2,7$.

Расчет выполняется в такой последовательности (см. табл. 27).

1. Массовые доли окислов в процентах пересчитываются на атомные количества.

2. Рассчитывается принадлежность анализа к определенному ряду: $652 > 540$ — химический анализ относится к ряду, пересыщенному щелочами.

3. Рассчитываются Kp и Ne : $Kp=76 \cdot 3=228$; $Ne=464 \cdot 3=1392$; $A'=1620$; $C'=0$.

4. Рассчитываются эгирин и Sod : $Ac=44 \cdot 4=176$; $Sod'=638-584=54$; $Sod=2,7$.

5. Mt не рассчитывается, так как имеется величина Sod .

6. Определяется значение Ma' : $Ma'=1,5 \cdot 42=63$; $Ma=3,1$.

7. Вычисляется M' : $M'=63+176=239$.

8. Рассчитывается Q' :

$$Q' = 761 - [0,33(1620 + 63) + 88] = 761 - 649 = 112.$$

9. Суммируются все атомные количества (2025) и базисные молекулы: $A'+C'+M'+Q'=2025$, поскольку эти величины равны между собой, расчет выполнен арифметически правильно.

Величина Sod входит в величину A' , поскольку она характеризует лейкократовую часть породы.

10. Рассчитываются проекционные величины: $A=82,7$; $C=0$; $M=11,8$; $Q=5,5$.

11. Рассчитываются дополнительные проекционные величины: $cs'=52$; $fo'=19$; $fa'=29$; $k'=12$; $n'=81$; $\bar{c}=7$.

12. $q=5,5 - [0,66(82,7 - 2,7) + 0,33 \cdot 3,1] = 5,5 - (52,8 + 1) = -48,3$.

Результаты проектирования показаны на рис. 3.

III. МЕТОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ВЫЧИСЛЕНИИ ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК

Глава 7

МЕТОД А. Н. ЗАВАРИЦКОГО

В применении к петрохимическому изучению изверженных горных пород и особенно их серий наибольшей известностью в СССР пользуется метод А. Н. Заварицкого [3]. При создании метода автор исходил из того, что при петрохимических пересчетах приходится иметь дело с двумя главными задачами: 1) сравнить два химических анализа и ответить на вопрос об их сходстве и отличии и 2) изучить эволюцию химизма серии (серий) горных пород в пространстве и во времени.

Решение первой задачи служит целям классификации и номенклатуры, решение второй помогает осветить вопросы генезиса магматических пород. Во втором случае приходится сравнивать одновременно большие массивы (выборки) анализов и выявлять химическое сходство и различие внутри одной серии горных пород и между различными сериями. При этом прямое сопоставление непосредственных данных химического анализа становится уже невозможным и приходится прибегать к нанесению результатов анализа на различные диаграммы. Исследование при помощи диаграмм становится в этом случае главным методом изучения. Именно поэтому выбор системы диаграмм-графиков и принципы их построения приобретают первостепенное значение.

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

На плоскости мы можем изобразить двухмерные диаграммы и двухмерные проекции на плоскость трехмерных (объемных) диаграмм. Понятно, что на объемных диаграммах можно изобразить большее число элементов и их отношений, чем на двухмерных, и это особенно важно для нас, так как результаты химического анализа представляют отношение не менее десяти компонентов. Максимальная информация в сочетании с наглядностью получается при нанесении фигуративных точек на трехмерные диаграммы таким образом, чтобы их потом можно было спроектировать на плоскость и тем самым свести построение к изображению на плоскости. Поскольку положение точки в пространстве определяется тремя независимыми переменными, то, следовательно, точкой можно выразить отношение между четырьмя величинами, линией — между семью и т. д.

Для наших целей наиболее удобно пользоваться линиями-векторами, однако они выражают отношение лишь между семью величинами, что меньше, чем число компонентов химического анализа. Поэтому отношения между окислами (химическими элементами), даваемые в анализе, требуется заменить новыми группами отношений (включающих все данные химического анализа), при этом каждая такая группа может состоять не более чем из четырех чисел. Одну из таких групп примем за основную — она будет отражать главные черты химизма горной породы; другие группы будут дополнительными к ней. Итак, нужно найти такой способ, который позволил бы данный в анализе ряд отношений заменить несколькими группами отношений (соблюдая определенные правила), каждая из которых включала бы не более трех отношений четырех чисел.

Эти правила должны удовлетворять следующим условиям: «1) новые группы должны выводиться из исходных чисел при помощи строго определенных математических операций; 2) из полученных чисел мы должны иметь возможность обратно однозначно находить исходные числа (требование полного однозначного равновесия)» [3, с. 20]. Кроме того, способы пересчета должны быть максимально простыми, а вновь полученные отношения — наиболее полно выражать именно те особенности химизма горных пород, которые для нас представляются важнейшими.

Данные химического анализа горной породы выражают ряд отношений (в массовых долях процентов): $\text{SiO}_2 : \text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO} : \text{MgO} : \text{CaO} : \text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{H}_2\text{O}^+ : \text{H}_2\text{O}^- : \text{TiO}_2 : \text{P}_2\text{O}_5 : \text{MnO} : \dots$, которые можно представить и в виде ряда отношений чисел атомов: $\text{O} : \text{Si} : \text{Al} : \text{Fe} : \text{Mg} : \text{Ca} : \text{Na} : \text{K} : \text{H} : \text{Ti} : \text{P} : \text{Mn}$. Эти окислы (атомы) играют разную роль в химизме горных пород — одни из них более, а другие менее важны для целей исследования. Поскольку нам требуется уменьшить число рассматриваемых отношений, то, следовательно, нужно выбирать именно те из них, которые отображают самые важные черты химизма горных пород. Так как расчеты, а следовательно и выводы из них, приближенны, нет смысла учитывать те особенности анализа, которые выходят за пределы точности расчетов. Это делает возможным: 1) не учитывать некоторые компоненты, находящиеся в незначительном количестве, 2) объединить некоторые второстепенные компоненты со сходными в химическом отношении главными компонентами, 3) не рассматривать те отношения (даже главных компонентов), которые нехарактерны для химизма горной породы, — последнее относится к водороду и кислороду. Действительно, горные породы по содержанию кислорода (а количество кислорода определяется числом металлов) отличаются только степенью окисления железа, а эта величина для разных горных пород зависит от различных причин, которые в общем виде не поддаются точному учету.

Изменение содержания воды (водорода) в разных типах горных пород не является характерной величиной, да и само ее количе-

ство изменяется под влиянием наложенных процессов. Не учитывается содержание F, Cl и др., при незначительной концентрации Mn объединяется с Fe, а Ti (условно!) с Si. После этого останутся лишь *характерные отношения* между элементами: Si : Al : Fe : Mg : Ca : Na : K. Этот ряд отношений теперь нужно заменить группами отношений так, чтобы в каждой группе было не больше четырех чисел, а выбранная группировка выражала бы наиболее характерные свойства вещественного состава породы, а именно: 1) соотношение между силикатными и ферросиликатными частями горной породы (ее «цветной индекс»); 2) наличие избытка или недостатка (или их отсутствие) в ее составе кремнезема, определяющее появление таких минералов, как кварц и фельдшпатоиды; 3) соотношение щелочных алюмосиликатов (альбит+ортоклаз) и алюмосиликата извести (анортит); 4) особенно силикатов и простых силикатов.

Исходя из всего изложенного главные числовые характеристики выражаются как: $a : c : b : s$, где a — относительное число атомов щелочных металлов, входящих в алюмосиликаты (щелочные полевые шпаты); c — относительное число атомов кальция, которые могут войти в алюмосиликаты (анортит). В некоторых породах алюмосиликат извести отсутствует и вместо него может появиться ферросиликат натрия; b — относительное число всех остальных атомов металлов (за исключением кремния и титана), не входящих в алюмосиликаты и ферросиликат натрия и входящих в основном в простые силикаты (цветные минералы); s — относительное число атомов кремния и титана. При этом сумма $a+c+b+s=100$.

Величина c определяется по разности молекулярных количеств $Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)$. Она может быть: 1) больше молекулярного количества CaO (составы, пересыщенные глиноземом), 2) меньше его (составы нормального ряда) и 3) иметь отрицательное значение (составы, пересыщенные щелочами).

Величина b состоит из всех атомов магния, всех атомов железа (за исключением вошедших в ферросиликат натрия) и тех атомов кальция, которые не вошли в алюмосиликаты. Число последних определяется из выражения $CaO - [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)]$. В тех породах, где разность молекулярных количеств $Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) > 0$, избыток атомов алюминия присоединяется к величине b (признак присутствия в породе слюды). В некоторых породах разность молекулярных количеств $(Na_2O + K_2O) - Al_2O_3 > 0$; избыток щелочей в этом случае не может войти в алюмосиликаты, и величина c имеет «отрицательное» значение (\bar{c}). Поскольку петрохимическая роль щелочей, не входящих в алюмосиликаты, и известкового алюмосиликата противоположна, указанный избыток атомов щелочей и обозначается \bar{c} , указывая тем самым на отсутствие величины c . Каждому атому Na, входящему в величину \bar{c} , соответствует атом Fe, участвующий в строении ферросиликата натрия.

Итак, на основании соотношений молекулярных количеств Al_2O_3 , CaO и (Na_2O+K_2O) все химические составы магматических горных пород делятся на три класса или ряда:

1) $CaO+Na_2O+K_2O > Al_2O_3+K_2O+Na_2O$, нормальный ряд;

2) $Al_2O_3 > CaO+Na_2O+K_2O$, плюмазитовый ряд (пересыщены глиноземом);

3) $Na_2O+K_2O > Al_2O_3$, агпайтовый ряд (пересыщены щелочами).

Из формулы щелочных полевых шпатов $(Na, K)AlSi_3O_8$ очевидно, что наибольшее количество кремния, которое может войти в щелочные алюмосиликаты, — $3a$, в известковый алюмосиликат $CaAl_2Si_2O_8$ — $2c$, а в простые силикаты — соответственно b (согласно формуле $RO \cdot SiO_2$). Очевидно, что величина $Q = s - (3a + 2c + b)$ есть число «избыточных» атомов кремния и, если она положительна, указывает на избыток кремнезема (возможен кварц), а если отрицательна — на недостаток кремнезема (возможен оливин). Наличие величины \bar{c} указывает на отсутствие анортита и появление эгирина $(NaFeSi_2O_6)$. В этом случае величина Q рассчитывается по формуле $Q = s - (3a + 2\bar{c} + b)$, а ее отрицательное значение указывает на возможность присутствия в горной породе фельдшпатоидов.

О характере полевых шпатов мы получаем информацию из величин a и c , которые характеризуют соотношение щелочных полевых шпатов и анортита. Итак, из четырех указанных выше существенных признаков химизма горной породы три отразились в главных числовых характеристиках. Однако остались неучтенными такие признаки, как: 1) различия в отношении содержаний щелочей и 2) различия в отношениях между элементами, входящими в состав цветных минералов (группа b). Для этого нам необходимы дополнительные числовые характеристики. В нормальном ряду химических составов в группу b входят все атомы Mg и Fe и та часть атомов Ca (Ca'), которая не вошла в состав алюмосиликатов: $Ca' = CaO - [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)]$. Отсюда дополнительные числовые характеристики для пород нормального ряда будут иметь вид: $m'(MgO) : f'(\Sigma Fe) : c'(Ca')$ или $MgO : (2Fe_2O_3 + FeO) : \{CaO - [Al_2O_3 - (Na_2O + K_2O)]\}$.

В породах плюмазитового ряда имеется избыток глинозема (Al'), не входящий в состав алюмосиликатов щелочей и извести:

$$Al' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO).$$

Этот избыток глинозема считаем входящим в состав фемических минералов (слюды), и дополнительные числовые характеристики будут иметь вид: $m'(MgO) : f'(\Sigma Fe) : a'(Al')$ или $MgO : (2Fe_2O_3 + FeO) : 2[Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO)]$.

В породах агпайтового ряда имеется избыток щелочей, которые не могут войти в состав силикатных алюмосиликатов: $2(K_2O + Na_2O - Al_2O_3)$. Этот избыток обозначается \bar{c} . В этом случае основные числовые характеристики имеют вид: $a : \bar{c} : b : s$ и при этом из группы b исключается эквивалентное количество атомов

железа, которое вместе со щелочами идет на образование акмита. Как и в предыдущих случаях, $a + \bar{c} + b + s = 100$; а дополнительные числовые характеристики имеют вид: $m' : f' : c' = \text{MgO} : [2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - 2(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} - \text{Al}_2\text{O}_3)] : \text{CaO} = \text{MgO} : \{2[(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3) - (\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O})] + \text{FeO}\} : \text{CaO}$.

Итак, осталась нерассчитанной разница в отношении Na : K, входящих в состав породы. Эту характеристику обозначают n и выражают в виде молекулярного отношения $\text{Na}_2\text{O} : (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ для щелочей, входящих в силикатные алюмосиликаты.

Из изложенного видно, что в основу расчетов положено разделение минералов на алюмосиликаты и простые силикаты, как это делается при расчете нормативного минерального состава, в реальном же составе породы часть глинозема или щелочей может войти в цветные минералы. Поэтому очевидно, что при расчете нормативного состава мы подсчитываем *максимально* возможное количество алюмосиликатов (полевых шпатов). С другой стороны, известно, что в изверженных горных породах почти всегда присутствует магнетит, в состав которого входят окислы железа, которые при принятом способе расчета отнесены в группу b . Поэтому характеристика $Q = s - (3a + 2c + b)$ или (породы агпаитового ряда) $Q = s - (3a + 2\bar{c} + b)$ показывает *минимально* возможное количество свободного кремнезема в горной породе.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

Подсчет числовых характеристик следует выполнять в таком порядке.

1. Пересчитываем массовые процентные содержания окислов в молекулярные количества, используя таблицы (см. прил. I).

2. Складываем молекулярное количество SiO_2 и TiO_2 и обозначаем S .

3. Складываем молекулярное количество * K_2O и Na_2O и сумму сопоставляем с молекулярным количеством Al_2O_3 . Если она меньше или равна Al_2O_3 , то, удваивая сумму количества щелочей, получаем A .

3а. Если количество $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$, то, удваивая количество Al_2O_3 , получаем A , а избыток $\text{Na}_2\text{O}' = (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) - \text{Al}_2\text{O}_3$, умножив на 2, обозначаем \bar{c} .

4. Если разность количеств $\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$ меньше или равна количеству CaO , то обозначаем ее C .

4а. Если количество $\text{Al}_2\text{O}_3 > \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}$, то C — это количество CaO . Избыток же $\text{Al}_2\text{O}_3' = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO})$, умножив на 2, относим в группу B .

5. Складываем предварительно удвоенное количество Fe_2O_3 с $\text{FeO} \cdot (+\text{MnO})$ и получаем FeO' . Для пород агпаитового ряда значение FeO' уменьшаем на величину \bar{c} (см. п. 3а).

* Далее для краткости будем писать просто «количество», подразумевая «молекулярное количество».

5а. В весьма редких случаях, когда $\bar{c} > \text{FeO}'$, разность $\bar{c} - \text{FeO}'$ обозначаем Na' — это избыток количества Na_2O , умноженный на 2, т. е. атомы Na, оставшиеся после образования \bar{c} .

6. Рассчитываем $\text{CaO}' = \text{CaO} - \text{C}$ (см. п. 4).

7. Складываем $\text{FeO}' + \text{MgO} + \text{CaO}'$ (или $\text{FeO}' + \text{MgO} + 2\text{Al}_2\text{O}_3'$, или $\text{Na}' + \text{MgO} + \text{CaO}'$).

8. Складываем $A + C + B + S$ (или $A + \bar{c} + B + S$) = N, а затем рассчитываем величины a, c, b, s (или a, \bar{c}, b, s) в процентах по формулам

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

т. е. рассчитываем основные числовые характеристики горной породы $a : c : b : s$. Кроме того, рассчитываем дополнительные числовые характеристики:

$$f' = \frac{\text{FeO}'}{B} \cdot 100; \quad m' = \frac{\text{MgO}}{B} \cdot 100; \quad c' = \frac{\text{CaO}'}{B} \cdot 100;$$

$$n = \frac{2\text{Na}_2\text{O}}{A} \cdot 100; \quad t = \frac{\text{TiO}_2}{S} \cdot 100; \quad \varphi = \frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{B} \cdot 100.$$

В пересыщенных глиноземом породах (см. п. 4а) вместо c' рассчитываем a' :

$$a' = \frac{2\text{Al}_2\text{O}_3}{B} \cdot 100.$$

В породах, пересыщенных щелочами, величина FeO' (при расчете f') есть количество закиси железа, уменьшенное на величину \bar{c} (см. п. 5). Изредка, когда $\bar{c} > \text{FeO}'$ (см. п. 5а), рассчитываем дополнительную числовую характеристику $n' = \frac{\text{Na}'}{B} \cdot 100$ (f' в этом случае отсутствует).

Итак, в зависимости от химического состава горных пород имеем такие ассоциации числовых характеристик:

1) составы нормального ряда $a : c : b : s; m' : f' : c'; n; t; \varphi$;

2) составы, пересыщенные глиноземом (плюмазитовый ряд), $a : c : b : s; m' : f' : a'; n; t; \varphi$;

3) составы, пересыщенные щелочами (агпайтовый ряд), $a : \bar{c} : b : s; m' : f' : c'; n; t; \varphi$;

4) редкий случай составов, сильно пересыщенных щелочами (агпайтовый ряд), $a : \bar{c} : b : s; m' : n' : c'; n; t; \varphi$.

Параметры основных характеристик — это числа именованные, а параметры дополнительных характеристик — отвлеченные.

СООТНОШЕНИЕ ЧИСЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК И КОЛИЧЕСТВЕННОГО МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА ГОРНЫХ ПОРОД

При выборе числовых характеристик химических составов горных пород существовало условие, что эти характеристики (признаки) должны отражать особенности вещественного состава горной

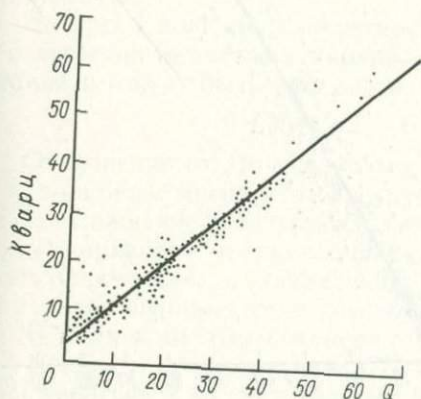


Рис. 4. Зависимость между величиной Q и содержанием кварца Q_z

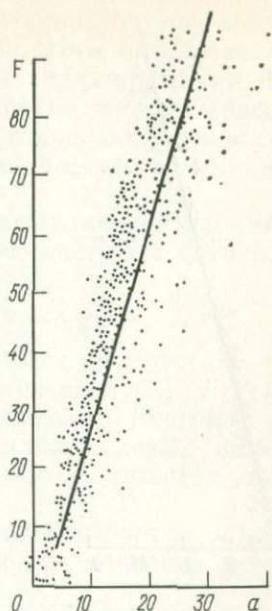


Рис. 5. Зависимость между величиной a и содержанием щелочных полевых шпатов и фельдшпатов F

породы и, следовательно, ее минеральный состав. Однако, как уже указывалось выше, реальный минеральный состав горной породы не может быть рассчитан из ее химического анализа. Поэтому и существуют параллельно две классификации магматических горных пород: 1) по минеральному составу и 2) классификация химических составов горных пород. Тем не менее между химическим и минеральным составом существует четкая зависимость, и чем сильнее корреляция между содержанием какого-либо минерала и величиной числовой характеристики, тем рациональнее эта характеристика выбрана. Ниже приведены несколько диаграмм (рис. 4—7), заимствованные из работы А. Н. Заварицкого [3] и иллюстрирующие степень корреляции некоторых характеристик и количественного содержания минерала (или группы минералов).

Зависимость между параметром Q и содержанием кварца (Q) в горной породе показана на рис. 4. Значение параметра Q характеризует избыток или недостаток кремнезема в породе, а следовательно, должно отражать наличие кварца (избыток кремнезема) или оливина, или фельдшпатоидов (недостаток кремнезема). На рис. 4 видна четкая зависимость между содержанием кварца и величиной Q , которую можно выразить эмпирической формулой:

$$5/6 Q + 7 > Q > 5/6 Q + 1,$$

где Q — процентное содержание кварца в горной породе.

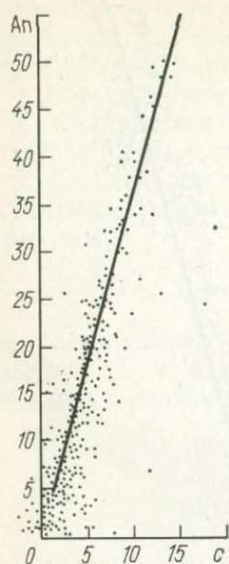


Рис. 6. Зависимость между величиной c и содержанием анортитовой составляющей в плагиоклазе (An)

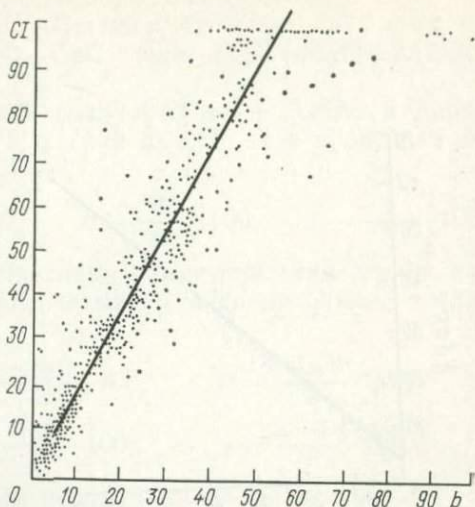


Рис. 7. Зависимость между величиной параметра b и содержанием цветных минералов (CI)

Следует учитывать, что Q в большинстве случаев должно быть больше Q , поскольку: 1) при расчете Q не учтены рудные минералы и 2) все цветные минералы рассчитаны как двойные силикаты, в то время как биотиты и амфиболы содержат меньше SiO_2 .

Иногда Q может уменьшаться по сравнению с Q , причиной чего является: а) наличие SiO_2 в скрытом виде в основной массе породы (стекле), б) наличие в анализе большого количества TiO_2 , присоединяемого к SiO_2 при расчете Q .

Зависимость между величиной параметра a и содержанием щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов F показана на рис. 5. Поскольку в фельдшпатоидах содержание щелочей выше, чем в щелочных полевых шпатах, на диаграмме имеются две совокупности точек: 1) полоса довольно густо расположенных точек — для пород, не содержащих фельдшпатоидов, и 2) поле точек, расположенных вправо от этой полосы, — для пород, содержащих фельдшпатоиды. Для первой совокупности зависимость между a и F выражается как $F=4a$, для второй соответственно $F=3a+5$.

Зависимость между величиной параметра c и содержанием анортитовой составляющей в плагиоклазе (An), т. е. номером плагиоклаза, показана на рис. 6. Зависимость четкая и может быть выражена для средней линии формулой

$$3,7c + 4 > \text{An} > 3,7c - 4.$$

Некоторое рассеяние обусловлено тем, что в горной породе не весь глинозем входит в состав полевых шпатов, часть его входит в состав цветных минералов: именно этим обусловлено рассеяние точек вправо. Отклонения влево характерны для щелочных пород, где часть щелочей входит в состав цветных минералов; такое же отклонение будет и у горных пород, подвергшихся вторичным изменениям, приводящим к относительному обогащению глиноземом.

На рис. 7 показана зависимость между величиной параметра b и содержанием цветных минералов. Зависимость эта близка к линейной и может быть описана формулой

$$9/4b + 9/2 > CI > 6/4b - 6/2.$$

Отклонения от этой зависимости связаны с тем, что:

- 1) наличие магнетита относительно уменьшает CI ;
- 2) вхождение глинозема в цветные минералы (биотиты, амфиболы) приводит к уменьшению количества полевых шпатов и фельдшпатоидов, а увеличение за их счет количества цветных минералов выражается в увеличении CI ;
- 3) если к цветным минералам относят мусковит и эпидот, то это приводит к увеличению CI , хотя эти два минерала могут образовываться и за счет полевых шпатов.

Таким образом, существует весьма четкая зависимость между минеральным составом горной породы и рассмотренными параметрами числовой характеристики. Кроме того, в подавляющем большинстве случаев отклонения от прямолинейной зависимости на рис. 4—7 вполне объяснимы особенностями минерального состава горных пород. Все это показывает, что данный метод пересчета химического состава горных пород достаточно хорошо выражает вещественный состав горных пород.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТА

Для того чтобы способ расчета характеристик был совершенен, рассмотрим примеры.

I. Составы нормального ряда

Пересчитываем массовые процентные содержания окислов на молекулярные количества (табл. 28). Складывая SiO_2 и TiO_2 , получаем S (917). Для получения A (122) складываем количества Na_2O и K_2O (61) и умножаем сумму на 2, поскольку параметр A представляет число атомов K и Na . Для получения C (111) из количества Al_2O_3 (172) вычитаем сумму количеств Na_2O и K_2O (61). Вычтя количество полевошпатовой извести (111) из всего количества CaO (158), получим количество CaO , входящее в состав группы B ($CaO' = 47$). Удваиваем количество Fe_2O_3 , пересчитывая его таким образом на FeO . Эту величину (72) объеди-

Пересчет состава андезито-базальта (см. рис. 14, Ia)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Числовые характеристики	
			символ	значение
SiO ₂	54,50	905	S	A=122
TiO ₂	0,98	12		C=111
Al ₂ O ₃	17,56	172-61=111	C	B=300
Fe ₂ O ₃	5,75	36×2=72		S=917
FeO	2,70	39	B	N=1450
MnO	0,10	1		
MgO	5,65	141		
CaO	8,85	158-111=47		
Na ₂ O	3,14	51		
K ₂ O	0,93	10	A	a=8,4
P ₂ O ₅	0,15			c=7,6
S	0,22			b=20,7
Cl	0,05			s=63,3
H ₂ O	0,10			100,0
Сумма	100,48			

няем с количеством FeO (39) и MnO (1) и получаем FeO' (112). Для расчета B (300) складываем FeO' (112) с MgO (141) и CaO' (47). Определяем $N=A (122)+C (111)+B (300)+S (917)=1450$.

Пересчитываем A, C, B, и S в проценты: a (8,4), c (7,6), b (20,7), s (63,3). Дополнительные числовые характеристики рассчитываем по формулам

$$f' = \frac{112}{300} \cdot 100 = 37; \quad m' = \frac{141}{300} \cdot 100 = 47; \quad c' = \frac{47}{300} \cdot 100 = 16;$$

$$n = \frac{51}{61} \cdot 100 = 84; \quad t = \frac{92}{917} \cdot 100 = 1,3; \quad \varphi = \frac{72}{300} \cdot 100 = 24.$$

Пересчитываем массовые содержания окислов в процентах на молекулярные количества (табл. 29). Складывая SiO₂ и TiO₂, получаем S. Для получения A нужно сложить количества Na₂O и K₂O. Поскольку щелочей в анализе нет, мы не можем рассчитать этот параметр. Суммируем Al₂O₃+Cr₂O₃ (21) и, поскольку эта величина меньше CaO (23), обозначаем ее C. Избыток CaO над суммой Al₂O₃+Cr₂O₃, т. е. CaO' (2) присоединяем к B. Удваиваем количество Fe₂O₃, суммируем с количеством FeO и MnO и получаем FeO' (120). Величину B (1119) получаем, складывая FeO'+MgO+CaO'. Определяем $N=A (0)+B (1119)+C (21)+S (687)=1827$. Пересчитываем B, C, S на проценты: b (61,3), c (1,1), s (37,6).

Пересчет состава перидотита (см. рис. 14, 16)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Числовые характеристики	
			символ	значение
SiO ₂	41,18	686	S	S=687
TiO ₂	0,06	1		
Al ₂ O ₃	1,80	18	C	C=21 B=1119
Cr ₂ O ₃	0,50	3		
Fe ₂ O ₃	3,51	22×2=44	B	N=1827
FeO	5,39	75		
MnO	0,12	1		
NiO	0,01			
MgO	40,18	997		
CaO	1,32	23-21=2		s=37,6 c=1,1 b=61,3
Na ₂ O	0,05			100,0
K ₂ O	0,03			
H ₂ O ⁺	5,97			
H ₂ O ⁻	0,24			
CO ₂	0,14			
Сумма	100,50			

Дополнительные числовые характеристики рассчитываем по формулам

$$f' = \frac{120}{1119} \cdot 100 = 10,7; \quad m' = \frac{997}{1119} \cdot 100 = 89,1;$$

$$c' = \frac{2}{1119} \cdot 100 = 0,2;$$

$$t = \frac{1}{687} \cdot 100 = 0,1; \quad \varphi = \frac{44}{1119} \cdot 100 = 3,9.$$

II. Состав, пересыщенный глиноземом

Пересчитываем массовые процентные содержания окислов на молекулярные количества (табл. 30). Как и в предыдущем случае, определяем S (1200). Поскольку количество Al₂O₃ (143) > > { [Na₂O+K₂O (99)] + CaO (30) }, все количество CaO относим в C, а удвоенное количество Na₂O+K₂O даст A (198). Избыток Al₂O₃ равен 14. Удвоенный, он представляет количество атомов Al, которое войдет в B. Далее рассчитываем, как и в предыдущих случаях.

Дополнительные числовые характеристики:

$$a' = \frac{28}{76} \cdot 100 = 37; \quad f' = \frac{32}{76} \cdot 100 = 42; \quad m' = \frac{16}{76} \cdot 100 = 21;$$

$$n = \frac{54}{99} \cdot 100 = 55; \quad t = \frac{4}{1200} \cdot 100 = 0,3; \quad \varphi = \frac{14}{76} \cdot 100 = 18.$$

Пересчет состава гранита (см. рис. 14, II)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Числовые характеристики	
			символ	значение
SiO ₂	71,84	1196	S	S=1200 B=76 C=30 A=198
TiO ₂	0,27	4		
Al ₂ O ₃	14,59	143-99=44-30= =14×2=28	} 76	N=1504
Fe ₂ O ₃	1,13	7×2=14		
FeO	1,33	18		
MnO	0,04			
MgO	0,63	16		
CaO	1,67	30		
Na ₂ O	3,35	54		
K ₂ O	4,22	45	} 99×2=198	A
P ₂ O ₅	0,13			
H ₂ O	0,80			
Сумма	100,00			100,0

III. Состав, сильно пересыщенный щелочами

Количество атомов Na, не вошедших в состав алюмосиликатов (табл. 31), составляет 98, и оно больше числа атомов железа и марганца на 42 (98—56). Поэтому все железо и марганец объединяется в группу C, а избыточное количество атомов Na (42) — в группу B.

Таблица 31

Пересчет состава уртита (см. рис. 14, III)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Числовые характеристики			
			символ	значение		
SiO ₂	45,26	761	S	S=761		
TiO ₂	—			A=540		
Al ₂ O ₃	27,37	270×2=540	A	C=56 B=72		
Fe ₂ O ₃	3,53	22×2=44				
FeO	0,49	9	} 56	N=1429		
MnO	0,19	3				
MgO	0,33	8	} 72	s=53,3 a=37,8 c̄=3,9 b=5,0		
CaO	1,22	22				
Na ₂ O	17,29	281				
K ₂ O	3,51	38			} 319-270=49× ×2=98-56=42	
H ₂ O	0,40					
Сумма	99,59					100,0

Дополнительные числовые характеристики:

$$n' = \frac{42}{72} \cdot 100 = 59, \quad m' = \frac{8}{72} \cdot 100 = 11,$$

$$c' = \frac{22}{72} \cdot 100 = 30, \quad n = \frac{(2 \times 281) - 98}{2 \times 270} \cdot 100 = 86.$$

РАСЧЕТ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОРОДЫ
ПО ЕЕ ЧИСЛОВЫМ ХАРАКТЕРИСТИКАМ

Важным преимуществом метода А. Н. Заварицкого является возможность, зная основные и дополнительные числовые характеристики, рассчитать по ним исходные массовые количества окислов по следующим уравнениям:

$$\mathfrak{N} \text{SiO}_2 = 60s \left(1 - \frac{t}{100}\right);$$

$$\mathfrak{N} \text{TiO}_2 = 80s \frac{t}{100};$$

$$\mathfrak{N} \text{Al}_2\text{O}_3 = 102 \left(\frac{a}{2} + c + \frac{a'b}{2 \cdot 100}\right) = 51 \left(a + 2c + \frac{a'b}{100}\right);$$

$$\mathfrak{N} \text{Fe}_2\text{O}_3 = 160 \left(\frac{\varphi b}{2 \cdot 100} + \frac{\bar{c}}{a}\right) = 80 \left(\frac{\varphi b}{100} + \bar{c}\right);$$

$$\mathfrak{N} \text{FeO} = 72 \frac{(f' - \varphi) \cdot b}{100};$$

$$\mathfrak{N} \text{MgO} = 40 \frac{m'b}{100} = \frac{2}{5} m'b;$$

$$\mathfrak{N} \text{CaO} = 56 \left(c + \frac{c'b}{100}\right);$$

$$\mathfrak{N} \text{Na}_2\text{O} = 62 \left(\frac{n}{100} \cdot \frac{a}{2} + \frac{\bar{c}}{2} + \frac{n'b}{2}\right) = 31 \left(\frac{na}{100} + \bar{c} + n'b\right);$$

$$\mathfrak{N} \text{K}_2\text{O} = 94 \left(1 - \frac{n}{100}\right) \cdot \frac{a}{2}.$$

Здесь SiO_2 , TiO_2 и т. д. — массовые доли окислов в процентах, а \mathfrak{N} — коэффициент пропорциональности.

$$\mathfrak{N} = (98 - 0,16n)a + 158c + 11\bar{c} + (0,08\varphi + 0,72f' + 0,4m' + 0,56c' + 0,51a' + 31n')b + (60 + 0,2t)s.$$

Чтобы перейти к определению исходных массовых долей окислов в процентах, сумму найденных относительных количеств приводим к 100, исключив те окислы и элементы, которые не были приняты в расчет при образовании числовых характеристик, т. е. $100 - (\text{P}_2\text{O}_5 \% + \text{H}_2\text{O} \% + \text{C} \% + \text{т. д.})$. Несомненно, что при пересчете из-за неточностей при округлении полученные результаты не будут идеально совпадать с исходными данными, однако сама возможность такого расчета химического состава показывает математическую строгость вывода всех числовых характеристик.

Задача здесь состоит в изображении полученных отношений между семью числами, в которых даны шесть независимых переменных. Для их изображения достаточно иметь вектор в трехмерном пространстве. При выборе конкретного способа изображения необходимо учитывать, что он должен быть отдельным для основных и дополнительных характеристик и в то же время должен давать цельный геометрический образ и полное представление об особенностях химизма породы. Очень важно, чтобы диаграмма была наглядна.

Для изображения главных числовых характеристик используют прямоугольный тетраэдр, откладывая вдоль каждого его ребра, как вдоль координатной оси, одно из четырех чисел. Такими координатными осями на рис. 8 являются взаимно перпендикулярные ребра SA , SB и SC ; длина каждого из которых составляет 100 единиц.

Поскольку выбранная диаграмма барицентрическая, положение точки P с числовыми характеристиками $a : c : b : s$ (при условии, что $a + c + b + s = 100$) определится как центр тяжести по массе a , c , b и s , приложенных соответственно в вершинах тетраэдра A , C , B и S , т. е. координатами точки P будут числовые характеристики a , c и b . Кроме того, на рис. 8 показано положение фигуративных точек теоретических (нормативных) составов минералов в прямоугольном тетраэдре. Положение их фактически охватывает всевозможные составы магматических горных пород, следовательно, положение фигуративных точек всех химических составов магматических горных пород должно ограничиваться плоскостью $Ap-Ne-Mt$, т. е. объемом S , $Mt-Mt$, $Ap-Mt$, $Ne-Ap$, $Ne-S$, $Ne-S$, Ap^* . Особое положение занимает эгирин (акмит Ac), расположенный вне тетраэдра на продолжении ребра SC . Точка эгирина (Ac) находится симметрично с точкой анортита (Ap) относительно вершины S . Это указывает на несовместимость в составе горной породы эгирина и полевошпатовой извести. С точки зрения кристаллохимии было бы правильнее объединить эгирина с другими пироксенами, но, поскольку наличие в норме эгирина подчеркивает характерные особенности химического состава горной породы, выделение его из группы пироксенов в данном случае оправдано.

Хотя изображение в объеме очень наглядно, оно не может быть использовано при сравнении серий горных пород. Поэтому вместо тетраэдра А. Н. Заварицкий предложил использовать его проекцию на плоскости ASB и CSB (рис. 9). При этом каждая точка внутри тетраэдра изобразится на проекции в виде двух то-

* В составе большинства магматических горных пород содержание рудных минералов (Mt) незначительно и можно было бы ограничиться объемом S , $Ol-Ol$, $Ap-Ol$, $Ne-Ap$, $Ne-Ne$, $S-S$, Ap . Однако здесь мы соприкасаемся с проблемой разграничения руд и горных пород — проблемой, которая требует специального рассмотрения, не входящего в задачи данной книги.

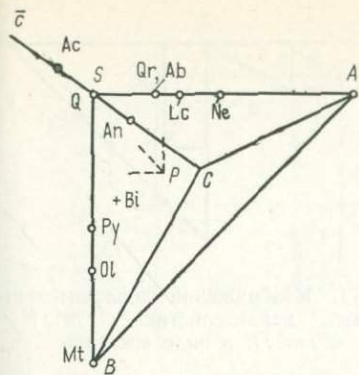


Рис. 8. Прямоугольный тетраэдр для проектирования по методу А. Н. Заварицкого. P — положение состава P в барицентрических координатах внутри прямоугольного тетраэдра

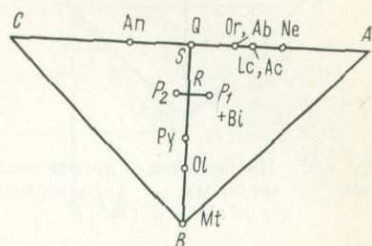


Рис. 9. Изображение фигуративных точек в тетраэдре $ACSB$ в виде проекции на плоскость ASB и ACB

чек — P_1 (на плоскости ASB) и P_2 (на плоскости CSB). При этом $SR=b$, $P_1R=a$, $P_2R=c$. Величину s находим из уравнения $s=100-(a+c+b)$ или графически $s=SB-(P_1R+P_2R+SR)$, сумма отрезков в скобках откладывается по оси SB от вершины S .

При принятом способе изображения точки, имеющие числовую характеристику $a : \bar{c} : b : s$, находящаяся зади плоскости ASB на продолжении SC на расстоянии, равном $\bar{c}(SC)$ (см. рис. 8). Поэтому на проекции (см. рис. 9) точка P_2 в этом случае поместится не влево, а вправо от оси SB . Таким образом, обе точки P_1 и P_2 будут находиться на одной и той же плоскости ASB . Хотя в этом случае точки P_1 и P_2 находятся, как правило, на значительном расстоянии друг от друга, все же желательно для обозначения точки P_2 употреблять особый значок.

Поскольку при проекции мы имеем дело с координатными плоскостями ASB и CSB и осями AS , CS и SB удобно присвоить им собственные названия: SA — щелочная ось, SB — фемическая ось, SC — анортитовая ось, SAB — щелочная плоскость, SCB — известковая плоскость. При данном способе изображения все построения удобно делать на листе миллиметровой бумаги, приняв длину оси $SB=100$ см; точность нанесения в этом случае составит 1 мм, т. е. 0,1 %.

Для построения дополнительных числовых характеристик также используем прямоугольный тетраэдр. Во взаимно исключающих характеристиках $m' : f' : c'$ и $m' : f' : a'$ имеем два отношения трех чисел, для изображения которых на плоскости достаточно точки в треугольнике. Используем для этого прямоугольные треугольники и, так как в обеих характеристиках два параметра (m' и f') одинаковы, а третьи взаимно исключают друг друга, расположим треугольники так, как это показано на рис. 10. Здесь $P_1R=m'$, PT и $UQ=f'$, $RP=c'$ и $RQ=a'$. При построении таких треугольников масштаб удобно брать в 10 раз более мелким, чем

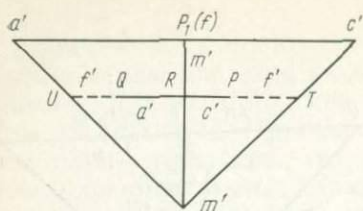


Рис. 10. Изображение дополнительных числовых характеристик $c' : m' : f'$ и $a' : m' : f'$

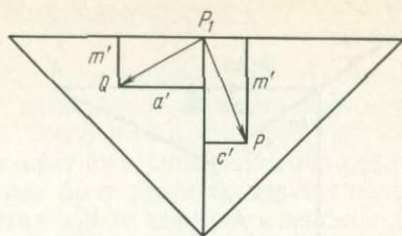


Рис. 11. Изображение дополнительных числовых характеристик $c' : m' : f'$ и $a' : m' : f'$ в виде векторов

для общей диаграммы. На проекции общей диаграммы точку P_1 на плоскости ASB соединяем с точкой P (или Q) и получаем вектор, характеризующий химические особенности горной породы (рис. 11): короткие векторы указывают на богатство железом, направленные круто вниз — на богатство магнием, направленные вправо (породы нормального ряда) пологие векторы указывают на богатство кальцием, направленные влево пологие векторы указывают на богатство алюминием (породы, пересыщенные глиноземом). В случае, если имеется характеристика $m' : n' : c'$, то ее изображаем как $m' : f' : c'$ (вместо n'), но не сплошной линией, а пунктиром. Вторую дополнительную характеристику строим при точке P_2 на двух взаимно перпендикулярных осях P_2T и P_2R (рис. 12). На первой откладываем величину, пропорциональную количеству $Na(n)$, на второй — количеству $K(k)$. Через полученную точку P проводим линию P_2P , отражающую отношение $Na : K$ и, следовательно, n . В прямоугольном треугольнике P_2RT отношение $RP : RT$, выраженное в процентах, равно n . Из самого построения видно, что чем круче линия, тем больше в алюмосиликатах Na , чем положе, тем больше K .

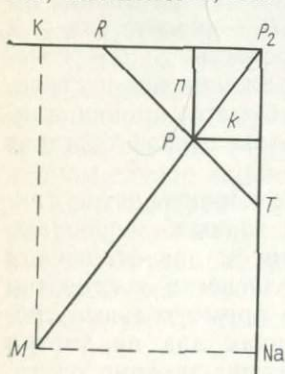


Рис. 12. Изображение дополнительной характеристики n

Итак, мы имеем вектор на плоскости ASB и связанную с ним линию на плоскости CSB . Поскольку они отражают особенности одного и того же химического анализа, их можно объединить в единый вектор в пространстве (рис. 13) и соответственно, наоборот, единый вектор в пространстве можно изобразить в виде двух проекций векторов на плоскостях ASB и CSB . Поскольку на плоскости CSB имеем только направление вектора, то длина его должна быть определена из проекции вектора на плоскости ASB : концы проекций векторов на обеих плоскостях должны лежать на одной горизонтальной линии (перпендикулярной к оси SB) — это обстоятельство существ-

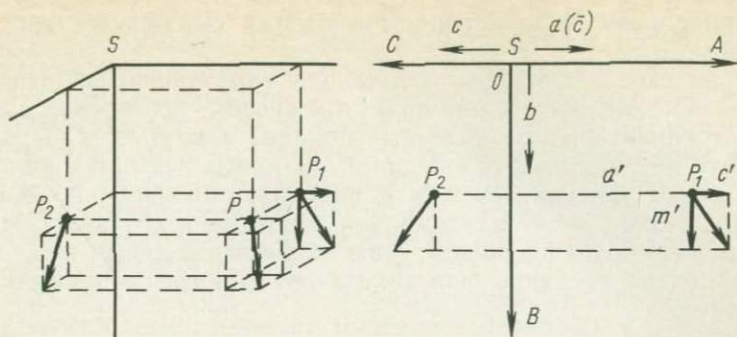


Рис. 13. Векторы диаграммы в пространстве (слева) и в проекции на плоскость

венно помогает чтению диаграмм, когда на них нанесено много векторов.

При изучении векторной диаграммы хорошо видны особенности химизма горной породы. Так, векторы, находящиеся вблизи вершины S , характеризуют породы, богатые SiO_2 , а поскольку величины S и Q связаны уравнением $Q = s - (3a + 2c + b)$, то это указывает на возможность появления в породе свободной SiO_2 в виде кварца. Эмпирически установлено: $5/6 Q + 7 > \text{кварц} > 4/6 Q + 1$. Близость вектора к оси SB (на плоскости ASB) указывает на обедненность породы щелочными алюмосиликатами, удаленность — на обогащение ими; векторы пород, богатых анортитом, расположены на плоскости CSB далеко от оси SB . Для сравнения степени сходства (отличия) химических анализов двух горных пород следует пользоваться уравнением

$$d = \sqrt{(a_1 - a_2)^2 + (c_1 - c_2)^2 + (b_1 - b_2)^2}.$$

Для того чтобы знать, в каком направлении один состав отличается от другого, применяют отношения $(a_1 - a_2) : (c_1 - c_2) : (b_1 - b_2)$.

Направление векторов на плоскости ASB диаграммы помогает выделить породы, пересыщенные глиноземом: векторы направлены влево и вниз; у всех остальных пород они направлены вниз и вправо. При высоком содержании железа векторы короткие, при низком — конец вектора попадает на гипотенузу вспомогательного треугольника (см. рис. 10). По длине и направлению вектора можно судить о минеральном составе горной породы и характере цветного минерала, учитывая при этом, что расчетный (виртуальный) состав не полностью соответствует реальному (модальному) минеральному составу горной породы. Так, если вектор наклонен влево, то порода в качестве цветного минерала содержит слюду. Вертикальные и почти вертикальные векторы свойственны оливинам и ромбическим пироксенам, наклоненные вправо — моноклиновым пироксенам и роговым обманкам. Высокая железистость цвет-

ных минералов * (как и породы в целом) выражается коротким вектором.

На плоскости *CSB* дополнительная характеристика отражает соотношение щелочей, и при принятом способе построения пологие векторы характеризуют калиевые породы, а крутые — натриевые. Ясно, что при высоком содержании Mg длина вектора у калиевых пород резко увеличивается, а в породах, одновременно богатых Na и Fe, вектор будет максимально коротким и крутым. Поскольку в природе более распространены натриевые породы, то длинные векторы очень наглядны для показа редко встречающихся калиевых пород.

ПРИМЕРЫ ПРОЕКТИРОВАНИЯ

В качестве конкретного примера нанесения результата пересчета химического анализа на диаграмму используем данные пересчетов, выполненных ранее (рис. 14).

* Поскольку при принятом способе пересчета все железо входит в состав цветных минералов (магнетит не учитывается), то железистости породы и цветного минерала совпадают.

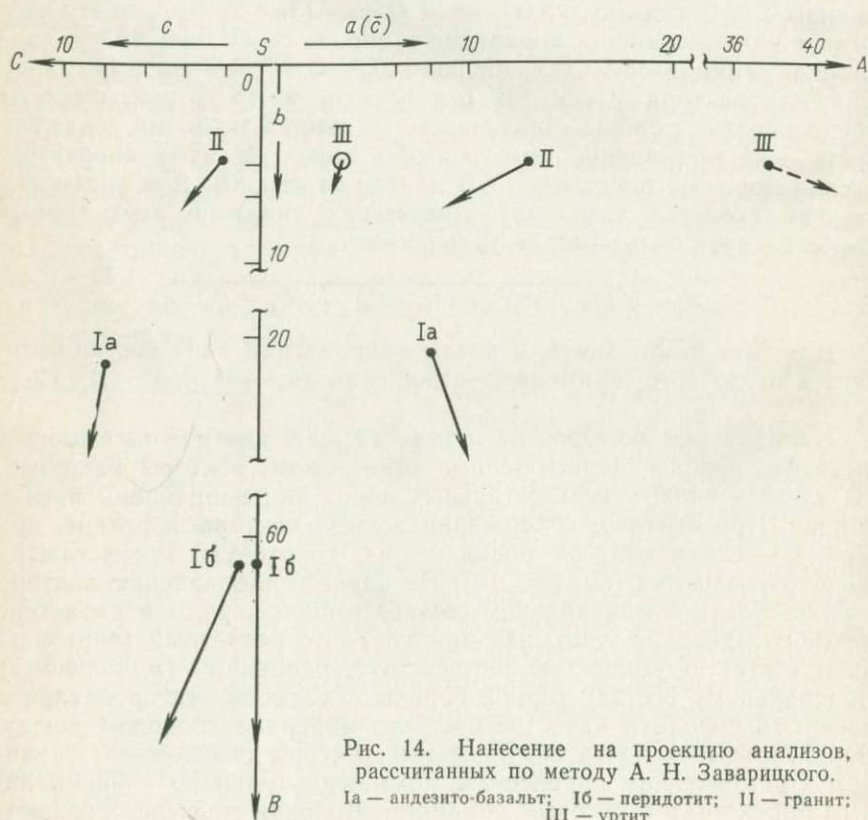


Рис. 14. Нанесение на проекцию анализов, рассчитанных по методу А. Н. Заварицкого. *Ia* — андезито-базальт; *Ib* — перидотит; *II* — гранит; *III* — уртит

Андезито-базальт (Ia). Из диаграммы видно, что это порода нормального ряда с высоким содержанием цветных минералов ($b=20,7$) и большой основностью плагиоклаза ($c=7,6$). Порода обладает нормальной щелочностью ($a=8,4$). Цветные компоненты породы характеризуются высоким содержанием магния ($m'=47$) и железа ($f'=37$) и низким кальция ($c'=16$), поскольку вектор на плоскости ASB крутой и короткий. Содержание калия в породе низкое ($n=84$), поскольку вектор на плоскости CSB наклонен круто вниз.

Перидотит (Iб). Из диаграммы видно, что это порода с высоким содержанием цветных минералов ($b=61,3$) и очень низкой щелочностью: фигуративная точка находится на оси SB ($a=0$). Определить, относится ли она к нормальному ряду или пересыщена глиноземом, по диаграмме нельзя, так как вектор направлен круто вниз. Используя дополнительную числовую характеристику, узнаем, что анализ относится к группе пород нормального ряда, так как присутствует c' . Порода едва ли содержит полевои шпат, хотя и имеется характеристика c : весь глинозем (вместе с Cr_2O_3), очевидно, входит в состав хромшпинелидов (однако по диаграмме можно лишь сделать вывод о наличии полевошпатовой извести, т. е. о наличии анортита). Хотя абсолютное содержание щелочей незначительно, тем не менее наклон вектора показывает, что натрий преобладает над калием. Цветные компоненты породы характеризуются очень высоким содержанием магния ($m'=89,1$) и низким железа ($f'=10,7$) и кальция ($c'=0,2$), поскольку вектор на плоскости ASB очень крутой и длинный.

Гранит (II). Из диаграммы видно, что эта порода пересыщена глиноземом с низким содержанием цветных минералов ($b=5,0$) и низкой основностью плагиоклаза ($c=2,0$). Порода обладает высокой общей щелочностью ($a=13,2$). Цветные компоненты породы характеризуются низким содержанием магния ($m'=21$) и высоким железа ($f'=42$) и алюминия ($a'=37$), поскольку вектор на плоскости ASB короткий, пологий и наклонен влево. Содержание калия в породе близко к содержанию натрия ($n=55$), поскольку вектор на плоскости CSB имеет угол наклона, близкий к 45° .

Уртит (III). Из диаграммы видно, что эта порода сильно пересыщена щелочами (обе фигуративные точки находятся на плоскости ASB , величина $a=37,8$), имеет низкое содержание цветных компонентов ($b=5,0$). Из-за особенностей образования группы B в сильно пересыщенных щелочами породах характеристика f' отсутствует и можно установить низкое содержание магния ($m'=11$) и кальция ($c'=30$); при преобладании последнего — вектор короткий и полого наклонен вправо. Вектор при другой фигуративной точке указывает на резкое преобладание натрия над калием (точка обведена кружком, а вектор показан пунктиром).

Сравнивая возможности анализа химического состава различных типов горных пород с помощью диаграммы А. Н. Заварицкого, видно, что она очень информативна для всех пород, кроме ультраосновных. При сопоставлении составов нормального ряда

и пересыщенных глиноземом с породами, пересыщенными щелочами, необходимо помнить о специфике состава последних и учитывать вызванные этим особенности пересчета и представления их состава на диаграмме.

Глава 8

МЕТОД Н. Д. СОБОЛЕВА

ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Применение метода А. Н. Заварицкого к изучению эволюции магматических серий дает очень хорошие результаты; этот метод особенно эффективен при изучении таких серий, химические составы конечных членов которых существенно отличаются друг от друга. В том случае, когда все горные породы, принадлежащие к одной серии, имеют близкий химический состав (серия слабо дифференцирована), использование этого метода менее эффективно. Метод А. Н. Заварицкого приложим к различным по составу горным породам, однако если в химическом анализе содержание одного из элементов, входящих в состав основных числовых характеристик, мало (или элемента нет совсем), то применение метода становится малоэффективным; если это относится и к содержанию химических элементов, используемых для образования дополнительных числовых характеристик, то метод в том виде, в котором его предложил А. Н. Заварицкий, практически бесполезен. Это относится, в частности, к ультраосновным горным породам (ультрамафитам), в составе которых отсутствуют полевые шпаты, вследствие чего у них нет характеристик a и c , а фигуративные точки анализов пород располагаются на оси SB тетраэдра.

В ультрамафитах очень низко содержание Al_2O_3 и CaO , вследствие чего значения дополнительных числовых характеристик a' и c' не превышают первых единиц и часто близки к нулю. Так как сумма железа ($FeO + Fe_2O_3$) в этих породах колеблется в очень небольших пределах, величины двух других, дополнительных числовых характеристик (m' и f') имеют значения $f' \approx 10$ и $m' \approx 90$. При нанесении дополнительных характеристик используют масштаб в 10 раз мельче, чем при нанесении фигуративной точки, поэтому в случае ультраосновных пород изменение значения числовых характеристик a' и c' , даже если они и отличаются от нуля, не отражается на положении вектора на диаграмме, а положение фактически определяется значением дополнительной его числовой характеристики m' , поскольку характеристика f' влияет только на длину вектора. Вследствие этого векторы в правой части диаграммы почти все вертикальны и сливаются в одну сплошную линию, не отображая специфики химического состава ультраосновных горных пород. Дополнительная характеристика n из-за незначительного содержания щелочных элементов в ульт-

траосновных горных породах также не может быть использована в информативных целях.

Все изложенное показывает, что предложенные А. Н. Заварицким характеристики неприменимы для случая ультраосновных горных пород. Поскольку в принципе сам метод пересчета и проектирования весьма интересен, то в применении к ультрамафитам следует выбрать другие числовые характеристики, которые отражали бы специфику химического состава этих горных пород и давали бы возможность по их изменению судить об эволюции химизма при различных петрологических процессах. С этой целью Н. Д. Соболевым был предложен метод пересчета [18—20], учитывающий специфику вещественного состава ультраосновных горных пород. Н. Д. Соболев предложил на правой части диаграммы показывать отношение $M : F$ (вместо a), где M — это молекулярное (формульное) количество MgO , а F — молекулярное количество суммы $FeO + Fe_2O_3 + MnO + NiO + CoO$. Это отношение характерно для различных генетических групп ультрамафитов. На левой части диаграммы показывается участие в составе ультраосновных пород хромшпинелидов в виде характеристики $2c$ (удвоенное молекулярное количество суммы окислов алюминия и хрома). Величина b проектируется, как и в методе А. Н. Заварицкого. Предлагаемый метод пересчета применим не только к ультрабазитам от дунитов до пироксенитов включительно, но и к серпентинитам как к гидратизированным породам, не испытавшим метаморфизма с привнесением и выносом вещества (антигортитизация, хлоритизация, оталькование, амфиболитизация и др.).

Поскольку состав ультраосновной горной породы определяется соотношением оливина и пироксена, вполне естественно иметь параметры дополнительных числовых характеристик, выражающие насыщенность (пироксен) или пересыщенность (оливин) основаниями. Третьим параметром является соотношение между ромбическими и моноклинными пироксенами, что собственно и определяет название горной породы.

Если теперь рассчитать молекулярное количество SiO_2 на моноклинный пироксен (x), ромбический пироксен (y) и оливин (z) по уравнениям

$$1. \quad x + y + z = MgO + FeO + 2Fe_2O_3 + CaO + MnO + NiO + CoO;$$

$$2. \quad x + y + \frac{z}{2} = SiO_2;$$

$$3. \quad x = 2CaO,$$

то получим соотношения главнейших породообразующих минералов породы (Ol , OPx , CPx) и сумму молекулярных количеств оснований и кремнекислоты, пошедших на образование этих минералов. Пересчитываем результат на 100 — это и будут величины дополнительных числовых характеристик x , y и z . Величина y откладывается вправо, а z — вверх от точки P_1 на правой части

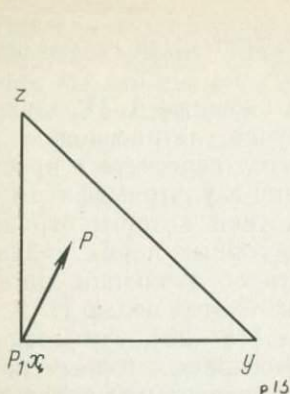


Рис. 15. Изображение дополнительных характеристик x, y, z

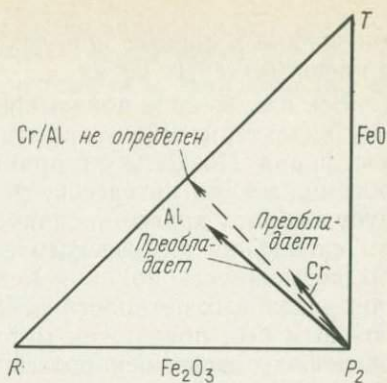


Рис. 16. Изображение дополнительных характеристик n и Cr/Al

диаграммы; таким образом, получаем точку P и вектор P_1P , соединяющий эти точки (рис. 15). Масштаб (как и в методе А. Н. Заварицкого) для дополнительных числовых характеристик в 10 раз меньше, чем для основной. Построенный указанным способом вектор отражает как минеральный, так и химический состав горной породы: пологие векторы указывают на пироксенитовый тип породы, крутые — на дунитовый и наклонные — на перидотитовый; короткие векторы свойственны лерцолитовым и вебстеритовым, а длинные — гарцбургитовым и энстатитовым типам перидотитов и пироксенитов. Весьма существенно, что при исследовании серпентинитов, когда неизвестна исходная ультраосновная порода, длина и направление вектора дают ясные указания на первоначальный состав горной породы.

Выбор другой, дополнительной характеристики определяется необходимостью выразить важнейшую особенность ультраосновных горных пород — степень их серпентинизации. Обычно о степени серпентинизации ультраосновных горных пород судят по количеству воды в химическом анализе. В полностью серпентинизированной горной породе содержание конституционной воды около 12—14 %, однако в анализе нередко приводится суммарное определение потерь при прокаливании, включающее содержание H_2O^+ , H_2O^- , CO_2 и других летучих компонентов. Такие анализы невозможно пересчитывать для определения степени серпентинизации, если ее определять только по содержанию конституционной воды. Однако при серпентинизации происходит не только гидратация, но и переход (в разной степени в зависимости от степени серпентинизации) $FeO \rightarrow Fe_2O_3$. В несерпентинизированных породах Fe_2O_3 редко содержится в количестве, превышающем 1 % (речь, конечно, идет о совершенно несерпентинизированной породе с нормальным содержанием рудных минералов). Поэтому лучше судить о степени серпентинизации по соотношению Fe_2O_3 и FeO , что

выражается дополнительной числовой характеристикой h , которая высчитывается следующим образом:

$$h = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100.$$

Построение линии, выражающей отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3 : \text{FeO}$, производится на левой части диаграммы у точки P_2 (рис. 16)* на двух взаимно перпендикулярных осях P_2T и P_2R , на которых откладываются количества FeO и Fe_2O_3 . Полученную точку P соединяем с P_2 : направление этой линии выражает отношение $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ и, следовательно, h . Очевидно, что чем круче вверх направлена линия, тем порода богаче FeO и менее изменена (серпентинизирована). Пологое направление указывает на преобладание Fe_2O_3 и большую степень серпентинизации.

Отношение окислов хрома и алюминия в хромшпинелидах характеризуется дополнительной характеристикой:

$$\text{Cr/Al} = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_3\text{O}_3} \cdot 100.$$

Для графического изображения этой величины используем длину линии в левой части диаграммы, отражающую отношение $\text{FeO} : \text{Fe}_2\text{O}_3$ (h). Поскольку у этой линии фиксирован только наклон, мы можем откладывать вдоль нее нужную нам величину, приняв, что длина $PP_2 = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Cr}_2\text{O}_3 = 100$. Значение Cr/Al откладывается от точки P к точке P_2 (см. рис. 16) и не прочерчивается; прочерчивается же только оставшаяся до точки P_2 часть вектора. Таким образом, длинные векторы указывают на преобладание Al_2O_3 в хромшпинелидах, короткие — на преобладание Cr_2O_3 . При полном отсутствии Cr_2O_3 вектор имеет максимальную длину, при отсутствии Al_2O_3 он не имеет длины. Поскольку наклон вектора отражает одну из важнейших характеристик горной породы — степень ее серпентинизации, показывать его нужно всегда. Поэтому при отсутствии в анализе данных о содержании Cr_2O_3 или Al_2O_3 или их обоих вместе следует показывать полную длину вектора, но не сплошной линией, а пунктиром, подчеркивая тем самым, что дополнительная характеристика Cr/Al по результатам данного химического анализа не может быть установлена (см. рис. 16). На рис. 17—19 изображены особенности химического состава различных типов ультраосновных пород в координатах основных и дополнительных числовых характеристик. Следует отметить, что выделение генетических групп ультраосновных горных пород (ультрафербазиты, гипермагбазиты и др.) по характеристике M/F (1 : 7, 1 : 12) невозможно по образцам, отобранным из коры выветривания, так как в этих образцах: 1) значение M/F мо-

* Если в серпентините или серпентинизированном ультраосновной горной породе установлено значительное содержание карбоната, т. е. порода испытала карбонатизацию, при которой происходят привнос и вынос вещества и, следовательно, нарушается первичное соотношение окислов, применение этого метода не рекомендуется.

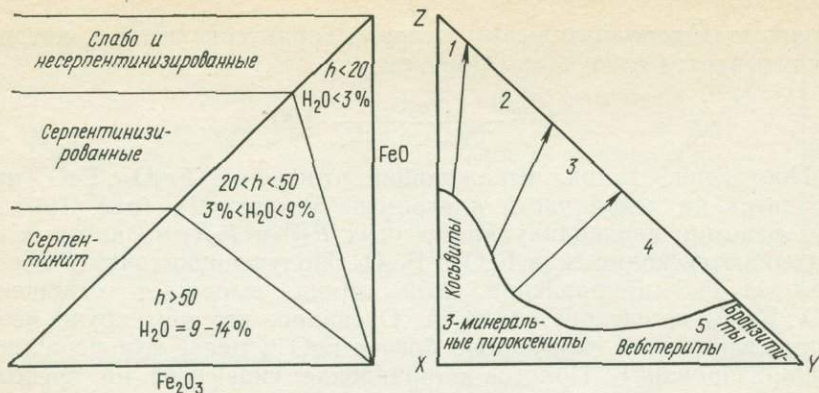


Рис. 17. Петрохимические особенности различных типов ультраосновных горных пород, выраженные дополнительной характеристикой.

1 — дуниты ультрафербазитовые; 2 — дуниты и перидотиты гипермагбазитовые; 3 — перидотиты ультрафербазитовые; 4 — каменные метеориты — хондриты; 5 — пироксениты

жет быть более чем 1 : 12, вплоть до 1 : 500 (образцы, взятые из повышенных участков древнего рельефа); 2) значение M/F может быть меньше чем 1 : 7, вплоть до 1 : 1 (образцы отобраны из пониженных участков древнего рельефа, как правило, под залежами природно-легированных железных руд типа орско-халиловских и малкинских или руд силикатного никеля на Сихотэ-Алине). Это следует иметь в виду при отборе образцов на анализ и их петрохимической обработке.

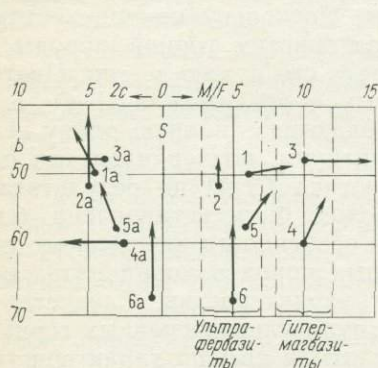


Рис. 18. Петрохимические особенности различных типов ультраосновных горных пород, выраженные основной характеристикой.

1, 1a — вебстерит; 2, 2a — косьвит-диаллагит; 3, 3a — бронзит; 4, 4a — гарцбургит; 5, 5a — лерцолит; 6, 6a — дунит

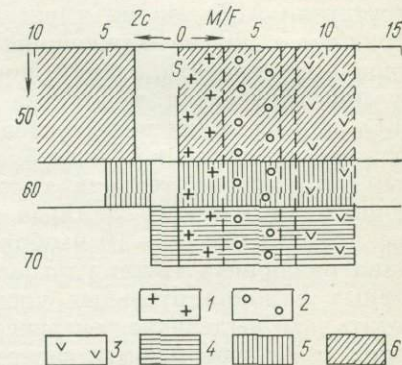


Рис. 19. Положение генетических групп ультраосновных горных пород на диаграмме.

1 — каменные метеориты; 2 — ультрафербазиты и ультрабазиты; 3 — гипермагбазиты; 4 — дуниты; 5 — перидотиты; 6 — пироксениты

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

Пересчет химического анализа выполняется в следующей последовательности.

1) Массовые доли в процентах пересчитываются в молекулярные (формульные) количества.

2) Молекулярные количества SiO_2 и TiO_2 объединяются в S .

3) Удвоенные молекулярные количества Al_2O_3 и Cr_2O_3 объединяются в $2C$.

4) Из молекулярных количеств FeO и MgO вычитаются величины, равные молекулярным количествам Cr_2O_3 и Al_2O_3 (т. е. количество MgO и FeO , пошедшее на образование хромшпинелидов), а из CaO — величина, равная количеству CO_2 (т. е. количество CaO , пошедшее на образование кальцита).

5) Оставшееся количество FeO , MgO и CaO объединяется с MnO , NiO , CoO и удвоенным количеством Fe_2O_3 в группу B (щелочи, вода, CO_2 , п. п. п. и т. п. в расчете не участвуют).

6) Суммируем S , $2C$ и B . Полученную величину (N) приравняем к 100 и рассчитываем (как проценты) проекционные величины s , $2c$, b .

7) По величине оставшегося количества CaO (см. п. 4) рассчитываем величину $X = 1\text{CaO} + 1(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O} + 2\text{SiO}_2$, тем самым уменьшая количество SiO_2 на 2CaO .

8) Величины Y и Z рассчитываем исходя из оставшегося количества $\text{MgO} + \text{FeO}$ и SiO_2 , совместно решая уравнения; $Y + Z = \text{MgO} + \text{FeO}$; $Y + 0,5Z = \text{SiO}_2$.

9) Сумму $X + Y + Z$ приравняем к 100 и рассчитываем (как проценты) проекционные величины x , y , z .

10) Рассчитываем величины M/F , h , Cr/Al по формулам

$$M/F = \frac{\text{MgO}}{\text{FeO} + 2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO} + \text{NiO} + \text{CoO}};$$

$$h = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3}{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \cdot 100;$$

$$\text{Cr}/\text{Al} = \frac{\text{Cr}_2\text{O}_3}{\text{Cr}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3} \cdot 100.$$

ПРОЕКТИРОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ РАСЧЕТА

Полученные выше величины выносим следующим образом.

1) вниз по оси SB откладываем величину b ; от полученной точки откладываем вправо M/F и получаем точку P_1 , влево $2c$ — получаем точку P_2 ;

2) у точки P_1 строим дополнительную характеристику $x : y : z$, для чего по вертикальной оси вверх откладываем величину z , а по горизонтальной оси вправо — y ; диагональ построенного прямоугольника — вектор выражает основную и дополнительную числовые характеристики;

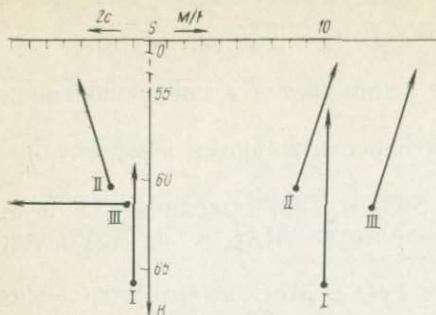


Рис. 20. Проектирование химических анализов дунита, перидотита и серпентинита и определение их генетической принадлежности.

I — дунит; II — перидотит; III — серпентинит

У точки P_2 откладываем величину FeO вверх, а Fe_2O_3 — по горизонтали влево; наклон диагонали построенного прямоугольника отражает характеристику h — степень серпентинизации горной породы. Длина диагонали определяется количеством FeO и Fe_2O_3 ;

4) для выражения характеристики Cg/Al от конца линии, полученной у точки P_2 (см. п. 3), в направлении к точке P_2 откладываем значение Cg_2O_3 в процентах от суммы $Cg_2O_3 + Al_2O_3$ (всю длину линии принимаем за 100 %) и от полученной новой точки проводим сплошную линию до точки P_2 . Таким образом, вектор у точки P_2 отражает степень серпентинизации породы (угол наклона его) и соотношение Cg и Al в хромшпинелидах (длина вектора). Верхние концы векторов на обеих частях диаграммы не лежат на одной горизонтальной линии.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ И ПРОЕКТИРОВАНИЯ

В качестве примера рассмотрим пересчеты химических анализов дунита, перидотита и серпентинита (табл. 32, 33, 34 и рис. 20).

Таблица 32

Пересчет состава дунита (см. рис. 20, I)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Числовые характеристики	
			символ	значение
SiO_2	40,03	666	S	$S=666$
TiO_2	Нет			$2C=18$
Al_2O_3	0,57	6 } $\times 2=18$ 3 }	2C	$B=1321$
Cg_2O_3	0,50			
Fe_2O_3	Не обн.			$N=2005$
FeO	8,64	$120-3=117$	B	$s=33,2$ $2c=0,9$ $b=65,9$
MnO	Не обн.	1321		
CaO				
MgO	48,80	$1210-6=1204$		
H_2O^-				100
H_2O^+				$M/F=1204/117=$ $=9,7$
П. п. п.	1,28			
Сумма	99,82	$N=2005$		

Пересчет состава перидотита (см. рис. 20, II)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Числовые характеристики	
			символ	значение
SiO ₂	41,18	686	S	S=687
TiO ₂	0,06	1		
Al ₂ O ₃	1,80	18	2C	2C=42
Cr ₂ O ₃	0,50	3		
Fe ₂ O ₃	3,51	22×2=44	}	B=1321
FeO	5,39	75-3*=72		
MnO	0,12	1	}	N=1844
NiO	0,01			
MgO	40,18	997-18 ² =979	}	s=37,3
CaO	1,32	23-3 ³ =20		
Na ₂ O	0,08	}	1115	B
K ₂ O				
H ₂ O ⁺	5,97	3		2c=2,3
H ₂ O ⁻	0,24			
CO ₂	0,14			
				b=60,4
				100,0
				$M/F = \frac{MgO^1}{FeO^5 + 2Fe_2O_3 + MnO} = \frac{979}{117} = 8,4$
Сумма	100,50	N=1844		

* 1) Cr₂O₃; 2) Al₂O₃; 3) CO₂; 4) за вычетом Al₂O₃; 5) за вычетом Cr₂O₃.

Поскольку в анализе отсутствует Fe₂O₃, то характеристика $h=0$. В анализе отсутствует CaO, следовательно, в дуните нет моноклинного пироксена и $X=0$. Расчет содержания ромбического пироксена и оливина производим следующим образом:

$$MgO + FeO = 1321, \quad SiO_2 = 666,$$

откуда

$$\begin{array}{r} Z + Y = 1321 \\ - 0,5Z + Y = 666 \\ \hline 0,5Z = 655 \end{array}$$

$Z=1310, Y=11$. Добавляем соответствующее количество кремнезема и получаем $OI=1310+655=1965$, $OPx=11+11=22$ или (в %): $z=99,0; y=1,0; x=0,0; Cr/Al=3/9 \cdot 100=33,3$.

На диаграмме хорошо видно, что порода состоит практически из одного оливина, не серпентинизирована, а в хромшпинелидах алюминий преобладает над хромом.

Пересчет состава серпентинита (см. рис. 20, III)

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Числовые характеристики	
			символ	значение
SiO ₂	38,12	634	S	S=634
TiO ₂	Не обн.	—		2C=20
Al ₂ O ₃	0,79	8	2C	B=1040
Cr ₂ O ₃	0,32	2		
Fe ₂ O ₃	7,11	44 × 2 = 88	B	N=1694
FeO	0,43	6 - 2 = 4		s=37,4
MnO	0,09	1		2c=1,2
CaO	Не обн.	1040		b=61,4
MgO	38,90	965 - 8 = 957		
H ₂ O ⁺	12,43	688		100
H ₂ O ⁻	1,44			957
П. п. п.	0,38			M/F = $\frac{957}{93} = 13,0$
Сумма	100,01	N = 1694		

По количеству CaO рассчитываем X (CPX):

$$X = [\text{CaO} + (\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}] + 2\text{SiO}_2 = [20 + 20] + 40 = 80.$$

Высчитываем истраченное на CPX количество (Mg, Fe)O и SiO₂. Исходя из оставшегося их количества совместно решаем уравнение

$$\begin{array}{r} Z + Y = 1075 \\ - 0,5Z + Y = 647 \\ \hline 0,5Z = 428. \end{array}$$

Z=856, Y=219. Добавляем соответствующее количество кремнезема и получаем: OI=856+428=1284, OPX=219+219=438. Переводим в проценты и получаем: z=71,4; y=24,1; x=4,5. h=22/97 × 100=22,7; Cr/Al=3/21 · 100=14,3.

На правой части диаграммы видно, что порода сложена оливином и ромбическим пироксеном, а содержание моноклинного пироксена мало — вектор крутой и длинный. Положение вектора на левой части диаграммы свидетельствует о слабой серпентинизации и существенном преобладании алюминия над хромом в хромшпинелидах.

В анализе нет CaO, следовательно, X=0. Рассчитываем Z и Y:

$$\begin{array}{r} Z + Y = 1040 \\ - 0,5Z + Y = 634 \\ \hline 0,5Z = 406. \end{array}$$

$Z=812$, $Y=228$. $OI=812+406=1218$; $OPx=228+228=456$. Переводим в проценты: $x=0,0$; $y=21,9$; $z=78,1$. $h=44/51 \cdot 100=86,3$; $Cr/Al=2/10 \cdot 100=20$.

Из диаграммы видно, что серпентинит образовался по перидотиту, состоявшему преимущественно из оливина; моноклинный пироксен в породе отсутствует: вектор крутой и длинный, $x=0,0$. Перидотит полностью серпентинизирован, в хромшпинелидах алюминий преобладает над хромом.

Сравнение данных проектирования трех анализов (см. рис. 20) с рис. 19, на котором показаны границы генетических групп ультрабазитов в координатах принятой системы пересчета, показывает, что все они относятся к группе гипермагбазитов.

Глава 9

МЕТОД А. А. ПРЕДОВСКОГО

В отличие от методов А. Н. Заварицкого и Н. Д. Соболева, созданных для изучения магматических пород, метод А. А. Предовского был предложен [12] для обработки анализов осадочных пород и в этом смысле является едва ли не первым методом вычисления петрохимических числовых характеристик, основанных на специфических особенностях седиментогенеза.

ЗАДАЧИ И ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Метод пересчета химических анализов (выбор параметров и построение на их основе серии диаграмм) создавался А. А. Предовским для решения следующих задач [12, 13]: 1) распознавания первичной природы метаморфизованных вулканогенных и осадочных пород; 2) сопоставления состава осадков пород областей питания и синхронных вулканитов; 3) характеристики состава ассоциаций вулканогенных и осадочных пород; 4) исследования эволюции осадочного и вулканогенно-осадочного процесса во времени и в пространстве.

В качестве основных параметров при пересчете используются фемичность (F), частная глиноземистость (A) и калийность (K) горных пород. Выбор этих параметров определяется основной задачей метода — распознать первичную природу метаморфизованных горных пород, для чего параметры пересчета должны отражать принципиальные отличия в химизме седиментогенных и магматогенных образований.

Первой из таких особенностей является отделение кремнезема от фемических компонентов, характеризующее процессы гипергенного выветривания и осадочной дифференциации. Оценка

Величины параметров F , A , K для некоторых магматических
и осадочных пород [12]
(в мол. к-вах)

Порода	F	A	K
Липарит	0,026	+8,0	-7,0
Гранит щелочноземельный	0,055	+1,0	-11,0
Гранодиорит	0,087	-12,0	-30
Диорит	0,194	-32,0	-33
Габбро	0,359	-70,0	-30
Пироксенит (диаллагит)	0,612	-240,0	-8,0
Дунит	1,848	-5,4	-1,6
Песок кварцевый	0,002	-3,0	-1,0
Песчаник аркозовый	0,014	+1,0	+27,0
Песчаник полимиктовый	0,042	+29,0	-1,0
Граувакка	0,127	+36,0	-34,0
Глина каолининовая	0,001	+182,0	+14,0
Глина гидрослюдистая	0,090	+214,0	+26,0
Глина монтмориллонитовая	0,147	+116,0	-8,0
Боксит	2,300	+609,0	-3,0

фемичности (основности) горных пород (в молекулярных количествах)

$$F = \frac{\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO}}{\text{SiO}_2}$$

позволяет среди алюмосиликатных осадочных образований выделить ряд ультраосновных, основных, средних, кислых и ультракислых пород с тенденцией образовывать все более кислые продукты по мере увеличения общей зрелости осадка — до мономинеральных кварцевых псаммитов (табл. 35). Для магматических пород фемичность обеспечивает деление на классы и является более удобным параметром, чем содержание кремнезема или характеристика « b » А. Н. Заварицкого, зависящая кроме железа и магния еще и от кальция, который играет в породах двойственную роль, входя как в фемические, так и в салические минералы.

Вторая важная особенность экзогенного породообразования — это накопление глинозема, которое характеризуется параметром A , названным А. А. Предовским частной глиноземистостью. Этот параметр, вычисляемый по формуле (в молекулярных количествах)

$$A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}'),$$

описывает степень выветривания исходных пород и масштабы осадочной дифференциации вещества, поскольку в ходе этих процессов увеличивается доля глинозема свободного или входящего в состав слоистых силикатов и, наоборот, уменьшается доля этого компонента, связанного в каркасных и других постройках. Уменьшение CaO на величину CO_2 ($\text{CaO}' = \text{CaO} - \text{CO}_2$ в молекулярных

количествах) позволяет учесть долю карбонатного вещества в смешанных по составу осадочных породах.

И, наконец, существенной тенденцией процессов выветривания и осадконакопления является накопление калия относительно натрия (хотя отмечаются и исключения из этого правила [13]). Параметр $K = K_2O - Na_2O$ (в молекулярных количествах) и характеризует эту тенденцию, а магматические породы с его помощью подразделяются на образования калиевого, натриевого и известково-щелочного ряда.

Кроме перечисленных основных параметров для диагностики глинистых и близких к ним пород используются соотношения между собой отдельных компонентов: SiO_2/Al_2O_3 , MgO/Al_2O_3 , $(FeO + Fe_2O_3)/MgO$, вычисляемые в молекулярных количествах. Для магматических образований применяются также величины $Alk_{общ} = K_2O + Na_2O$ и $A_{общ} = Al_2O_3$ (см. раздел «Проектирование результатов на диагностические диаграммы» данной главы).

Карбонатные породы с массовым содержанием $> 10\%$ CO_2 пересчитываются отдельно. Для них вычисляются такие параметры: частная глиноземистость $A' = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O)$, магниальность $MgO : CaO$, калийность $K_2O - Na_2O$. Комбинированное рассмотрение этих параметров позволяет классифицировать карбонатные образования по генетическим типам, выделяя продукты осадконакопления в платформенных условиях (чистые и особо чистые известняки и доломиты) и карбонатные породы с различной примесью силикатного (терригенного или вулканогенного) материала.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

Последовательность пересчета химических анализов по методике А. А. Предовского подкупающе проста и производится в молекулярных количествах в следующем порядке:

- 1) переводят по таблице (прил. I) массовые доли окислов в процентах в молекулярные количества;
- 2) складывают молекулярные количества FeO , Fe_2O_3 , MgO ;
- 3) разделив сумму молекулярных количеств феррических окислов на молекулярное количество SiO_2 , получают параметр F ;
- 4) находят параметр K как разность молекулярных количеств K_2O и Na_2O ;
- 5) если порода содержит CO_2 (в количествах до 10%) вычитают его молекулярное количество из молекулярного количества CaO и получают CaO' ; при $CO_2 \geq CaO$ последний компонент исключается из расчетов. Если содержание CO_2 превышает 10 масс. долей $\%$, порода относится к карбонатным осадкам. В этом случае пропускают п. 6 и продолжают расчет с п. 7;
- 6) складывают CaO' с молекулярными количествами K_2O и Na_2O ;

Пределы колебаний основных параметров

Параметр	Формула	Пределы колебаний
F	$(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}) : \text{SiO}_2$	$0,000n \div n$
A	$\text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + \text{CaO}')$	$\begin{cases} +n \times 100 \div -n \times 100 \\ +n \times 100 \div -n \times 100 \end{cases}$
K	$\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$	
M	$\text{MgO} : \text{CaO}$	$0,00n \div n$
$A_{\text{общ}}$		$n \div n \times 100$
$\text{Alk}_{\text{общ}}$	$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$	$n \div n \times 100$

7) полученную в п. 6 сумму вычитают из молекулярного количества Al_2O_3 и получают параметр A. Пределы колебания величин параметров приведены в табл. 36;

8) для карбонатных пород находят магнезиальность $M = \text{MgO} : \text{CaO}$;

9) для магматических пород вычисляют величину $\text{Alk}_{\text{общ}}$, равную сумме молекулярных количеств щелочей $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$;

10) для бесщелочных глиноземисто-железисто-магнезиальных пород определяют соотношения (в молекулярных количествах): $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{MgO}/\text{Al}_2\text{O}_3$, $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{MgO}$.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ

Поскольку расчет по своей технике весьма прост, приведем лишь три примера для пояснения главнейших вариантов (табл. 37, 38, 39).

Таблица 37

Пересчет химического анализа андезито-базальта

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Расчет	Коэффициент
SiO_2	54,50	905		
TiO_2	0,98		$172 - 219 = -47$	A
Al_2O_3	17,56	172		$A_{\text{общ}}$
Fe_2O_3	5,75	36		
FeO	2,70	39		
MnO	0,10		$216 : 905 = 0,239$	F
MgO	5,65	141		
CaO	8,85	158	$158 + 61 = 219$	
Na_2O	3,14	51	$10 - 51 = -41$	K
K_2O	0,93	10	$10 + 51 = 61$	$\text{Alk}_{\text{общ}}$
P_2O_5	0,15			

Пересчет химического анализа кварц-биотитового сланца
с кордиеритом

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Расчет	Коэффициент
SiO ₂	61,92	1030		
TiO ₂	0,79			
Al ₂ O ₃	15,25	150	150—69=81	A
Fe ₂ O ₃	4,63	29		
FeO	5,52	77		
MnO	0,12		164 : 1030=0,159	F
MgO	2,34	58		
CaO	1,62	29	29—15=14	CaO'
Na ₂ O	1,13	18	18+37+14=69	
K ₂ O	3,50	37	37—18=19	K
CO ₂	0,63	15		

Сложив молекулярные количества фемических компонентов ($FeO + Fe_2O_3 + MgO = 39 + 36 + 141 = 216$) и разделив сумму на молекулярное количество SiO₂, получаем фемичность, или основность, породы $F = 216 : 905 = 0,239$. Калийность находим как разность молекулярных количеств K₂O и Na₂O : $K = 10 - 51 = -41$. Порода не содержит CO₂, следовательно, получаем ее частную глиноземистость $A = Al_2O_3 - (K_2O + Na_2O + CaO) = 172 - (10 + 51 + 158) = 172 - 219 = -47$. Общая щелочность $Alk_{общ} = K_2O + Na_2O = 10 + 51 = 61$. Общая глиноземистость $A = Al_2O_3 = 172$.

Таблица 39

Пересчет химического анализа диопсидового кальцифира

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Расчет	Коэффициент
SiO ₂	34,18	569		
TiO ₂	0,51			
Al ₂ O ₃	6,85	68	68—(11+31)=26	A
Fe ₂ O ₃	1,09	7		
FeO	2,05	29	129 : 569=0,227	F
MnO	0,15			
MgO	3,76	93	93 : 498=0,187	M
CaO	27,89	498		
Na ₂ O	1,89	31		
K ₂ O	1,02	11	11—31=-20	K
P ₂ O ₅	0,08			
CO ₂	29,52	670		

По этим параметрам (см. рис. 25) порода попадает в группу низкощелочных мезит-базитов натриевого ряда — андезит-базальтов.

При пересчете химического анализа сланца (см. табл. 38) складываем молекулярные количества фемических компонентов ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO} = 77 + 29 + 58 = 164$) и делим сумму на молекулярное количество SiO_2 . Полученная величина $F = 164 : 1030 = 0,159$ характеризует основность (или фемичность) породы. Определяем калийность как разность $\text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} = 37 - 18 = 19$. Поскольку порода содержит CO_2 , уменьшаем долю CaO (29) на молекулярное количество CO_2 (15) и получаем $\text{CaO}' = 14$, а сложив эту величину с K_2O и Na_2O , вычитаем сумму из молекулярного количества Al_2O_3 : $14 + 37 + 18 = 69$; $150 - 69 = 81$. Таким образом, частная глиноземистость рассматриваемого сланца (Q 40; Pl 5; Bi 25; Gr 5; Crd 15; Sill 10) $A = 81$.

По диаграммам (см. рис. 21, 22) определяем, что исходная порода представляла собой высокоглиноземистую граувакку.

При пересчете химического анализа кальцифира (см. табл. 39), сложив молекулярные количества фемических окислов ($\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$) $= 29 + 7 + 93 = 129$ и разделив сумму на молекулярное количество SiO_2 , получаем основность (фемичность) породы $F = 129 : 569 = 0,227$. Калийность породы $K = 11 - 31 = -20$, т. е. порода относится к натриевому ряду. Высокое массовое содержание $\text{CO}_2 > 10\%$ показывает, что порода относится к карбонатному ряду, и поэтому ее частную глиноземистость определяем по формуле $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}) = 68 - (11 + 31) = 26$. Магнезиальность породы $M = \text{MgO} : \text{CaO} = 93 : 498 = 0,187$. Наносим по этим характеристикам фигуративные точки на диаграмму МКА (см. рис. 24) и по положению точки в правом поле (МА) выясняем, что исходная порода была доломитовым известняком. Сочетание полей 7 (в правой части) и 13 (в левой части) диаграммы указывает на вулканогенно-обломочную природу алюмосиликатной компоненты в исходной карбонатной породе.

ПРОЕКТИРОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ НА ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ДИАГРАММЫ

Для диагностики горных пород по петрохимическим характеристикам А. А. Предовским предложена серия диаграмм, среди которых наиболее общей является диаграмма FAK (рис. 21).

На диаграмме FAK показаны границы полей магматических пород, зернистых осадочных и смешанных пород, обломочных осадочных пород и глин, хемогенных силицитов. По щелочности (в левой части диаграммы) все группы пород перекрываются полем глин и их расчленение затруднительно. Однако по фемичности — частной глиноземистости (правая часть диаграммы) хорошо отделяются магматиты ультраосновного, основного и щелочного состава от осадочных образований. Для средних и кислых магматитов наблюдается перекрытие с обломочными осадками и частич-

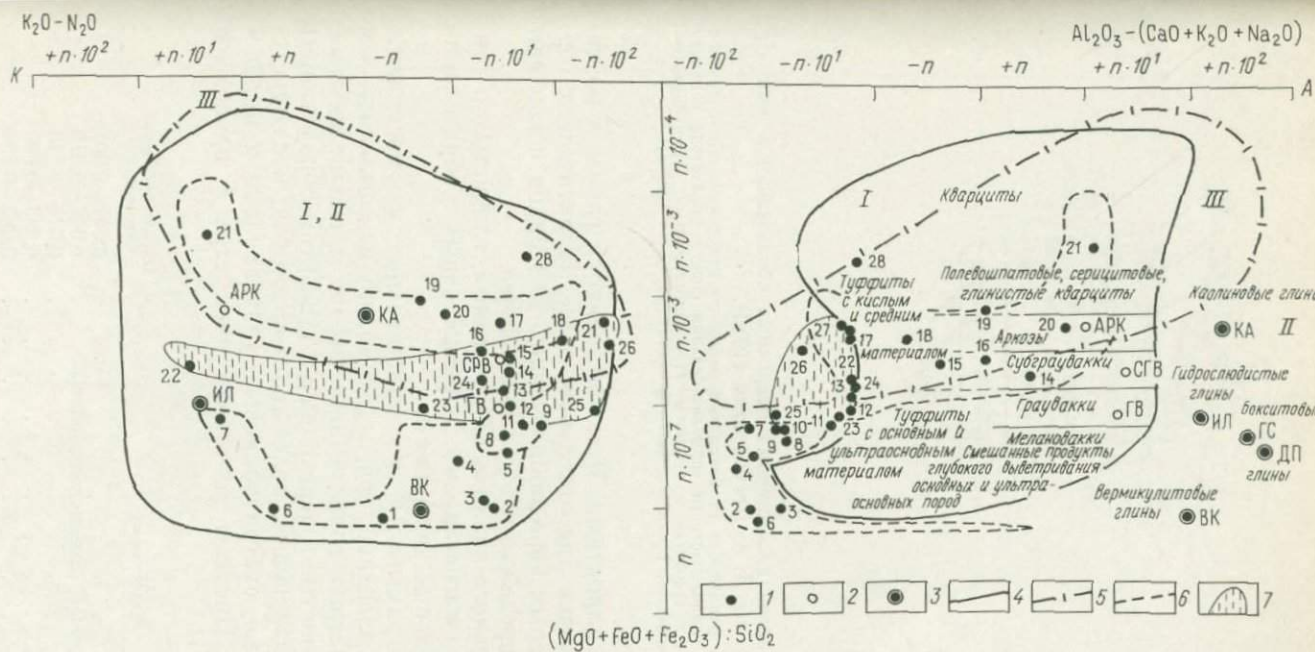


Рис. 21. Диаграмма FAK для реконструкции первичного состава метаморфизованных алюмосиликатных магматических и осадочных пород. По А. А. Предовскому (1980).

Точки составов: 1 — изверженных пород, 2 — осадочных пород, 3 — минералов; границы: 4 — поля зернистых осадочных пород в правой части диаграммы, и объединенного поля обломочных пород и глин (в левой части), 5 — поля хемогенных силицитов, 6 — полей магматических пород (сверху вниз — кислых, средних и кислых, основных; ультраосновных), 7 — поля щелочных магматов. Поля осадочных и вулканогенно-осадочных пород: I — зернистые осадочные и смешанные породы, II — пелиты, III — хемогенные силициты; средние составы пород: ГВ — граувакки, СГВ — субграувакки, АРК — аркозы; средние составы минералов: КА — каолинит, ИЛ — гидрослюды, ВК — вермикулит, ГС — гибсит, ДП — диаспор. Средние составы изверженных пород: 1 — дунит, 2 — верлит, 3 — пикрит, 4 — диаалагит, 5 — эклогит, 6 — кимберлит, 7 — лейцитит, 8 — габбро, 9 — спилит, 10 — эссексит, 11 — диорит, 12 — кварцевый диорит, 13 — гранодиорит, 14 — дацит, 15 — гранит олигоклазовый, 16 — гранит известково-щелочной, 17 — комендит, 18 — трондьебит, 19 — аплит, 20 — риолит, 21 — гранит пегматитовый, 22 — витербит, 23 — сиенит известково-щелочной, 24 — трахит, 25 — лаяуэрит, 26 — уртит, 27 — марипуолит, 28 — анортозит

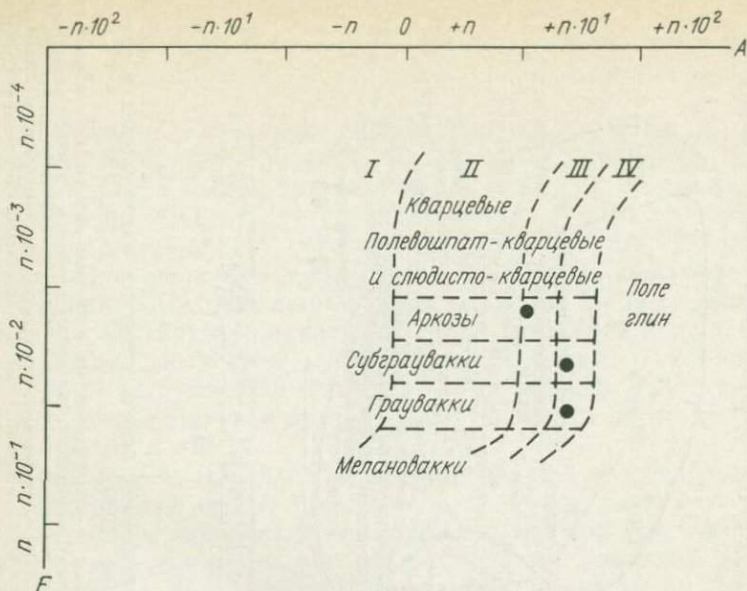


Рис. 22. Соотношение полей кластогенных осадочных образований в зоне *AF*. По А. А. Предовскому (1980).

По вертикали — классы по фемичности от кварцевых пород до мелановакк. По горизонтали — различия по частной глиноземистости (приблизительная оценка показателя глинистости пород): I — переходные к туффитам и туффиты; II — малоглинистые; III — глинистые; IV — высокоглинистые. Точки — средние значения пород по классам

но с хемогенными силицитами. Четко отделяются глины и бокситы. Фигуративные точки для отдельных типов магматических горных пород и некоторых породообразующих минералов позволяют ориентироваться в пределах тех или иных полей.

Для более детального анализа кластогенных, глинистых и глиноземисто-железисто-магнезиальных бесщелочных образований предложены специальные диаграммы.

С помощью диаграммы *AF* для кластогенных алюмосиликатных осадочных образований (рис. 22) можно подразделить эти образования по частной глиноземистости (на высокоглинистые, глинистые, малоглинистые и переходные к туффитам образования) и фемичности (на кварцевые, полевошпат-кварцевые и слюдисто-кварцевые, аркозовые, субграувакковые, граувакковые и мелановакковые породы). Пределы колебаний параметра *F* приведены ниже.

Класс пород	Пределы значений параметра <i>F</i>
Кварцевый	0,001—0,007
Полевошпат-кварцевый, слюдисто-кварцевый	0,007—0,015
Аркозовый	0,015—0,045
Субграувакковый	0,045—0,080
Граувакковый	0,080—0,250
Мелановакковый	0,250—0,600

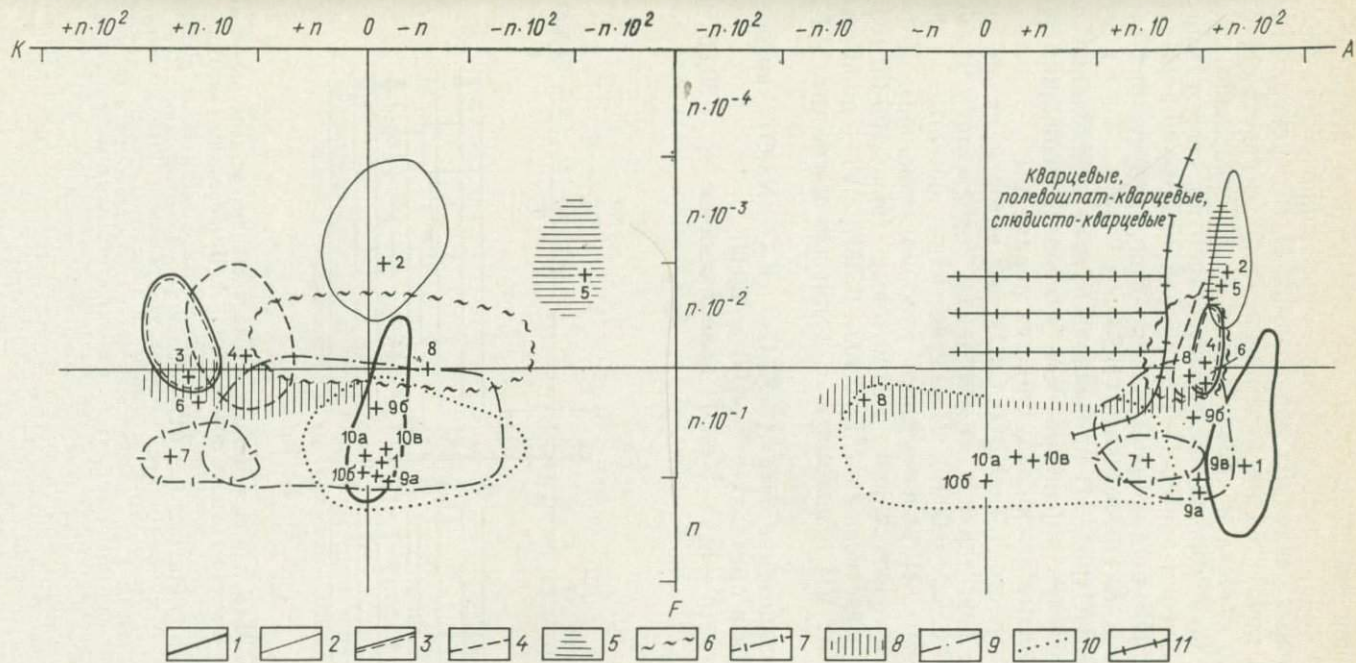


Рис. 23. Диаграмма FAK для распознавания метапелитов по сопоставлению с эталонными группами глин и близких к ним образований. По А. А. Предовскому (1980).

Границы полей и средние составы эталонных групп: 1 — латеритные глины — бокситы, 2 — каолинит, 3 — диоктаэдрический калиевый иллит, 4 — смешанные гидрослюдистые глины калиевого уклона, 5 — браммалит, 6 — монтмориллонитовые глины, 7 — гидробнотит, 8 — глауконит-селадонит; 9 — общее поле для трех групп: а — клинохлор-пеннин, б — вермикулит-пальгорскит-сапонит, в — шамозит; 10 — собственно железистые и магнезиальные образования, а — промежуточная Fe—Mg группа, б — гриналит-кронштедтит, в — серпентин-тальк-сепиолит; 11 — границы полей глин и обломочных пород.

Диаграмма *FAK* для метапелитов (рис. 23) — детализированный вариант общей диаграммы (см. рис. 21), и кроме метапелитов она дает общую характеристику бесщелочных глиноземисто-железисто-магнезиальных осадочных образований. Идентификация глинистых пород и продуктов их метаморфизма по химическому составу достаточно сложна и предлагаемые А. А. Предовским диаграммы хотя и дают хорошие результаты, требуют кропотливого, комплексного изучения пород. Поэтому, если необходимо детальное определение исходной природы метапелитов, следует обратиться к монографии А. А. Предовского (1980).

Диаграмма *МАК* (рис. 24) предназначена для определения названия и генетической характеристики карбонатсодержащих пород. При этом учитываются следующие их параметры:

1) магнезиальность ($M = \text{MgO} : \text{CaO}$), по которой среди них выделяются: I — известняки с минимальным содержанием магнезии ($M = 0,005 \div 0,008 - 0,009$), II — известняки обычные ($M = 0,008 - 0,009 \div 0,050$), III — известняки слабомагнезиальные ($M = 0,050 \div 0,100$), IV — известняки доломитовые ($M = 0,100 \div 0,400$), V — доломиты известковые ($M = 0,400 \div 0,700$), VI — доломиты ($M = 0,700 \div 2,000$), VII — доломиты с примесью магнезита ($M > 2,000$);

2) частная глиноземистость $A = \text{Al}_2\text{O}_3 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$, которая обычно находится в пределах от $-8,00$ до $80,00$;

3) калийность ($K = \text{K}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O}$), колеблющаяся от $-30,00$ до $20,00$;

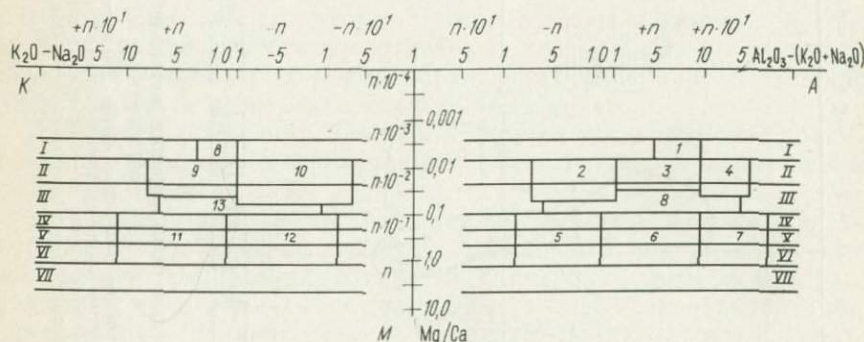


Рис. 24. Диаграмма *МАК* для систематики и интерпретации составов карбонатных осадочных и метаосадочных пород. По А. А. Предовскому (1980).

Градации по соотношению магнезии и извести: I — известняки с минимальным содержанием магнезии; II — известняки обычные; III — известняки слабомагнезиальные; IV — известняки доломитовые; V — доломиты известковые; VI — доломиты; VII — доломиты с примесью магнезита. 1—9 — особо чистые от магнезии и силикатной примеси известняки стабильных зон седиментации; 3, 10 — обычные известняки; 4, 10 — глинистые и чистые известняки; 2, 11 — травертины, известковые туфы, известняки отдельных вулканогенно-осадочных фаций; 13, 3 — различные типы слабомагнезиальных известняков — от содержащих терригенную глинистую примесь с высокими значениями параметров *A* и *K* до пород удаленных вулканогенно-осадочных фаций с низкими значениями параметров *A* и *K*; 5, 6, 7 в сочетании с 11 — различные доломитовые известняки, известковые доломиты и доломиты, чаще всего подчиненные терригенно-осадочным фациям; 5, 6, 7 в сочетании с 12 — те же породы, но подчиненные вулканогенно-осадочным фациям, в том числе кремнистые доломиты различных эпох

4) примесь силикатного (точнее, некарбонатного) материала, по которой выделяются (см. рис. 24): 1 — чистые карбонатные породы (более 40 % CO_2), 2 — породы с некарбонатной примесью (30—40 %), 3 — смешанные породы (20—30 %), 4 — породы с карбонатной примесью (массовая доля CO_2 10—20 %). При содержании CO_2 менее 10 % породы к рассматриваемому (карбонатно-му) ряду не относятся.

Специфические трудности в диагностику первичной природы пород вносит потеря углекислоты при метаморфизме [13].

Диаграмма $FA_{\text{общ}} Alk_{\text{общ}}$ (рис. 25) предназначена для диагностики магматических пород и их метаморфизованных разновидностей

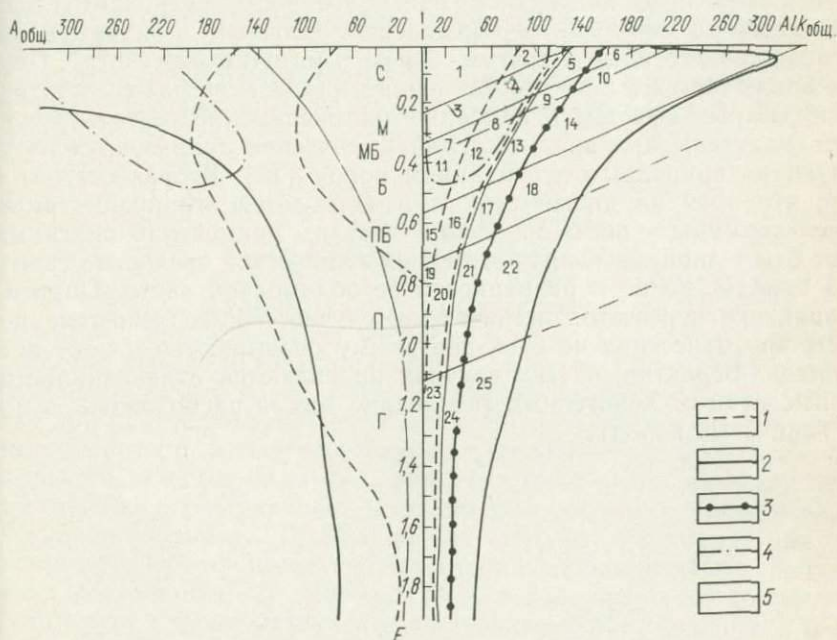


Рис. 25. Расположение главных петрохимических групп магматических пород на диаграмме: общая глиноземистость — фемичность — общая щелочность. По А. А. Предовскому (1980).

1 — зона пород нормальной щелочности; 2 — объединенная зона субщелочных и щелочных пород; 3 — граница зон субщелочных и щелочных пород; 4 — область высокоглиноземистых пород с пониженной и отчасти нормальной щелочностью («плагноклазитовый» тип); 5 — границы классов магматитов. Силиты (С): 1 — кислые плагноклазиты и их вулканические аналоги, 2 — дациты, риолиты, кварцевые кератофиры; мезиты (М): 3 — анортозиты, габбро-анортозиты, протоандезиты, 4 — кварцевые диориты, гранодиориты, андезиты, кварцевые андезиты, 5 — трахиандезиты (комендиты-пантеллериты), щелочные граниты, 6 — щелочные андезиты, щелочные трахиты; мезит-базиты (М-Б): 7 — долериты, протоандезит-базальты, 8 — кварцевые базальты, андезит-базальты, 9 — монзониты, слюдяные сиениты; трахиандезит-базальты, 10 — пуласкиты, мариуполиты, щелочные андезит-базальты (Фонолиты и др.); базиты (Б): 11 — протобазальты, 12 — габбро, базальты, 13 — эссекситы, трахибазальты, 14 — ийолиты, уртиты, щелочные базальтоиды; пикрит-базальты (П-Б): 15 — диалагиты, протопикрит-базальты; 16 — пикрит-базальты, 17 — миссуриты, трахипикрит-базальты, 18 — щелочные пикрит-базальтоиды (лимбургиты, нефелиниты, лейцититы); пикриты (П): 19 — протопикриты, 20 — пикриты, 21 — трахипикриты, 22 — слюдяные пироксениты, щелочные пикритонды; гипербазиты (Г): 23 — лерцолиты, кортландиты, меймечиты, 24 — кимберлиты, трахимеймечиты, 25 — слюдяные пироксениты, щелочные меймечитоиды (щелочные эффузивные гипербазиты)

по химическому составу — фемичности (основности), общей глиноземистости и общей щелочности.

По фемичности А. А. Предовским выделяются следующие классы пород: кислые (сиалиты), средние (мезиты), промежуточные между средними и основными (мезит-базиты), основные (базиты), переходные к ультраосновным (пикрит-базиты), ультраосновные (гипербазиты). По общей щелочности магматические породы подразделены на низкощелочные, нормальной щелочности, повышенной щелочности и высокой щелочности. Сочетание фемичности и общей щелочности позволило А. А. Предовскому выделить 25 групп магматических пород, а по фемичности и общей глиноземистости отделить нормальные породы от высокоглиноземистых (см. рис. 25).

В заключение подчеркнем две особенности петрохимических пересчетов по методу А. А. Предовского (впрочем, в значительной степени свойственные и другим, близким методам пересчета). Первая заключается в том, что единичные анализы не дают достаточно надежных выводов и наиболее достоверные результаты могут быть получены при анализе серий химических анализов, соответствующих природным ассоциациям пород [13]. Вторая состоит в том, что хотя на диаграммах и используются «гранулометрические» термины — песчаник, глина и т. п., применение диаграмм дает ответ лишь на вопрос о степени химической зрелости осадочной породы, но не о размерности ее обломочной части. Поэтому в практике пересчетов встречаются случаи, когда глинистые породы при нанесении на *ФАК*-диаграмму оказываются в поле песчаников. Вероятно, в этих случаях проявляются отличия кластогенных глин от хемогенных (последние всегда расположены в поле глинистых пород).

IV. МЕТОДЫ, ОСНОВАННЫЕ НА ВЫЧИСЛЕНИИ ФОРМУЛ ГОРНЫХ ПОРОД

Третья группа методов пересчета направлена на вычисление формул горных пород. При этом компоненты не объединяются ни в нормативные молекулы, ни в искусственно выбранные параметры — химический анализ пересчитывается в формулу горной породы, которая показывает содержание компонентов в некоей стандартной ячейке, различной в разных методах. Выбор той или иной формулы (ячейки) определяется целью пересчета, прежде всего спецификой изучаемого процесса. В качестве примеров методов пересчета этой группы рассматриваются два широко известных метода — Т. Барта и В. А. Рудника — и новый метод А. А. Маракужева.

Глава 10 МЕТОД Т. БАРТА

ЗАДАЧИ И ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Метод пересчета был предложен Т. Бартом [22] для сравнения метасоматических пород с целью оценки привноса-выноса вещества при процессах замещения с сохранением объема. Метод получил известность в качестве «кислородного метода Т. Барта», поскольку в качестве базы для сравнения была избрана «стандартная ячейка» («единичный стандартный объем»), содержащая 160 ионов кислорода. Основания для этого следующие: 1) при метасоматических процессах объем горной породы остается практически постоянным; 2) главную роль в заполнении этого объема в структуре породообразующих минералов играет кислород; 3) на 160 ионов кислорода приходится около 100 электроположительных ионов (от 80 ионов кремния в наиболее богатом кислородом кварце до 120 ионов магния, железа и кремния в оливине). Для удобства расчета (чтобы избежать дробных чисел) С. Д. Четвериков предложил проводить расчет на 1600 ионов кислорода.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

При пересчете химических анализов горных пород по кислородному методу не учитывается количество серы в породе. Гидроксильные группы либо причисляются к кислороду (поскольку они занимают в структуре минералов примерно тот же объем, что и ион кислорода), либо при расчете на 1600 ионов кислорода водород включается в число других электроположительных ионов.

Сама процедура пересчета имеет следующую последовательность:

1) массовые доли окислов в процентах пересчитываются по таблицам на молекулярные количества (см. прил. I);

2) определяются атомные количества катионов умножением молекулярного количества того или иного окисла на число катионов в окисле: для Na_2O , K_2O — на 2, для SiO_2 , TiO_2 — на 1 и т. д.;

3) вычисляются количества атомов кислорода, связанные с электроположительными ионами; для этого молекулярные количества соответствующих окислов умножаются на число ионов кислорода, входящих в формулу окисла: для SiO_2 , TiO_2 — на 2, для Fe_2O_3 , Al_2O_3 — на 3, для CaO , K_2O — на 1 и т. д.;

4) для вычисления количества кислорода, связанного с водородом, обычно принимается, что последний присутствует в породе в гидроксильных группах, тогда количество кислорода, связанного с водородом, равно числу ионов водорода;

5) в тех случаях, когда кислород и водород связаны в молекулах кристаллизационной воды (в цеолитах, гипсах и тому подобных минералах, породообразующее значение которых, как правило, пренебрежимо мало), кислорода вдвое меньше водорода;

6) определяется сумма атомов кислорода, входящих во все окислы, приведенные в химическом анализе;

7) рассчитывается переходный множитель (делением 1600 на сумму атомов кислорода);

8) определяется количество каждого элемента в стандартной ячейке (умножением атомных количеств элемента на переходный множитель);

9) составляется формула породы, в которой количество кислорода равно разности: 1600 минус количество гидроксильных групп;

10) для определения привноса-выноса сравниваются формулы пород, последовательно формировавшихся при замещении исходной породы.

ПРИМЕРЫ РАСЧЕТОВ

Для примера приведем пересчет химического анализа туфа (табл. 40) и расчет привноса-выноса вещества при формировании метасоматического кварцита по туфу липаритового состава (Северный Казахстан).

Для пересчета анализа по таблицам (см. прил. I) находим молекулярные количества окислов, а затем вычисляем атомные количества катионов и кислорода. При этом атомное количество кислорода и водорода принимаем одинаковым, т. е. считаем, что весь водород в породе содержится в гидроксильных группах (см. выше). Вычисляем сумму атомных количеств кислорода и переходный множитель: $1600 : 3253 = 0,492$. Умножением атомных количеств катионов на переходный множитель получаем количество каждого катиона в стандартной ячейке (например, для кремния: $1235 \times 0,492 = 608$) и записываем формулу горной породы: $\text{K}_{35}\text{Na}_{47}\text{Ca}_{13}\text{Mg}_3\text{Mn}_0\text{Fe}_3^{2+}\text{Fe}_8^{3+}\text{Al}_{133}\text{Ti}_2\text{Si}_{608}\text{P}_0(\text{O}_{1490}\text{OH}_{110})$.

Пересчеты химического анализа туфа липаритового состава

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное (формульное) количество	Атомные количества катионов (множители)	Атомные количества кислорода (множители)	Количество катионов в стандартной ячейке
SiO ₂	74,18	1235	(1) 1235	(2) 2470	608*
TiO ₂	0,25	4	(1) 4	(2) 8	2
Al ₂ O ₃	13,79	135	(2) 270	(3) 405	133
Fe ₂ O ₃	1,21	8	(2) 16	(3) 24	8
FeO	0,44	6	(1) 6	(1) 6	3
MnO	—	—	—	—	—
MgO	0,22	5	(1) 5	(1) 5	3
CaO	1,50	27	(1) 27	(1) 27	13
Na ₂ O	3,00	48	(2) 96	(1) 48	47
K ₂ O	3,36	36	(2) 72	(1) 36	35
H ₂ O	2,02	112	(2) 224	(2) 224	110
P ₂ O ₅	Сл.	—	—	—	—
П. п. п.	0,10	—	—	—	—
Сумма	100,07	—	—	3253	962

Аналогичным образом рассчитываем формулы для остальных зон метасоматической колонки: серицитового кварцита — $K_{37}Na_2Ca_3Mg_5Mn_0Fe_2^{2+}Fe_3^{3+}Al_{114}Ti_1Si_{646}P_1(O_{1501}OH_{99})$; топазово-аидалузитового кварцита — $K_1Na_2Ca_3Mg_3Mn_0Fe_1^{2+}Fe_1^{3+}Al_{170}Ti_0Si_{621}P_1(O_{1510}OH_{90})$; монокварцита — $K_3Na_0Ca_1Mg_{1,5}Mn_0Fe^{2+}_{0,5}Fe^{3+}_{11}Al_{12}Ti_{0,5}Si_{777}P_1(O_{1594}OH_6)$.

Сопоставление формул позволяет представить последовательность и интенсивность выноса и накопления тех или иных элементов как в процессе образования монокварцита, так и по отдельным метасоматическим зонам. При полном преобразовании исходного туфа наблюдается привнос и вынос отдельных элементов (в ионах). Привнос: Fe³⁺ — 3; Si — 169. Вынос: K — 32; Na — 47; Ca — 12; Mg — 1,5; Fe²⁺ — 2,5; Al — 121; Ti — 1,5; OH — 104.

Следует, конечно, учитывать приблизительный характер этих цифр, полученных без учета геохимической и аналитической дисперсий.

Глава 11

МЕТОД В. А. РУДНИКА

Метод В. А. Рудника под названием «атомно-объемный метод сравнения химического состава горных пород и руд» был предложен в 1966 г. [16].

ЗАДАЧИ И ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Задача пересчета химических анализов при изучении метасоматического минерало- и породообразования заключается прежде всего в выявлении изменения содержания главных породообразующих элементов и элементов-примесей. Помимо этого система пересчетов должна позволять: 1) устанавливать зависимость между минеральным и химическим составами любых пород, 2) выявлять влияние внешних условий и состава пород на поведение элементов, 3) выяснять взаимосвязь в поведении отдельных элементов, 4) устанавливать химизм растворов, под действием которых происходит метасоматическое породообразование, 5) характеризовать энергетику и термодинамические условия процесса.

В настоящем руководстве анализируется лишь первая задача — выявление баланса привноса-выноса главных породообразующих элементов. Полный круг задач, решаемых при помощи атомно-объемного метода, разобран в монографии Ю. В. Казницына и В. А. Рудника [6].

Если для правильного отражения химического состава вещества достаточно сопоставить его одинаковые по массе количества, то для того, чтобы установить баланс привноса-выноса вещества при метасоматических процессах, необходимо учитывать пористость горных пород, т. е. сопоставлять их равные геометрические объемы.

Процентные содержания окислов (или элементов) в составах пород могут сравниваться лишь в некоторых частных случаях: 1) если пористость пород не отличается более чем на 2 %; 2) если сравниваются породы близкого минерального состава, одной и той же классификационной группы. То же самое относится к сравнению состава минералов или к сопоставлению количества микроэлементов в минералах или породах.

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

При наличии необходимых вспомогательных таблиц расчет не вызывает затруднений и проводится в следующем порядке:

1) результаты химического анализа породы приводим к 100 %;

2) рассчитываем число атомов катиона в стандартном объеме породы 1 нм^3 N_i ; расчет производится по формуле $N_i = RP_\rho$, где P — массовая доля окисла, содержащего данный катион, %; ρ — объемная масса породы, в г/см^3 ; R_i — переводной коэффициент из табл. 41 ($R = 60,24 n_i/M_i$, где n_i — число атомов элемента i в окисле, M_i — молекулярная масса окисла с элементом i);

3) определяем число атомов кислорода в стандартном объеме породы 1 нм^3 ; для этого N_i катионов умножаем на коэффициент, учитывающий соотношения катиона и кислорода в окисле: на 1 для FeO , MnO , MgO , CaO ; на 2 для SiO_2 , TiO_2 ; на 0,5 для Na_2O , K_2O , H_2O ; на 1,5 для Al_2O_3 , Fe_2O_3 и т. п. Полученные результаты суммируем;

Рассчитанные значения коэффициента R [16]

Оксид	R	Оксид	R	Оксид	R
Al_2O_3	0,1182	FeO	0,0838	SO_3	0,0752
B_2O_3	0,1730	H_2O	0,6688	Sb_2O_3	0,0413
BaO	0,0393	K_2O	0,1279	SiO_2	0,1002
BeO	0,2409	Li_2O	0,4032	SnO	0,0447
CO_2	0,1369	MgO	0,1494	SnO_2	0,0400
CaO	0,1074	MnO	0,0849	SrO	0,0581
CuO	0,0757	MoO_3	0,0418	ThO_2	0,0228
Cu_2O	0,0842	Na_2O	0,1944	TiO_2	0,0754
Co_2O_3	0,0726	Ni_2O_3	0,0728	UO_2	0,0223
Cr_2O_3	0,0793	P_2O_5	0,0849	UO_3	0,0211
Fe_2O_3	0,0754	Rb_2O	0,0644	U_2O_8	0,0199

4) вычисляем массовое содержание элемента в стандартной ячейке $1\text{нм}^3 P_i$ (в г/100 см³) по формуле $P_i = QN_i$, где N_i — число атомов элемента в стандартной ячейке; Q — переводной коэффициент (табл. 42), учитывающий атомную массу элемента и числовые соотношения ($Q = 0,0166 a_i$, где a_i — атомная масса элемента);

5) суммарное массовое содержание элементов в стандартной ячейке породы должно составить 10ρ ; проверяем последнее, суммируя ΣP_i ; если ΣP_i не равна 10ρ , приводим эти две величины к равенству, распределяя ошибку в соответствии со стандартными правилами;

6) после пересчета серии анализов, характеризующих исследуемую метасоматическую колонку, сравниваем составы пород, вычисляя привнос-вынос компонентов по зонам или в целом (от исходной породы до конечных продуктов метасоматоза).

Таблица 42

Рассчитанные значения коэффициента Q

Элемент	Q	Элемент	Q	Элемент	Q
Al	0,448	Fe	0,926	S	0,532
B	0,179	H	0,0167	Sb	2,021
Ba	2,280	K	0,649	Rb	1,419
Be	0,150	Li	0,115	Si	0,466
C	0,1995	Mg	0,403	Sn	1,970
Ca	0,655	Mn	0,911	Sr	1,454
Cu	1,055	Mo	1,593	Th	3,852
Co	0,978	Na	0,382	Ti	0,795
Cr	0,863	Ni	0,975	U	3,951
Cl	0,589	O	0,266		
F	0,315	P	0,514		

ПРИМЕРЫ ПЕРЕСЧЕТА ПО АТОМНО-ОБЪЕМНОМУ МЕТОДУ

В качестве примера разберем тот же случай, который рассмотрен в гл. 10, — образование метасоматических монакварцитов по туфам липаритового состава.

Туф липаритового состава

При расчете (табл. 43) в соответствии со схемой учитываем, что объемная масса породы $\rho=2,51$ г/см³. Расчет содержания элементов в граммах на 100 см³ породы проводим с точностью до 0,1 (или до первой значащей цифры при более низких содержаниях). Сумма P_i оказывается несколько менее 25,1 — 25,09 г/100 см³ и поэтому увеличиваем на 0,01 содержание кислорода (элемента, преобладающего в породе).

Монакварцит

Монакварцит — более плотная порода: $\rho=2,64$ г/см³. При расчете приходится иметь дело с компонентами, выраженными не в окислах. К ним относятся фтор и хлор. В этом случае их со-

Таблица 43

Пересчет химического анализа туфа липаритового состава
(в мас. долях %)

Компоненты	P, мас. доля %	P (приведенная к 100 %)	N _i		P _i , г/100 см ³
			катионов	кислорода	
SiO ₂	74,18	74,32	186,9	373,8	8,71
TiO ₂	0,25	0,25	0,5	1,0	0,04
Al ₂ O ₃	13,79	13,81	41,0	61,5	1,84
Fe ₂ O ₃	1,21	1,21	2,3	3,5	0,21
FeO	0,44	0,44	0,9	0,9	0,08
MnO	He обн.	—	—	—	—
MgO	0,22	0,22	0,8	0,8	0,03
CaO	1,50	1,50	4,0	4,0	0,26
Na ₂ O	3,00	3,00	14,6	7,3	0,56
K ₂ O	3,36	3,37	10,8	5,4	0,70
H ₂ O ⁺	1,78	1,78	29,8	14,9	0,05
SO ₃	0,10	0,10	0,2	0,6	0,01
P ₂ O ₅	Сл.	—	—	—	—
С у м м а	99,83	100,00		473,7	O=12,61
С у м м а					25,1

Пересчет химического анализа монокварцита
(в мас. долях %)

Компоненты	P_i , мас. доля %	P (приведенная к 100 %)	N_i		P_i , г/100 см ³
			катионов	кислорода	
SiO ₂	95,45	95,73	253,2	506,4	11,80
TiO ₂	0,05	0,05	0,1	0,2	0,008
Al ₂ O ₃	1,24	1,24	3,9	5,8	0,17
Fe ₂ O ₃	1,70	1,70	3,4	5,1	0,31
FeO	0,13	0,13	0,3	0,3	0,03
MnO	—	—	—	—	—
MgO	0,08	0,08	0,3	0,3	0,01
CaO	0,09	0,09	0,3	0,3	0,02
Na ₂ O	0,01	0,01	0,1	0,5	0,004
K ₂ O	0,28	0,28	0,9	0,45	0,06
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—
CO ₂	0,44	0,44	1,6	3,2	0,03
SO ₃	0,14	0,14	0,3	0,9	0,02
F	0,04	0,04	—	—	0,003
Cl	0,01	0,01	—	—	0,002
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,1	0,3	0,005
Сумма	99,72	100,00		523,3	O = 13,928
Сумма					26,4

держание (в г/100 см³) определяется перемножением массовых долей процента элемента на объемную массу породы и на коэффициент Q из табл. 42. Сумма P_i в табл. 44 исправлена — увеличена на 0,008 за счет возрастания P_i кислорода — для достижения равенства $\Sigma P_i = 10 \rho$.

Аналогичным образом рассчитываем химические анализы для пород переходных зон метасоматической колонки от туфа к монокварциту — серицитового и топазово-андалузитового кварцитов. Результаты пересчетов позволяют сравнить составы пород и определить баланс привноса-выноса вещества в ходе изучаемого процесса (табл. 45).

Выявляется, что процесс образования кварцитов происходит с суммарным выносом вещества — 1,3 г/100 см³, или 5,2 %. Но при этом привносятся кремнезем, железо, углерод, сера, фтор, хлор, фосфор, кислород, тогда как остальные элементы выносятся. Следует подчеркнуть, что для малых элементов точность оценок невелика как из-за аналитических ошибок, так и из-за геохимической дисперсии содержаний.

Баланс вещества при переходе туфа липаритового состава
в монокварцит

Элемент	Содержание в г/100 см ³ в образцах пород				Прирост (+) — вынос (—) (обр. 1067-2 → обр. 317)	
	1067-2	310а	316а	317	в г/100 см ³	в %
Si	8,71	10,08	9,86	11,80	+3,09	+35,5
Ti	0,04	0,02	0,002	0,008	-0,032	-80,0
Al	1,84	1,71	2,59	0,17	-1,67	-90,8
Fe ³⁺	0,21	0,07	0,04	0,31	+0,10	+47,6
Fe ²⁺	0,08	0,06	0,04	0,03	-0,05	-62,5
Mn	—	0,002	0,002	—	—	—
Mg	0,03	0,07	0,03	0,01	-0,02	-63,7
Ca	0,26	0,07	0,08	0,02	-0,24	-92,3
Na	0,56	0,02	0,02	0,004	-0,556	-99,3
K	0,70	0,81	0,01	0,06	-0,64	-91,4
H	0,05	0,05	0,05	—	-0,05	-100,0
C	—	—	—	0,03	+0,03	+100,0
S ⁶⁺	0,01	0,002	—	0,02	+0,01	+100,0
F	—	0,007	0,003	0,003	+0,03	+100,0
Cl	—	—	0,01	0,002	+0,002	+100,0
P	—	0,005	0,03	0,005	+0,005	+100,0
O	12,61	13,724	14,033	13,928	+1,318	+10,5
С у м м а	25,10	26,70	26,80	26,40	-1,30	-5,2
ρ	2,51	2,67	2,68	2,64		

Обр. 1067-2 — туф липаритового состава, обр. 310а — серицитовый кварцит, обр. 316а — топазово-андалузитовый кварцит, обр. 317 — монокварцит.

Глава 12

МЕТОД А. А. МАРАКУШЕВА

Метод А. А. Маракушева (метод протонного эквивалента) для сопоставления минералов и горных пород на основе расчетных величин сродства к протону предложен в 1973 г. как метод петрохимических расчетов на термодинамической основе.

ЗАДАЧИ И ОБОСНОВАНИЕ МЕТОДА

Главной задачей метода А. А. Маракушева является получение оценки кислотности — основности горных пород на основе термодинамических характеристик реакций минералообразования [10].

Для этого необходимо дать единую форму выражения химического состава горных пород в удобном для сопоставления виде, не зависящую от генетических особенностей породы и ее минерального состава. Важно также проследить изменение кислотно-основных свойств горных пород в зависимости от условий их образования (главным образом от температуры и давления).

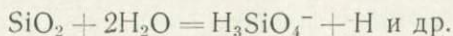
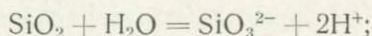
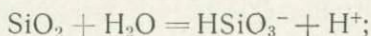
Традиционные в петрографии представления о кислотности — основности и щелочности горных пород принципиально не соответствуют определениям этих понятий в химии. Кислотность — основность горной породы в петрографии оценивается по содержанию кремнезема, а щелочность — по содержанию щелочей (или их соотношению с другими компонентами). В то же время в химии основность и щелочность в определенном смысле являются синонимами и их противопоставление кислотности носит строго обобщенный характер: кислотности веществ зависят от способности их к выделению протона, т. е. от протонного сродства [5].

Поэтому для характеристики пород и минералов удобно использовать *их сродство к протону*: чем оно выше, тем сильнее проявляются основные свойства вещества.

Оценка кислотно-основных свойств минералов

Породообразующие минералы — это в подавляющем большинстве силикаты, и при диссоциации в водных растворах приращение свободной энергии реакции должно отражать и кислотный и основной тип диссоциации. Напомним, что при кислотном типе диссоциации в растворе возникают протон и кислотный радикал, а при основном — положительно заряженный гидратированный ион и гидроксильная группа.

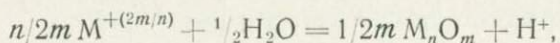
Примером диссоциации кислотного типа может служить равновесие с кварцем (с ангидридом метакремниевой — H_2SiO_3 и ортокремниевой — H_2SiO_4 кислот) продуктов диссоциации этих кислот в водных растворах:



Диссоциация оснований может быть представлена реакцией $\text{Ca}(\text{OH})_2 = \text{Ca}(\text{OH})^+ + \text{OH}^-$.

В работах [7, 8, 9] принимается диссоциация минералов по основному типу. При этом простые катионы кислотных металлов (кремний, титан, фосфор и т. д.) оказываются метастабильными, реально не существующими в водных растворах из-за сильной тенденции к образованию комплексных анионов. Однако такой уни-

фицированный подход (через простые катионные формы для всех металлов) дает возможность оценить кислотно-щелочные свойства различных химических соединений по общей шкале их химического сродства к протону по реакции типа



где $M^{+(2m/n)}$ — положительно заряженный простой ион металла (катион); H^+ — ион водорода (протон); $M_n O_m$ — кислородное соединение металла (в твердой фазе или расплаве). Химическое сродство вещества к протону определяется приращением свободной энергии веществ, участвующих в реакции — $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$. Эта величина и характеризует основность твердых или жидких (расплавленных) кислородных соединений металлов, что позволяет перейти далее к описанию основности минералов (или соответствующих им расплавов) по величине $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$ реакций минералообразования.

Расчет реакций на один протон позволяет сделать прямое сопоставление химических соединений металлов с различной степенью окисления

($\Delta Z_{298K}^{H_2O}$ в кДж):

	кДж
$K^+ + 1/2 H_2O = 1/2 K_2O + H^+$	+235,927
$1/2 Ca^{2+} + 1/2 H_2O = 1/2 CaO + H^+$	+88,667
$1/3 Al^{3+} + 1/2 H_2O = 1/6 Al_2O_3 + H^+$	+13,916
$1/4 Si^{4+} + 1/2 H_2O = 1/4 SiO_2 + H^+$	-9,527
$1/5 P^{5+} + 1/2 H_2O = 1/10 P_2O_5 + H^+$	-18,979

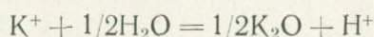
Мера смещенности этих реакций влево (приращение ΔZ_T) — прямой показатель основности (щелочности), а уменьшение величины ΔZ_T соответствует усилению кислотных свойств. В самом деле, наибольшая величина ΔZ_T наблюдается у щелочных и щелочно-земельных окислов (K_2O , CaO), малая положительная — у амфотерного (Al_2O_3) и отрицательная — у кислотных (SiO_2 , P_2O_5).

В более сложных соединениях основность определяется не только величинами ΔZ_T реакций образования окислов элементов, входящих в соединение. Очень важную роль играет прочность связей между элементами (их окислами) в данном соединении, так как при этом выделяется энергия взаимной нейтрализации. Так, если ΔZ образования энстатита рассчитать как простую сумму ΔZ MgO и SiO_2 , то она окажется равной 12,728 кДж. С учетом же характера связей в минерале $\Delta Z_{298K}^{H_2O} = 6,686$ кДж, т. е. эффект взаимной нейтрализации окислов снижает свободную энергию почти вдвое (на 6,042 кДж) [8].

Отсчет основности минералов ведется по отношению к воде, для которой $\Delta Z_T = 0$. Поэтому в символ и введен индекс H_2O .

Оценка кислотно-щелочного режима минералообразования
по величинам $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$

Величина $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$ минерала связана с рН раствора, равновесного с минералами, однако эти величины нетождественны. Из уравнений



и

$$\Delta Z_{TK}^{H_2O} = 2,303RT [\lg a_{K^+} + pH]$$

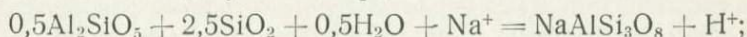
можно определить как рН (при любой заданной активности иона калия), так и активность иона калия (при любой активности протона) [9]. Так, при единичных активностях получим:

$$pH = \frac{\Delta Z_{TK}^{H_2O}}{2,303RT} \quad \text{и} \quad \lg a_{K^+} = \frac{\Delta Z_{TK}^{H_2O}}{2,303RT}$$

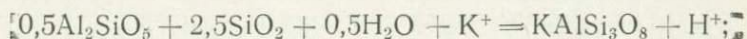
Величины рН и $\lg a_{K^+}$ представляют собой условные величины, так как каждая из них для конкретной реакции вычисляется при условии постоянства другой. Показатель основности $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$, устанавливающий связь между ними, является безусловным.

Поэтому понятия «основность минерала» и «основность минерального равновесия» не идентичны, но тесно связаны друг с другом, так как в минеральных равновесиях основность минерала рассматривается относительно основности продуктов его разложения. Кислотно-щелочной режим образования минералов определяется относительными величинами основности, т. е. разностью $\Delta Z_T^{H_2O}$ минералов и суммарной $\Delta Z_T^{H_2O}$ тех минеральных ассоциаций, которыми ограничиваются области их устойчивости.

Например, альбит и микроклин при понижении щелочности разлагаются на андалузит и кварц:



$$\Delta Z_{298K} = 40,518 \text{ кДж}, \quad \Delta Z_{600K} = 68,726 \text{ кДж}, \quad \Delta Z_{1200K} = 121,859 \text{ кДж};$$



$$\Delta Z_{298K} = 24,016 \text{ кДж}, \quad \Delta Z_{600K} = 60,208 \text{ кДж}, \quad \Delta Z_{1200K} = 126,110 \text{ кДж}.$$

Сравнение величин $\Delta Z_T^{H_2O}$ для этих реакций показывает, что при низких и умеренных температурах основность альбита выше основности микроклина, а при высокой температуре наоборот. Поэтому при равных условиях (одинаковой щелочности среды) в первом случае устойчив альбит, а не микроклин, а во втором случае наблюдаются обратные соотношения. Эти выводы, сделанные на основе расчетов $\Delta Z_T^{H_2O}$ реакций минералообразования [9], были подтверждены экспериментально И. П. Ивановым.

Таким образом, устойчивость минералов относительно кислотно-щелочного режима определяется не абсолютными, а относи-

тельными показателями основности. В приведенном выше примере нижние пределы устойчивости калиевого полевого шпата и альбита определяются развитием эквивалентной ассоциации андалузита с кварцем. Основность этого минерального агрегата противопоставляется, таким образом, основности данных минералов, что и определяет пределы их устойчивости [9].

Оценка кислотно-основных характеристик горных пород

Для оценки $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$ (общей основности) горных пород имеются два пути. Первый способ — суммирование величин $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$ для входящих в состав породы окислов металлов. По существу, это единственная объективная возможность сопоставить общую основность расплавов (стекол) или стеклосодержащих магматических пород и скрытокристаллических пород иного генезиса. Для полнокристаллических пород с известным минеральным составом общую основность горной породы можно получить также и другим способом — как сумму $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$ минералов, входящих в состав породы. При этом общая основность горной породы оказывается меньше (чем при вычислении по первому способу), так как основность сложных соединений (большинство главных породообразующих минералов) не определяется простой суммой основностей составляющих минерал окислов вследствие эффекта кислотно-основного взаимодействия веществ при реакциях минералообразования. Как видно из табл. 46, величина $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$ для одного и того же окисла в расчете на один ион металла колеблется (и иногда очень сильно) в зависимости от типа соединения (кристаллической решетки), в которое входит этот ион.

Таким образом, для корректной оценки общей основности горной породы необходимо иметь: химический анализ породы, ее модальный минеральный состав, состав ее минералов (хотя бы главных породообразующих) или, если нет химических анализов минералов, их важнейшие характеристики (кальциевость плагиоклаза, железистость цветных минералов и т. п.), определенные по физическим свойствам. Практически при обработке массовых химических анализов горных пород (особенно с привлечением литературных данных) обычно отсутствуют сведения о составе минералов и поэтому приходится вести расчет с использованием лишь химического и модального минерального состава породы.

Для вычисления общей основности горной породы необходимо приведение химического анализа к стандартной форме, облегчающей дальнейшие расчеты, а также удобной для прямого сопоставления различных горных пород между собой. Такой формой является эквивалентная формула — сумма атомных количеств элементов, входящих в состав породы, эквивалентная одному протону (или 0,5 атома кислорода).

Показатели основности окислов элементов, находящихся в составе
нормативных минералов, в расчете на один ион
(Me^{n+}) [8 с дополнениями]

Ион	Соединение	$\Delta Z_{7K}^{H_2O}$, кДж			
		298°	600°	900°	1200°
P ⁵⁺	Апатит	-95,0	-102,9	-108,8	-113,0
Si ⁴⁺	Кварц, силикаты, алю- мосиликаты	-31,4	-20,9	-15,9	-13,4
Ti ⁴⁺	Рутил, титанаты	-77,8	-69,9	-66,1	-63,2
C ⁴⁺	Карбонаты, газ (CO ₂)	-49,0	-36,0	-28,5	-24,3
Zr ⁴⁺	Циркон	-53,6	-46,0	-41,0	-36,8
Al ³⁺	Алюмосиликаты	36,8	31,4	30,1	29,3
	Силикаты алюминия	38,9	33,9	32,6	32,2
	Диаспор	39,7	34,7	31,8	—
	Бемит	46,6	35,6	32,6	—
	Гиббсит	41,0	36,4	33,9	—
	Корунд	41,8	36,8	36,0	35,6
Cr ³⁺	Хромит	-0,08	6,7	9,6	11,3
Fe ³⁺	Силикаты, гематит	-24,7	-20,9	-18,8	-18,4
Fe ²⁺	Ортосиликаты (оливин, гранаты)	47,3	51,9	58,6	65,7
	Метасиликаты (пироксе- ны, амфиболы)	46,0	49,8	54,0	61,9
	Слюды	46,0	49,4	53,6	61,5
	Кордиерит	44,4	46,4	53,1	59,4
	Глины	51,5	55,2	61,5	—
	Титанит	41,8	41,8	48,1	55,2
	Шпинель	22,6	23,4	24,3	25,1
	Хромит	16,7	18,0	19,7	20,9
	Магнетит	33,9	35,1	34,7	34,7
	Сидерит	21,8	74,5	127,2	179,5
	Пирротин	11,3	15,9	20,5	24,7
	Пирит	15,5	20,1	24,3	28,5
	Вольфрамит	17,2	18,4	20,1	21,3

Ион	Соединение	$\Delta z_{TK} H_2O$, кДж			
		298°	600°	900°	1200°
Mn ²⁺	Ортосиликаты	71,5	83,7	92,9	101,3
	Метасиликаты	71,5	83,3	91,6	100,8
Mg ²⁺	Ортосиликаты	82,8	95,4	105,4	115,9
	Метасиликаты	78,2	91,2	102,5	112,4
	Слоды	75,3	87,4	100,0	112,1
	Кордиерит	74,5	84,1	97,1	110,0
	Глины	91,2	104,2	114,6	—
	Шпинель	77,8	89,5	98,7	107,5
	Магнезит	48,5	113,4	168,2	230,5
	Хлормagneзит	53,6	102,1	141,4	179,1
	Селлант	-69,5	-22,2	15,9	54,4
	Ca ²⁺	Ортосиликаты	113,4	128,4	134,3
Пироксены		88,3	104,2	118,8	133,9
Амфиболы		84,1	96,2	107,1	118,4
Цонзит		80,3	89,1	100,0	—
Анортит		82,8	91,2	98,3	105,0
Глины		50,6	105,9	163,2	—
Апатит		66,5	50,2	18,4	-17,6
Кальцит		46,4	110,0	169,9	228,4
Гидрофиллит		-6,7	42,3	86,2	129,7
Флюорит		-63,2	-14,2	30,1	70,3
Ангидрит		-172,0	-99,2	-31,8	35,6
Na ⁺		Альбит	40,2	68,2	95,0
	Глины	52,7	105,9	159,0	—
	Нефелин	61,5	90,0	122,2	153,6
	Жадент	49,4	87,9	131,0	174,1
	Щелочные амфиболы	53,1	92,5	131,8	169,5
	Парагонит	44,4	72,4	99,9	125,9
	Вильомит	-7,5	41,8	94,1	145,2
	Галит	-26,8	24,7	76,6	128,0
	Тенардит	-72,8	-13,4	44,8	101,7
	K ⁺	Калишпат	23,8	60,2	95,0
Глины (гидрослюда)		27,6	61,5	94,6	128,0
Лейцит		51,0	91,2	142,3	192,5
Кальсилит		74,9	107,9	142,7	167,8
Биотит (флогопит-аннит)		40,6	77,4	105,9	134,3
Биотит (истонит-сиде-рофиллит)		38,5	76,6	104,2	133,5
Мусковит		23,0	59,4	51,0	125,1

Ион	Соединение	$\Delta Z_{7K}^{H_2O}$, кДж			
		298°	600°	900°	1200°
K ⁺	Омфацит	36,4	74,9	106,7	138,5
	Щелочные амфиболы	41,4	78,2	106,7	135,1
	Кароббит	17,2	76,1	132,6	188,3
	Сильвин	-31,0	28,5	86,2	144,3
	Арканит	-77,0	-9,2	57,3	122,6
S ²⁻	Сульфиды, газ (H ₂ S)	-23,4	-51,9	-66,5	-77,8
F ⁻	Фториды, газ (HF)	-78,2	-81,2	-83,7	-86,2
Cl ⁻	Хлориды, газ (HCl)	-107,1	-121,3	-130,1	-137,2

ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ РАСЧЕТА

При расчете эквивалентной формулы и величины общей основности горной породы количество воды в породе не учитывается, так как в противном случае невозможно сопоставлять магматические, метаморфические и осадочные породы, резко отличающиеся по содержанию воды. С другой стороны, углекислота обязательно должна приниматься во внимание, так как она обладает довольно значительной отрицательной величиной ΔZ .

Для большинства горных пород можно пренебречь содержаниями серы, галогенов и других элементов, хотя в принципе метод А. А. Маракушева позволяет учитывать их влияние на общую основность породы. Поэтому в табл. 46 и 47 приведены необходимые константы, которые используются при пересчетах метасоматитов, богатых сульфидами и другими, редкими в магматических породах минералами.

В табл. 46 и 47 величины ΔZ приведены для четырех значений температуры — 298, 600, 900 и 1200 К. Выбор константы определяется целью пересчета: сравнение общей основности и состава горных пород с классификационными целями или, например, для реконструкции дометаморфического облика породы, выяснение эволюции состава и общей основности пород при изменении $P-T$ условий их формирования и т. д. В первом случае расчет проводится для всех пород при одной температуре (например, 298 К), во втором выбираются константы, более близкие к реальным условиям породообразования.

Поскольку протонные эквиваленты, рассчитанные на один протон (или 0,5 атома кислорода), часто оказываются очень малы,

Показатели основности окислов элементов, находящихся в составе горных пород, в расчете на один ион (Me^{n+}) [8, с дополнениями]

Ион	$\Delta Z_{TK}^{H_2O}$, кДж			
	298К	600К	900К	1200К
P ⁵⁺	-95,0	-102,9	-108,8	-113,0
Si ⁴⁺	-31,4	-20,9	-15,9	-13,4
Ti ⁴⁺	-77,8	-69,9	-66,1	-63,2
C ⁴⁺	-49,0	-36,0	-28,5	-24,3
Cr ³⁺	-0,08	6,7	9,6	11,3
Al ³⁺	41,8	36,8	36,0	35,6
Fe ³⁺	-24,7	-20,9	-18,8	-18,4
Fe ²⁺	56,1	58,2	61,1	65,7
Mn ²⁺	96,7	108,8	118,8	123,0
Mg ²⁺	114,6	127,2	137,7	146,4
Ca ²⁺	177,4	193,3	207,9	222,6
Na ⁺	187,9	221,8	257,7	292,9
K ⁺	236,0	277,4	318,0	360,7
S ⁶⁺	-162,8	-221,8	-254,0	-277,4
S ²⁻	-23,4	-51,9	-66,5	-77,8
F ⁻	-78,2	-81,2	-83,7	-86,2
Cl ⁻	-107,1	-121,3	-130,1	-137,2

что неудобно для вычислений, А. А. Маракушев предложил все расчеты выполнять на 100 протонов (50 атомов кислорода) и лишь окончательную величину ΔZ приводить к одному протону.

Расчет общей основности горной породы без учета ее минерального состава

По этой схеме производится расчет лишь в тех случаях, когда необходимо сопоставлять породы неизвестного минерального состава, а также стеклосодержащие, скрытокристаллические и т. п.

1. Массовые доли окислов в процентах пересчитываем по таблицам (см. прил. I) на молекулярные количества.

2. Определяем атомные количества катионов (умножением молекулярного количества того или иного окисла на число катионов в окисле: на 2 для Na_2O , K_2O , на 1 для SiO_2 , TiO_2 и т. д.).

3. Вычисляем атомные количества кислорода (умножением соответствующих молекулярных количеств на число ионов кислорода, входящих в формулу окисла: на 2 для SiO_2 , TiO_2 , на 3 для Fe_2O_3 , Al_2O_3 , на 1 для CaO , K_2O и т. д.).

4. Определяем сумму атомных количеств кислорода.

5. Рассчитываем общий множитель (делением 50 на сумму атомных количеств кислорода).

6. Находим протонные эквиваленты катионов (умножением их атомных количеств на общий множитель). Сумма протонных эк-

вивалентов катионов (с учетом их валентностей) должна равняться 100. Проверяем это, умножая протонные эквиваленты на валентность катиона (на 4 для Si, Ti, C, на 3 для Al и Fe³⁺, на 2 для Fe²⁺, Mn, Mg, Ca, на 1 для K, Na, на 5 для P) и складывая полученные величины. Если сумма не равна 100, приводим ее к 100 в соответствии с общепринятыми правилами. Протонные эквиваленты вычисляются с точностью до 0,1 (или до первой значащей цифры после запятой). Большая точность является иллюзорной, так как лежит за пределами ошибки химического анализа.

7. Вычисляем пай каждого катиона в ΔZ горной породы, умножая протонный эквивалент катиона на ΔZ из табл. 47; при этом необходимо учитывать температуру.

8. Суммируем величины ΔZ , находя $\Delta Z_{T,K}^{H_2O}$ для горной породы в целом (полученную величину уменьшаем в 100 раз для приведения к одному протону).

9. Выписываем эквивалентную формулу породы (в расчете на 50 атомов кислорода).

Расчет общей основности полнокристаллической горной породы с учетом ее минерального состава

Этот расчет на начальных стадиях проводится так же, как и предыдущий. Однако вычисление пая катионов в п. 7 отличается от разобранный выше случая, так как в зависимости от минерального состава породы один и тот же катион может оказаться в составе одного или нескольких минералов и это следует учесть при расчете.

7а. В полиминеральной породе для каждого катиона, содержащегося в нескольких минералах, производится вычисление доли каждого минерала от их общего количества. Так, в сланце, состоящем из (в %) Q 40; Pl 5; Bi 25; Gr 5; Crd 15; Sill 10, кальций содержится в плагиоклазе и гранате, а Mg и Fe²⁺ — в биотите, гранате и кордиерите. Для остальных компонентов распределение по минералам значения не имеет (см. табл. 46). Поэтому для вычисления пая ΔZ , вносимого в ΔZ породы кальцием, необходимо вычислить его отдельно для кальция из плагиоклаза и граната. В соответствии с содержаниями этих минералов в породе (5 % плагиоклаза и 5 % граната) 50 % составит пай плагиоклазового кальция и 50 % — гранатового кальция. Для магния и двухвалентного железа (в породе 25 % Bi, 5 % Gr и 15 % Crd) соответственно имеем 56 % биотитовой доли, 11 % гранатовой и 33 % кордиеритовой.

7б. Вычисляем пай каждого катиона в ΔZ горной породы, умножая протонный эквивалент катиона (долю протонного эквивалента) на соответствующую величину ΔZ , взятую из табл. 46.

Окончание расчета (пп. 8, 9), так же как и начало, не отличается от предыдущего случая.

Расчет общей основности горной породы с учетом ее минерального состава и состава минерала является редким вариантом пере-

счета и поэтому не рассматривается здесь полностью. Он отличается от предыдущего случая лишь тем, что помимо количества минерала учитывается его состав: например, Mg в минералах (в предыдущем случае) рассчитывается с учетом реальной магнезиальности минералов. Пример использования ΔZ , рассчитанной таким образом, приводится в статье Н. Г. Зиновьевой и др. [4].

При сопоставлении между собой химических составов горных пород, пересчитанных по методу А. А. Маракушева, можно пользоваться как эквивалентными формулами, так и различными диаграммами или коэффициентами, в обобщенном виде характеризующими составы пород. Метод не имеет канонических диаграмм и поэтому в соответствующем разделе даны лишь некоторые, представляющие более общий интерес. То же самое можно сказать и о коэффициентах. Они рассчитываются в протонных эквивалентах катионов для характеристики тех или иных существенных особенностей пород. Как показывает практика использования рассматриваемого метода, для сопоставления пород различного состава и происхождения наиболее интересно использование следующих коэффициентов: 1) глиноземистости $A' = Al : (Al + Na + K + 2Ca)$; по своему содержанию этот коэффициент отвечает частной глиноземистости в методе А. А. Предовского; 2) железистости $Fe' = Fe : (Fe + Mg)$; железо в данном случае учитывается суммарно и двух-, и трехвалентное; 3) калиевости $K' = K : (K + Na)$.

Для рассмотренных ниже примеров и других представительных анализов горных пород различного генезиса эквивалентные формулы, величины общей основности (для стандартных условий — 298 К рассчитанные по окислам без учета минерального состава) и упомянутые выше три коэффициента приведены в табл. 59, 60.

ПРИМЕРЫ ПЕРЕСЧЕТОВ

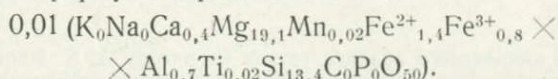
Учитывая, что расчеты общей основности и эквивалентных формул различных горных пород подробно нигде не описаны, ниже рассмотрено несколько примеров для горных пород различного состава и условий образования (табл. 48—55).

Находим молекулярные количества для всех окислов, вычисляем атомные количества катионов и кислорода, сумму атомных количеств кислорода и, поделив 50 на эту сумму (2590), получаем общий множитель ($50 : 2590 = 0,019$). Умножением атомных количеств катионов на общий множитель вычисляем протонные эквиваленты этих катионов. При проверке оказывается, что сумма протонных эквивалентов (с учетом валентности катионов) не равна 100. Поэтому вводим поправку и получаем исправленные величины протонных эквивалентов (см. гр. 8 табл. 48). Перемножаем их на величины $\Delta Z_{298 K}$ для каждого окисла по табл. 46 и, сложив результаты (см. гр. 9 табл. 48), находим $\Delta Z_{298 K}$ для породы в расчете на 100 протонов. Таким образом, истинная общая основность

Пересчет химического анализа перидотита по методу А. А. Маракушева

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Атомное количество катионов, в скобках множитель	Атомное количество кислорода, в скобках множитель	Протонный эквивалент—число атомов металла на 50 атомов кислорода	Приведенные суммы протонного эквивалента к 100 единицам	Исправленный протонный эквивалент	Энергетический пай катиона. ΔZ_{298K} , кДж
1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	41,18	686	(1) 686	(2) 1372	13,0	52,0 53,6	13,4	-420,5
TiO ₂	0,06	1	(1) 1	(2) 2	0,02	0,08	0,02	-1,7
Al ₂ O ₃	1,80	18	(2) 36	(3) 54	0,7	2,1	0,7	29,3
Fe ₂ O ₃	3,51	22	(2) 44	(3) 66	0,8	2,4	0,8	-19,7
FeO	5,39	75	(1) 75	(1) 75	1,4	2,8	1,4	78,7
MnO	0,12	1	(1) 1	(1) 1	0,02	0,08	0,02	2,1
MgO	40,18	997	(1) 997	(1) 997	18,9	37,8 38,2	19,1	2189,5
CaO	1,32	23	(1) 23	(1) 23	0,4	0,8	0,4	71,1
Na ₂ O	0,05	—	(2) —	(1) —	—	—	—	—
K ₂ O	0,03	—	(2) —	(1) —	—	—	—	—
P ₂ O ₅	—	—	(2) —	(5) —	—	—	—	—
CO ₂	—	—	(1) —	(2) —	—	—	—	—
Сумма				2590		98,06 100,06		1928,8

перидотита (в расчете на один протон) составляет +19,39 кДж. Эквивалентная формула породы имеет вид



Для определения общей основности породы с учетом ее минерального состава рассчитываем соотношение оливина и энстатита (составляющих в породе 67 и 30 % соответственно) на 100 %: 69 % Ol и 31 % En (табл. 49). Состав аксессуарного рудного минерала (его в породе 3 %) неизвестен и поэтому при дальнейших расчетах не учитывается.

Большинство коэффициентов ΔZ_{298K} , взятых по табл. 46, не требуют пояснений. Однако в некоторых случаях приходится делать выбор из нескольких констант. Так, форма нахождения алюминия в породе неизвестна, но выбрана величина 36,8 кДж для алюмосиликатов, так как в высокотемпературных пироксенах перидотитов постоянно фиксируется его присутствие. По этой же причине для кальция взято «пироксеновое» ΔZ , тем более, что оба эти элемента присутствуют в породе в очень малом количестве.

Приведя величину ΔZ горной породы к одному протону (+12,41 кДж), обратим внимание, что она в 1,5 раза меньше, чем та же величина, рассчитанная по окислам (без учета минерального состава породы). Снижение общей основности породы на

Расчет общей основности перидотита с учетом его минерального состава
(в кДж)

Катион	Протонный эквивалент катиона	ΔZ_{298K} по табл. 46	Энергетический пай катиона ΔZ_{298K}
Si ⁴⁺	13,4	-31,4	-420,5
Ti ⁴⁺	0,02	-77,8	-1,7
Al ³⁺	0,7	36,8	25,9
Fe ³⁺	0,8	-24,7	-19,7
Fe ²⁺	1,4	{ 47,3 (69%) 46,0 (31%)	45,6 20,1
Mn ²⁺	0,02	71,5	1,3
Mg ²⁺	19,1	{ 82,8 (69%) 78,2 (31%)	1091,6 463,2
Ca ²⁺	0,4	88,3	36,4
С у м м а			1241,0

6,91 кДж является результатом кислотно-основного взаимодействия при кристаллизации минералов перидотита из расплава.

Расчет химического анализа уррита достаточно стандартен (табл. 50). Переходный множитель $50 : 2759 = 0,018$; величина ΔZ_{298K} в расчете на один протон оказывается весьма высокой +23,00 кДж. Несмотря на более высокую кремнекислотность, чем

Таблица 50

Пересчет химического анализа уррита по методу А. А. Маракушева

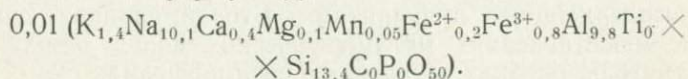
Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Атомное количество катионов	Атомное количество кислорода	Протонный эквивалент	Приведение суммы протонного эквивалента к 100	Исправленный протонный эквивалент	Энергетический пай катиона ΔZ_{298K} , кДж
SiO ₂	45,26	761	761	1522	13,7	54,8 55,2	13,4	-420,5
TiO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	27,37	270	540	810	9,7	29,1 29,4	9,8	410,0
Fe ₂ O ₃	3,53	22	44	66	0,8	2,4	0,8	-19,7
FeO	0,49	9	9	9	0,2	0,4	0,2	11,3
MnO	0,19	3	3	3	0,05	0,1	0,05	5,0
MgO	0,33	8	8	8	0,1	0,2	0,1	11,3
CaO	1,22	22	22	22	0,4	0,8	0,4	71,1
Na ₂ O	17,29	281	562	281	10,1	10,1	10,1	1897,4
K ₂ O	3,51	38	76	38	1,4	1,4	1,4	330,5
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	—	—	—	—	—	—	—	—
С у м м а				2759		99,3 100,0		2296,6

Расчет общей основности уррита с учетом его минерального состава
(в кДж)

Катион	Протонный эквивалент катиона	ΔZ_{298K} по табл. 46	Энергетический пай катиона ΔZ_{298K}
Si ⁴⁺	13,4	-31,4	-420,5
Al ³⁺	9,8	36,8	360,7
Fe ³⁺	0,8	-24,7	-19,7
Fe ²⁺	0,2	46,0	9,2
Mn ²⁺	0,05	71,5	3,8
Mg ²⁺	0,1	78,2	7,9
Ca ²⁺	0,4	88,7	35,1
Na ⁺	10,1	{ 61,5 (84%) 49,4 (14%) 40,2 (2%)	521,7 69,9 8,1
K ⁺	1,4	74,9	104,9
Сумма			681,1

у перидотита, — 45,26 и 41,18 % кремнезема соответственно — уррит более основная порода, чем перидотит: ΔZ_{298K} равна 23,00 и 19,39 кДж соответственно. Химически это понятно: в уррите намного выше содержание щелочей и алюминия (оснований); однако с традиционной петрохимической точки зрения это выглядит парадоксом!

Эквивалентная формула уррита



Чтобы вычислить общую основность уррита с учетом его минерального состава (Ne 82 %, Eg 14 %, Ab 2 %, Ac 2 %), следует рассчитать распределение натрия между нефелином, щелочным пироксеном и альбитом (табл. 51). Суммируем число этих минералов (82+14+2=98), принимаем его за 100 % и определяем долю нефелинового, пироксенового и альбитового натрия: 84,14 и 2 % соответственно. Остальные компоненты рассчитываются без распределения между минералами, по наиболее вероятному их минералу-концентратору: железо, магний и кальций по пироксену, калий по кальсилиту (всегда в каком-то количестве растворенном в нефелине).

Общая основность уррита, рассчитанная с учетом его минерального состава ($\Delta Z_{298K} = +6,81$ кДж), оказывается намного ниже, чем при расчете по окислам (на 16,19 кДж).

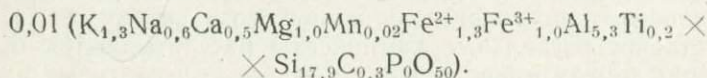
При расчете химических анализов метаморфических пород также обычно приходится иметь дело с обеими формами пересчета: без учета минерального состава (по окислам) и с учетом модаль-

Пересчет химического анализа слюдяного сланца
по методу А. А. Маракушева

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Атомное количество катионов	Атомное количество кислорода	Протонный эквивалент	Приведение суммы протонного эквивалента к 100		Исправленный протонный эквивалент	Энергетический пай катиона ΔZ_{298K} кДж
SiO ₂	61,92	1030	1030	2060	17,5	70,0	71,6	17,9	-561,9
TiO ₂	0,79	10	10	20	0,2	0,8		0,2	-15,5
Al ₂ O ₃	15,25	150	300	450	5,1	15,3	15,9	5,3	221,8
Fe ₂ O ₃	4,63	29	58	87	1,0	3,0		1,0	-24,7
FeO	5,52	77	77	77	1,3	2,6		1,3	72,8
MnO	0,12	1	1	1	0,02	0,04		0,02	2,1
MgO	2,34	58	58	58	1,0	2,0		1,0	114,6
CaO	1,62	29	29	29	0,5	1,0		0,5	88,7
Na ₂ O	1,13	18	36	18	0,6	0,6		0,6	112,5
K ₂ O	3,50	37	74	37	1,3	1,3		1,3	306,7
P ₂ O ₅	—	—	—	—	—	—	—	—	—
CO ₂	0,63	15	15	30	0,3	1,2		0,3	-14,6
Сумма				2867		97,84	100,04		302,5

ного минерального состава анализируемого образца. Первый вариант необходим для решения задачи реконструкции исходного облика породы, поскольку при этом приходится делать сопоставления и с осадочными породами (минеральный состав которых обычно, к сожалению, не указывается при химическом изучении), и со стеклосодержащими вулканитами. Второй вариант используется при сопоставлениях метаморфических пород между собой при параметрах, близких к условиям метаморфизма.

Пересчет химического анализа слюдяного сланца в первом варианте новых элементов (по сравнению с разобранными выше примерами) не содержит (табл. 52). Переходный множитель равен $50 : 2867 = 0,017$, а общая основность (в расчете на один протон) равна 3,03 кДж. Эквивалентная формула породы

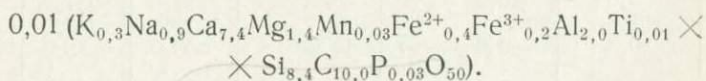


Для вычисления общей основности с учетом минерального состава сланца (Q 40 %, Pl 5 %, Bi 25 %, Gr 5 %, Crd 15 %, Sill 10 %) необходимо высчитать распределение кальция между плагиоклазом и гранатом, железа и магния между биотитом, гранатом и кордиеритом, алюминия между алюмосиликатами (плагиоклаз, биотит, кордиерит) и силикатами алюминия. Принимая во внимание количества минералов в породе, легко найти, что кальций следует распределить поровну между гранатом и плагиоклазом; доля железа и магния в биотите, гранате и кордиерите соста-

вит соответственно 56, 11 и 33 %, а алюминий распределится между силикатами глинозема (силлиманит) и алюмосиликатами как 17 и 83 % соответственно. Для остальных элементов принимаем концентрацию в плагиоклазе для Na, во флогопит-аннитовой слюде для K.

Общая основность породы, рассчитанная при этих условиях и отнесенная к одному протону, оказывается равной $-1,57$ кДж. В отличие от рассмотренных ранее примеров здесь разница ΔZ при двух вариантах расчета меньше и составляет 4,60 кДж. Следует отметить также, что эта общая основность ниже, чем ΔZ для температуры метаморфизма — 900 К. В табл. 53 приведен расчет (по окислам и с учетом минерального состава) общей основности сланца при разных температурах. Величина ΔZ с ростом температуры растет и составляет в пересчете на один протон $+5,70$ кДж для 600 К (или $+0,98$ кДж при расчете с учетом минерального состава), $+7,58$ кДж ($+2,62$ соответственно) для 900 К и $+9,02$ кДж ($+3,82$ кДж) для 1200 К.

Расчет эквивалентной формулы и общей основности кальцифидра (Сс 60 %, Di 40 % Nb ед. зн.) без учета минерального состава дает переходный множитель $50 : 3384 = 0,015$ и $\Delta Z_{298\text{ К}}$ (в пересчете на один протон) $+10,61$ кДж (табл. 54). Эквивалентная формула



Для пересчета с учетом минерального состава породы (табл. 55) доля диопсидового кальция составляет 40 %, кальциевого — 60 %; алюминий считаем алюмосиликатным, магний — пироксеновым, натрий и калий — амфиболовыми, фосфор — апатитовым. Тогда общая основность породы оказывается равной $-0,30$ кДж (на 10,91 кДж меньше, чем при расчете по окислам).

ПРОЕКТИРОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для проектирования результатов пересчетов по методу А. А. Макарушева могут быть использованы различные диаграммы в зависимости от целей, с которыми выполнялся пересчет. Ниже приводится краткое описание трех общих диаграмм, которые используются для сравнения по химическому составу осадочных магматических и метаморфических пород. Представительные анализы пород всех трех типов в качестве примера приведены в табл. 56, 57, 58, 59, 60.

По петрохимическим особенностям намечается десять групп осадочных пород (табл. 56, 57), которые наиболее четко отделяются друг от друга на диаграмме в координатах Si—(K+Na) (рис. 26). Все осадочные породы отличаются невысоким суммарным содержанием щелочей, не превышающим трех протонных эквивалентов. По мере увеличения содержания кремния (от 0 до

Расчет общей основности слюдяного сланца (по окислам и

Катион	Протонный эквивалент катиона	ΔZ_{298K} по табл. 46	Энергетический пай катиона ΔZ_{298K}	Расчет ΔZ породы без учета		
				ΔZ для окислов по табл. 47		
				600K	900K	1200K
Si ⁴⁺	17,9	-31,4	-561,9	-20,9	-15,9	-13,4
Ti ⁴⁺	0,2	-77,8	-15,5	-69,9	-66,1	-63,2
Al ³⁺	5,3	{ 36,8 (83%) 39,9 (17%) }	{ 161,9 35,1 }	36,8	36,0	35,6
Fe ³⁺	1,0	-24,7	-24,7	-20,9	-18,8	-18,4
Fe ²⁺	1,3	{ 47,3 (11%) 44,4 (33%) 46,0 (56%) }	{ 6,7 18,8 33,5 }	58,2	61,1	65,7
Mn ²⁺	0,02	71,5	1,3	108,8	118,8	123,0
Mg ²⁺	-1,0	{ 82,8 (11%) 74,5 (33%) 75,3 (56%) }	{ 9,2 24,7 42,3 }	127,2	137,7	146,4
Ca ²⁺	0,5	{ 113,4 (50%) 82,8 (50%) }	{ 28,5 20,9 }	193,3	207,9	222,6
Na ⁺	0,6	40,2	24,3	221,8	257,7	292,9
K ⁺	1,3	40,6	52,7	277,4	318,0	360,7
C ⁴⁺	0,3	-49,0	-14,6	-36,0	-28,5	-24,3
С у м м а			-156,9			

25) выделяются поля: I — известняков и доломитов (Si=2—2,5), II — глинистых и кремнистых карбонатных пород (до Si=5—5,5), III — глинисто-карбонатных пород (до Si=15—16,5), VIII — гидрослюдистых и VII — монтмориллонитовых глин, VI — граувакковых и полимиктовых песчаников, IV — аркозовых песчаников и V — силицитолитов. Каолинитовые глины (поле IX) отличаются от глинисто-карбонатных пород, гидрослюдистых и монтмориллонитовых глин пониженным содержанием щелочей (не более K+Na=1). Еще меньше (K+Na≤0,75) количество щелочей содержат различные силицитолиты, отличаясь по этому признаку от песчаников. Бокситы (X) не выделяются в отдельное поле, а перекрываются с карбонатными породами (I и II) по общим признакам — низкому содержанию Si и щелочей. Таким образом, на рассматриваемой диаграмме отчетливо видны три ветви осадочных дифференциатов: кремнистых, глинистых и карбонатных образований, все более расходящихся по мере приближения к крайним разновидностям — известнякам и доломитам, кварцевым пескам и хемогенным силицитам и каолиновым глинам. Наоборот, перемешивание различных составляющих приводит к появлению переходных разновидностей и соединению всех трех ветвей в области диаграммы, отвечающей грауваккам.

с учетом минерального состава) при разных температурах (в кДж)

минерального состава			Расчет ΔZ породы с учетом минерального состава					
энергетический пай катиона			ΔZ для катионов, по табл. 46			энергетический пай катиона		
600К	900К	1200К	600К	900К	1200К	600К	900К	1200К
-374,5	-284,5	-239,7	-20,9	-15,9	-13,4	-374,5	-284,5	-239,7
-13,8	-13,4	-12,6	-69,9	-66,1	-63,2	-13,8	-13,4	-12,6
195,0	190,8	188,7	31,4	30,1	29,3	138,1	132,6	128,9
-20,9	-18,8	-18,4	33,9	32,6	32,2	30,5	29,3	28,9
			20,9	18,8	18,4	20,9	18,8	18,4
			51,9	58,6	65,7	7,1	8,4	9,2
75,7	79,5	85,4	46,4	53,1	59,4	20,1	23,0	25,5
			49,4	53,6	61,5	36,0	38,9	44,8
2,1	2,5	2,5	83,3	91,6	100,8	1,7	1,7	2,1
			95,4	105,4	115,9	10,5	11,7	12,6
127,2	137,7	146,4	84,1	97,1	110,0	27,6	32,2	36,4
			87,4	100,0	112,1	49,0	56,1	62,8
96,7	104,2	112,1	128,4	134,3	140,2	32,2	33,5	35,1
			91,2	98,3	105,0	23,0	24,7	26,4
133,1	154,8	175,7	68,2	95,0	121,8	41,0	56,9	73,2
360,7	413,4	469,0	77,4	105,9	134,3	100,8	137,7	174,5
-10,9	-8,4	-7,1	-36,0	-28,5	-24,3	-10,9	-8,4	-7,1
570,3	757,7	902,1				97,5	261,5	382,4

Таблица 54.

Пересчет химического анализа кальцифира (диопсидового мрамора) по методу А. А. Маракушева

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярное количество	Атомное количество катионов	Атомное количество кислорода	Протонный эквивалент	Приведение суммы протонного эквивалента к 100		Исправленный протонный эквивалент	Энергетический пай катиона ΔZ_{298K} , кДж
SiO ₂	34,18	569	569	1138	8,5	34,0	33,6	8,4	-263,6
TiO ₂	0,51	6	6	12	0,01	0,04		0,01	-0,8
Al ₂ O ₃	6,85	68	136	204	2,0	6,0		2,0	83,7
Fe ₂ O ₃	1,09	7	14	21	0,2	0,6		0,2	-5,0
FeO	2,05	29	29	29	0,4	0,8		0,4	22,6
MnO	0,15	2	2	2	0,03	0,06		0,03	2,9
MgO	3,76	93	93	93	1,4	2,8		1,4	160,7
CaO	27,89	498	498	498	7,5	15,0	14,8	7,4	1312,9
Na ₂ O	1,89	31	62	31	0,9	0,9		0,9	169,0
K ₂ O	1,02	11	22	11	0,3	0,3		0,3	70,7
P ₂ O ₅	0,08	1	2	5	0,03	0,15		0,03	-2,9
CO ₂	29,52	670	670	1340	10,1	40,4	40,0	10,0	-489,5
Сумма				3384		100,75	100,05		1060,6

Расчет общей основности кальцифира
с учетом его минерального состава
(в кДж)

Катион	Про- тонный эквива- лент катиона	ΔZ_{298K} , по табл. 46	Энергети- ческий пай катиона ΔZ_{298K}
Si ⁴⁺	8,4	—31,4	—263,6
Ti ⁴⁺	0,01	—77,8	—0,8
Al ³⁺	2,0	36,8	73,6
Fe ³⁺	0,2	—24,7	—5,0
Fe ²⁺	0,4	46,0	18,4
Mn ²⁺	0,03	71,5	2,1
Mg ²⁺	1,4	78,2	109,6
Ca ²⁺	7,4	{ 46,4 (60%) 88,3 (40%)	{ 206,3 261,5
Na ⁺	0,9	53,1	47,7
K ⁺	0,3	41,4	12,6
P ⁵⁺	0,03	—95,0	—2,9
C ⁴⁺	10,0	—49,0	—489,5
Сумма			—0,30

На диаграмме $\Delta Z_{298K}^{H_2O} - Al'$ (рис. 27) все эти группы пород отчетливо разделяются; лишь гидрослюдистые и монтмориллонитовые глины оказываются совмещенными в одном поле. Зато хорошо выделяется поле бокситов (X) по высоким значениям Al' (0,9—1,0) и сравнительно большим $\Delta Z_{298K}^{H_2O}$ (9,2—11,7 кДж). Для силицитолитов (V) отмечается широкий разброс по величине Al' (0,2—0,8), что, вероятно, связано с различиями в генетической природе глинистого вещества в этих породах и отражает различия в количествах хемогенного и кластогенного пелитового материала в существенно кремнистом осадке. Следует отметить также две ветви глинисто-карбонатных пород (III), отличающихся по своей глиноземистости: низкоглиноземистую ($Al'=0-0,15$)

и более высокоглиноземистую ($Al'=0,2-0,5$), которые отчетливо видны на диаграмме.

Диаграмма $Fe' - K' - \Delta Z_{298K}^{H_2O}$ (рис. 28) малоинформативна для осадочных пород. Здесь наблюдаются широкие перекрытия для песчаников и силицитолитов, граувакк и глин (и по железистости, и по калиевости), бокситов и глинисто-карбонатных пород (по калиевости) при четком отличии двух последних типов пород по железистости. В целом диапазон колебаний железистости и калиевости увеличивается с уменьшением величины $\Delta Z_{298K}^{H_2O}$ от карбонатных пород к силицитолитам.

Магматические породы (табл. 58) на этих же диаграммах образуют три группы: А — пород нормальной щелочности (ультрамафиты, основные, средние и кислые), Б — пород повышенной щелочности и В — фельдшпатоидных пород. Поля магматических пород различного состава лишь частично перекрываются с составами осадочных образований, причем это перекрытие отсутствует для пород повышенной щелочности и щелочных, а также для гипербазитов. Совпадение составов отмечается для базитов и глинисто-карбонатных пород, габбро и диоритов с гидрослюдистыми и монтмориллонитовыми глинами, отчасти граувакками, гранитов — с

Химические составы некоторых осадочных горных пород
(в мас. долях %)

№ п/п	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.
1	Известняк	1,08	—	0,33	0,77	—	0,46	0,56	53,40	0,36	0,16	—	42,92	0,20	0,12
2	Доломит	0,27	—	0,04	0,22	0,13	0,20	21,52	29,97	0,016	0,013	0,03	47,39	0,07	0,42
3	Известняк кремнисто-доломитистый	10,52	—	0,46	1,55	—	0,14	3,53	43,30	0,05	0,70	—	40,00	—	39,72
4	Доломит глинистый	8,97	—	2,69	0,25	—	—	18,40	27,32	0,29	0,34	0,04	42,00	—	41,48
5	Известняк глинисто-кремнистый	22,98	0,06	2,60	2,6	—	—	1,80	36,40	1,10	0,70	0,80	29,30	1,40	0,70
6	Мергель	33,46	0,24	5,70	1,90	—	—	5,4	23,20	1,20	1,30	0,60	23,0	2,90	26,80
7	Песчаник аркозовый	76,37	0,41	10,63	2,12	1,22	0,25	0,23	1,30	1,84	4,99	—	0,52	—	0,83
8	Песок кварцевый	96,90	0,06	1,71	0,44	—	—	0,07	0,49	0,37	0,47	—	—	0,34	—
9	Песчаник граувакковый	56,98	1,02	11,36	4,30	1,64	0,07	5,54	4,32	1,62	3,02	—	1,59	8,40	—
10	Глина монтмориллонитовая	60,71	1,17	18,53	5,64	—	—	2,30	2,60	3,54	0,41	—	—	5,11	—
11	Глина гидрослюдистая	52,44	1,06	25,74	2,00	2,10	0,05	1,54	0,38	0,35	2,96	—	0,62	9,29	—
12	Глина каолиновая	43,93	1,96	38,29	1,05	—	—	0,15	0,28	0,38	0,16	—	—	—	13,53
13	Латерит с бёмитом	14,08	2,76	65,78	0,97	1,17	—	0,19	1,52	0,42	0,30	—	—	13,43	—

Петрохимические характеристики некоторых осадочных горных пород (анализы см. в табл. 56)

№ п/п	Породы	Число катионов на 50 атомов кислорода										$\Delta Z_{298K}^{H_2O}$ кДж	Al'	K'	Fe'	
		K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	C					Si
1	Известняк	0,06	0,19	15,3	0,2	0,1	—	0,1	0,1	—	16,7	0,3	19,83	—	0,25	0,33
2	Доломит	—	—	8,7	8,7	0,05	0,03	0,03	—	—	17,5	0,06	16,86	—	—	0,01
3	Известняк кремнисто-доломитистый	0,2	0,03	12,8	1,4	0,03	—	0,3	0,2	—	14,7	2,8	16,82	0,01	0,88	0,18
4	Доломит глинистый	0,1	0,2	7,6	7,1	—	—	0,06	0,8	—	14,7	2,2	14,64	0,05	0,33	0,01
5	Известняк глинисто-кремнистый	0,2	0,6	10,5	0,8	—	—	0,3	0,9	0,02	11,5	6,4	13,80	0,04	0,25	0,27
6	Мергель	0,5	0,6	7,2	2,2	—	—	0,4	1,9	0,06	8,9	9,5	10,88	0,11	0,45	0,15
7	Песчаник аркозовый	1,7	1,0	0,4	0,1	0,06	0,3	0,4	3,4	0,1	—	21,0	1,63	0,49	0,63	0,88
8	Песок кварцевый	0,2	0,2	0,1	0,03	—	—	0,1	0,5	0,02	—	24,4	—4,77	0,50	0,50	0,75
9	Песчаник граувакковый	1,2	1,0	1,5	2,6	0,02	0,4	1,0	4,2	0,2	—	18,0	6,32	0,45	0,55	0,35
10	Глина монтмориллонитовая	0,1	2,0	0,8	1,0	—	—	1,3	6,3	0,3	—	17,6	3,14	0,62	0,05	0,57
11	Глина гидрослюдистая	1,1	0,2	0,1	0,7	0,02	0,5	0,4	9,5	0,2	—	16,3	2,85	0,86	0,85	0,56
12	Глина каолиновая	0,06	0,2	0,1	0,06	—	—	0,3	14,0	0,5	—	13,7	2,01	0,97	0,21	0,83
13	Латерит с бёмитом	0,1	0,3	0,5	0,1	—	0,3	0,2	25,4	0,7	—	4,6	10,54	0,95	0,25	0,83

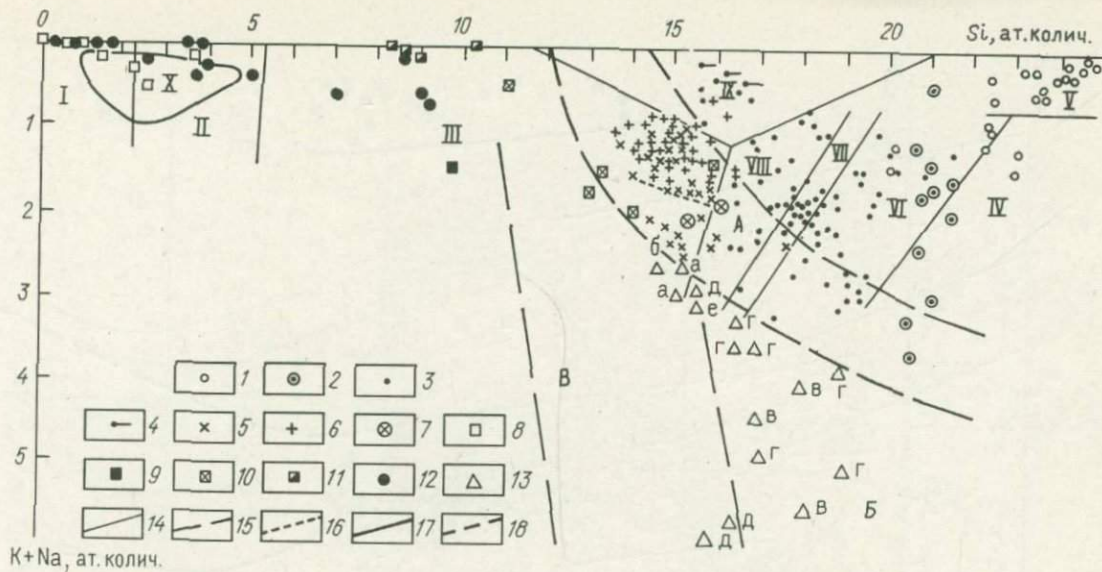


Рис. 26. Некоторые типы пород на диаграмме Si—(K+Na).

Метаморфические породы: 1 — кварциты, 2 — кварцито-гнейсы, 3 — кварцево-сланцевые гнейсы, 4 — сланцы с кордиеритом, 5 — амфиболиты, 6 — эклогиты, 7 — пироксен-плагноклазовые гранулиты, 8 — мраморы, 9 — кальцифиры, 10 — пироксен-плагноклазовые породы, 11 — хлорит-карбонат-талковые сланцы, 12 — корунды и дистен-корундовые породы; 13 — щелочные метаморфические породы (а — глаукофановые сланцы, б — эклогиты глаукофановых поясов, в — альбититы, г — щелочные гнейсы и сланцы, д — эгирин-рибекитовые породы с магнетитом, е — спилиты, ж — жадеитовые породы); 14 — границы полей осадочных горных пород; 15 — границы полей магматических горных пород; 16 — граница толентовых (выше) и пизонитовых (ниже) базальтоидов; 17 — границы полей нормальной щелочности; 18 — интрузивных, 19 — эффузивных пород. **Осадочные породы:** I — карбонатные породы, II — карбонатные породы глинистые и кремнистые, III — глинисто-карбонатные породы; IV — песчаники аркозовые, V — силицитолиты, VI — песчаники граувакковые, VII — глины монтмориллонитовые, VIII — глины гидрослюдистые, IX — глины каолинитовые, X — бокситы. **Магматические породы:** А — нормальной щелочности, Б — повышенной щелочности, В — щелочные

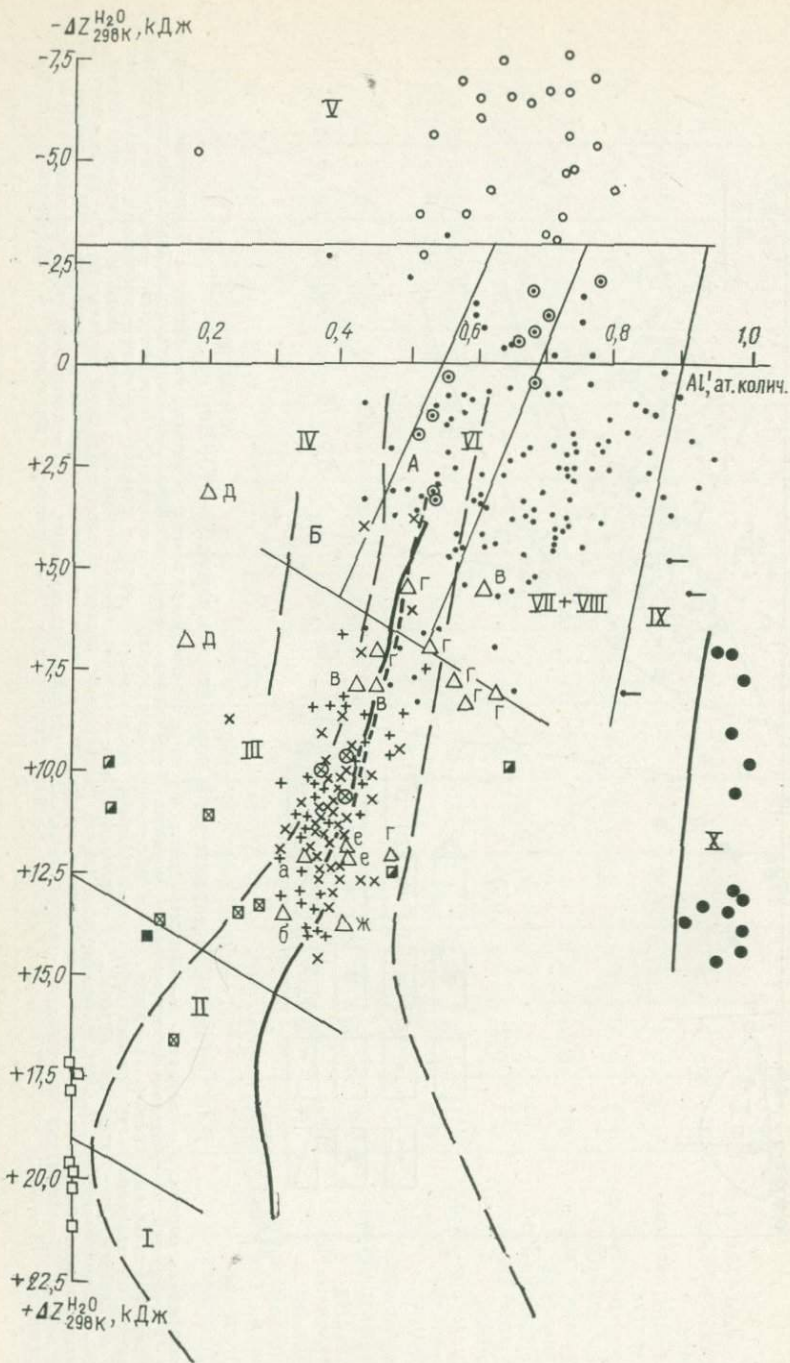


Рис. 27. Некоторые типы метаморфических пород на диаграмме $\Delta Z_{298K}^{H_2O}$, кДж — Al'.

Условные обозначения см. на рис. 26

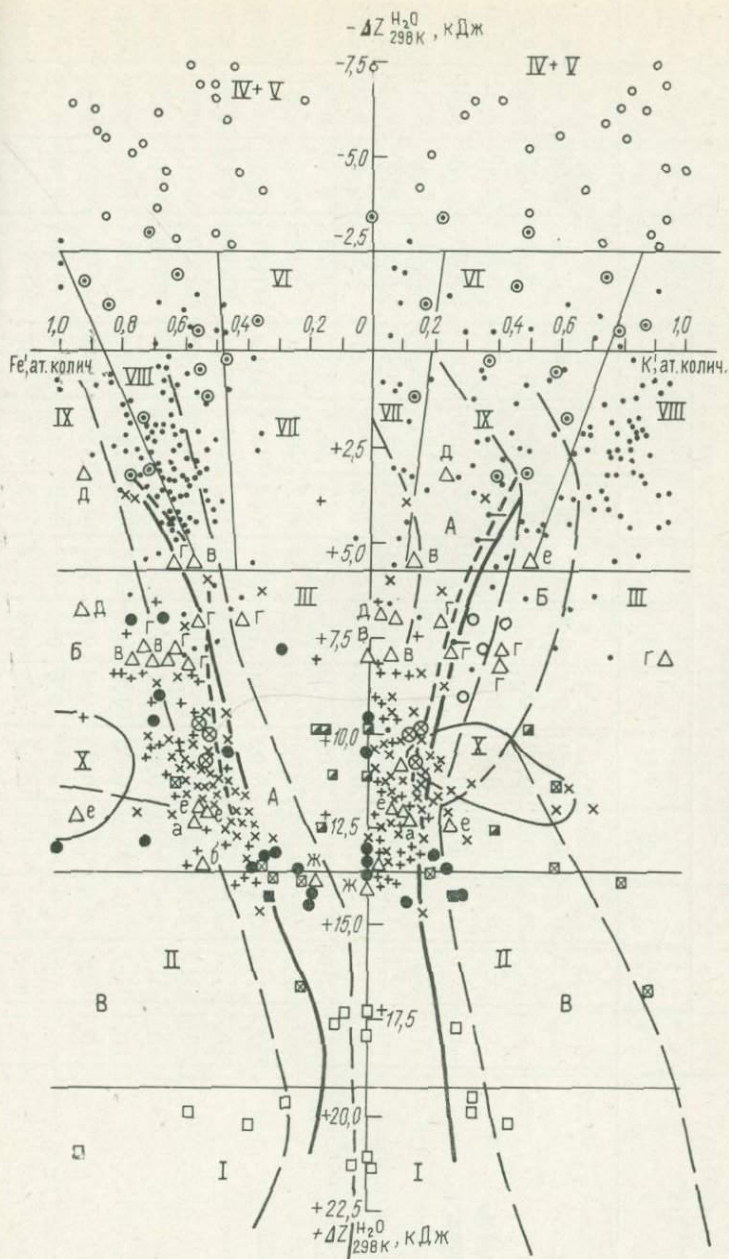


Рис. 28. Некоторые типы метаморфических пород на диаграмме Fe'—K'— $\Delta Z_{298K}^{H_2O}$, кДж.

Условные обозначения см. на рис. 26

Петрохимические характеристики средних химических составов магматических горных пород (анализы см. в табл. 1)

Типы пород	Породы	Число катионов на 50 атомов кислорода										$\Delta Z_{\text{H}_2\text{O}}^{298\text{K}}$, кДж	Al'	K'	Fe'	
		K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	Si					P
А	Граниты	1,5	2,0	0,5	0,3	0,02	0,4	0,3	4,7	0,1	19,7	0,03	4,27	0,52	0,44	0,70
	Риолиты	1,5	1,9	0,3	0,2	0,02	0,3	0,3	4,3	0,1	20,2	0,03	3,47	0,52	0,44	0,75
	Адамеллиты	1,4	1,9	0,8	0,5	0,02	0,6	0,3	4,8	0,1	19,2	0,03	5,02	0,49	0,42	0,64
	Гранодiorиты	1,0	2,0	1,2	0,7	0,02	0,7	0,3	5,2	0,1	18,6	0,03	5,65	0,49	0,33	0,59
	Риодациты	1,1	2,0	1,1	0,9	0,02	0,5	0,5	5,0	0,1	18,6	0,07	5,61	0,49	0,35	0,53
	Дациты	0,8	2,1	1,3	0,8	0,02	0,5	0,5	5,3	0,1	18,4	0,03	5,44	0,50	0,29	0,56
	Тоналиты	0,8	2,0	1,7	1,2	0,02	0,9	0,4	5,6	0,2	17,7	0,07	6,99	0,47	0,29	0,52
	Диориты	0,7	2,0	2,1	1,6	0,02	1,2	0,6	5,8	0,2	16,8	0,07	8,28	0,45	0,26	0,53
	Андезиты	0,6	1,9	2,1	1,5	0,03	1,0	0,7	5,9	0,2	16,9	0,03	7,87	0,47	0,24	0,53
	Габбро	0,4	1,4	3,1	3,5	0,02	1,9	0,7	5,6	0,3	15,3	0,04	11,34	0,41	0,22	0,43
	Нориты	0,3	1,3	3,0	3,9	0,04	1,9	0,5	5,8	0,2	15,2	0,04	11,34	0,43	0,19	0,38
	Долериты	0,4	1,5	3,0	3,1	0,05	2,1	0,6	5,5	0,3	15,4	0,07	11,05	0,41	0,21	0,47
	Диабазы	0,4	1,7	2,9	2,9	0,04	2,1	0,8	5,4	0,3	15,4	0,07	10,88	0,41	0,19	0,50
	Базальты	0,4	1,7	3,1	3,1	0,05	1,8	0,9	5,7	0,4	15,0	0,11	11,34	0,40	0,18	0,47
	Толиты	0,1	1,4	3,4	3,3	0,05	2,0	0,8	5,3	0,5	15,1	0,04	11,34	0,39	0,06	0,46
	Анортозиты	0,2	1,8	4,0	0,9	0,02	0,5	0,2	9,0	0,2	14,6	0,04	11,38	0,47	0,11	0,39
	Вебстериты	0,1	0,5	3,2	9,0	0,04	2,2	0,9	2,3	0,2	15,1	0,04	14,35	0,24	0,14	0,26
	Пироксениты	0,3	0,6	4,7	7,5	0,04	1,9	1,0	2,7	0,4	14,5	0,11	15,65	0,21	0,38	0,28
	Лерцолиты	0,1	0,4	1,9	13,8	0,06	1,9	1,2	1,6	0,1	13,9	0,04	17,03	0,27	0,20	0,18
		Перидотиты	0,1	0,3	1,7	14,2	0,11	1,7	0,8	1,5	0,1	14,1	0,04	16,90	0,28	0,25
Гарцбургиты		0,1	0,2	1,0	16,5	0,04	1,8	0,4	1,0	0,1	13,3	0,04	18,20	0,30	0,33	0,12
Дуниты		0,04	0,1	0,4	19,0	0,21	2,6	0,9	0,4	0,02	12,8	0,04	20,25	0,29	0,27	0,16
Б	Снениты	1,8	3,0	1,1	0,8	0,04	0,8	0,7	5,8	0,2	17,3	0,07	10,00	0,45	0,38	0,65
	Трахиты	1,9	3,1	0,7	0,4	0,03	0,6	0,7	5,8	0,2	17,8	0,03	8,87	0,48	0,38	0,76
	Монцониты	1,5	2,1	1,3	0,9	0,02	0,8	0,2	5,4	0,2	18,2	0,07	7,53	0,47	0,42	0,53
	Латиты	1,4	2,1	1,4	1,0	0,02	0,5	0,7	5,5	0,2	17,8	0,07	7,45	0,47	0,40	0,55
	Трахиандезиты	1,2	2,4	1,6	1,1	0,03	0,8	0,7	5,8	0,2	17,1	0,10	8,70	0,46	0,33	0,58
	Пантеллериты	1,5	3,4	0,3	0,2	0,05	0,6	1,2	3,5	0,1	19,6	—	6,11	0,39	0,31	0,90
	Щелочные граниты	2,1	2,4	0,2	0,1	0,02	0,6	0,2	3,5	0,1	20,6	—	5,06	0,42	0,47	0,89
В	Нефелиновые снениты	2,1	4,8	0,7	0,4	0,04	0,5	0,5	7,4	0,1	16,4	0,04	13,72	0,47	0,30	0,71
	Луявриты	1,8	5,7	0,6	0,6	0,1	0,6	1,5	5,6	0,3	16,5	0,04	13,72	0,39	0,24	0,78
	Муджиериты	1,0	2,8	2,0	1,5	0,07	1,5	1,1	6,0	0,5	15,4	0,22	10,50	0,77	0,26	0,63
	Трахибазальты	1,0	2,3	2,6	2,3	0,04	1,6	0,9	6,0	0,5	15,0	0,14	12,01	0,41	0,29	0,52
	Гавайиты	0,6	2,4	2,7	2,6	0,06	1,9	1,2	5,1	0,8	14,9	0,22	11,17	0,38	0,20	0,54
	Базаниты	0,8	2,1	3,4	4,0	0,04	2,0	0,9	5,4	0,6	13,9	0,22	14,69	0,36	0,28	0,42
	Нефелиновые и лейцитовые базаниты	0,9	2,3	4,0	5,1	0,04	1,9	1,5	4,8	0,5	13,2	0,23	17,28	0,30	0,28	0,40
	Нефелиниты	1,4	3,0	4,2	3,1	0,08	1,7	1,3	5,5	0,6	12,2	0,30	18,12	0,30	0,31	0,45
	Тефриты	1,8	2,2	3,0	2,2	0,04	1,4	1,0	6,2	0,4	14,7	0,15	14,31	0,38	0,45	0,52
	Уртиты и монмутиты	1,9	8,4	0,9	0,2	0,02	0,3	0,7	10,1	0,2	13,3	0,15	21,88	0,45	0,18	0,83
	Якупирангиты	0,3	1,3	6,9	4,5	0,06	2,1	1,8	3,2	0,8	12,2	0,27	17,74	0,17	0,19	0,46
	Малиниты	2,0	3,1	3,4	2,0	0,02	0,7	1,0	5,3	0,1	15,5	0,29	16,28	0,21	0,38	0,46

Химические составы главных типов метаморфических горных пород (в мас. долях %)

№ п/п	Тип пород	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	H ₂ O	П.п.п.
1	I	Мрамор	0,20	0,06	0,65	0,10	—	—	21,07	31,46	—	—	0,09	45,70	—	—
2		"	2,64	0,09	0,60	—	0,22	0,03	2,08	52,33	—	—	0,18	41,00	0,54	0,77
3		Мрамор	8,01	Сл.	1,51	0,23	1,95	0,07	0,98	48,46	0,38	0,33	0,05	37,11	0,18	0,19
4	II	Мрамор	8,84	0,17	2,14	0,63	0,14	0,03	1,13	47,90	0,61	0,48	0,08	38,46	—	0,07
5	III	Кальцифир	34,18	0,51	6,85	1,09	2,05	0,15	3,76	27,89	1,89	1,02	0,08	29,52	—	0,22
6		Хлорит-карбонат-тальковый сланец	29,78	0,08	1,35	5,50	5,88	0,12	33,32	0,56	0,30	—	—	16,26	—	5,66
7		Пироксен-плагноклазовая порода	49,10	0,62	7,39	0,72	8,42	0,21	8,58	23,31	0,55	0,10	0,12	—	—	0,80
8	III A	Эклогит	46,36	0,41	16,03	2,65	8,53	0,18	8,40	14,59	1,92	0,12	0,18	0,97	—	2,31
9		"	48,55	0,72	14,82	2,77	14,49	0,26	6,36	10,34	1,21	0,05	0,31	—	—	0,59
10		Амфиболит	47,69	1,47	14,74	4,48	6,29	0,22	6,18	9,91	3,13	0,45	0,10	—	3,62	0,17
11		Основные кристаллические сланцы	52,08	0,55	12,67	6,46	7,46	0,17	7,04	9,75	2,35	0,49	0,07	—	1,15	—
12		Гранулиты	46,05	3,15	13,78	4,42	10,51	0,25	6,42	11,52	2,99	0,42	0,07	—	—	0,20
13		Порфиритоиды	44,12	1,96	13,54	—	11,40	0,19	8,88	11,02	2,31	0,94	0,25	—	—	5,31
14	IV	Кварцито-гнейс	77,51	0,21	10,90	0,29	2,05	0,05	0,49	0,59	2,08	5,20	—	—	0,54	—
15		Кварцит с силлиманитом	87,56	0,16	5,56	0,03	0,97	—	0,73	0,24	0,46	3,49	—	—	0,46	—
16	V	Кварцит	80,01	0,18	0,62	1,06	1,34	0,03	1,89	1,02	0,64	0,23	0,18	—	0,32	1,24
17		Кварцит с кордиеритом и гранатом	98,37	сл	0,83	—	0,33	—	0,25	0,22	Сл.	Сл.	—	—	—	—
18	VI	Слюдяно-кварцевые сланцы	72,84	0,40	12,07	3,31	2,83	0,08	2,02	0,37	0,59	2,39	0,04	—	0,23	3,04
19		То же	67,97	0,41	18,11	1,00	1,26	0,15	2,09	0,43	0,50	4,66	0,11	0,18	0,14	2,46
20		Хлорит-мусковитовые сланцы	68,42	0,48	14,97	0,86	3,29	0,15	1,66	0,43	2,78	2,95	0,07	—	3,65	0,10
21		Филлиты	69,91	0,80	12,73	1,54	3,55	0,24	2,71	2,34	2,27	1,85	0,15	—	1,44	0,27
22		Слюдяные сланцы	67,25	0,80	17,10	6,01	1,15	0,18	0,63	0,85	0,24	4,31	0,01	—	—	3,55
23	VI	Гнейсы	63,04	1,20	15,51	0,32	6,81	0,15	2,79	3,26	1,71	2,74	0,14	—	—	2,52
24	VI A	Биотит-гранатовые гнейсы	67,44	0,48	14,54	0,76	5,07	0,07	2,27	1,51	2,56	4,26	0,01	—	1,20	—
25		Филлиты	67,89	0,46	15,24	0,87	3,24	0,07	1,57	0,77	2,46	3,97	0,05	—	3,05	0,05
26		Пятнистые сланцы	64,89	0,54	16,84	0,86	3,78	0,03	2,52	1,11	2,61	3,54	0,15	—	3,07	0,34
27		Графитистые сланцы	67,26	0,54	15,26	0,86	3,33	0,10	1,73	1,36	3,46	2,12	0,07	0,40	2,57	0,60
28	VII	Филлиты	60,91	0,87	18,92	6,38	2,04	0,08	1,78	0,43	0,71	3,83	0,02	—	—	4,39
29		Кристаллические сланцы	60,26	1,35	15,75	2,36	6,53	0,11	3,25	1,99	1,33	2,70	—	—	—	3,89
30		Слюдяные сланцы	66,76	0,33	15,53	1,76	3,43	0,11	2,38	0,98	1,92	2,93	0,10	—	3,90	0,05
31	VIII	Гранат-силлиманитовые гнейсы	61,03	0,63	21,33	3,83	4,16	0,13	0,99	2,39	1,21	1,95	0,06	—	1,40	0,25
32		Высокоглиноземистые сланцы	59,75	0,97	17,87	0,53	8,83	0,26	3,04	2,83	2,03	1,53	0,47	—	0,63	0,18
33		Слюдяно-кварцевые сланцы	60,93	0,33	29,66	1,18	4,22	0,09	1,58	0,79	0,36	5,47	0,05	—	0,22	1,46
34		То же	62,07	0,32	20,37	1,56	3,50	0,10	1,96	0,68	1,04	4,65	0,12	—	0,25	2,46
35	VIII A	Высокоглиноземистые гнейсы	56,21	0,85	19,95	2,81	6,03	0,06	4,67	2,95	2,56	2,32	0,09	—	1,45	—
36		Высокоглиноземистые гнейсы	56,73	0,47	19,76	4,34	7,73	0,21	3,64	2,15	1,72	2,23	0,03	—	1,19	—
37		Основные кристаллические сланцы	52,81	1,13	14,43	2,06	10,31	0,22	6,02	8,21	2,51	0,70	0,17	—	0,23	1,08

граувакками и аркозами*. При этом большая часть площади перечисленных полей осадочных пород не перекрывается с полем магматических образований.

На диаграмме $\Delta Z_{298K}^{H_2O} - Al'$ магматические породы обнаруживают очень слабые различия по глиноземистости. Большинство средних составов располагается вдоль линии эволюции магматитов нормальной щелочности. Лишь некоторые точки (щелочные граниты и пантеллериты, фонолиты в группе Б; муджиериты, нефелиновые сиениты, уртиты и якупирангиты в группе В) обнаруживают заметные отличия от подавляющей массы пород.

На диаграмме $Fe' - K' - \Delta Z_{298K}^{H_2O}$ хорошо видно, что повышение щелочности обычно связано с повышенной (относительно пород нормальной щелочности) калийностью и резко увеличенной железистостью. Лишь для уртитов и якупирангитов отмечается пониженная калийность.

Метаморфические породы (табл. 59, 60) на диаграмме $Si - (K + Na)$ легко сопоставляются как с магматическими, так и с осадочными породами. При этом субщелочные и щелочные метаморфические породы, точки которых на этой диаграмме совмещаются в полях Б и В с магматическими породами повышенной щелочности, конечно, не являются продуктами метаморфизма этих магматитов. Напротив, это результат ярко выраженного аллохимического метаморфизма. К ним относятся некоторые спилиты, альбититы, хлорит-альбитовые и глаукофановые сланцы, жадеитовые породы, часть эклогитов (эклогиты глаукофановых поясов), магнетит-эгириновые и рибекитовые сланцы, эгирин-нефелиновые гнейсы и сланцы и другие образования.

Подавляющее большинство типов метаморфических пород хорошо сопоставляется с теми или иными осадочными аналогами. Так, кварциты попадают в основном в поле силицитолитов (V) и лишь частично в верхнюю часть полей аркозов (IV) и граувакк (VI), что связано с примесью полевых шпатов и слюд; кварцито-гнейсы также дают широкие вариации по сумме щелочей, пересекая поля граувакк (VI) и аркозов (IV). Кварц-слюдяные и слюдяно-полевошпатовые сланцы и гнейсы располагаются в полях VI—IX, что отражает их формирование по хемогенным глинистым и кластогенным глинисто-псаммитовым осадкам. Закономерное положение занимают мраморы (I и II поля), кальцифиры и пироксен-плаггиоклазовые породы (III поле), корундиты и дистен-корундовые породы (I, II, III и X поля). Однако часть пород попадает в зону перекрытия осадочных и магматических образований. Прежде всего это относится к эклогитам, амфиболитам, зеленым сланцам и порфиритоидам (поля III A и VIII A), затем к части сланцев и гнейсов (поля VI A, VII A, VIII A), кварцито-гнейсов (IV A).

* Термины граувакки и аркозы здесь использованы в понимании авторов анализов.

Петрохимические характеристики главных типов метаморфических горных пород

№ п/п	Типы пород	Порода	Числа катионов на 50 атомов кислорода											$\Delta Z_{298K}^{H_2O}$, кДж	Al'	K'	Fe'	
			K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	C	Si					P
1	I	Мрамор	—	—	8,8	8,2	—	—	0,02	0,2	0,01	16,3	0,05	—	17,91	0,01	—	—
2		То же	—	—	15,8	0,9	0,01	0,05	—	0,2	0,02	15,7	0,7	—	21,25	—	—	0,05
3		Мрамор	0,1	0,2	14,7	0,4	0,02	0,5	0,05	0,5	—	14,4	2,3	0,01	19,87	0,02	0,33	0,58
4	II	Мрамор глинистый	0,2	0,3	14,5	0,5	—	0,03	0,1	0,7	0,03	14,8	2,5	—	19,58	0,02	0,33	0,27
5	III	Кальцифир	0,4	1,1	8,5	1,6	0,03	0,5	0,2	2,3	0,1	7,9	9,7	—	14,14	0,11	0,26	0,32
6		Хлорит-карбонат-талковый сланец	0,06	0,1	0,2	14,8	0,03	1,5	1,2	0,5	0,02	6,6	8,9	—	12,38	0,48	0,40	0,15
7		Пироксен-плагноклазовая порода	0,04	0,3	7,9	4,0	0,1	2,2	0,2	2,7	0,1	—	15,5	0,03	16,69	0,10	0,10	0,40
8	III A	Эклогит	0,04	1,1	4,7	3,8	0,05	2,2	0,6	5,7	0,1	—	13,5	—	13,93	0,35	0,03	0,42
9		То же	0,04	0,7	3,3	3,0	0,1	3,9	0,6	5,5	0,1	—	15,0	—	10,50	0,42	0,05	0,60
10		Амфиболиты	0,2	2,0	3,4	2,9	0,06	1,7	1,1	5,5	0,4	—	15,1	0,03	11,55	0,38	0,09	0,49
11	III A	Основные кристаллические сланцы	0,2	1,4	3,2	3,2	0,04	1,9	1,5	4,5	0,1	—	15,8	0,02	10,00	0,36	0,13	0,52
12		Гранулиты	0,2	1,8	3,8	3,0	0,07	2,7	1,0	5,1	0,7	—	14,4	0,02	10,33	0,35	0,10	0,55
13		Порфиритонды	0,4	1,5	3,9	4,3	0,05	3,1	—	5,2	0,5	—	14,4	0,7	14,02	0,35	0,21	0,42
14	IV	Кварцито-гнейс	1,8	1,1	0,2	0,2	0,01	0,5	0,06	3,5	0,04	—	21,1	—	0,21	0,51	0,62	0,74
15		Кварцит с сидлиманитом	1,2	0,2	0,1	0,3	—	0,2	0,06	1,7	0,03	—	23,0	—	-2,76	0,52	0,86	0,46
16	V	Кварцит	0,1	0,4	0,3	0,8	—	0,3	0,1	1,7	0,05	—	23,5	—	-4,18	0,61	0,15	0,35
17		Кварцит с кордиеритом и гранатом	—	—	0,06	0,09	—	0,07	—	0,2	—	—	24,7	—	-7,41	0,63	—	0,44
18	VI	Слюдяно-кварцевые сланцы	0,8	0,3	0,1	0,8	0,02	0,6	0,7	3,9	0,1	—	20,4	—	-1,0	0,75	0,72	0,61
19		То же	1,6	0,3	0,1	0,9	0,03	0,3	0,2	5,9	0,1	—	19,2	—	2,18	0,74	0,86	0,36
20		Хлорит-мусковитовые сланцы	1,1	1,5	0,1	0,7	0,04	0,8	0,2	5,0	0,1	—	19,5	0,02	2,72	0,64	0,42	0,59
21		Филлиты	0,7	1,2	0,7	1,1	0,06	0,8	0,3	4,2	0,2	—	19,6	0,04	2,26	0,56	0,37	0,50
22		Слюдяные сланцы	1,5	0,1	0,3	0,3	0,04	0,3	1,3	5,6	0,2	—	18,8	—	0,79	0,18	0,94	0,84
23		Гнейсы	1,0	1,0	1,0	1,2	0,04	1,6	0,07	5,3	0,3	—	18,2	0,03	4,56	0,57	0,50	0,60
24	VI A	Бiotит-гранатовые гнейсы	1,5	1,4	0,5	0,9	0,02	1,2	0,2	4,9	0,1	—	19,1	—	4,73	0,56	0,52	0,61
25		Филлиты	1,4	1,4	0,2	0,7	0,02	0,8	0,2	5,1	0,1	—	19,4	0,01	3,47	0,61	0,50	0,59
26		Пятнистые сланцы	1,3	1,4	0,3	1,1	0,01	0,9	0,2	5,7	0,1	—	18,6	0,04	4,39	0,63	0,48	0,50
27		Графитистые сланцы	0,8	1,9	0,4	0,7	0,02	0,8	0,2	5,1	0,1	0,2	19,1	0,02	3,35	0,67	0,30	0,59
28	VII	Филлиты	1,4	0,4	0,1	0,8	0,02	0,5	1,4	6,5	0,2	—	17,7	0,01	2,09	0,73	0,78	0,70
29		Кристаллические сланцы	1,0	0,8	0,6	1,4	0,03	1,6	0,5	5,5	0,3	—	17,9	—	3,77	0,65	0,60	0,60
30		Слюдяные сланцы	0,8	1,0	0,3	0,9	0,02	0,8	0,4	4,9	0,07	—	17,8	0,02	2,09	0,67	0,44	0,57
31	VIII	Гранат-сидлиманитовые гнейсы	0,7	0,7	0,7	0,4	0,03	1,0	0,8	7,2	0,1	—	17,4	0,01	2,51	0,72	0,50	0,82
32		Высокоглиноземистые сланцы	0,6	1,2	0,9	1,3	0,06	2,1	0,1	6,1	0,2	—	17,3	0,1	4,85	0,63	0,33	0,63
33		Слюдяно-кварцевые сланцы	2,0	0,2	0,2	0,7	0,02	1,0	0,3	8,0	0,05	—	17,2	—	4,52	0,75	0,91	0,66
34		То же	1,7	0,6	0,2	0,9	0,02	0,9	0,3	7,0	0,05	—	17,9	—	4,10	0,72	0,75	0,58
35	VIII A	Высокоглиноземистые гнейсы	0,9	1,4	0,9	2,0	0,02	1,5	0,6	6,9	0,2	—	16,4	0,02	6,90	0,63	0,39	0,51
36		Высокоглиноземистые гнейсы	0,8	1,0	0,7	1,6	0,05	1,9	1,0	6,8	0,1	—	16,5	0,01	5,27	0,68	0,44	0,64
37		Основные кристаллические сланцы	0,3	1,5	2,7	2,7	0,06	2,6	0,5	5,2	0,3	—	16,0	0,04	9,71	0,42	0,17	0,53
38	IX	Слюдяно-кварцевые сланцы	0,3	0,1	0,1	1,0	0,3	2,2	0,4	9,0	0,05	—	16,0	—	2,30	0,94	0,82	0,71

№ п/п	Типы пород	Порода	Числа катионов на 50 атомов кислорода											$\Delta Z_{293K}^{H_2O}$	кДж	Al'	K'	Fe'
			K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Al	Ti	C	Si					
39	X	Корундит	0,04	0,1	0,06	2,3	—	0,5	—	28,0	0,1	—	2,5	—	14,18	0,99	0,29	0,18
40		Дистен-корундовая порода	0,3	0,2	0,6	3,2	0,01	0,7	0,07	24,6	0,4	—	3,8	—	14,35	0,95	0,13	0,19
41	B	Эгириновые и родуситовые альбититы	0,3	4,1	0,8	1,3	0,003	1,6	2,4	4,3	0,09	—	17,0	—	8,03	0,42	0,07	0,75
42		Глаукофановые альбититы	—	5,5	0,2	0,7	—	0,6	0,8	5,3	0,09	—	18,3	—	8,03	0,47	—	0,67
43		Рибекитовые и арфведсо-нитовые гнейсы	1,1	3,9	0,2	0,7	—	0,4	0,5	4,7	0,04	—	19,1	—	7,11	0,47	0,22	0,56
44		Щелочные слюдяные гнейсы	1,5	2,2	0,6	0,6	0,01	0,5	0,5	4,9	0,1	—	19,0	—	5,61	0,50	0,41	0,63
45		Биотитовые альбититы	0,5	3,5	0,04	0,7	0,05	0,3	0,6	6,4	0,1	—	18,1	—	5,61	0,61	0,13	0,56
46		Слюдяные сланцы	0,4	4,4	0,3	1,7	0,02	1,0	0,2	6,4	0,1	0,01	17,2	0,02	6,99	0,54	0,08	0,41
47		Высокоглиноземистые сланцы	1,4	2,0	0,9	0,7	0,04	1,8	0,1	6,8	0,2	—	17,0	0,02	7,82	0,57	0,41	0,73
48		Биотит-силлиманитовые гнейсы и сланцы	2,9	0,6	0,2	1,5	0,05	1,5	1,8	6,5	0,2	—	16,0	0,02	8,03	0,63	0,83	0,69
49	B	Магнетит-эгириновые и рибекитовые сланцы	0,5	1,6	0,8	1,5	0,02	3,9	13,3	0,9	0,04	—	10,6	—	3,26	0,20	0,23	0,92
50		Жадитовые породы	—	5,7	2,2	1,5	—	0,01	0,4	6,6	—	—	16,5	—	13,81	0,40	—	0,21
51		Эгири-нефелиновые сланцы	1,8	5,0	0,4	0,1	—	0,5	0,8	7,1	0,06	—	16,8	—	12,22	0,48	0,26	0,93
52		Сплиты	0,3	2,6	2,5	2,7	0,05	3,0	—	5,6	0,4	—	15,5	0,06	11,97	0,41	0,10	0,53
53		Глаукофановые сланцы	0,3	2,8	2,7	2,3	0,05	1,8	1,8	5,2	0,4	—	15,1	0,05	11,13	0,38	0,10	0,60
54		Эклогиты	0,08	2,5	4,1	2,8	0,06	1,9	1,3	5,1	0,4	0,03	14,6	0,03	13,39	0,32	0,30	0,53

На диаграмме $\Delta Z_{298K}^{H_2O} - Al'$ (см. рис. 27) все указанные выше распределения пород в целом сохраняются, но использование Al' позволяет четче выделить высокоглиноземистые породы (корундиты и дистен-корундовые породы), которые здесь не обнаруживаются перекрытий. Вероятно, можно также различать апохемогенные и апокластогенные сланцы и гнейсы. Так, метаморфические породы зонального комплекса Абукума в Японии, где в слабометаморфизованных разностях выявлены псаммиты, располагаются в поле граувакк (VI). В других случаях (Ханкайский массив, Срединный хребет Камчатки и др.) все породы независимо от степени метаморфизма попадают в поля VII—VIII—IX, отвечающие различным типам глинистых осадков. При детальном изучении древнейших метаморфических образований Кокчетавского и Улутавского поднятий это позволило отнести сланцы зерендинской ($Al' = 0,7-0,95$) и бектурганской ($Al' = 0,4-0,65$) серий к формациям разных этапов развития. Щелочные метаморфические породы по Al' выделяются плохо, за исключением эгирин-рибекитовых метасоматитов ($Al' \approx 0,2$), некоторых альбититов и гнейсов ($Al' \approx 0,5-0,6$).

Диаграмма $Fe' - K' - \Delta Z_{298K}^{H_2O}$ (см. рис. 28) для метаморфических пород обнаруживает ряд специфических особенностей. В этих координатах очень плохо выделяются корундиты и дистен-корундовые породы, пироксен-плаггиоклазовые породы, большая часть щелочных метаморфических пород, которые почти всегда перекрываются с другими типами метаморфических образований. Сланцы и гнейсы, кварциты и кварцито-гнейсы обладают широкими пределами колебаний калиевости и (в меньшей степени) железистости. При этом более высокая калиевость отвечает продуктам метаморфизма осадочных пород поздних этапов развития, более низкая — ранних. Так, для сланцев зерендинской серии (Кокчетавское поднятие, Казахстан) $K' = 0,65-0,95$, тогда как в сопоставимых породах бектурганской серии (Улутай, Казахстан) $K' = 0-0,4$. Для пород аллохимического метаморфизма отмечаются главным образом низкие значения K' и повышенные Fe' .

Помимо охарактеризованных диаграмм метод А. А. Маракушева позволяет использовать и другие, облегчая сопоставление пород разного состава и генезиса на основе единых эквивалентных формул. Следует подчеркнуть, что эти сопоставления облегчаются отсутствием в системе пересчета коэффициентов, определяемых процессом формирования породы — магматическим, осадочным, метаморфическим, метасоматическим. Необходимо, однако, учитывать, что достоверность выводов по единичным анализам будет весьма невелика. Для повышения достоверности и эффективности исследования следует использовать серии анализов с четкой геолого-петрографической привязкой, отражающие пространственные и временные вариации состава пород.

СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МЕТОДОВ ПЕРЕСЧЕТОВ
В ПРИЛОЖЕНИИ К МАГМАТИЧЕСКИМ
И МЕТАМОРФИЧЕСКИМ ПОРОДАМ

При изложении методов пересчетов химических анализов была показана применимость этих методов к различным типам горных пород, а также особенности пересчета для каждого конкретного случая. Ясно, что каждый метод имеет свои преимущества и недостатки, а также ограничения.

Американский метод *CIPW* имеет жесткую схему пересчета, поэтому всегда получается единственный из многих возможных вариант расчета минерального состава. Это очень удобно для целей классификации, особенно тонкозернистых и стекловатых магматических пород, для которых нельзя произвести подсчет количественного минерального состава в шлифах. Формальность метода не позволяет анализировать связь минерального состава с условиями кристаллизации расплава, что ограничивает возможности применения этого метода. С другой стороны, именно формальность расчета делает этот метод весьма удобным в применении к вопросам классификации горных пород, ибо устраняет влияние генетических факторов. Поэтому нанесение результатов пересчета на различные графики может быть использовано для решения *только классификационных вопросов*, но отнюдь не генетических. Следует отметить, что графическое изображение результатов пересчета не предполагалось авторами метода и стало практиковаться в последние годы.

Пересчеты тех же химических анализов, выполненные по нормативно-молекулярному методу П. Ниггли, позволяют осветить другую сторону вопроса, а именно генетическую, с целью выяснения условий кристаллизации расплавов, изменения минерального состава пород при изменяющихся P — T условиях метаморфизма и метасоматоза. В применении к кристаллическим породам этот метод позволяет получить ответ на два вопроса: 1) почему реальный минеральный состав горной породы отличается от рассчитанного и 2) какие условия метаморфизма и кристаллизации обусловили появление существующих парагенезисов минералов. Кроме того, с помощью этого метода можно проследить изменения минерального состава в генетически связанных магматических и метаморфических сериях горных пород.

В применении к полностью или частично стекловатым образованиям (естественным и полученным при экспериментальных плавках) метод П. Ниггли позволяет проследить эволюцию состава расплава при его кристаллизации в различных режимах и тем самым, приложить результаты, полученные в эксперименте, к природным сериям горных пород. Нанесение результатов пересчета на диаграмму, предложенную П. Ниггли, или на другие типы диаграмм позволяет представить результаты расчетов наглядно

и сопоставлять одновременно большое число анализов. Следовательно, преимущества метода Ниггли по сравнению с методом СРВ состоят в возможности генетических сопоставлений и интерпретации результатов расчета и их наглядного графического изображения с учетом изменения реального минерального состава. Очевидно, однако, что графическое изображение возможно только для трех главных величин. Соотношения между минералами лейкократовой группы, так же как и между минералами меланократовой группы, выполняется с помощью отдельных диаграмм, не связанных непосредственно с основным треугольником проектирования. Поэтому не создается общего графического образа изменения минерального состава серий горных пород (и их химизма соответственно) при определенных петрологических процессах. Близость численного выражения результатов пересчета в массовых долях процентов к выражению в молекулярных и объемных процентах открывает широкие возможности для нанесения результатов пересчета на физико-химические диаграммы (обычно построенными на массовых соотношениях) и тем самым прямого сопоставления геологических объектов с результатами экспериментального исследования.

Наиболее удачно проблема графического изображения результатов пересчета решена А. Н. Заварицким. На предложенной им диаграмме одновременно проектируются все числовые характеристики, как главные, так и дополнительные. Поэтому на проекции отчетливо видны изменение химизма пород в целом, наличие и отсутствие тех или иных пороодообразующих минералов и их особенности. Особенно хорошо видны изменения в химизме серий горных пород, сильно варьирующих по химическому составу. Для горных пород, близких по химическому составу, эти изменения менее наглядны.

Принцип проектирования, по А. Н. Заварицкому, использован и в ряде других методов (Н. Д. Соболев, Е. А. Кузнецов). При этом если удачно выбраны проекционные величины, то даже при близости химического состава горных пород (например, ультрамафиты) четко видны отличия их как в химическом, так и в минеральном составе. В этом же случае (метод Н. Д. Соболева) находит отражение химизм не только главных пороодообразующих, но и аксессуарных (хромиты) минералов и степень изменения (серпентинизация) горной породы. Правда, все это применимо для сравнительно узкой по химическому составу группы горных пород со сравнительно простым минеральным составом. Этот опыт, однако, показывает, что обоснованно выбранные проекционные величины (характеристики) позволяют производить детальный и наглядный анализ изменения химического и минерального состава горных пород, слабо отличающихся друг от друга по этим параметрам. Следует отметить, что для большинства методов пересчетов именно это — сравнение горных пород близкого химического и минерального состава и выявление отличий между ни-

ми при определенных геологических процессах — и представляет наибольшие трудности.

Изобразить химический состав горной породы на проекции, используя для этого минеральные молекулы, — эта задача решена в методе Е. А. Кузнецова, в котором проекционными величинами фактически являются базисные «молекулы» П. Ниггли, проектирующиеся в прямоугольный тетраэдр А. Н. Заварицкого. Для наглядности автор отказался от проекции единого вектора (как это сделано у А. Н. Заварицкого); проекционные величины наносятся им независимо для фемической и салической части породы, в результате нарушается математическая строгость проекции, а вместе с ней и зависимость между салической и фемической частью породы.

Метод проектирования в прямоугольный тетраэдр дает возможность (как и для метода П. Ниггли) производить сопоставления химического состава природных объектов (горных пород) с результатами экспериментальных исследований в единой системе координат и, следовательно, позволяет непосредственно сравнивать химизм горных пород и его эволюцию с изменением химизма искусственных систем при известных термодинамических параметрах и делать обоснованные петрологические выводы.

Большинство методов, основанных на вычислении коэффициентов, базируются на тех или иных приемах группировки компонентов, напоминающих их объединение в минералы в процессе кристаллизации магматического расплава. А это делает их мало пригодными для изучения осадочных и соответственно части метаморфических пород, в которых группировка компонентов в минералы управляется иными закономерностями.

На основе особенностей и законов литогенеза выбраны параметры пересчета в методе А. А. Предовского, которые позволяют не только классифицировать горные породы по составу, но и генетически интерпретировать связи между различными осадочными и метаморфическими породами, выявлять поля перекрытия составов осадочных и магматических пород. В то же время основная диаграмма А. А. Предовского не учитывает кальциевости пород и поэтому карбонатные и глинисто-карбонатные породы приходится исследовать при помощи особой диаграммы, не сопоставляющейся с первой.

Метод А. А. Маракушева позволяет избежать этого. Рассчитанная по термодинамическим данным общая основность породы является универсальной базой для сравнения любых пород, независимо от их состава между собой. Комбинируя величину $\Delta Z_{T,K}^{H_2O}$ с другими коэффициентами, можно получить диаграммы, отражающие связи пород, в зависимости от самых разнообразных факторов — условий кристаллизации, состава расплава или первичного перекристаллизуемого субстрата, геолого-формационной обстановки и т. д. При этом минеральный состав и генезис сравниваемых пород не имеют значения, так как они не влияют

на способ вычисления как главной $\Delta Z_{TK}^{H_2O}$, так и вспомогательных числовых характеристик.

Методы Т. Барта и В. А. Рудника предназначены для решения частной задачи — оценки привноса-выноса вещества при петрологических процессах. При этом метод Т. Барта дает упрощенный способ определения привноса-выноса исходя из постоянства некоей ячейки в 1600 атомов кислорода, что делает метод весьма уязвимым и резко ограничивает сферу его корректного использования.

Метод В. А. Рудника является строгим и точным. Учитывая не только состав, но и пористость пород, он позволяет определять привнос-вынос в количествах атомов или в граммах вещества на единицу объема.

Разобранные методы, безусловно, не отражают всего многообразия предложенных различными авторами способов петрохимических исследований пород. Они лишь являются наиболее распространенными, позволяя решать самые общие и часто встречающиеся задачи петрологии. С другой стороны, это методы, в применении которых уже имеется известный опыт. Несомненно, что практика изучения горных пород, будет предлагать все новые методы, которые придут на смену существующим.

У. ПЕРЕСЧЕТ ХИМИЧЕСКИХ АНАЛИЗОВ МИНЕРАЛОВ НА СТРУКТУРНЫЕ ФОРМУЛЫ

Глава 14

МЕТОД В. С. СОБОЛЕВА

В вышедшей в 1949 г. монографии В. С. Соболев предложил метод пересчета данных химического анализа силикатов на структурную формулу. Этот метод, как и другие, ему предшествующие, базируется на количестве атомов кислорода, входящих в формулу минерала. Делается это исходя из того, что число атомов кислорода в наименьшей степени изменяется при процессах изоморфизма, особенно в структурах, имеющих плотнейшую упаковку. При пересчете необходимо придерживаться следующих правил.

1. В четверной координации (табл. 61) могут находиться помимо Si^{4+} также Al^{3+} , Ti^{4+} и в виде исключения Fe^{3+} . Три последних добавляются к Si^{4+} в количестве, необходимом для образования радикала, соответствующего теоретическим соотношениям. Поскольку в ортосиликатах замещения кремния алюминием в $[\text{SiO}_4]^{4-}$ не происходит, добавление в кремнекислородный радикал следует производить только для силикатов с более сложным строением (цепочечные, ленточные и т. д.). Ti^{4+} входит в радикал всегда, в том числе и в ортосиликатах. При этом нужно иметь в виду, что поскольку максимально возможное вхождение Al^{3+} в радикал в формуле биотита не может превышать 1, а в формуле амфибола — 2, то после предельного насыщения у этих минералов радикала Al^{3+} дальнейшая компенсация недостатка Si^{4+} должна идти именно за счет Ti^{4+} . Существенную роль играет Ti^{4+} и в структуре гранатов, где он изоморфно замещает кремний. Введение в радикал Fe^{3+} можно производить лишь в таких минералах, как полевые шпаты, где не имеется катионов шестерной координации.

2. Как показано в табл. 61, катионами, находящимися обычно в шестерной координации, являются Mg^{2+} , Fe^{2+} ; реже Mn^{2+} и Fe^{3+} и находящиеся в избытке после насыщения четверной координации Al^{3+} и Ti^{4+} ; сюда же относятся Ca^{2+} и Na^+ при отсутствии для них (или их части) места в более высокой координации. В щелочных породах в шестерной координации в минералах может частично находиться и Zr^{4+} .

3. Типичными катионами с восьмерной координацией являются Ca^{2+} и Na^+ , а также не вошедший в шестерную координацию Mn^{2+} . Такую же координацию имеют Mg^{2+} и Fe^{2+} в гранатах, а также в пироксене при избытке этих катионов и в некоторых других минералах горных пород. При отсутствии в минерале ка-

Важнейшие изоморфные ряды в силикатах

Координация	Совершенный изоморфизм; главный элемент и примеси	Ограниченный изоморфизм	Несовершенный изоморфизм	
			обычный	очень редкий
4 4	Si ⁴⁺ Zn ²⁺	— —	Al ³⁺ , Ti ⁴⁺ Fe ²⁺ , Mn ²⁺	Fe ³⁺ Mg ²⁺
6 6 6 6	Ti ⁴⁺ Al ³⁺ Mg ²⁺ (Ni ²⁺), Fe ²⁺ , Mn ²⁺ Ca ²⁺	— Cr ³⁺ , Fe ³⁺ , Mn ³⁺ Fe ³⁺ , Al ³⁺ , Li ³⁺ Mn ²⁺ , Na ⁺	Fe ³⁺ , Zr ⁴⁺ Mg ²⁺ , Fe ²⁺ , Ti ⁴⁺ Ti ⁴⁺ Fe ²⁺ , Mg ²⁺	Al ³⁺ Mg ²⁺ Ca ²⁺ —
8 8 8 8	Ca ²⁺ Na ⁺ Mn ²⁺ , Fe ²⁺ , Mg ²⁺ Zr ⁴⁺	Na ⁺ Ca ²⁺ — Sc ³⁺	P. 3. Э ³⁺ , Mn ²⁺ Fe ²⁺ , Mg ²⁺ — Ca ²⁺ P. 3. Э ³⁺	K ⁺ K ⁺ — Ca ²⁺
10	K ¹⁺ (Rb ⁺)	Ba ²⁺ , Na ⁺	Ca ²⁺	
12	K ¹⁺ (Rb ⁺)	Cs ⁺	Ba ²⁺ , Na ¹⁺ , Ca ²⁺	—

тионов с более высоким координационным числом в эту группу относят K⁺, но он всегда играет подчиненную роль (например, в роговой обманке).

4. Катионами, имеющими координационное число 10, являются калий (в щелочном полево шпате), а также Rb⁺, Ba²⁺, Na⁺ и Ca²⁺, последние всегда играют подчиненную роль. Координационным числом 12 обладают K⁺, Rb⁺ и Cs⁺ (в слюдах), в резко подчиненном количестве находятся Ba²⁺, Na⁺, Ca²⁺.

Если в анализе имеются и другие катионы, то распределение их по группам производится в соответствии с данными об их координационном числе и способностью к изоморфизму. Исходя из этих правил выполнен расчет формулы роговой обманки, приведенный в табл. 62.

Гораздо сложнее пересчет минералов, у которых возможно изменение числа кислорода в элементарной ячейке, обусловленное чаще всего неопределенностью положения воды. В этом случае расчет выполняют исходя из следующих положений:

1) замена O²⁻—OH⁻ в кремнекислородных радикалах возможна лишь: а) в редких силикатах натрия и кальция (без алюминия или других слабых катионов, например, пектолит), б) в случае нехватки Si⁴⁺, т. е. при замене O₄⁴⁻—[OH]⁴⁻, особенно в гранатах;

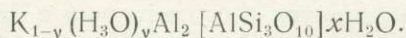
Пересчет химического анализа роговой обманки

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 24	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	40,26	670	1340	11,90	670	5,95
TiO ₂	3,77	47	94	0,80	47	0,40
Al ₂ O ₃	13,23	129	387	3,525	258	2,35
Fe ₂ O ₃	7,19	45	135	1,20	90	0,80
FeO	6,48	90	93	0,80	93	0,80
MnO	0,18	3	—	—	—	—
MgO	13,18	327	327	2,90	327	2,90
CaO	12,20	218	218	1,95	218	1,95
Na ₂ O	1,73	28	28	0,25	56	0,50
K ₂ O	0,56	6	6	0,05	12	0,10
F	0,09	4	4	0,05	—	—
H ₂ O ⁺	1,25	70	70	0,65	140	1,3
H ₂ O ⁻	0,22	—	—	—	—	—
Сумма	100,34		2702	24,025		
Поправка на F ₂ =0	-0,04		-2	-0,025		
	100,3		2700	24,00		

Общий делитель 2700 : 24 = 112,5.

Кристаллохимическая формула: $(\text{Na}_{0,50}\text{K}_{0,10}\text{Ca}_{1,85})_{2,55}(\text{Mg}_{2,90}\text{Fe}^{+2+}_{0,80}\text{Fe}^{3+}_{0,80} \times \text{Al}_{0,70})_{5,20}(\text{OH}_{1,3}\text{F}_{0,05}\text{O}_{0,65})_2[\text{Al}_{1,65}\text{Ti}_{0,40}\text{Si}_{5,95}\text{O}_{22}]$.

2) при избытке водорода по сравнению с находящимися в формуле анионами OH⁻ и отдельными O²⁻, которые могут быть изоморфно замещены, избыточную воду следует пересчитать как молекулы H₂O и считать ее адсорбционной, как, например, для галлуазита Al₂(OH)₄[Si₂O₅]_xH₂O. Это, однако, неприменимо к слюдам, в которых имеет место другая схема замещения: K⁺—H₃O⁺. Формула в этом случае будет иметь вид



Приведенные положения несколько затрудняют пересчет, но не очень сильно. В тех же случаях, когда вода не входит в формулу минерала (например, в полевом шпате), ее просто не следует принимать во внимание. Однако после того, как получен общий делитель и рассчитана формула минерала, имеющееся молекулярное количество воды следует разделить на общий множитель для оценки количества воды. Если полученная величина весьма значительна (вероятно, минерал сильно изменен), это следует проверить (хотя бы в шлифе) и выполнить новый расчет с учетом присутствия продуктов изменения минерала. Следует учитывать также и то, что в минералах присутствуют пузырьки газовой-жидких

включений и какая-то часть воды, выделившаяся выше +110 °С, принадлежала к этим включениям.

В гранатах и ортосиликатах возможна схема замены O_4^{4-} $[OH]^{4-}$, и для этих минералов расчет ведется так. Сначала производим его без учета имеющегося количества воды. Затем, обнаружив недостаток Si (кремний в этих минералах может компенсироваться только Ti, но не Al!), составляем уравнение для определения молекулярного количества адсорбционной (т. е. не входящей в формулу) воды:

$$\frac{m}{n} = \frac{A-x}{B + \frac{2(C-X)}{4}} \quad \text{или} \quad X = \frac{2nA - 2mB - C}{2n - m}, \quad (14.1)$$

где X — молекулярное количество адсорбционной воды; m — число атомов O в формуле; n — число атомов Si в формуле; A — атомное количество всего кислорода в анализе (включая воду); B — атомное количество Si ; C — молекулярное количество воды. Получив значение X , вычитаем его из атомного количества кислорода, а $2X$ — из атомного количества водорода; дальнейший расчет выполняем, как указано в табл. 62 для роговой обманки. Коэффициент X для адсорбционной воды рассчитываем отдельно.

Если при расчете формулы минерала, содержащего в своем составе гидроксил, но не являющегося слюдой, получают больше

Таблица 63

Пересчет химического анализа палыгорскита

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 42	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	51,49	858	1716	8,0	858	4,0
Al ₂ O ₃	9,78	096	288	1,35	192	0,9
Fe ₂ O ₃	0,17	001	003		002	
FeO	0,25	003	003	1,4	003	1,4
MgO	12,17	303	303		303	
CaO	2,57	046	046	0,25	046	0,25
Na ₂ O	0,23	002	002		004	
K ₂ O						
H ₂ O ⁺	12,10	672	672	1,0	430	2,0
H ₂ O ⁻	9,27	514	514			
Сумма	98,03		3547 - 971 ----- 2576	12		

$$X = \frac{2mC - kA}{2m - k} = \frac{2 \cdot 12 \cdot 1186 - 2 \cdot 3547}{2 \cdot 12 - 2} = 971.$$

$$C - X = 1186 - 971 = 215.$$

$$\text{Общий делитель } 2576 : 12 = 215. \quad x = 971 : 215 = 4,5.$$

Кристаллохимическая формула: $Ca_{0,25}Mg_{1,4}Al_{0,9}(OH)_2[Si_4O_{10}] \cdot 4,5H_2O$.

Пересчет химического анализа гидромусковита

Компоненты	Массовая доля, %	Молекулярные количества	Атомное количество кислорода	Число атомов кислорода, рассчитанное на 12	Атомное количество катионов	Число атомов катионов
SiO ₂	47,58	793	1586	6,2	793	3,1
Al ₂ O ₃	36,36	356	1068	4,2	702	2,8
Fe ₂ O ₃	0,47	003	9	0,1	6	0,1
FeO	0,28	003	3		3	
MgO	0,30	007	7		7	
CaO	0,59	011	11		11	
Na ₂ O	2,41	039	39		78	
K ₂ O	4,02	045	45	0,15	90	0,3
H ₂ O ⁺	5,79	322	322 } 292	0,2		0,4
H ₂ O ⁻	3,25	180		180	1,15	
Сумма	101,05		$\frac{3270}{-210}$ 3060	12		

Общий делитель 3060 : 12 = 255.

Подставляя в формулы $A=3270$, $C=502$ и $D=179$, получим:

$$Y = \frac{2(3270 - 502 - 11 \times 179)}{21} = 76; X = 3270 - 12 \times 179 - 13 \times 76 = 134.$$

$X+Y=210$; $C-(X+Y)=502-210=292$; $x=134:255=0,5$; $y=76:255=0,3$.

Кристаллохимическая формула: $K_{0,4}Na_{0,3}(H_3O)_{0,3}Mg_{0,1}Al_{1,9}(OH)_2[Al_{0,9}Si_{3,1}O_{10}] \times 0,5H_2O$.

ионов OH^- , чем это предусмотрено формулой, то избыток водорода следует рассчитать как адсорбционную воду, молекулярное количество которой (X) определяют по формуле:

$$\frac{m}{n} = \frac{A - X}{2(C - X)} \text{ или } \frac{2mC - kA}{2m - k}, \quad (14.2)$$

где A и C , как и в предыдущем случае, атомное количество всего кислорода и атомное количество кислорода, входящего в состав воды (молекулярное количество воды); m — общее число кислородов в формуле; k — максимальное количество анионов OH^- . Следует учесть, что при наличии фтора его атомное количество прибавляется к величине $2(C-X)$. Расчет формулы палыгорскита (табл. 63) подтверждает все вышеизложенное.

Одним из наиболее сложных является расчет формулы слюд, у которых часть воды, выделяющейся при прокаливании, следует, по-видимому, вместе с водой, выделяющейся до 110 °С, пересчитывать на ионы оксония H_3O^+ , замещающие ионы калия. Для этого используем формулы

$$\frac{1}{m} = \frac{D + Y}{A - X - Y} \text{ и } \frac{1}{k} = \frac{D + Y}{2(C - X - Y) - Y}, \quad (14.3)$$

где X — молекулярное количество адсорбционной (т. е. не входящей в формулу) воды; Y — молекулярное ее количество, идущее на образование оксония (по атомному количеству кислорода); D — сумма атомных количеств катионов, объединяемых с калием, т. е. K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Ba^{2+} , Rb^+ , Cs^+ , Tl^+ (число атомов калия в формуле слюды 1); m , k , A и C те же, что и в формулах (14.1) и (14.2). Подставляем в уравнение (14.3) соответствующие для слюд значения m (12) и k (2):

$$\frac{1}{12} = \frac{D + Y}{A - X - Y} \text{ и } \frac{1}{2} = \frac{D + Y}{2(C - X - Y) - Y},$$

откуда

$$Y = \frac{2(A - C - 11D)}{21}; \quad X = A - 12D - 13Y.$$

Расчет формулы богатого натрием гидромусковита (табл. 64) иллюстрирует этот случай.

Глава 15

МЕТОД И. Д. БОРНЕМАН-СТАРЫНКЕВИЧ

РАСЧЕТ ФОРМУЛЫ МИНЕРАЛА ПО ПАРАМЕТРАМ КРИСТАЛЛИЧЕСКОЙ РЕШЕТКИ И ОБОСНОВАНИЕ ПЛОТНОСТИ

Минералы, как правило, имеют переменный химический состав: одни элементы замещают другие с образованием в ряде случаев непрерывных рядов изменения состава с постепенным переходом от одного крайнего члена к другому. Нашей задачей является написание химической формулы минерала исходя из результатов конкретного химического анализа. При этом не всегда получаются коэффициенты, выраженные целой цифрой, как это требуется исходя из кристаллохимического строения минерала. Это может быть следствием как ошибок химического анализа, так и недостаточно чистой отборки материала.

Для расчета формулы минерала необходимо иметь таблицы молекулярных масс окислов (для кислородных соединений) и атомных масс элементов (для сульфидов и галогенидов). Имея эти таблицы мы можем по данным химического анализа рассчитать формулу минерала и, наоборот, зная формулу минерала, — определить содержание каждого компонента в массовых долях процента.

При расчете формул минералов, содержащих фтор, по данным химического анализа (и, наоборот, химического анализа по формуле) необходимо учитывать, что при анализе кислород никогда не определяется, а процентный состав рассчитывается исходя из окислов, вследствие этого фтор, который определяется прямым путем, является как бы лишним. При записи данных

анализа в виде окислов (не учитывая фторидов) мы прибавляем к окислам процентное содержание фтора и поэтому должны вычитать количество кислорода, эквивалентное количеству фтора, исходя из соотношения $2F : O = 38 : 16$. Если же приходится пересчитывать формулу фторсодержащего минерала на массовое процентное содержание окислов, не следует забывать, что половина количества ионов фтора учтена как кислород ($2F \approx O$), а оставшуюся половину нужно прибавить к 100 %.

Когда по данным химического анализа рассчитывается формула простых по составу минералов, то, как правило, сразу же получаются соотношения в виде простых чисел. Когда же рассчитывается формула сложных по составу минералов, то необходимо принимать во внимание явление изоморфизма, а также возможность наличия посторонних примесей (сделать отборку мономинеральной фракции с чистотой свыше 98 % нереально), природу которых необходимо определить. Координационное число ионов (катионов), размещающихся в плотнейшей упаковке среди ионов кислорода, изменяется от 3 (при ионном радиусе 0,015—0,020 нм) до 12 (при ионном радиусе 0,133 нм и более). Некоторые катионы могут иметь различную координацию, например Al^{3+} — четвертную и шестерную, Mn^{2+} — шестерную и восьмерную. В зависимости от координации изменяется и величина ионного радиуса. Это относится не только к кислородным соединениям, но и к сульфидам, селенидам и теллуридам. Следует учитывать, что одни и те же катионы, входящие и в кислородные, и в сульфидные соединения Fe^{2+} , Mn^{2+} , Co^{2+} , Ni^{2+} , Zn^{2+} , Pb^{2+} , нередко имеют разные координационные числа. Последние зависят от отношения радиуса катиона к радиусу аниона (табл. 65). Эти данные помогают понять явление изоморфного замещения.

Поскольку любой минеральный вид в основном является гомогенным комплексом соединений, которые имеют аналогичный характер формулы, с одинаковым числом равнордиусных ионов, то расчет формулы минерала по данным химического анализа состоит в переходе от массовых долей процентов окислов к атомным соотношениям, к объединению их в соответствии с величи-

Таблица 65

Зависимость координации от отношения радиуса катионов к радиусу анионов

Координация	$R_K : R_A$	Элементы
Треугольник	$> 0,15$	B^{3+} , C^{4+} ($R_K : R_A = 0,2 : 1,36$)
Тетраэдр	$> 0,22$	Si^{6+} , P^{5+} , Si^{4+} , Al^{3+} (0,29 : 1,36 до 0,57 : 1,36)
Октаэдр	$> 0,41$	Al^{3+} , ..., Mn^{2+} (0,57 : 1,36 до 0,90 : 1,36)
Куб	$> 0,71$	Mn^{2+} , ..., K^{+} (0,90 : 1,36 до 1,33 : 1,36)

ной радиусов ионов и валентности и выводу соотношений групп равнорадиусных ионов, включая и кислород. В итоге получают тип формулы данного минерала (если он неизвестен) и распределение ионов по группам с равными величинами ионных радиусов. Если же структура минерала известна заранее, то расчет формулы по данным химического анализа упрощается: следует приравнять сумму атомных отношений катионов к числу катионов в известной формуле минерала и получить отсюда делитель, на который делится атомное отношение каждого элемента, входящего в состав изучаемого минерала. Эквивалентно можно исходить из количества кислородов, присущих формуле данного минерала, и на нее делить суммы атомных отношений кислородов, входящих в каждый окисел анализа (см. гл. 14).

Возможен и еще один путь расчета, если известны параметры элементарной ячейки и плотность данного образца минерала. В этом случае можно проверить правильность химической формулы изучаемого минерала и рассчитать коэффициент при каждом ионе, не производя расчет соотношений между группами равнорадиусных ионов.

Известно, что в одной грамм-молекуле вещества находится $6,023 \times 10^{23}$ его молекул (число Авогадро) и аналогично в грамм-атоме элемента находится $6,023 \times 10^{23}$ атомов этого элемента. Поэтому, зная число атомов элемента в грамм-атоме, легко определить число его атомов в любой навеске исходя из пропорции: масса грамм-атома так относится к массе исследуемой навески, как $6,023 \times 10^{23}$ атомов относится к искомому числу атомов.

Если известно массовое процентное содержание элемента, входящего в состав минерала, то можно рассчитать его количество в граммах в любой навеске соединения и тем самым узнать число атомов элемента в навеске. Интересующая нас величина — это масса элементарной ячейки минерала в граммах. Расчет производится по формуле

$$X = \frac{a\% \text{ (масса элементарной ячейки)} \cdot 6,023 \cdot 10^{23}}{100 \text{ (атомная масса в граммах элемента } A)}, \quad (15.1)$$

где X — число атомов элемента в навеске, равной массе элементарной ячейки.

Для решения необходимо предварительно определить:

1) $a\%$ элемента A в соединении, зная процент $a_1\%$ его окисла A_mO_n и 2) массу элементарной ячейки.

Массовый процент элемента A в окисле A_mO_n рассчитывается по уравнению

$$\frac{a\%}{a_1\%} = \frac{\text{атомная масса, умноженная на число } m \text{ атомов } A \text{ в окисле}}{\text{молекулярная масса окисла}}, \quad (15.2)$$

откуда

$$a\% = \frac{a_1\% \cdot m \cdot [A]}{[A_mO_n]},$$

где $[A_mO_n]$ молекулярная масса, а $[A]$ — атомная масса.

Пусть по данным анализа имеем 2,25 % Fe₂O₃, т. е. a₁ %. Тогда

$$\frac{a\%}{2,25\%} = \frac{2Fe}{Fe_2O_3} = \frac{2 \cdot 56}{180}; \quad a = \frac{2,25 \cdot 2 \cdot 56}{180} = 1,40\%.$$

Масса элементарной ячейки (э. я.) в граммах равна ее объему (в см³), умноженному на плотность (ρ) минерала. Объем (v) э. я. выражают в нанометрах и определяют (по параметрам a, b, c и ∠ α, ∠ β, ∠ γ) по формулам

$$v = abc \sqrt{1 + 2 \cos \alpha \cdot \cos \beta \cdot \cos \gamma - \cos^2 \alpha - \cos^2 \beta - \cos^2 \gamma} \quad (15.3)$$

или

$$v = 2abc \sqrt{\sin \rho \cdot \sin(\rho - \alpha) \cdot \sin(\rho - \beta) \cdot \sin(\rho - \gamma)}, \quad (15.4)$$

где $\rho = 1/2 (\alpha + \beta + \gamma)$ (табл. 66).

Так как 1 нм = 1 · 10⁻⁹ см, то 1 нм³ = 1 · 10⁻²⁷ см³ и, следовательно, масса э. я. равна v · 10⁻²⁷ ρ г. Подставляем полученные значения в формулу (15.1) и находим X₁ — число атомов элемента A в элементарной ячейке исследуемого минерала:

$$\begin{aligned} X_1 &= \frac{v \rho \cdot 10^{-27} a_1 \% m [A] \cdot 6,023 \cdot 10^{23}}{100 [A_m O_n] [A]} = \frac{v \rho \cdot a_1 \% \cdot m \cdot 6,023 \times 10^{-3}}{[A_m O_n] 1000} \\ &= \frac{v \rho \cdot a_1 \% \cdot m \cdot 6,023 \times 10^{-6}}{[A_m O_n]} = v \rho \cdot aT \cdot 6,023 \times 10^{-6}. \end{aligned}$$

где v — объем элементарной ячейки, в нм³; ρ — плотность;

$aT = \frac{a_1 \% m}{[A_m O_n]}$ — атомное отношение элемента A.

Таблица 66

Объемы элементарной ячейки (э. я.) для различных сингоний:

$v = 2abc \sqrt{\sin \rho \cdot \sin(\rho - \alpha) \sin(\rho - \beta) \sin(\rho - \gamma)}$, где $\rho = 1/2(\alpha + \beta + \gamma)$

Сингония	α, β, γ	a, b, c	v (упрощенные формулы)
Трикл.	α ≠ β ≠ γ ≠ 90°	a ≠ b ≠ c	—
Мон.	α = γ = 90°, β ≠ 90°	a ≠ b ≠ c	$abc \sqrt{1 - \cos^2 \beta} = abc \sin \beta$
Ромб.	α = β = γ = 90°	a ≠ b ≠ c	abc
Тетр.	α = β = γ = 90°	a = b ≠ c	a ² c
Куб.	α = β = γ = 90°	a = b = c	a ³
Гекс.	α = β = 90°, γ = 120°	a = b ≠ c	$a^2c \sqrt{1 - \cos^2 120^\circ} =$ $= a^2c \sqrt{\sin^2 120^\circ} = a^2c \cdot 0,866$
Триг.	α = β = γ ≠ 90°	a = b = c = = a _г	$2a^3 \sqrt{\sin \frac{3\alpha}{2} \sin \frac{3\alpha}{2}}$

Заменим выражение $v \cdot 6,023^{-6}$ на K^* . В дальнейшем при определении чисел атомов каждого элемента, входящих в элементарную ячейку, будем умножать атомное отношение каждого элемента на величину K . Так определяют число атомов элемента в элементарной ячейке, которая может состоять из одной или нескольких формульных единиц (молекул). Число формульных единиц (z) выводится из соотношения: 1 грамм-молекула (молекулярная масса в граммах) содержит $6,023 \cdot 10^{23}$ молекул; масса э. я. в граммах содержит z формульных единиц:

$$z = \frac{v \cdot 6,023}{10[M]},$$

где $[M]$ — молекулярная масса.

Исходя из данных о параметрах э. я., плотности и молекулярной массе определяем число формульных единиц в э. я. — оно обязательно должно быть целым числом. Для того чтобы узнать число атомов данного элемента в формульной единице, следует K разделить на z и атомное количество каждого элемента умножить на эту величину.

Применяя этот метод расчета формулы минерала, следует иметь в виду, что часто получаются заниженные результаты, поскольку плотность минерала обычно занижена вследствие наличия в нем дефектов и включений, из-за неполного удаления воздуха из пор минерала и ряда других причин.

Точность изложенного метода зависит от: 1) чистоты отборки минерала; 2) правильности анализа; 3) точности определения плотности, параметров элементарной ячейки и точности химического анализа.

В качестве примеров здесь и далее приведены расчеты формул минералов, заимствованные из работы [1].

Элестадит (расчет).

Плотность $\rho = 3,068$; $a_0 = 0,953$ нм; $c_0 = 0,691$ нм; $\beta = 120^\circ$; $z = 1$.
 Объем элементарной ячейки: $v = a_0^2 \cdot c_0 \cdot \sin 120^\circ = a_0^2 \cdot c_0 \cdot \cos 30^\circ = 9,532 \cdot 6,91 \cdot 0,866 K = 10,045 \cdot 10^{-3}$.

Теперь, чтобы получить содержание атомов данного элемента в элементарной ячейке минерала, следует каждое атомное отношение умножить на величину $10,045 \cdot 10^{-3}$.

Расчет удобно выполнять, записывая данные в виде таблицы (табл. 67).

Отличие от целого числа коэффициента при Ca (9,88 вместо 10) и Si, S, P (5,93 вместо 6) следует связывать с несколько меньшей плотностью; при этом равенство отношений $5,93 : 6 = 9,88 : 10$ указывает на правильность анализа и расчета. Все коэффициенты следует умножить на $10 : 9,88 = 1,012$. Если параметры ячейки минерала определены правильно, то плотность его равна $3,068 \times 1,012 = 3,105$.

* Поскольку в ранее опубликованных справочниках v выражено в Å^3 , ниже использованы эти данные.

Расчет формулы элестадита

Компоненты ($A_n m'$, O_n)	Радиусы ионов, $\text{нм} \cdot 10^{-1}$	Молекулярная масса [$A_n m'$, O_n]	I	II	III	IV	V	VI
			Масс. доля, %	$M = \frac{\text{мас. доля, \%}}{A_n m O_n}$	$aT = \mu m$	Число атомов в э. я. ($aT \cdot 10, 045 \cdot 10^{-3}$)	Примесь MgCO_3	Элестадит
P_2O_5	0,35	142	3,06	0,0215	0,0430	0,43	—	0,43
SiO_2	0,39	60	17,31	0,2882	0,2882	2,90	—	2,90
SO_3	0,29	80	20,69	0,2584	0,2584	2,60	—	2,60
CO_2	0,2	44	0,61	0,0139	0,0139	0,14	0,14	—
Al_2O_3	0,57	102	0,13	0,0012	0,0024	0,02	—	0,02
Fe_2O_3	0,67	159,9	0,22	0,0014	0,0028	—	—	0,03
MgO	0,74	40,3	0,47	0,0117	0,0117	0,12	0,12	—
MnO	0,91	71	0,01	0,0001	0,0001	—	—	—
CaO	1,04	56	55,18	0,9853	0,9853	9,90	0,02	9,88 9,88
F	1,33	19	0,57	0,0300	0,0300	0,30	—	—
Cl	1,81	35,5	1,64	0,0462	0,0462	0,47	—	1,48
H_2O	1,36	18	0,63	0,6350	0,0700	0,71	—	—
Сумма			100,52					

$$O \sim F_2, Cl_2 = \frac{0,61}{99,91}$$

I — состав окислов в массовых долях процентов; II — молекулярные отношения; M — частное от деления массовой доли процента окисла на его молекулярную массу; III — атомные отношения; aT — молекулярное отношение (μ), умноженное на число атомов данного элемента в окисле (m); IV — число атомов элементов в элементарной ячейке; V — примеси; VI — окончательная группировка.

РАСЧЕТ ФОРМУЛЫ СУЛЬФИДОВ

Обычно полагают, что анализ сульфида рассчитать на формулу легче, чем кислородного соединения. Основанием для этого служит то, что сера определяется прямым путем, а количество кислорода — расчетным путем. Однако это не так, поскольку: 1) в кислородных соединениях определяется валентное состояние железа и ряда других элементов, в то время как степень окисления элементов в сульфидах не определяется химическими методами; 2) валентность катионов в сульфидах трудно определить и расчетным путем, так как возможны различные типы химической связи; существует еще и ряд других причин.

Для того чтобы проверить, насколько правильно рассчитана формула сульфида, совершенно необходимо знать параметры элементарной ячейки, точно известную плотность — последнее особенно важно для минералов с переменным составом. Поскольку вероятность отборки совершенно чистой мономинеральной фракции сульфида весьма невелика, то произведение атомного отно-

шения каждого элемента на величину K (см. первый раздел гл. 15) является критерием как проверки рассчитанной формулы, так и чистоты отборки анализированного материала. Совершенно обязательно (это касается и всех других минералов) предварительное тщательное оптическое исследование изучаемого объекта, ибо это позволяет судить о том, какие из примесей возможны в данном минерале, а какие нет, что, в свою очередь, может выявить аналитические ошибки. Ниже приведены атомные радиусы и масса элементов, входящих в состав сульфидов.

Атомные радиусы элементов (в $\text{нм} \cdot 10^{-1}$) расположены по возрастанию:

S 1,05; (1,65)	Mn 1,30	Ag, Au 1,44	Tl 1,71
Se 1,16; (1,73)	Zn 1,33	Te 1,44; (1,87)	Pb 1,75
Ni 1,24	V, Ru, Rh 1,34	Sb 1,44; (1,69)	
Co 1,25	Ir, Os 1,35	Cd 1,52	
As 1,25; (1,58)	Re, Pd 1,37	Hg 1,55	
Fe 1,26	Pt 1,38	Bi 1,55; (1,73)	
Cr 1,27	Ga, Ge, Mo 1,39	Sn 1,58	
Cu 1,28	W 1,40	In 1,66	

Атомные массы элементов

Ag 107,9	Ga 69,7	Os 190,2	Sn 118,7
As 74,9	Ge 72,6	Pd 207,2	Te 127,6
Au 197,2	Hg 200,6	Pb 106,7	Tl 204,4
Bi 209,0	In 114,8	Pt 195,2	V 51,0
Cd 112,4	Ir 193,1	Rh 102,9	W 183,9
Co 58,9	Mn 54,9	Ru 101,7	Zn 65,4
Cu 63,5	Mo 96,0	S 32,0	
Fe 55,9	Ni 58,7	Se 79,0	

Ниже дан пример расчета формулы сульфидов.

Элемент	Галенит %	a	
Cu	0,01	2	} 4270
Zn	0,58	89	
Fe	0,69	124	
Pb	82,00	3961	
Bi	1,96	94	} 4430
S	14,10	4407	
Se	0,14	18	
Te	0,06	5	
Нераств. остаток	0,65		
	<hr/> 100,19		

Предполагаемые примеси: по количеству Fe — 124 FeS_2 (пирит), Zn — 89 ZnS (сфалерит), Cu — 1 Cu_2S (халькозин), Bi — $94/2 = 47$ Bi_2S_3 (висмутин), Pb — 3961 PbS (галенит).

Полученная по расчету S:

в пирите	248
в сфалерите	89
в халькозине	1
в висмутине	141
в галените	3961
	<hr/> 4440

По всей вероятности, висмут следует учесть как примесь галеновисмутита $PbBi_2S_4$. Рассчитываем:

		Мол. доля, %	Мас. доля, %
По количеству	Fe — 124 FeS ₂	2,97	1,5
	Zn — 89 ZnS	2,13	0,9
	Cu — 1 Cu ₂ S	0,02	—
По остатку	Bi — 47 PbBi ₂ S ₄	1,13	3,6
	Pb — 3914 PbS	93,75	94,0
		100,00	100,00

ОКИСЛЫ

В тех окислах, изоморфные замещения в которых обычно изовалентны, расчет химических формул не вызывает сомнений (корунд, гематит и т. п.). Сложнее расчет формулы для ильменита, шпинели и подобных минералов, которые содержат разновалентные элементы и в которых имеет место и изовалентный, и гетеровалентный изоморфизм.

Трудности, встречающиеся при расчете формул сложных окислов, содержащих Sr, р. з. э., Nb, Ta, U, Th, Zr, связаны в основном со сложностью состава таких минералов и сложностью самого анализа. Подобные минералы часто находятся в метамиктном состоянии, и их кристаллическую структуру можно установить лишь после нагревания образца до температуры рекристаллизации. Однако при этом меняется и химический состав минерала, и параметры элементарной ячейки, что усложняет правильность расчет его химической формулы.

Число атомов элемента A в элементарной ячейке $X =$ (атомное количество) $\rho \cdot 6,023 \cdot 10^{-6}$. Зная параметры элементарной ячейки, рассчитываем ее объем, исходя из него и плотности рассчитываем K (см. первый раздел данной главы) и на эту величину последовательно умножаем все рассчитанные атомные количества элементов. Затем группируем их исходя из данных о величине радиусов ионов и в итоге получаем содержание каждого атома в элементарной ячейке. Последняя может состоять из одной или нескольких формульных единиц (простейших формул минерала — «молекул»). Поскольку одна грамм-молекула $[M]$ содержит $6,023 \cdot 10^{23}$ формульных единиц, то исходя из молекулярной массы минерала можно определить количество формульных единиц в элементарной ячейке (э. я.).

Ниже даны примеры расчета формульных единиц в элементарной ячейке.

Рутил TiO_2 . Молекулярная масса равна 80; $a_0 = 4,58$; $c_0 = 2,95$; $\rho = 4,23$; $v = a^2 c_0 = (4,58)^2 \cdot 2,95$;

$$z = \frac{(4,58)^2 \cdot 2,95 \cdot 4,23 \cdot 6,023}{10,80} = 1,97 \approx 2.$$

Таким образом, элементарная ячейка рутила имеет формулу Ti_2O_4 .

Шпинель $MgAl_2O_4$. Молекулярная масса равна 142,3; $a_0=8,09$; $\rho=3,55$; $v=a^3_0$;

$$z = \frac{(8,09)^3 \times 3,55 \times 6,023}{10 \cdot 142,3} = 7,95 \approx 8.$$

Формула элементарной ячейки шпинели $Mg_8Al_{16}O_{32}$.

Переходим к расчету формулы минерала из группы окислов.

Рутил Ti_2O_4 . Ильменорутил:

Компоненты	%	a
FeO	10,56	0,1467
TiO	53,04	0,6630
Nb ₂ O ₅	21,73	0,1634
Ta ₂ O ₅	14,70	0,0665

100,03

$a_0=4,58$; $c_0=2,97$; $\rho=5,14$; $v=a^2_0c_0$; $z=2$.

Расчет τ и K :

$$(a^2_0) - 2 \lg 4,58 = 0,6609 \times 2 = 1,3218$$

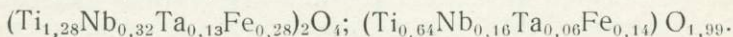
$$(c_0) - \lg 2,97 = 0,4728$$

$$(\rho) - \lg 5,14 = 0,7110$$

$$\lg 0,006023 = \frac{\bar{3},7798}{0,2854} \sim (1,93)$$

Расчет формулы ильменорутила (aK): $0,28Fe^{2+}$, $\approx 1,28 Ti$, $\sim 0,32 Nb$, $0,13 Ta$ ($\Sigma=2,01$).

Подсчет валентности катионов: $Fe=0,56$; $Ti=5,12$; $Nb=1,60$; $Ta=0,65$ ($\Sigma=7,93$). $7,93 : 2 = 3,97 O$.



СИЛИКАТЫ

Выше был применен метод расчета формул минералов с использованием величины K , на которую умножалось атомное отношение каждого катиона, входящего в состав исследуемого минерала. В тех случаях, когда параметры ячейки не определены для данного образца, иногда можно использовать для расчета параметры ячейки, свойственные данному минеральному виду, если они изменяются в небольших пределах при изменении состава минерала.

Для минералов с вполне определенным типом формулы (без дефектных структур) расчет ее можно выполнять так: сложить атомные отношения катионов и полученную сумму разделить на количество катионов, входящих в формулу данного минерала. Полученное от деления частное является той величиной, на которую делится атомное отношение элемента. После этого элементы объединяются в группы соответственно величинам их ионных радиусов.

Количество кислородов и гидроксиллов рассчитывается по валентности катионов w_k , которая должна равняться валентности анионов (w_a) — кислородов, гидроксиллов и фтора. Если известно суммарное число кислорода и гидроксиллов, то можно вычислить их количество по отдельности. Действительно, если в формуле (O_xOH_{p-x}) гидроксиллов и кислородов, то их суммарная валентность равна валентности катионов: $2x + (p-x) = w_k$. Отсюда число кислородов $x = (w_k - p)$, а число гидроксиллов соответственно $(p-x)$.

Ортосиликаты

Оливин $(Mg, Fe)_2[SiO_4]$. Минералы этой группы представляют непрерывный ряд, крайними членами которого являются форстерит $Mg_2[SiO_4]$ и фаялит $Fe_2[SiO_4]$; параметры ячейки форстерита и фаялита приведены в табл. 68.

Таблица 68

Параметры элементарной ячейки синтетических оливинов (в $\text{нм} \cdot 10^{-1}$)

Параметр	$Mg_2[SiO_4]$	$Fe_2[SiO_4]$	Δ
a_0	4,756	4,817	0,061
b_0	10,195	10,477	0,282
c_0	5,981	6,105	0,124

Химический анализ оливина:

Компоненты	%	a	} 1,994
SiO_2	38,11	0,6351	
TiO_2	0,15	0,0019	
FeO	31,48	0,4372	
MnO	0,22	0,0031	
MgO	30,50	0,7568	
CaO	0,02	0,0004	
100,48			

Из приведенных данных имеем FeO 0,4372 — фаялитовый минал 0,218 $Fe_2[SiO_4]$; MgO 0,7568 — форстеритовый минал 0,3782 $Mg_2[SiO_4]$. Отношение $Mg : Fe = 0,7568 : 0,4372 = 1,73$; $\rho = 3,69$.

Параметры элементарной ячейки возрастают пропорционально увеличению фаялитовой составляющей. Отсюда

$$a_0 = \frac{1,73 \cdot 4,756 (a_0 \text{ форстерита}) + 4,817 (a_0 \text{ фаялита})}{2,73} = 4,780.$$

Так же получаем и другие параметры ячейки исследуемого минерала:

$$b_0 = 10,308; c_0 = 6,031; \\ z = 4; K = 1,64.$$

Расчет анализа оливина (aK): 1,05 Si; 0,72 Fe^{2+} ; 1,25 Mg; 0,005 Mn; 0,003 Ti.

Формула оливина: $[Mg_{1,25} \times Fe^{2+}_{0,72} (Mn, Ti)_{0,01}]_{1,98} SiO_4 + 0,05 SiO_2$.

При расчете формулы по атомным отношениям и, принимая при этом за единицу суммарное количество катионов ($Fe + Mn + Mg + Ti = 1,994$), деленное на 2 (исходя из формулы минерала), т. е. 0,5997, получаем те же коэффициенты в формуле оливина и некоторый избыток SiO_2 . Последний, вероятно, связан с частичным переходом материала ступки, попавшим в исследуемый образец при его истирании.

Гранат $Ca_3Al_2Si_3O_{12}$. Анализ граната не всегда хорошо рассчитывается на типичную формулу: $(Ca, Mn, Fe, Mg)_3(Al, Fe^{3+}, Ca)_2[Si_3O_{12}]$, что, вероятно, связано с его большой твердостью, приводящей к тому, что при его истирании происходит интенсивное истирание и материала ступки и в анализ попадают примеси. Пример расчета формулы гроссуляра приведен в табл. 69.

Состав образца, изображенный в виде слагающих его минералов, в %:

Гроссуляр ($Ca_3Al_2Si_3O_{12}$)	47
Альмандин ($Fe_3Al_2Si_3O_{12}$)	32
Пироп ($Mg_3Al_2Si_3O_{12}$)	11
Андрадит ($Ca_3Fe_2Si_3O_{12}$)	8
Спессартин ($Mn_3Fe_2Si_3O_{12}$)	2

100

Однако такое изображение состава граната весьма условно.

Цепочечные силикаты

Пироксены. Расчет формулы пироксенов производится исходя из суммы катионов, равной четырем. Расчет формулы довольно прост, поскольку минерал не содержит воды и по этой причине расчет по сумме катионов и расчет на 6 кислородов дают аналогичный результат. Пример расчета формулы цепочечного силиката дан в табл. 70 и 71.

Расчет формулы гроссуляра

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки, a	Делитель $\frac{1,6968:3}{=0,2121}$
SiO_2	37,47	0,6245	2,95
TiO_2	0,39	0,0049	0,02
Al_2O_3	17,41	0,3414	1,61
Fe_2O_3	7,15	0,0894	0,42
FeO	14,62	0,2031	0,96
MnO	0,88	0,0124	0,05
MgO	2,75	0,0682	0,32
CaO	19,76	0,3529	1,66
Сумма	100,43	1,6968	8,00

$$a_0 = 11,75; \rho = 3,88; z = 8; K = 4,74.$$

Формула граната: $(Ca_{1,66}Fe_{0,96} \times Mg_{0,32}Mn_{0,06})_3(Al_{1,58}Fe_{0,42})_2[(Si_{2,95} \times Ti_{0,02}Al_{0,03})_3O_{12}]$.

Расчет формулы бронзита

Компоненты	Массо- вая до- ля, %	Параметр элементар- ной ячейки a	Делитель $\frac{1,8832:4}{=0,4708}$
SiO ₂	55,64	0,9273	1,97
Al ₂ O ₃	0,44	0,0086	0,02
Fe ₂ O ₃	2,66	0,0333	0,07
FeO	8,61	0,1196	0,25
MgO	31,54	0,7826	1,66
MnO	0,27	0,0038	0,01
CaO	0,50	0,0090	0,02
Сумма	99,66	1,8832	4,00

Формула бронзита: $(Mg_{1,66} \times$
 $\times Fe_{2,0}^{2+} Mn_{0,01} Ca_{0,02} Fe_{0,06}^{3+})_2 (Si_{1,97} \times$
 $\times Al_{0,02} Fe_{0,01}^{3+})_2 O_6$.

Расчет формулы диопсида

Компоненты	Массо- вая до- ля, %	Параметр элементар- ной ячейки a	Делитель $\frac{1,8379:4}{=0,4595}$
SiO ₂	53,93	0,8988	1,95
Al ₂ O ₃	0,21	0,0041	0,01
Fe ₂ O ₃	0,52	0,0065	0,02
FeO	1,44	0,0200	0,04
MgO	18,36	0,4556	0,99
CaO	25,36	0,4529	0,99
Сумма	99,82	1,8379	4,00

Формула диопсида: $(Ca_{0,99} Mg_{0,99} \times$
 $\times Fe_{0,04}^{2+})_2 (Si_{1,95} Al_{0,01} Fe_{0,02})_2 O_6$.

Ленточные силикаты

Амфиболы. Расчет структурной формулы амфибола довольно сложен. Кристаллохимическая формула имеет вид $X_{2-3}Y_5Z_8(O, OH)_{24}$, где $X = (Ca, Na, K, Mn, Mg)$; $Y = Mg, Fe^{2+}, Mn, Al, Fe^{3+}, Ti(Cr, V, Ni)$; $Z = Si, Al, (Ti)$. Хорошо выполненный анализ мономинеральной фракции амфибола должен соответствовать соотношениям $X : Y : Z : (O, OH) = 2-3 : 5 : 8 : 24$, всякие отклонения свидетельствуют либо о плохом качестве анализа, либо о плохой отборке минерала. Состав ромбических амфиболов близок к формуле $Y_7Z_8(O, OH)_{24}$, поскольку в ней почти вся группа X замещена элементами группы Y и сумма коэффициентов при $(X+Y)$ равна семи. Однако в химических анализах природных образцов антофиллитов и куммингтонитов — $Y_7Z_8(O, OH)_{24}$ — почти всегда имеется некоторое количество Na, K, Ca , вследствие чего отношения $Y : Z > 7 : 8$. Что касается роговых обманок — $X_{2-3}Y_5Z_8 \times (O, OH)_{24}$, где группа X замещена ионами в восьмерной координации, то в них имеется избыток магния, входящий в группу X . Отсюда видно, что магний может входить в группы X и Y , а алюминий и титан — в группы Y и Z .

При пересчете анализов моноклинных амфиболов (кроме куммингтонита, грюнерита, даннеморита, у которых в положении X находятся Mg и Fe^{2+}) за основу следует принять величину, не меняющуюся в структуре и хорошо определяемую аналитически. Такой величиной для амфиболов с формулой $X_{2-3}Y_5Z_8(O, OH)_{24}$ является сумма ионов, входящих в группы Y и Z и равная 13 (5+8). К этой величине (тринадцати) и следует в большинстве случаев приравнивать сумму атомных отношений Mg, Fe^{2+}, Fe^{3+} ,

Mn, Al, Ti, Si. Однако у тех амфиболов, у которых группа X замещена магнием (ромбические амфиболы, антофиллит, жедрит, холмквистит, а также моноклинные куммингтонит и грюнерит), подобный расчет приведет к формуле, где либо сумма катионов в группе $X < 2$, либо в группе $Z(\text{Si}, \text{Al}) < 8$, т. е. к ошибочной формуле, не отвечающей структуре амфиболов. Такой результат покажет, что основа для расчета выбрана неверно: в этом случае за основу нужно принять либо величину $\frac{X+Y+Z}{15}$, либо $\frac{\text{Si}}{6}$.

Пример расчета формул амфиболов приведен в табл. 72, 73.

Из расчета следует, что в амфиболе имеется избыток воды. Если допустить, что в составе амфибола находится ион оксония $(\text{H}_3\text{O})^+$, дополняющий группу X до 3, то его должно быть $(\text{H}_3\text{O})_{0,40}$: это повысит валентность группы катионов на 0,40, которая будет равна $46,15+0,40=46,55$. Тогда кислород рассчитывается как $46,55-24=22,55$, а группа (OH, F) будет равна $24-22,55=1,45$ (OH). В этом случае формула амфибола будет иметь такой вид: $(\text{Ca}_{1,82}\text{Na}_{0,37}\text{K}_{0,41}(\text{H}_3\text{O})_{0,40})_{3,00}(\text{Fe}^{2+}_{2,70}\text{Mg}_{0,52}\text{Mn}_{0,12}\times \text{Fe}^{3+}_{1,44}\text{Al}_{0,15}\text{Ti}_{0,07})_{5,00}(\text{Si}_{6,00}\text{Al}_{2,00})_{8,00}\text{O}_{22}(\text{O}_{0,55}\text{F}_{0,30}\text{OH}_{1,15})_{2,00}$.

Теперь проверим, достаточно ли в анализе воды, чтобы таким образом рассчитать формулу. По формуле имеем $(\text{H}_3\text{O})_{0,40}=1,2$ (H) и $(\text{OH})_{1,15}=1,15$ (H), т. е. всего $1,2+1,15=2,35$ H. По данным анализа имеется 3,06 (OH, F). Из расчета $3,06-2,36=0,71$ H $\approx 0,66\%$ H_2O — следует, что пересчет на оксоний возможен, однако, чтобы быть уверенным в этом полностью, следует все же доказать его наличие в структуре с помощью ИК-спектроскопии.

Для амфиболов, у которых часть Mg (катион группы Z) входит в группу X (ромбические амфиболы и др. — см. выше), основа $(Z+Y):13$ неприменима. Поэтому нужно подобрать другую основу и подобрать ее так, чтобы сумма катионов в группе X была больше двух, но меньше трех, сумма в группе Y была равна пяти, а в группе Z — восьми и чтобы после расчета не оказалось большого избытка или нехватки H_2O^+ , т. е. так, чтобы были удовлетворены условия, требуемые структурой амфиболов. У рассматриваемых амфиболов большей частью $X=2$ и за основу можно принять сумму всех катионов, равную 15 (или же взять $\text{Si}=6$). Если для образца имеются параметры решетки, то наиболее правильным будет использовать их.

Слоевые силикаты

Структуры этой группы минералов известны достаточно хорошо, и рассчитываемые формулы их должны весьма точно отразить как структуру, так и химический состав. Чистые минеральные фракции минералов этой группы вследствие особенностей их структуры отобрать трудно. Поэтому очень важно установить, какие имеются примеси, ибо в ряде случаев можно исходя из данных химического анализа отдельно рассчитать состав изучаемого минерала и состав примесей.

Расчет формулы роговой обманки

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки a	Делитель	Число катионов W_k
			1,4052:13=0,1081	
SiO ₂	40,00	0,6667	6,17	24,68
TiO ₂	1,33	0,0166	0,15	0,60
Al ₂ O ₃	11,13	0,2182	2,01	6,03
Fe ₂ O ₃	7,92	0,0992	0,92	2,76
V ₂ O ₃	0,14	0,0018	0,02	0,06
FeO	17,05	0,2371	2,19	4,38
MgO	6,47	0,1605	1,49	2,98
MnO	0,36	0,0051	0,05	0,10
		1,4052	13,00 (Y+Z)	
CaO	11,30	0,2025	1,87	3,74
Na ₂ O	1,48	0,0478	0,44	0,44
K ₂ O	1,08	0,0232	0,22	0,22
			2,53 (X)	46,00
				24
H ₂ O ⁺	1,80	0,2000	1,85	22 кислорода
F	0,30	0,0158	0,15	2 (OH, F)
			2,00	
	100,45			
	0,13			
Сумма	100,32			

Формула роговой обманки: $(Ca_{1,87}Na_{0,44}K_{0,22})_{2,53}(Fe^{2+}_{2,19}Mg_{1,49}Mn_{0,05}V_{0,02} \times Fe^{3+}_{0,92}Ti_{0,15}Al_{0,18})_{5,00}(Si_{6,17}Al_{1,83})_{8,00}O_{22}(OH_{1,85}F_{0,15})_{2,00}$.

Таблица 73

Расчет формулы амфибола

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки a	Делитель	Число катионов W_k
			1,3360:13=0,1028	
SiO ₂	37,00	0,6157	6,00	24,00
TiO ₂	0,59	0,0874	0,07	0,28
Al ₂ O ₃	11,29	0,2214	2,15	6,45
Fe ₂ O ₃	11,86	0,1484	1,44	4,32
FeO	19,96	0,2772	2,70	5,40
MgO	2,16	0,0536	0,52	1,04
MnO	0,87	0,0123	0,12	0,24
		1,3360	13,00 (Y+Z)	
CaO	10,49	0,1873	1,82	3,64
Na ₂ O	1,18	0,0382	0,37	0,37
K ₂ O	1,98	0,0424	0,41	0,41
		0,2679	2,60 (X)	46,15
				24
H ₂ O ⁺	2,55	0,2834	2,76	22,15 кислорода
H ₂ O ⁻	0,40	(0,0444)		1,85 (OH, F)
F	0,58	0,0305	0,30	
		0,3139	3,06	
	100,91			
	0,24			
Сумма	100,67			

Избыток (H) = 3,06 - 1,85 = 1,21 (H) ~ 1,12 % H₂O⁺.

Формула амфибола: $(Ca_{1,82}Na_{0,37}K_{0,41})_{2,60}(Fe^{2+}_{2,70}Mg_{0,52}Mn_{0,12}Fe^{3+}_{1,44}Al_{0,15} \times Ti_{0,07})_{5,00}(Si_{6,00}Al_{2,00})_{8,00}O_{22}(O_{0,15}F_{0,30}OH_{1,55})_{2,00}$.

В основе структур слюд, гидрослюд, хлоритов и монтмориллонитов лежат структуры пиррофиллита $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (шесть катионов) и талька $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ (семь катионов). Структура талька называется триоктаэдрической, а структура пиррофиллита — диоктаэдрической.

Структуры слюд также делятся на диоктаэдрические (мусковит, парагонит), в которых $1/3$ октаэдров не заполнена катионами и триоктаэдрические (биотит, флогопит и др.), в которых все октаэдры заняты катионами. Вхождение в структуру слюд иона K^+ требует компенсации валентности. Поэтому $1/4$ ионов кремния в кремнекислородных тетраэдрах замещена алюминием с образованием алюмокремнекислородных тетраэдров. В формуле диоктаэдрической слюды семь катионов $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ — мусковит, а в формуле триоктаэдрической восьмью катионов $\text{KMg}_3 \times (\text{Si}_3\text{Al})_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ — флогопит. Отметим, что эти два структурных типа слюд не образуют друг с другом изоморфных смесей. В структурной формуле хлорита $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ — число катионов равно десяти.

Глинистые минералы имеют триоктаэдрические и диоктаэдрические структуры. Представителем вторых является монтмориллонит, в котором катионами заполнено $2/3$ кислородных октаэдров. В вермикулите (триоктаэдрическая структура) нет пустых октаэдров. Ниже даны формулы монтмориллонита $[(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_x \times 3\text{H}_2\text{O}] \text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10+x}\text{OH}_{2-x}n\text{H}_2\text{O}$ и вермикулита $[(\text{K}, \text{Na}, \text{Ca})_x \times 3\text{H}_2\text{O}] \text{Mg}_3\text{Si}_{4+x}\text{OH}_{1-x} \cdot n\text{H}_2\text{O}$.

Формулы минералов группы каолина — галлуазита имеют вид $\text{X}_4\text{Z}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ (восемь катионов).

Для всех перечисленных минералов характерно высокое содержание воды, входящей в структуру в виде гидроокислов, молекул воды и иона оксония (H_3O^+).

Структуры перечисленных минералов очень четкие, вследствие чего расчет химических формул должен четко соответствовать данной структуре. Расчет ведется по количеству катионов в формульной единице: у талька их 7, у галлуазита — 8, у пиррофиллита — 6, у хлорита — 10. Для тех минералов, у которых кроме групп Y и Z имеется и группа X, расчет нужно производить исходя из суммы катионов групп Z+Y, находящихся в тетраэдрической и октаэдрической позициях. У диоктаэдрических слюд суммарное количество таких катионов 6, а у триоктаэдрических — 7. В табл. 74, 75, 76 и 77 даны примеры расчета формул минералов этой группы.

Биотит $\text{K}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al}, \text{Ti})_3(\text{Si}_3\text{Al})_4(\text{O}, \text{OH})_{12}$ является триоктаэдрической слюдой, поэтому сумма катионов, находящихся в октаэдрической и тетраэдрической позициях, при расчете формулы делится на 7.

Рассчитанная формула вполне отвечает структуре триоктаэдрического биотита.

Расчет формулы биотита

Таблица 74

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки <i>a</i>	Делитель	Число катионов W_K
			1,5662:7=0,2237	
SiO ₂	39,70	0,6617	2,96	11,84
TiO ₂	1,11	0,0139	0,06	0,24
Al ₂ O ₃	15,92	0,3122	1,40	4,20
Cr ₂ O ₃	0,08	0,0011	< 0,01	0,02
Fe ₂ O ₃	3,31	0,0414	0,19	0,57
FeO	8,96	0,1244	0,55	1,10
MgO	16,15	0,4008	1,79	3,58
MnO	0,24	0,0034	< 0,02	0,04
Li ₂ O	0,11	0,0073	0,03	0,03
		1,5662	7,00 (Z + Y)	
CaO	1,60	0,0286	0,13	0,26
Na ₂ O	0,86	0,0277	0,13	0,13
K ₂ O	8,08	0,1716	0,76	0,76
		0,2279	1,02 (X)	22,77
				12
	3,21	0,3567	1,59	10,77 кислорода
	1,40	0,0737	0,32	1,23 (F, OH)
	100,73	0,4304	1,91 (OH, F)	
	0,59			
	100,14			

Избыток (OH=1,91-1,23=0,68 (OH) ≈ 1,41 % H₂O.

Формула биотита: $[(K, Na)_{0,85}Ca_{0,13}]_{1,02}(Mg_{1,79}Fe^{2+}_{0,55}Fe^{3+}_{0,19}Li_{0,03}Mn_{0,02}Ti_{0,06} \times Al_{0,36})_{3,00}(Si_{2,96}Al_{1,04})_{4,00}O_{10}(O_{0,77}(OH)_{0,91}F_{0,32})_{2,00}$.

Расчет формулы мусковита

Таблица 75

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки <i>a</i>	Делитель	Число катионов W_K
			1,4640:6=0,2440	
SiO ₂	46,18	0,7697	3,16	12,64
TiO ₂	1,10	0,0138	0,05	0,20
Al ₂ O ₃	26,62	0,5220	2,14	6,42
Fe ₂ O ₃	2,59	0,0324	0,13	0,39
FeO	5,20	0,0722	0,30	0,60
MgO	1,95	0,0484	0,20	0,40
MnO	0,39	0,0055	0,02	0,04
		1,4640	6,00 (Y + Z)	
K ₂ O	9,86	0,2094	0,86	0,86
Na ₂ O	0,49	0,0158	0,07	0,07
CaO	0,13	0,0023	0,01	0,02
		0,2275	0,94 (X)	21,64
				12
H ₂ O ⁺	3,94	0,4378	1,79	9,64 кислород
F	1,41	0,0742	0,34	2,36 (OH, F)
H ₂ O ⁻	0,17	0,0189	(0,08)	
	100,03		2,21	
	0,59			
	99,44			

Недостаток воды = 2,36 - 2,21 = 0,15 H ≈ 0,33 % H₂O.

Формула мусковита: $(K_{0,86}Na_{0,07}Ca_{0,01})_{0,94}(Al_{1,30}Fe^{3+}_{0,13}Fe^{2+}_{0,30}Mg_{0,20}Mn_{0,02} \times Ti_{0,05})_{2,00}(Si_{3,16}Al_{0,84})_{4,00}(O_{9,64}OH_{0,36})_{10}(OH_{1,66}F_{0,34})_{2,00}$.

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки <i>a</i>	Делитель		W _к
			1,7588:10=0,1759		
SiO ₂	31,63	0,5271	3,00		12,00
Al ₂ O ₃	16,86	0,3306	1,88		5,64
Fe ₂ O ₃	1,64	0,0205	0,12		0,36
FeO	1,42	0,0197	0,11		0,22
MnO	0,06	0,0008	—		—
MgO	34,59	0,8583	4,88		9,76
CaO	0,09	0,0016	0,01		0,02
NiO	0,01	0,0002	—	—	—
CoO					
		1,7588	10,00		28,00
					18
H ₂ O-	0,47	0,0522			10,00 кислород 8,00 (OH)
H ₂ O+	12,71	1,4122	8,03		
Сумма	99,48				

Формула хлорита: $(Mg_{4,88}Ca_{0,01}Fe^{2+}_{0,11}Fe^{3+}_{0,12}Al_{0,88})_{6,00}(Si_{3,00}Al_{1,00})_{4,00}O_{10} \times (OH)_{8,00}$.

Таблица 77

Монтмориллонит (возможные примеси — ярозит, гётит, геарксутит)

Компоненты	Массовая доля, %	Параметр элементарной ячейки <i>a</i>	Ярозит KFe ₃ (SO ₄)(OH) ₂ по S(±5), единица 2,5		Геарксутит CaAlF ₂ OH·H ₂ O по F (1±263), единица 316		Гётит FeO(OH) по остатку Fe(±38)	Остаток	Монтмориллонит 3H ₂ O (K, Na, Ca) ₂ (Al, Mg) ₂ (Si, Al) ₄ (O, OH) ₁₂ Al+Mg+S1=13488; 13483:6=2248 (единица)		Остаток H ₂ O
			—	—	—	—			—	—	
SiO ₂	53,73	8 955	—	—	—	—	8 955	8 955	3,98	15,92	
Al ₂ O ₃	19,52	3 827	—	316	—	—	3 511	3 511	1,56	4,68	
Fe ₂ O ₃	0,37	46	8	—	38	—	—	—	—	—	
MnO	0,01	1	—	—	—	—	1	1	—	—	
MgO	4,12	1 022	—	—	—	—	1 022	1 022	0,46	0,92	
CaO	2,23	398	—	316	—	—	82	82	0,04	0,08	
Na ₂ O	0,55	178	—	—	—	—	178	178	0,08	0,08	
K ₂ O	0,07	18	3	—	—	—	15	15	0,01	0,01	
										21,69	
SO ₃	0,04	5	5	—	—	—	—	—	—	12	
F	2,40	1263	—	1263	—	—	—	—	—	9,69 O	
										2,31 OH	
H ₂ O+	7,62	8467	15	316	38	—	—	—	—	+2905 +774	
H ₂ O-	10,79	11989	—	632	—	8 098	5 193*	2,31			
O~F ₂	101,45					11 357	13 488**	3,00		-2131	
	-1,01										
	100,44		0,12 %	5,62 %	0,33 %				93,65 %	0,70 %	

* По количеству OH=2,31×2248=5193{3H₂O[(K, Na)_{0,05}Ca_{0,04}]_{0,13}}×(Al_{1,54}Mg_{0,46})_{2,00}(Si_{3,98}Al_{0,02})_{4,00}(O_{9,69}OH_{2,31})_{12,00}.

** По количеству 3H₂O=6×2248=13 488.

Расчет формулы биотита по параметрам элементарной ячейки дает результаты, хорошо согласующиеся с выполненным выше расчетом: $a_0=5,3$; $b_0=9,2$; $c_0=10,2$; $\beta=100^\circ$; $\rho \approx 3,03$; $Z=2$.

Объем элементарной ячейки $v=abc \sin \beta$.

Расчет $K/2$

(a)	lg	5,3 = 0,7243
(b)	lg	9,2 = 0,9638
(c)	lg	10,2 = 1,0086
(sin β)	lg sin	$80^\circ = \bar{1},9934$
(ρ)	lg	3,03 = 0,4814
	lg	0,006023 = $\bar{3},7798$

0,9513

$$(Z) \lg 2 = \frac{0,3010}{0,6503} \approx 4,47.$$

Расчет суммы атомов группы Y и Z: $1,5662 \times 4,47 = 7,00$.

Мусковит $K(\text{Al}, \text{Fe}, \text{Mg})_2(\text{Si}, \text{Al})_4(\text{O}, \text{OH})_2$ является диоктаэдрической слюдой и поэтому сумма атомных отношений групп Y и Z делится на 6.

В приведенном ниже анализе определение п. п. п. дало 4,32%. Величину п. п. п. следует принять за H_2O^+ (хотя прямое определение $\text{H}_2\text{O}^+ = 3,94$). Разница $4,32 - 3,94 = 0,38\%$ повышает сумму анализа до 99,82% и увеличивает количество (OH) до 1,96; в результате вся вода точно укладывается в приведенную формулу мусковита.

Наилучший расчет формулы мусковита можно произвести по параметрам элементарной ячейки, если таковые имеются для данного образца.

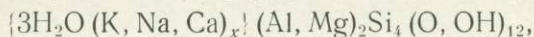
Хлорит $\text{Mg}_6\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Его структура хорошо известна, и расчетная формула не должна отклоняться от отношений коэффициентов Y:Z: (O, OH) = 6:4:18. Иные отношения указывают на наличие примесей в анализировавшемся материале или на некачественный анализ. Число катионов у хлорита 10.

Глинистые минералы

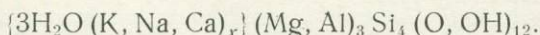
При расчете формулы глинистых минералов необходимо учитывать, что: 1) выделить мономинеральную фракцию глинистого минерала очень трудно и поэтому, перед тем как рассчитывать формулу, нужно выяснить, какие еще минералы входят в отобранную фракцию (для этого используются термический анализ, электронный микроскоп и другие методы); 2) глинистые минералы содержат много воды, а точно определить «конституционную воду» H_2O^+ не всегда возможно; 3) поскольку глинистые минералы имеют одинаковый качественный химический состав, то при расчете формул смеси, как правило, нельзя исходить из содержания какого-либо элемента, типичного только для какого-то одного минерала смеси. Хотя указанное и усложняет расчет, но благодаря тому, что структуры этих минералов хорошо изучены, базируясь

на них, легко проконтролировать правильность расчета результатов химического анализа на структурную формулу.

Так, например, среди минералов группы монтмориллонита выделяются два структурных типа: диоктаэдрический (монтмориллонит, нонтронит) и триоктаэдрический (сапонит, гекторит, вермикулит). Для первых общая формула



для вторых



Компенсация валентностей ($\text{Si}^{4+} \rightarrow \text{Al}^{3+}$; $\text{Al}^{3+} \rightarrow \text{Mg}^{2+}$; $\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{K}^+$) имеет место как замещением катиона на катион, так и замещением кислорода на гидроксил.

При расчете чистого образца монтмориллонита за основу берется сумма катионов, имеющих тетраэдрическую и октаэдрическую координации. Эта сумма для минералов диоктаэдрического структурного типа равна шести, а триоктаэдрического типа — семи.

В табл. 77 приведен пример расчета: 1) установленных в анализе примесей SO_3 , Fe и F, которые рассчитаны как ярозит — $\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$, геаркутит — $\text{CaAlF}_4(\text{OH})\text{H}_2\text{O}$ и гётит — $\text{FeO}(\text{OH})$; 2) остатка на чистый монтмориллонит. Сумма атомных отношений ($\text{Si} + \text{Al} + \text{Mg}$) принята равной шести исходя из формулы $\{3\text{H}_2\text{O}(\text{K}, \text{Na})\}[(\text{Al}, \text{Mg})_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$, и частное ($\text{Si} + \text{Al} + \text{Mg}$) : 6 взято как единица.

Данные расчета показывают, что образец имеет следующий состав (в %):

монтмориллонит	$\{3\text{H}_2\text{O}(\text{Na}, \text{K})_{0,09}\text{Ca}_{0,04}\}_{0,13}[(\text{Mg}_{0,46}\text{Al}_{1,54})_{2,0}(\text{Si}_{3,98} \times$	
$\times \text{Al}_{0,02})_{4,00}(\text{O}_{9,69}\text{OH}_{2,31})_{12,00}]$		94,0
геаркутит	$\text{CaAlF}_4(\text{OH})\text{H}_2\text{O}$	5,6
гётит	$\text{FeO}(\text{OH})$	0,3
ярозит	$\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$	0,1

Как видно, результат химического анализа хорошо рассчитывается в формулу, отвечающую структуре минерала.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Борнеман-Старынкевич И. Д. Руководство по расчету формул минералов. М., Наука, 1964.
2. Дир У. А., Зусман Дж., Хауи Р. А. Породообразующие минералы. Т. I, II, III, IV. М., Мир, 1965—1966.
3. Заварицкий А. Н. Пересчет химических анализов горных пород и определение химических типов их. 1-е изд. М., Изд-во АН СССР, 1941; 2-е изд. М., Недра, 1960.
4. Зиновьева Н. Г., Чубаров В. М., Граменицкий Е. Н. Закономерности изменения состава молибдошеелита по зонам метасоматической колонки. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1981, № 1, с. 58—65.
5. Измайлов Н. А. Электрохимия растворов. М., Химия, 1976.
6. Казыцын Ю. В., Рудник В. А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М., Недра, 1968.
7. Маракушев А. А. Кислотно-щелочные свойства минералов и петрохимические расчеты. — Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 5, с. 3—25.
8. Маракушев А. А. Петрогенезис и рудообразование. М., Наука, 1979.
9. Маракушев А. А. Основность минералов, горных пород и минеральных равновесий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 30—46.
10. Петрография. Ч. I. М., Изд-во МГУ, 1976.
11. Петрография. Ч. II. М., Изд-во МГУ, 1981.
12. Предевский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, 1970.
13. Предевский А. А. Реконструкция условий седиментогенеза и вулканизма раннего докембрия. Л., Наука, 1980.
14. Проблемы кристаллохимии силикатов. Сер. кристаллохимия, т. 14. М., ВНИИТИ, 1980.
15. Ритман А. Устойчивые минеральные ассоциации изверженных пород. М., Мир, 1975.
16. Рудник В. А. Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому минерало- и пороодообразованию. Л., Недра, 1966.
17. Соболев В. Введение в минералогию силикатов. Львов, Изд-во Львовск. гос. ун-та, 1949.
18. Соболев Н. Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М., Госгеолтехиздат, 1952.
19. Соболев Н. Д. К петрохимии ультраосновных горных пород. — Геохимия, 1959, № 8, с. 679—695.
20. Соболев Н. Д. О слое сима Земли. — Геология и геофизика, 1963, № 1, с. 85—97.
21. Четвериков С. Д. Руководство к петрохимическим пересчетам. М., Госгеолтехиздат, 1956.
22. Bart T. F. W. Oxygen in Rocks: a basis for petrographic calculations. — J. of Geol., 1948, vol. 56, N 1, p. 50—59.
23. Gross W., Iddings J., Pirsson L., Washington H. Quantitative classification of igneous rocks. Chicago—London, 1903.
24. Le Maitre R. W. The chemical variability of some common igneous rocks. — J. of Petrology, 1976, vol. 17, N 1, p. 589—598.
25. Niggli P. Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilung., 1936, B. 16, N 2, s. 13—48.

Таблицы для пересчета массовых долей окислов в процентах
в молекулярные количества

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
Кремнезем SiO ₂ ; формульная масса 60,09											
0	000	002	003	005	007	008	010	012	013	015	0
1	017	018	020	022	023	025	027	028	030	032	1
2	033	035	037	038	040	042	043	045	047	048	2
3	050	052	053	055	057	058	060	062	063	065	3
4	067	068	070	072	073	075	077	078	080	082	4
5	083	085	087	088	090	092	093	095	097	098	5
6	100	102	103	105	107	108	110	112	113	115	6
7	116	118	120	122	123	125	126	128	130	131	7
8	133	135	136	138	140	141	143	145	146	148	8
9	150	151	153	155	156	158	160	161	163	165	9
10	166	168	170	171	173	175	176	178	180	181	10
11	183	185	186	188	190	191	193	195	196	198	11
12	200	201	203	205	206	208	210	211	213	215	12
13	216	218	220	221	223	225	226	228	230	231	13
14	233	235	236	238	240	241	243	245	246	248	14
15	250	251	253	255	255	258	260	261	263	265	15
16	266	268	270	271	273	275	276	278	280	281	16
17	283	285	286	288	290	291	293	295	296	298	17
18	300	301	303	305	306	308	310	311	313	315	18
19	316	318	320	321	323	325	326	328	330	331	19
20	333	334	336	338	340	341	343	344	346	348	20
21	349	351	353	354	356	358	359	361	363	364	21
22	366	368	369	371	373	374	376	378	379	381	22
23	383	384	386	388	389	391	393	394	396	398	23
24	399	401	403	404	406	408	400	411	413	414	24
25	416	418	419	421	423	424	426	428	429	431	25
26	433	434	436	438	439	441	443	444	446	448	26
27	449	451	453	454	456	458	459	461	463	464	27
28	466	468	469	471	473	474	476	478	479	481	28
29	483	484	486	488	489	491	493	494	496	498	29
30	499	501	503	504	506	508	509	511	513	514	30
31	516	518	519	521	523	524	526	528	529	531	31
32	533	534	536	538	539	541	543	544	546	548	32
33	549	551	553	554	556	558	559	561	562	564	33
34	566	567	569	571	572	574	576	577	579	581	34
35	582	584	586	587	589	591	592	594	596	597	35
36	599	601	602	604	606	607	609	611	612	614	36
37	616	617	619	621	622	624	626	627	629	631	37
38	632	634	636	637	639	641	642	644	643	647	38
39	649	651	652	654	656	657	659	661	662	664	39
40	666	667	669	671	672	674	676	677	679	681	40
41	682	684	686	687	689	691	692	694	696	697	41
42	699	701	702	704	705	707	709	711	712	714	42
43	716	717	719	721	722	724	726	727	729	731	43
44	732	734	736	737	739	741	742	744	746	747	44

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
45	749	751	752	754	756	757	759	761	762	764	45
46	766	767	769	771	772	774	776	777	779	780	46
47	782	784	786	787	789	790	792	794	795	797	47
48	799	800	802	804	805	807	809	810	812	814	48
49	815	817	819	820	822	824	825	827	829	830	49
50	832	834	835	837	839	840	842	844	845	847	50
51	849	850	852	854	855	857	859	860	862	864	51
52	865	867	869	870	872	874	875	877	879	880	52
53	882	884	885	887	889	890	892	894	895	897	53
54	899	900	902	904	905	907	909	910	912	914	54
55	915	917	919	920	922	924	925	927	929	930	55
56	932	934	935	937	939	940	942	944	945	947	56
57	949	950	952	954	955	957	959	960	962	964	57
58	965	967	969	970	972	974	975	977	979	980	58
59	982	984	985	987	989	990	992	994	995	997	59
60	999	1000	1002	1004	1005	1007	1008	1010	1012	1013	60
61	1015	1017	1018	1020	1022	1023	1025	1027	1028	1030	61
62	1032	1035	1035	1037	1038	1040	1042	1043	1045	1047	62
63	1048	1050	1052	1053	1055	1057	1058	1060	1062	1063	63
64	1065	1067	1068	1070	1072	1073	1075	1077	1078	1080	64
65	1082	1083	1085	1087	1088	1090	1092	1093	1095	1097	65
66	1098	1100	1102	1103	1105	1107	1108	1110	1112	1113	66
67	1115	1117	1118	1120	1122	1123	1125	1127	1128	1130	67
68	1132	1133	1135	1137	1138	1140	1142	1143	1145	1147	68
69	1148	1150	1152	1153	1155	1157	1158	1160	1162	1163	69
70	1165	1167	1168	1170	1172	1173	1175	1177	1178	1180	70
71	1182	1183	1185	1187	1188	1190	1192	1193	1195	1197	71
72	1198	1200	1202	1203	1205	1207	1208	1210	1212	1213	72
73	1215	1217	1218	1220	1222	1223	1225	1226	1228	1230	73
74	1232	1233	1235	1236	1238	1240	1241	1243	1245	1246	74
75	1248	1250	1251	1253	1255	1256	1258	1260	1261	1263	75
76	1265	1266	1268	1270	1271	1273	1275	1276	1278	1280	76
77	1281	1283	1285	1286	1288	1290	1291	1293	1295	1296	77
78	1298	1300	1301	1303	1305	1306	1308	1310	1311	1313	78
79	1315	1316	1318	1320	1321	1323	1325	1326	1328	1330	79
80	1331	1333	1335	1336	1338	1340	1341	1343	1345	1346	80
81	1348	1350	1351	1353	1355	1356	1358	1360	1361	1363	81
82	1365	1366	1368	1370	1371	1373	1375	1376	1378	1380	82
83	1381	1383	1385	1386	1388	1390	1391	1393	1395	1396	83
84	1398	1400	1401	1403	1405	1406	1408	1410	1411	1413	84
85	1415	1416	1418	1420	1421	1423	1425	1426	1428	1430	85
86	1431	1433	1435	1436	1438	1440	1441	1443	1444	1446	86
87	1448	1450	1451	1453	1454	1456	1458	1459	1461	1463	87
88	1464	1466	1468	1469	1471	1473	1474	1476	1478	1479	88
89	1481	1483	1484	1486	1488	1489	1491	1493	1494	1496	89
90	1498	1499	1501	1502	1504	1506	1508	1509	1511	1513	90
91	1514	1516	1518	1519	1521	1523	1524	1526	1528	1529	91
92	1531	1533	1534	1536	1538	1539	1541	1543	1544	1546	92
93	1548	1549	1551	1553	1554	1556	1558	1559	1561	1563	93
94	1564	1566	1568	1569	1571	1573	1574	1576	1578	1579	94

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
95	1581	1583	1584	1586	1588	1589	1591	1593	1594	1596	95
96	1598	1599	1601	1603	1604	1606	1608	1609	1611	1613	96
97	1614	1616	1618	1619	1621	1623	1624	1626	1628	1629	97
98	1631	1633	1634	1636	1638	1639	1641	1643	1644	1646	98
99	1648	1649	1651	1653	1654	1656	1658	1659	1661	1663	99
100	1664										100

Оксид титана TiO_2 ; формульная масса 79,90

0	000	001	003	004	005	006	008	009	010	011	0
1	013	014	015	016	018	019	020	021	023	024	1
2	025	026	028	029	030	031	033	034	035	036	2
3	038	039	040	041	043	044	045	046	048	049	3
4	050	051	053	054	055	056	058	059	060	061	4
5	063	064	065	066	068	069	070	071	073	074	5
6	075	076	078	079	080	081	083	084	085	086	6
7	088	089	090	091	093	094	095	096	098	099	7
8	100	101	103	104	105	106	108	109	110	111	8
9	113	114	115	116	118	119	120	121	123	124	9
10	125	126	128	129	130	131	133	134	135	136	10
11	138	139	140	141	143	144	145	146	148	149	11
12	150	151	153	154	155	156	158	159	160	161	12
13	163	164	165	166	168	169	170	171	173	174	13
14	175	176	178	179	180	181	183	184	185	186	14

Глинозем Al_2O_3 ; формульная масса 101,96

0	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	0
1	010	011	012	013	014	015	016	017	018	019	1
2	020	021	022	023	024	025	026	026	027	028	2
3	029	030	031	032	033	034	035	036	037	038	3
4	039	040	041	042	043	044	045	046	047	048	4
5	049	050	051	052	053	054	055	056	057	058	5
6	059	060	061	062	063	064	065	066	067	068	6
7	069	070	071	072	073	074	075	076	077	077	7
8	078	079	080	081	082	083	084	085	086	087	8
9	088	089	090	091	092	093	094	095	096	097	9
10	098	099	100	101	102	103	104	105	106	107	10
11	108	109	110	111	112	113	114	115	116	117	11
12	118	119	120	121	122	123	124	125	126	127	12
13	128	128	129	130	131	132	133	134	135	136	13
14	137	138	139	140	141	142	143	144	145	146	14
15	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	15
16	157	158	159	160	161	162	163	164	165	166	16
17	167	168	169	170	171	172	173	174	175	176	17
18	177	178	179	179	180	181	182	183	184	185	18
19	186	187	188	189	190	191	192	193	194	195	19
20	196	197	198	199	200	201	202	203	204	205	20
21	206	207	208	209	210	211	212	213	214	215	21
22	216	217	218	219	220	221	222	223	224	225	22
23	226	227	228	229	230	230	231	232	233	234	23
24	235	236	237	238	239	240	241	242	243	244	24

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
25	245	246	247	248	249	250	251	252	253	254	25
26	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	26
27	265	266	267	268	269	270	271	272	273	274	27
28	275	276	277	278	279	280	281	281	282	283	28
29	284	285	286	287	288	289	290	291	292	293	29
30	294	295	296	297	298	299	300	301	302	303	30
31	304	305	306	307	308	309	310	311	312	313	31
32	314	315	316	317	318	319	320	321	322	323	32
33	324	325	326	327	328	329	330	331	332	332	33
34	333	334	335	336	337	338	339	340	341	342	34
35	343	344	345	346	347	348	349	350	351	352	35
36	353	354	355	356	357	358	359	360	361	362	36
37	363	364	365	366	367	368	369	370	371	372	37
38	373	374	375	376	377	378	379	380	381	382	38
39	383	383	384	385	386	387	388	389	390	391	39
40	392	393	394	395	396	397	398	399	400	401	40
41	402	403	404	405	406	407	408	409	410	411	41
42	412	413	414	415	416	417	418	419	420	421	42
43	422	423	424	425	426	427	428	429	430	431	43
44	432	433	434	434	435	436	437	438	439	440	44
45	441	442	443	444	445	446	447	448	449	450	45
46	451	452	453	454	455	456	457	458	459	460	46
47	461	462	463	464	465	466	467	468	469	470	47
48	471	472	473	474	475	476	477	478	479	480	48
49	481	482	483	484	485	485	486	487	488	489	49
50	490	491	492	493	494	495	496	497	498	499	50
51	500	501	502	503	504	505	506	507	508	509	51
52	510	511	512	513	514	515	516	517	518	519	52
53	520	521	522	523	524	525	526	527	528	529	53
54	530	531	532	533	534	535	536	536	537	538	54
55	539	540	541	542	543	544	545	546	547	548	55
56	549	550	551	552	553	554	555	556	557	558	56
57	559	560	561	562	563	564	565	566	567	568	57
58	569	570	571	572	573	574	575	576	577	578	58
59	579	580	581	582	583	584	585	586	587	587	59
60	588	589	590	591	592	593	594	595	596	597	60
61	598	599	600	601	602	603	604	605	606	607	61
62	608	609	610	611	612	613	614	615	616	617	62
63	618	619	620	621	622	623	624	625	626	627	63
64	628	629	630	631	632	633	634	635	636	637	64
65	638	638	639	640	641	642	643	644	645	646	65
66	647	648	649	650	651	652	653	654	655	656	66
67	657	658	659	660	661	662	663	664	665	666	67
68	667	668	669	670	671	672	673	674	675	676	68
69	677	678	679	680	681	682	683	684	685	686	69
70	687	688	689	689	690	691	692	693	694	695	70
71	696	697	698	699	700	701	702	703	704	705	71
72	706	707	708	709	710	711	712	713	714	715	72
73	716	717	718	719	720	721	722	723	724	725	73
74	726	727	728	729	730	731	732	733	734	735	74

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
75	736	737	738	739	740	740	741	742	743	744	75
76	745	746	747	748	749	750	751	752	753	754	76
77	755	756	757	758	759	760	761	762	763	764	77
78	765	766	767	768	769	770	771	772	773	774	78
79	775	776	777	778	779	780	781	782	783	784	79
80	785	786	787	788	789	790	791	791	792	793	80
81	794	795	796	797	798	799	800	801	802	803	81
82	804	805	806	807	808	809	810	811	812	813	82
83	814	815	816	817	818	819	820	821	822	823	83
84	824	825	826	827	828	829	830	831	832	833	84
85	834	835	836	837	838	839	840	841	842	842	85
86	843	844	845	846	847	848	849	850	851	852	85
87	853	854	855	856	857	858	859	860	861	862	87
88	863	864	865	866	867	868	869	870	871	872	88
89	873	874	875	876	877	878	879	880	881	882	89
90	883	884	885	886	887	888	889	890	891	892	90

Окись железа (III) Fe_2O_3 ; формульная масса 159,70

0	000	001	001	002	003	003	004	004	005	006	0
1	006	007	008	008	009	009	010	011	011	012	1
2	013	013	014	014	015	016	016	017	018	018	2
3	019	019	020	021	021	022	023	023	024	024	3
4	025	026	026	027	028	028	029	029	030	031	4
5	031	032	033	033	034	034	035	036	036	037	5
6	038	038	039	039	040	041	041	042	043	043	6
7	044	044	045	046	046	047	048	048	049	049	7
8	050	051	051	052	053	053	054	054	055	056	8
9	056	057	058	058	059	059	060	061	061	062	9
10	063	063	064	064	065	066	066	067	068	068	10
11	069	070	070	071	071	072	073	073	074	075	11
12	075	076	076	077	078	078	079	079	080	081	12
13	081	082	083	083	084	085	085	086	086	087	13
14	088	088	089	090	090	091	091	092	093	093	14
15	094	095	095	096	096	097	098	098	099	100	15
16	100	101	101	102	103	103	104	105	105	106	16
17	106	107	108	108	109	110	110	111	111	112	17
18	113	113	114	115	115	116	116	117	118	118	18
19	119	120	120	121	121	122	123	123	124	125	19

Окись железа (II) FeO ; формульная масса 71,85

0	000	001	003	004	006	007	008	010	011	013	0
1	014	015	017	018	019	021	022	024	025	026	1
2	028	029	031	032	033	035	036	038	039	040	2
3	042	043	045	046	047	049	050	052	053	054	3
4	056	057	058	060	061	063	064	065	067	068	4

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
5	070	071	072	074	075	077	078	079	081	082	5
6	084	085	086	088	089	090	092	093	095	096	6
7	097	099	100	102	103	104	106	107	109	110	7
8	111	113	114	116	117	118	120	121	122	124	8
9	125	127	128	129	131	132	134	135	136	138	9
10	139	141	142	143	145	146	148	149	150	152	10
11	153	154	156	157	159	160	161	163	164	166	11
12	167	168	170	171	173	174	175	177	178	180	12
13	181	182	184	185	186	188	189	191	192	193	13
14	195	196	198	199	200	202	203	205	206	207	14
15	209	210	212	213	214	216	217	219	220	221	15
16	223	224	225	227	228	230	231	232	234	235	16
17	237	238	239	241	242	244	245	246	248	249	17
18	251	252	253	255	256	257	259	260	262	263	18
19	264	266	267	269	270	271	273	274	276	277	19

Закись марганца MnO; формульная масса 70,94

0	000	001	003	004	006	007	008	010	011	013	0
1	014	016	017	018	020	021	023	024	025	027	1
2	028	030	031	032	034	035	037	038	039	041	2
3	042	044	045	047	048	049	051	052	054	055	3
4	056	058	059	061	062	063	065	066	068	069	4
5	070	072	073	075	076	078	079	080	082	083	5
6	085	086	087	089	090	092	093	094	096	097	6
7	099	100	101	103	104	106	107	109	110	111	7
8	113	114	116	117	118	120	121	123	124	125	8
9	127	128	130	131	133	134	135	137	138	140	9

Окись магнезия (магнезия) MgO; формульная масса 40,32

0	000	003	005	007	010	012	015	017	020	022	0
1	025	027	030	032	035	037	040	042	045	047	1
2	050	052	055	057	060	062	064	067	069	072	2
3	074	077	079	082	084	087	089	092	094	097	3
4	099	102	104	107	109	112	114	117	119	122	4
5	124	126	129	131	134	136	139	141	144	146	5
6	149	151	154	156	159	161	164	166	169	171	6
7	174	176	179	181	184	186	188	191	193	196	7
8	198	201	203	206	208	211	213	216	218	221	8
9	223	226	228	231	233	236	238	241	243	246	9
10	248	250	253	255	258	260	263	265	268	270	10
11	273	275	278	280	283	285	288	290	293	295	11
12	298	300	303	305	308	310	312	315	317	320	12
13	322	325	327	330	332	335	337	340	342	345	13
14	347	350	352	355	357	360	362	365	367	370	14
15	372	375	377	379	382	384	387	389	392	394	15
16	397	399	402	404	407	409	412	414	417	419	16
17	422	424	427	429	432	434	437	439	441	444	17
18	446	449	451	454	456	459	461	464	466	469	18
19	471	474	476	479	481	484	486	489	491	494	19

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
20	496	499	501	503	506	508	511	513	516	518	20
21	521	523	526	528	531	533	536	538	541	543	21
22	546	548	551	553	556	558	561	563	566	568	22
23	570	573	575	578	580	583	585	588	590	593	23
24	595	598	600	603	605	608	610	613	615	618	24
25	620	623	625	628	630	632	635	637	640	642	25
26	645	647	650	652	655	657	660	662	665	667	26
27	670	672	675	677	680	682	685	687	690	692	27
28	694	697	699	702	704	707	709	712	714	717	28
29	719	722	724	727	729	732	734	737	739	742	29
30	744	747	749	751	754	756	759	761	764	766	30
31	769	771	774	776	779	781	784	786	789	791	31
32	794	796	799	801	804	806	809	811	814	816	32
33	818	821	823	826	828	831	833	836	838	841	33
34	843	846	848	851	853	856	858	861	863	866	34
35	868	871	873	876	878	880	883	885	888	890	35
36	893	895	898	900	903	905	908	910	913	915	36
37	918	920	923	925	928	930	933	935	938	940	37
38	942	945	947	950	952	955	957	960	962	965	38
39	967	970	972	975	977	980	982	985	987	990	39
40	992	995	997	1000	1002	1004	1007	1009	1012	1014	40
41	1017	1019	1022	1024	1027	1029	1032	1034	1037	1039	41
42	1042	1044	1047	1049	1052	1054	1057	1059	1062	1064	42
43	1066	1069	1071	1074	1076	1079	1081	1084	1086	1089	43
44	1091	1094	1096	1099	1101	1104	1106	1109	1111	1114	44
45	1116	1119	1121	1124	1126	1128	1131	1133	1136	1138	45
46	1141	1143	1146	1148	1151	1153	1156	1158	1161	1163	46
47	1166	1168	1171	1173	1176	1178	1181	1183	1186	1188	47
48	1190	1193	1195	1198	1200	1203	1205	1208	1210	1213	48
49	1215	1218	1220	1223	1225	1228	1230	1233	1235	1238	49
50	1240	1243	1245	1248	1250	1252	1255	1257	1260	1262	50
51	1265	1267	1270	1272	1275	1277	1280	1282	1285	1287	51
52	1290	1292	1295	1297	1300	1302	1305	1307	1310	1312	52
53	1314	1317	1319	1322	1324	1327	1329	1332	1334	1337	53
54	1339	1342	1344	1347	1349	1352	1354	1357	1359	1362	54
55	1364	1367	1369	1372	1374	1376	1379	1381	1384	1386	55
56	1389	1391	1394	1396	1399	1401	1404	1406	1409	1411	56
57	1414	1416	1419	1421	1424	1426	1429	1431	1434	1436	57
58	1438	1441	1443	1446	1448	1451	1453	1456	1458	1461	58
59	1463	1466	1468	1471	1473	1476	1478	1481	1483	1486	59
60	1488	1491	1493	1496	1498	1500	1503	1505	1508	1510	60

Оксид кальция (известь) CaO; формульная масса 56,08

0	000	002	004	005	007	009	011	012	014	016	0
1	018	020	021	023	025	027	029	030	032	034	1
2	036	037	039	041	043	045	046	048	050	052	2
3	054	055	057	059	061	062	064	066	068	070	3
4	071	073	075	077	078	080	082	084	086	087	4

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
5	089	091	093	095	096	098	100	102	103	105	5
6	107	109	111	112	114	116	118	119	121	123	6
7	125	127	128	130	132	134	136	137	139	141	7
8	143	144	146	148	150	152	153	155	157	159	8
9	160	162	164	166	168	169	171	173	175	177	9
10	178	180	182	184	185	187	189	191	193	194	10
11	196	198	200	202	203	205	207	209	210	212	11
12	214	216	218	219	221	223	225	226	228	230	12
13	232	234	235	237	239	241	243	244	246	248	13
14	250	251	253	255	257	259	260	262	264	266	14
15	267	269	271	273	275	276	278	280	282	284	15
16	285	287	289	291	292	294	296	298	300	301	16
17	303	305	307	308	310	312	314	316	317	319	17
18	321	323	325	326	328	330	332	333	335	337	18
19	339	341	342	344	346	348	350	351	353	355	19
20	357	358	360	362	364	366	367	369	371	373	20
21	374	376	378	380	382	383	385	387	389	391	21
22	392	394	396	398	399	401	403	405	407	408	22
23	410	412	414	415	417	419	421	423	424	426	23
24	428	430	432	433	435	437	439	440	442	444	24
25	446	448	449	451	453	455	456	458	460	462	25
26	464	465	467	469	471	473	474	476	478	480	26
27	481	483	485	487	489	490	492	494	496	498	27
28	499	501	503	505	506	508	510	512	514	515	28
29	517	519	521	522	524	526	528	530	531	533	29
30	535	537	539	540	542	544	546	547	549	551	30
31	553	555	556	558	560	562	563	565	567	569	31
32	571	572	574	576	578	580	581	583	585	587	32
33	588	590	592	594	596	597	599	601	603	604	33
34	606	608	610	612	613	615	617	619	621	622	34
35	624	626	628	629	631	633	635	637	638	640	35
36	642	644	646	647	649	651	653	654	656	658	36
37	660	662	663	665	667	669	670	672	674	676	37
38	678	679	681	683	685	687	688	690	692	694	38
39	695	697	699	701	703	704	706	708	710	712	39
40	713	715	717	719	720	722	724	726	728	729	40
41	731	733	735	736	738	740	742	744	745	747	41
42	749	751	752	754	756	758	760	761	763	765	42
43	767	769	770	772	774	776	777	779	781	783	43
44	785	786	788	790	792	794	795	797	799	801	44
45	802	804	806	808	810	811	813	815	817	818	45
46	820	822	824	826	827	829	831	833	835	836	46
47	838	840	842	843	845	847	849	851	852	854	47
48	856	858	860	861	863	865	867	868	870	872	48
49	874	876	877	879	881	883	884	886	888	890	49
50	892	893	895	897	899	900	902	904	906	908	50
51	909	911	913	915	917	918	920	922	924	925	51
52	927	929	931	933	934	936	938	940	942	943	52
53	945	947	949	950	952	954	956	958	959	961	53
54	963	965	966	968	970	972	974	975	977	979	54

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
55	981	983	984	986	988	990	991	993	995	997	55
56	999	1000	1002	1004	1006	1008	1009	1011	1013	1015	56
57	1016	1018	1020	1022	1024	1025	1027	1029	1031	1032	57
58	1034	1036	1038	1040	1041	1043	1045	1047	1049	1050	58
59	1052	1054	1056	1057	1059	1061	1063	1065	1066	1068	59
60	1070	1072	1073	1075	1077	1079	1081	1082	1084	1086	60

Оксид натрия Na_2O ; формульная масса 61,982

0	000	002	003	005	006	008	010	011	013	015	0
1	016	018	019	021	023	024	026	027	029	031	1
2	032	034	036	037	039	040	042	044	045	047	2
3	048	050	052	053	055	056	058	060	061	063	3
4	065	066	068	069	071	073	074	076	077	079	4
5	081	082	084	086	087	089	090	092	094	095	5
6	097	098	100	102	103	105	106	108	110	111	6
7	113	115	116	118	119	121	123	124	126	127	7
8	129	131	132	134	136	137	139	140	142	144	8
9	145	147	148	150	152	153	155	156	158	160	9
10	161	163	165	166	168	169	171	173	174	176	10
11	177	179	181	182	184	186	187	189	190	192	11
12	194	195	197	198	200	202	203	205	207	208	12
13	210	211	213	215	216	218	219	221	223	224	13
14	226	228	229	231	232	234	236	237	239	240	14
15	242	244	245	247	248	250	252	253	255	257	15
16	258	260	261	263	265	266	268	269	271	273	16
17	274	276	278	279	281	282	284	286	287	289	17
18	290	292	294	295	297	298	300	302	303	305	18
19	307	308	310	311	313	315	316	318	319	321	19
20	323	324	326	328	329	331	332	334	336	337	20
21	339	340	342	344	345	347	348	350	352	353	21
22	355	357	358	360	361	363	365	366	368	369	22
23	371	373	374	376	378	379	381	382	384	386	23
24	387	389	390	392	394	395	397	399	400	402	24
25	403	405	407	408	410	411	413	415	416	418	25
26	419	421	423	424	426	428	429	431	432	434	26
27	436	437	439	440	442	444	445	447	449	450	27
28	452	453	455	457	458	460	461	463	465	466	28
29	468	470	471	473	474	476	478	479	481	482	29

Оксид калия K_2O ; формульная масса 94,20

0	000	001	002	003	004	005	006	007	008	010	0
1	011	012	013	014	015	016	017	018	019	020	1
2	021	022	023	024	025	027	028	029	030	031	2
3	032	033	034	035	036	037	038	039	040	041	3
4	042	044	045	046	047	048	049	050	051	052	4
5	053	054	055	056	057	058	059	061	062	063	5
6	064	065	066	067	068	069	070	071	072	073	6
7	074	075	076	078	079	080	081	082	083	084	7
8	085	086	087	088	089	090	091	092	093	094	8
9	096	097	098	099	100	101	102	103	104	105	9

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
10	106	107	108	109	110	111	113	114	115	116	10
11	117	118	119	120	121	122	123	124	125	126	11
12	127	128	130	131	132	133	134	135	136	137	12
13	138	139	140	141	142	143	144	145	146	148	13
14	149	150	151	152	153	154	155	156	157	158	14
15	159	160	161	162	163	165	166	167	168	169	15
16	170	171	172	173	174	175	176	177	178	179	16
17	180	182	183	184	185	186	187	188	189	190	17
18	191	192	193	194	195	196	197	199	200	201	18
19	202	203	204	205	206	207	208	209	210	211	19
20	212	213	214	216	217	218	219	220	221	222	20
21	223	224	225	226	227	228	229	230	231	232	21
22	234	235	236	237	238	239	240	241	242	243	22
23	244	245	246	247	248	249	251	252	253	254	23
24	255	256	257	258	259	260	261	262	263	264	24
25	265	266	268	269	270	271	272	273	274	275	25
26	276	277	278	279	280	281	282	283	285	286	26
27	287	288	289	290	291	292	293	294	295	296	27
28	297	298	299	300	301	303	304	305	306	307	28
29	308	309	310	311	312	313	314	315	316	317	29

Вода H₂O; формульная масса 18,016

0	000	006	011	017	022	028	033	039	044	050	0
1	056	061	067	072	078	083	089	094	100	106	1
2	111	117	122	128	133	139	144	150	155	161	2
3	167	172	178	183	189	194	200	205	211	216	3
4	222	228	233	239	244	250	255	261	266	272	4
5	278	283	289	294	300	305	311	316	322	328	5
6	333	339	344	350	355	361	366	372	377	383	6
7	389	394	400	405	411	416	422	427	433	438	7
8	444	450	455	461	466	472	477	483	488	494	8
9	500	505	511	516	522	527	533	538	544	550	9
10	555	561	566	572	577	583	588	594	600	605	10
11	611	616	622	627	633	638	644	649	655	661	11
12	666	672	677	683	688	694	699	705	710	716	12
13	722	727	733	738	744	749	755	760	766	772	13
14	777	783	788	794	799	805	810	816	822	827	14
15	833	838	844	849	855	860	866	872	877	883	15
16	888	894	899	905	910	916	921	927	933	938	16
17	944	950	955	960	966	971	977	982	988	994	17
18	999	1005	1010	1016	1021	1027	1032	1038	1044	1049	18
19	1055	1060	1066	1071	1077	1082	1088	1094	1099	1105	19

Фосфорный ангидрид P₂O₅; формульная масса 141,95

0	000	001	001	002	003	004	004	005	006	006	0
1	007	008	008	009	010	011	011	012	013	013	1
2	014	015	015	016	017	018	018	019	020	020	2
3	021	022	023	023	024	025	025	026	027	027	3
4	028	029	030	030	031	032	032	033	034	035	4

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
5	035	036	037	037	038	039	039	040	041	042	5
6	042	043	044	044	045	046	046	047	048	049	6
7	049	050	051	051	052	053	054	054	055	056	7
8	056	057	058	058	059	060	061	061	062	063	8
9	063	064	065	066	066	067	068	068	069	070	9
10	070	071	072	073	073	074	075	075	076	077	10
11	077	078	079	080	080	081	082	082	083	084	11
12	085	085	086	087	087	088	089	089	090	091	12
13	092	092	093	094	094	095	096	097	097	098	13
14	099	099	100	101	101	102	103	104	104	105	14
15	106	106	107	108	108	109	110	111	111	112	15
16	113	113	114	115	116	116	117	118	118	119	16
17	120	120	121	122	123	123	124	125	125	126	17
18	127	128	128	129	130	130	131	132	132	133	18
19	134	135	135	136	137	137	138	139	139	140	19
20	141	142	142	143	144	144	145	146	147	147	20
21	148	149	149	150	151	151	152	153	154	154	21
22	155	156	156	157	158	159	159	160	161	161	22
23	162	163	163	164	165	166	166	167	168	168	23
24	169	170	170	171	172	173	173	174	175	175	24
25	176	177	178	178	179	180	180	181	182	182	25
26	183	184	185	185	186	187	187	188	189	190	26
27	190	191	192	192	193	194	194	195	196	197	27
28	197	198	199	199	200	201	201	202	203	204	28
29	204	205	206	206	207	208	209	209	210	211	29
30	211	212	213	213	214	215	216	216	217	218	30
31	218	219	220	221	221	222	223	223	224	225	31
32	225	226	227	228	228	229	230	230	231	232	32
33	232	233	234	235	235	236	237	237	238	239	33
34	240	240	241	242	242	243	244	244	245	246	34
35	247	247	248	249	249	250	251	251	252	253	35
36	254	254	255	256	256	257	258	259	259	260	36
37	261	261	262	263	263	264	265	265	266	267	37
38	268	268	269	270	271	271	272	273	273	274	38
39	275	275	276	277	278	278	279	280	280	281	39
40	282	282	283	284	285	285	286	287	287	288	40
41	289	290	290	291	292	292	293	294	294	295	41
42	296	297	297	298	299	299	300	301	301	302	42
43	303	304	304	305	306	306	307	308	309	309	43
44	310	311	311	312	313	313	314	315	316	316	44

Серный ангидрид SO₂; формульная масса 80,066

0	000	001	002	004	005	006	008	009	010	011	0
1	012	014	015	016	017	019	020	021	022	024	1
2	025	026	027	029	030	031	032	034	035	036	2
3	037	039	040	041	042	044	045	046	047	049	3
4	050	051	052	054	055	056	057	059	060	061	4

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
Углекислота (угольный ангидрид) CO ₂ ; формульная масса 44,011											
0	000	002	005	007	009	011	014	016	018	020	0
1	023	025	027	030	032	034	036	039	041	043	1
2	045	048	050	052	055	057	059	061	064	066	2
3	068	070	073	075	077	080	082	084	086	089	3
4	091	093	095	098	100	102	105	107	109	111	4
5	114	116	118	120	123	125	127	130	132	134	5
6	136	139	141	143	145	148	150	152	155	157	6
7	159	161	164	166	168	170	173	175	177	180	7
8	182	184	186	189	191	193	195	198	200	202	8
9	204	207	209	211	214	216	218	220	223	225	9
10	227	230	232	234	236	239	241	243	245	248	10
11	250	252	254	257	259	261	264	266	268	270	11
12	273	275	277	279	282	284	286	289	291	293	12
13	295	298	300	302	304	307	309	311	314	316	13
14	318	320	323	325	327	329	332	334	336	339	14
15	341	343	345	348	350	352	354	357	359	361	15
16	364	366	368	370	373	375	377	379	382	384	16
17	386	389	391	393	395	398	400	402	404	407	17
18	409	411	414	416	418	420	423	425	427	429	18
19	432	434	436	439	441	443	445	448	450	452	19
20	454	457	459	461	464	466	468	470	473	475	20
21	477	479	482	484	486	489	491	483	495	498	21
22	500	502	504	507	509	511	514	516	518	520	22
23	523	525	527	529	532	534	536	539	541	543	23
24	545	548	550	552	554	557	559	561	564	566	24
25	568	570	573	575	577	579	582	584	586	588	25
26	591	593	595	598	600	602	604	607	609	611	26
27	614	616	618	620	623	625	627	629	632	634	27
28	636	638	641	643	645	648	650	652	654	657	28
29	659	661	663	666	668	670	673	675	677	679	29
30	682	684	686	688	691	693	695	698	700	702	30
31	704	707	709	711	713	716	718	720	723	725	31
32	727	729	732	734	736	738	741	743	745	748	32
33	750	752	754	757	759	761	763	766	768	770	33
34	773	775	777	779	782	784	786	788	791	793	34
35	795	798	800	802	804	807	809	811	813	816	35
36	818	820	823	825	827	829	832	834	836	838	36
37	841	843	845	848	850	852	854	857	859	861	37
38	863	866	868	870	873	875	877	879	882	884	38
39	886	888	891	893	895	898	900	902	904	907	39
40	909	911	913	916	918	920	922	925	927	929	40
41	932	934	936	938	941	943	945	947	950	952	41
42	954	957	959	961	963	965	968	970	972	975	42
43	977	979	982	984	985	988	991	993	995	997	43
44	1000	1002	1004	1007	1009	1011	1013	1016	1018	1020	44

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
Оксид хрома Cr ₂ O ₃ ; формульная масса 152,02											
0	000	001	001	002	003	003	004	005	005	006	0
1	007	007	008	009	009	010	011	011	012	012	1
2	013	014	014	015	016	016	017	018	018	019	2
3	020	020	021	022	022	023	024	024	025	023	3
4	026	027	028	028	029	030	030	031	032	032	4
5	033	034	034	035	036	036	037	037	038	039	5
6	039	040	041	041	042	043	043	044	045	045	6
7	046	047	047	048	049	049	050	051	051	052	7
8	053	053	054	055	055	056	057	057	058	059	8
9	059	060	061	061	062	062	063	064	064	065	9
Оксид циркония ZrO ₂ ; формульная масса 123,22											
0	000	001	002	002	003	004	005	006	006	007	0
1	008	009	010	011	011	012	013	014	015	015	1
2	016	017	018	019	019	020	021	022	023	024	2
Сера S; атомная масса 32,066											
0	000	003	006	009	012	016	019	022	025	028	0
1	031	034	037	041	044	047	050	053	056	059	1
2	062	066	069	072	075	078	081	084	087	090	2
3	094	097	100	103	106	109	112	115	119	122	3
4	125	128	131	134	137	140	143	147	150	153	4
5	156	159	162	165	168	172	175	178	181	184	5
6	187	190	193	196	200	203	206	209	212	215	6
7	218	221	225	228	231	234	237	240	243	246	7
8	250	253	256	259	262	265	268	271	274	278	8
9	281	284	287	290	293	296	299	303	306	309	9
10	312	315	318	321	324	327	331	334	337	340	10
11	343	346	349	352	356	359	362	365	368	371	11
12	374	377	380	384	387	390	393	396	399	402	12
13	405	409	412	415	418	421	424	427	430	434	13
14	437	440	443	446	449	452	455	458	462	465	14
Хлор Cl; атомная масса 35,457											
0	000	003	006	008	011	014	017	020	023	025	0
1	028	031	034	037	040	042	045	048	051	054	1
2	056	059	062	065	068	071	073	076	079	082	2
3	085	087	090	093	096	099	102	104	107	110	3
4	113	116	118	121	124	127	130	133	135	138	4
5	141	144	147	150	152	155	158	161	164	166	5
6	169	172	175	178	181	183	186	189	192	195	6
7	197	200	203	206	209	212	214	217	220	223	7
8	226	228	231	234	237	240	243	245	248	251	8
9	254	257	259	262	265	268	271	274	276	279	9

%	0,0	0,1	0,2	0,3	0,4	0,5	0,6	0,7	0,8	0,9	%
10	282	285	288	290	293	296	299	302	305	307	10
11	310	313	316	319	322	324	327	330	333	336	11
12	338	341	344	347	350	353	355	358	361	364	12
13	367	369	372	375	378	381	384	386	389	392	13
14	395	398	400	403	406	409	412	415	417	420	14
15	423	426	429	432	434	437	440	443	446	448	15
16	451	454	457	460	463	465	468	471	474	477	16
17	479	482	485	488	491	494	496	499	502	505	17
18	508	510	513	516	519	522	525	527	530	533	18
19	536	539	542	544	547	550	553	556	558	561	19
20	564	567	570	573	575	578	581	584	587	589	20
21	592	595	598	601	604	606	609	612	615	618	21
22	620	623	626	629	632	635	637	640	643	646	22
23	649	652	654	657	660	663	666	668	671	674	23
24	677	680	683	685	688	691	694	697	699	702	24
25	705	708	711	714	716	719	722	725	728	730	25

Фтор F; атомная масса 19,00

0	000	005	011	016	021	026	032	037	042	047	0
1	053	058	063	068	074	079	084	090	095	100	1
2	105	111	116	121	126	132	137	142	147	153	2
3	158	163	168	174	179	184	190	195	200	205	3
4	211	216	221	226	232	237	242	247	253	258	4
5	263	268	274	279	284	290	295	300	305	311	5
6	316	321	326	332	337	342	347	353	358	363	6
7	368	374	379	384	390	395	400	405	411	416	7
8	421	426	432	437	442	447	453	458	463	468	8
9	474	479	484	490	495	500	505	511	516	521	9
10	526	532	537	542	547	553	558	563	568	574	10
11	579	584	590	595	600	605	611	616	621	626	11
12	632	637	642	647	653	658	663	668	674	679	12
13	684	690	695	700	705	711	716	721	726	732	13
14	737	742	747	753	758	763	768	774	779	784	14
15	790	795	800	805	811	816	821	826	832	837	15
16	842	847	853	858	863	868	874	879	884	890	16
17	895	900	905	911	916	921	926	932	937	942	17
18	947	953	958	963	968	974	979	984	990	995	18
19	1000	1005	1011	1016	1021	1026	1032	1037	1042	1047	19
20	1053	1058	1063	1068	1074	1079	1084	1090	1095	1100	20

Приложение II

Таблицы для пересчета молекулярных количеств минералов
в массовые доли процентов

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
Кварц SiO ₂ ; формульная масса 60,09											
0,00	0,00	0,06	0,12	0,18	0,24	0,30	0,36	0,42	0,48	0,54	0,00
01	0,60	0,66	0,72	0,78	0,84	0,90	0,96	1,02	1,08	1,14	01
02	1,20	1,26	1,32	1,38	1,44	1,50	1,56	1,62	1,68	1,74	02
03	1,80	1,86	1,92	1,98	2,04	2,10	2,16	2,22	2,28	2,34	03
04	2,40	2,46	2,52	2,58	2,64	2,70	2,76	2,82	2,88	2,94	04

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
05	3,00	3,06	3,12	3,18	3,24	3,30	3,37	3,43	3,49	3,55	05
06	3,61	3,67	3,73	3,79	3,85	3,91	3,97	4,03	4,09	4,15	06
07	4,21	4,27	4,33	4,39	4,45	4,51	4,57	4,63	4,69	4,74	07
08	4,81	4,87	4,93	4,99	5,05	5,11	5,17	5,23	5,29	5,35	08
09	5,41	5,47	5,53	5,59	5,65	5,71	5,77	5,83	5,89	5,95	09
10	6,01	6,07	6,13	6,19	6,25	6,31	6,37	6,42	6,49	6,55	10
11	6,61	6,67	6,73	6,79	6,85	6,91	6,97	7,03	7,09	7,15	11
12	7,21	7,27	7,33	7,39	7,45	7,51	7,57	7,63	7,69	7,75	12
13	7,81	7,87	7,93	7,99	8,05	8,11	8,17	8,23	8,29	8,35	13
14	8,41	8,47	8,53	8,59	8,65	8,71	8,77	8,83	8,89	8,95	14
15	9,01	9,07	9,13	9,19	9,25	9,31	9,37	9,43	9,49	9,55	15
16	9,61	9,67	9,73	9,79	9,85	9,91	9,97	10,04	10,10	10,16	16
17	10,22	10,28	10,34	10,40	10,46	10,52	10,58	10,64	10,70	10,76	17
18	10,82	10,88	10,94	11,00	11,06	11,12	11,18	11,24	11,30	11,36	18
19	11,42	11,48	11,54	11,60	11,66	11,72	11,78	11,84	11,90	11,96	19
20	12,02	12,08	12,14	12,20	12,26	12,32	12,38	12,44	12,50	12,56	20
21	12,62	12,68	12,74	12,80	12,86	12,92	12,98	13,04	13,10	13,16	21
22	13,22	13,28	13,34	13,40	13,46	13,52	13,58	13,64	13,70	13,76	22
23	13,82	13,88	13,94	14,00	14,06	14,12	14,18	14,24	14,30	14,36	23
24	14,42	14,48	14,54	14,60	14,66	14,72	14,78	14,84	14,90	14,96	24
25	15,02	15,08	15,14	15,20	15,26	15,32	15,38	15,44	15,50	15,56	25
26	15,62	15,68	15,74	15,80	15,86	15,92	15,98	16,04	16,10	16,16	26
27	16,22	16,28	16,34	16,40	16,46	16,52	16,58	16,64	16,71	16,77	27
28	16,83	16,89	16,95	17,01	17,07	17,13	17,19	17,25	17,31	17,37	28
29	17,43	17,49	17,55	17,61	17,67	17,73	17,79	17,85	17,91	17,97	29
30	18,03	18,09	18,15	18,21	18,27	18,33	18,39	18,45	18,51	18,57	30
31	18,63	18,69	18,75	18,81	18,87	18,93	18,99	19,05	19,11	19,17	31
32	19,23	19,29	19,35	19,41	19,47	19,53	19,59	19,65	19,71	19,77	32
33	19,83	19,89	19,95	20,01	20,07	20,13	20,19	20,25	20,31	20,37	33
34	20,43	20,49	20,55	20,61	20,67	20,73	20,79	20,85	20,91	20,97	34
35	21,03	21,09	21,15	21,21	21,27	21,33	21,39	21,45	21,51	21,57	35
36	21,63	21,69	21,75	21,81	21,87	21,93	21,99	22,05	22,11	22,17	36
37	22,23	22,29	22,35	22,41	22,47	22,53	22,59	22,65	22,71	22,77	37
38	22,83	22,89	22,95	23,01	23,07	23,13	23,19	23,25	23,31	23,38	38
39	23,44	23,50	23,56	23,62	23,68	23,74	23,80	23,86	23,92	23,98	39
40	24,04	24,10	24,16	24,22	24,28	24,34	24,40	24,46	24,52	24,58	40
41	24,64	24,70	24,76	24,82	24,88	24,94	25,00	25,06	25,12	25,18	41
42	25,24	25,30	25,36	25,42	25,48	25,54	25,60	25,66	25,72	25,78	42
43	25,84	25,90	25,96	26,02	26,08	26,14	26,20	26,26	26,32	26,38	43
44	26,44	26,50	26,56	26,62	26,68	26,74	26,80	26,86	26,92	26,98	44
45	27,04	27,10	27,16	27,22	27,28	27,34	27,40	27,46	27,52	27,58	45
46	27,64	27,70	27,76	27,82	27,88	27,94	28,00	28,06	28,12	28,18	46
47	28,24	28,30	28,36	28,42	28,48	28,54	28,60	28,66	28,72	28,78	47
48	28,84	28,90	28,96	29,02	29,08	29,14	29,20	29,26	29,32	29,38	48
49	29,44	29,50	29,56	29,62	29,68	29,74	29,80	29,86	29,92	29,98	49
50	30,05	30,11	30,17	30,23	30,28	30,35	30,41	30,47	30,53	30,59	50
51	30,65	30,71	30,77	30,83	30,89	30,95	31,01	31,07	31,13	31,19	51
52	31,25	31,31	31,37	31,43	31,49	31,55	31,61	31,67	31,73	31,79	52
53	31,85	31,91	31,97	32,03	32,09	32,15	32,21	32,27	32,33	32,39	53
54	32,45	32,51	32,57	32,63	32,69	32,75	32,81	32,87	32,93	32,99	54

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
55	33,05	33,11	33,17	33,23	33,29	33,35	33,41	33,47	23,53	33,59	55
56	33,65	33,71	33,77	33,83	33,89	33,95	34,01	34,07	34,13	34,19	56
57	34,25	34,31	34,37	34,43	34,49	34,55	34,61	34,67	34,73	34,79	57
58	34,85	34,91	34,97	35,03	35,09	35,15	35,21	35,27	35,33	35,39	58
59	35,45	35,51	35,57	35,63	35,69	35,75	35,81	35,87	35,93	35,99	59
60	36,05	36,11	36,17	36,23	36,29	36,35	36,41	36,47	36,53	36,59	60
61	36,65	36,71	36,78	36,84	36,90	36,96	37,02	37,08	37,14	37,20	61
62	37,26	37,32	37,38	37,44	37,50	37,56	37,62	37,68	37,74	37,80	62
63	37,86	37,92	37,98	38,04	38,10	38,16	38,22	38,28	38,34	38,40	63
64	38,46	38,52	38,58	38,64	38,70	38,76	38,82	38,88	38,94	39,00	64
65	39,06	39,12	39,18	39,24	39,30	39,36	39,42	39,48	39,54	39,60	65
66	39,66	39,72	39,78	39,84	39,90	39,96	40,02	40,08	40,14	40,20	66
67	40,26	40,32	40,38	40,44	40,50	40,56	40,62	40,68	40,74	40,80	67
68	40,86	40,92	40,98	41,04	41,10	41,16	41,22	41,28	41,34	41,40	68
69	41,46	41,52	41,58	41,64	41,70	41,76	41,82	41,88	41,94	42,00	69
70	42,06	42,12	42,18	42,24	42,30	42,36	42,42	42,48	42,54	42,60	70
71	42,66	42,72	42,78	42,84	42,90	42,96	43,02	43,08	43,14	43,20	71
72	43,26	43,32	43,38	43,45	43,51	43,57	43,63	43,69	43,75	43,81	72
73	43,87	43,93	43,99	44,05	44,11	44,17	44,23	44,29	44,35	44,41	73
74	44,47	44,53	44,59	44,65	44,71	44,77	44,83	44,89	44,95	45,01	74
75	45,07	45,13	45,19	45,25	45,31	45,37	45,43	45,49	45,55	45,61	75
76	45,67	45,73	45,79	45,85	45,91	45,97	46,03	46,09	46,15	46,21	76
77	46,27	46,33	46,39	46,45	46,51	46,57	46,63	46,69	46,75	46,81	77
78	46,87	46,93	46,99	47,05	47,11	47,17	47,23	47,29	47,35	47,41	78
79	47,47	47,53	47,59	47,65	47,71	47,77	47,83	47,89	47,95	48,01	79
80	48,07	48,13	48,19	48,25	48,31	48,37	48,43	48,49	48,55	48,61	80
81	48,67	48,73	48,79	48,85	48,91	48,97	49,03	49,09	49,15	49,21	81
82	49,27	49,33	49,39	49,45	49,51	49,57	49,63	49,69	49,75	49,81	82
83	49,87	49,93	49,99	50,05	50,12	50,18	50,24	50,30	50,36	50,42	83
84	50,48	50,54	50,60	50,66	50,72	50,78	50,84	50,90	50,96	51,02	84
85	51,08	51,14	51,20	51,26	51,32	51,38	51,44	51,50	51,56	51,62	85
86	51,68	51,74	51,80	51,86	51,92	51,98	52,04	52,10	52,16	52,22	86
87	52,28	52,34	52,40	52,46	52,52	52,58	52,64	52,70	52,76	52,82	87
88	52,88	52,94	53,00	53,06	53,12	53,18	53,24	53,30	53,36	53,42	88
89	53,48	53,54	53,60	53,66	53,72	53,78	53,84	53,90	53,96	54,02	89
90	54,08	54,14	54,20	54,26	54,32	54,38	54,44	54,50	54,56	54,62	90
91	54,68	54,74	54,80	54,86	54,92	54,98	55,04	55,10	55,16	55,22	91
92	55,28	55,34	55,40	55,46	55,52	55,58	55,64	55,70	55,76	55,82	92
93	55,88	55,94	56,00	56,06	56,12	56,18	56,24	56,30	56,36	56,42	93
94	56,48	56,54	56,60	56,66	56,72	56,78	56,85	56,91	56,97	57,03	94
95	57,09	57,15	57,21	57,27	57,33	57,39	57,45	57,51	57,57	57,63	95
96	57,69	57,75	57,81	57,87	57,93	57,99	58,05	58,11	58,17	58,23	96
97	58,29	58,35	58,41	58,47	58,53	58,59	58,65	58,71	58,77	58,83	97
98	58,89	58,95	59,01	59,07	59,13	59,19	59,25	59,31	59,37	59,43	98
99	59,49	59,55	59,61	59,67	59,73	59,79	59,85	59,91	59,97	60,03	99
100	60,09	60,15	60,21	60,27	60,33	60,39	60,45	60,51	60,57	60,63	100
101	60,69	60,75	60,81	60,87	60,93	60,99	61,05	61,11	61,17	61,23	101
102	61,29	61,35	61,41	61,47	61,53	61,59	61,65	61,71	61,77	61,83	102
103	61,89	61,95	62,01	62,07	62,13	62,19	62,25	62,31	62,37	62,43	103
104	62,49	62,55	62,61	62,67	62,73	62,79	62,85	62,91	62,97	63,03	104

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
105	63,09	63,15	63,21	63,27	63,33	63,39	63,46	63,52	63,58	63,64	105
106	63,70	63,76	63,82	63,88	63,94	64,00	64,06	64,12	64,18	64,24	106
107	64,30	64,36	64,42	64,48	64,54	64,60	64,66	64,72	64,78	64,84	107
108	64,90	64,96	65,02	65,08	65,14	65,20	65,26	65,32	65,38	65,44	108
109	65,50	65,56	65,62	65,68	65,74	65,80	65,86	65,92	65,98	66,04	109
110	66,10	66,16	66,22	66,28	66,34	66,40	66,45	66,52	66,58	66,64	110
111	66,70	66,76	66,82	66,88	66,94	67,00	67,06	67,12	67,18	67,24	111
112	67,30	67,36	67,42	67,48	67,54	67,60	67,65	67,72	67,78	67,84	112
113	67,90	67,96	68,02	68,08	68,14	68,20	68,26	68,32	68,38	68,44	113
114	68,50	68,56	68,62	68,68	68,74	68,80	68,86	68,92	68,98	69,04	114
115	69,10	69,16	69,22	69,28	69,34	69,40	69,46	69,52	69,58	69,64	115
116	69,70	69,76	69,82	69,88	69,94	70,00	70,06	70,13	70,19	70,25	116
117	70,31	70,37	70,43	70,49	70,55	70,61	70,67	70,73	70,79	70,85	117
118	70,91	70,97	71,03	71,09	71,15	71,21	71,27	71,33	71,39	71,45	118
119	71,51	71,57	71,63	71,69	71,75	71,81	71,87	71,93	71,99	72,05	119
120	72,11	72,17	72,23	72,29	72,35	72,41	72,47	72,53	72,59	72,65	120
121	72,71	72,77	72,83	72,89	72,95	73,01	73,07	73,13	73,19	73,25	121
122	73,31	73,37	73,43	73,49	73,55	73,61	73,67	73,73	73,79	73,85	122
123	73,91	73,97	74,03	74,09	74,15	74,21	74,27	74,33	74,39	74,45	123
124	74,51	74,57	74,63	74,69	74,75	74,81	74,87	74,93	74,99	75,05	124
125	75,11	75,17	75,23	75,29	75,35	75,41	75,47	75,53	75,59	75,65	125
126	75,71	75,77	75,83	75,89	75,95	76,01	76,07	76,13	76,19	76,25	126
127	76,31	76,37	76,43	76,49	76,55	76,61	76,67	76,73	76,80	76,86	127
128	76,92	76,98	77,04	77,10	77,16	77,22	77,28	77,34	77,40	77,46	128
129	77,52	77,58	77,64	77,70	77,76	77,82	77,88	77,94	78,00	78,06	129
130	78,12	78,18	78,24	78,30	78,36	78,42	78,48	78,54	78,60	78,66	130
131	78,72	78,78	78,84	78,90	78,96	79,02	79,08	79,14	79,20	79,26	131
132	79,32	79,38	79,44	79,50	79,56	79,62	79,68	79,74	79,80	79,86	132
133	79,92	79,98	80,04	80,10	80,16	80,22	80,28	80,34	80,40	80,46	133
134	80,52	80,58	80,64	80,70	80,76	80,82	80,88	80,94	81,00	81,06	134
135	81,12	81,18	81,24	81,30	81,36	81,42	81,48	81,54	81,60	81,66	135
136	81,72	81,78	81,84	81,90	81,96	82,02	82,08	82,14	82,20	82,26	136
137	82,32	82,38	82,44	82,50	82,56	82,62	82,68	82,74	82,80	82,86	137
138	82,92	82,98	83,04	83,10	83,16	83,22	83,28	83,34	83,40	83,47	138
139	83,53	83,59	83,65	83,71	83,77	83,83	83,89	83,95	84,01	84,07	139
140	84,13	84,19	84,25	84,31	84,37	84,43	84,49	84,55	84,61	84,67	140
141	84,73	84,79	84,85	84,91	84,97	85,03	85,09	85,15	85,21	85,27	141
142	85,33	85,39	85,45	85,51	85,57	85,63	85,69	85,75	85,81	85,87	142
143	85,93	85,99	86,05	86,11	86,17	86,23	86,29	86,35	86,41	86,47	143
144	86,53	86,59	86,65	86,71	86,77	86,83	86,89	86,95	87,01	87,07	144

Ортоклаз $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2$; формульная масса 556,70

0,00	0,00	0,56	1,11	1,67	2,23	2,78	3,34	3,90	4,45	5,01	0,00
01	5,57	6,12	6,68	7,24	7,79	8,35	8,91	9,46	10,02	10,58	01
02	11,13	11,69	12,25	12,80	13,36	13,92	14,47	15,03	15,59	16,14	02
03	16,70	17,26	17,81	18,37	18,93	19,48	20,04	20,60	21,15	21,71	03
04	22,27	22,82	23,38	23,94	24,49	25,05	25,61	26,16	26,72	27,28	04

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
05	27,84	28,39	28,95	29,51	30,06	30,62	31,18	31,73	32,29	32,85	05
06	33,40	33,96	34,52	35,07	35,63	36,19	36,74	37,30	37,86	38,41	06
07	38,97	39,53	40,08	40,64	41,20	41,75	42,31	42,87	43,42	43,98	07
08	44,54	45,09	45,65	46,21	46,76	47,32	47,88	48,43	48,99	49,55	08
09	50,10	50,66	51,22	51,77	52,33	52,89	53,44	54,00	54,56	55,11	09
10	55,67	56,23	56,78	57,34	57,90	58,45	59,01	59,57	60,12	60,68	10
11	61,24	61,79	62,35	62,91	63,46	64,02	64,58	65,13	65,69	66,25	11
12	66,80	67,36	67,92	68,47	69,03	69,59	70,14	70,70	71,26	71,81	12
13	72,37	72,93	73,48	74,04	74,60	75,15	75,71	76,27	76,82	77,38	13
14	77,94	78,49	79,05	79,61	80,16	80,72	81,28	81,83	82,39	82,95	14
15	83,50	84,06	84,62	85,18	85,73	86,29	86,85	87,40	87,96	88,52	15
16	89,07	89,63	90,19	90,74	91,30	91,86	92,41	92,97	93,53	94,08	16
17	94,64	95,20	95,75	96,31	96,87	97,42	97,98	98,54	99,09	99,65	17
18	100,21	—	—	—	—	—	—	—	—	—	18

Альбит $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 6\text{SiO}_2$; формульная масса 524,482

0,00	0,00	0,52	1,05	1,57	2,10	2,62	3,15	3,67	4,20	4,72	0,00
01	5,24	5,77	6,29	6,82	7,34	7,87	8,39	8,92	9,44	9,97	01
02	10,49	11,01	11,54	12,06	12,59	13,11	13,64	14,16	14,69	15,21	02
03	15,73	16,26	16,78	17,31	17,83	18,36	18,88	19,41	19,93	20,45	03
04	20,98	21,50	22,03	22,55	23,08	23,60	24,13	24,65	25,18	25,70	04
05	26,22	26,75	27,27	27,80	28,32	28,85	29,37	29,90	30,42	30,94	05
06	31,47	31,99	32,52	33,04	33,57	34,09	34,62	35,14	35,66	36,19	06
07	36,71	37,24	37,76	38,29	38,81	39,34	39,86	40,39	40,91	41,43	07
08	41,96	42,48	43,01	43,53	44,06	44,58	45,11	45,63	46,15	46,68	08
09	47,20	47,73	48,25	48,78	49,30	49,83	50,35	50,87	51,40	51,92	09
10	52,45	52,97	53,50	54,02	54,55	55,07	55,60	56,12	56,64	57,17	10
11	57,69	58,22	58,74	59,27	59,79	60,32	60,84	61,36	61,89	62,41	11
12	62,94	63,46	63,99	64,51	65,04	65,56	66,08	66,61	67,13	67,66	12
13	68,18	68,71	69,23	69,76	70,28	70,81	71,33	71,85	72,38	72,90	13
14	73,43	73,95	74,48	75,00	75,53	76,05	76,57	77,10	77,62	78,15	14
15	78,67	79,20	79,72	80,25	80,77	81,29	81,82	82,34	82,87	83,39	15
16	83,92	84,44	84,97	85,49	86,02	86,54	87,06	87,59	88,11	88,64	16
17	89,16	89,69	90,21	90,74	91,26	91,78	92,31	92,83	93,36	93,88	17
18	94,41	94,93	95,46	95,98	96,50	97,03	97,55	98,08	98,60	99,13	18
19	99,65	100,18	—	—	—	—	—	—	—	—	19

Анортит $\text{CaO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$; формульная масса 278,22

0,00	0,00	0,28	0,56	0,83	1,11	1,39	1,67	1,95	2,23	2,50	0,00
01	2,78	3,06	3,34	3,62	3,90	4,17	4,45	4,73	5,01	5,29	01
02	5,56	5,84	6,12	6,40	6,68	6,96	7,23	7,51	7,79	8,07	02
03	8,35	8,62	8,90	9,18	9,46	9,74	10,02	10,29	10,57	10,85	03
04	11,13	11,41	11,69	11,96	12,24	12,52	12,80	13,08	13,35	13,63	04
05	13,91	14,19	14,47	14,75	15,02	15,30	15,58	15,86	16,14	16,41	05
06	16,69	16,97	17,25	17,53	17,81	18,08	18,36	18,64	18,92	19,20	06
07	19,48	19,75	20,03	20,31	20,59	20,87	21,14	21,42	21,70	21,98	07
08	22,26	22,54	22,81	23,09	23,37	23,65	23,93	24,21	24,48	24,76	08
09	25,04	25,32	25,60	25,87	26,15	26,43	26,71	26,99	27,27	27,54	09

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
10	27,82	28,10	28,38	28,66	28,93	29,21	29,49	29,77	30,05	30,33	10
11	30,60	30,88	31,16	31,44	31,72	32,00	32,27	32,55	32,83	33,11	11
12	33,39	33,66	33,94	34,22	34,50	34,78	35,06	35,33	35,61	35,89	12
13	36,17	36,45	36,73	37,01	37,28	37,56	37,84	38,12	38,39	38,67	13
14	38,95	39,23	39,51	39,79	40,06	40,34	40,62	40,90	41,18	41,45	14
15	41,73	42,01	42,29	42,57	42,85	43,12	43,40	43,68	43,96	44,24	15
16	44,52	44,79	45,07	45,35	45,63	45,91	46,18	46,46	46,74	47,02	16
17	47,30	47,58	47,85	48,13	48,41	48,69	48,97	49,24	49,52	49,80	17
18	50,08	50,36	50,64	50,91	51,19	51,47	51,75	52,03	52,31	52,58	18
19	52,86	53,14	53,42	53,70	53,97	54,25	54,53	54,81	55,09	55,37	19
20	55,64	55,92	56,20	56,48	56,76	57,04	57,31	57,59	57,87	58,15	20
21	58,43	58,70	58,98	59,26	59,54	59,82	60,10	60,37	60,65	60,93	21
22	61,21	61,49	61,76	62,04	62,32	62,60	62,88	63,16	63,43	63,71	22
23	63,99	64,27	64,55	64,83	65,10	65,38	65,66	65,94	66,22	66,49	23
24	66,77	67,05	67,33	67,61	67,89	68,16	68,44	68,72	69,00	69,28	24
25	69,56	69,83	70,11	70,39	70,67	70,95	71,22	71,50	71,78	72,06	25
26	72,34	72,62	72,89	73,17	73,45	73,73	74,01	74,28	74,56	74,84	26
27	75,12	75,40	75,68	75,95	76,23	76,51	76,79	77,07	77,35	77,62	27
28	77,90	78,18	78,46	78,74	79,01	79,29	79,57	79,85	80,13	80,41	28
29	80,68	80,96	81,24	81,52	81,80	82,07	82,35	82,63	82,91	83,19	29
30	83,47	83,74	84,02	84,30	84,58	84,86	85,14	85,41	85,69	85,97	30
31	86,25	86,53	86,80	87,08	87,36	87,64	87,92	88,20	88,47	88,75	31
32	89,03	89,31	89,59	89,87	90,14	90,42	90,70	90,98	91,26	91,53	32
33	91,81	92,09	92,37	92,65	92,93	93,20	93,48	93,76	94,04	94,32	33
34	94,59	94,87	95,15	95,43	95,71	95,99	96,26	96,54	96,82	97,10	34
35	97,38	97,66	97,93	98,21	98,49	98,77	99,05	99,32	99,60	99,88	35
36	100,16	—	—	—	—	—	—	—	—	—	36

Нефелин $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{SiO}_2$; формульная масса 284,122

0,00	0,00	0,28	0,57	0,85	1,14	1,42	1,70	1,99	2,27	2,56	0,00
01	2,84	3,13	3,41	3,69	3,98	4,26	4,55	4,83	5,11	5,40	01
02	5,68	5,97	6,25	6,53	6,82	7,10	7,39	7,67	7,96	8,24	02
03	8,52	8,81	9,09	9,38	9,66	9,94	10,23	10,51	10,80	11,08	03
04	11,36	11,65	11,93	12,22	12,50	12,79	13,07	13,35	13,64	13,92	04
05	14,21	14,49	14,77	15,06	15,34	15,63	15,91	16,19	16,48	16,76	05
06	17,05	17,33	17,62	17,90	18,18	18,47	18,75	19,04	19,32	19,60	06
07	19,89	20,17	20,46	20,74	21,03	21,31	21,59	21,88	22,16	22,45	07
08	22,73	23,01	23,30	23,58	23,87	24,15	24,43	24,72	25,00	25,29	08
09	25,57	25,86	26,14	26,42	26,71	26,99	27,28	27,56	27,84	28,13	09
10	28,41	28,70	28,98	29,26	29,55	29,83	30,12	30,40	30,69	30,97	10
11	31,25	31,54	31,82	32,11	32,39	32,67	32,96	33,24	33,53	33,81	11
12	34,09	34,38	34,66	34,95	35,23	35,52	35,80	36,08	36,37	36,65	12
13	36,94	37,22	37,50	37,79	38,07	38,36	38,64	38,92	39,21	39,49	13
14	39,78	40,06	40,35	40,63	40,91	41,20	41,48	41,77	42,05	42,33	14
15	42,62	42,90	43,19	43,47	43,75	44,04	44,32	44,61	44,89	45,18	15

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Лейцит $K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2$; формульная масса 436,52

0,00	0,00	0,44	0,87	1,31	1,75	2,18	2,62	3,06	3,49	3,93	0,00
01	4,37	4,80	5,24	5,67	6,11	6,55	6,98	7,42	7,86	8,29	01
02	8,73	9,17	9,60	10,04	10,48	10,91	11,35	11,79	12,22	12,66	02
03	13,10	13,53	13,97	14,41	14,84	15,28	15,71	16,15	16,59	17,02	03
04	17,46	17,90	18,33	18,77	19,21	19,64	20,08	20,52	20,95	21,39	04
05	21,83	22,26	22,70	23,14	23,57	24,01	24,45	24,88	25,32	25,75	05
06	26,19	26,63	27,06	27,50	27,94	28,37	28,81	29,25	29,68	30,12	06
07	30,56	30,99	31,43	31,87	32,30	32,74	33,18	33,61	34,05	34,49	07
08	34,92	35,36	35,79	36,23	36,67	37,10	37,54	37,98	38,41	38,85	08
09	39,29	39,72	40,16	40,60	41,03	41,47	41,91	42,34	42,78	43,22	09
10	43,65	44,09	44,53	44,96	45,40	45,83	46,27	46,71	47,14	47,58	10

Анальцит $Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4SiO_2 \cdot 2H_2O$; формульная масса 440,334

0,00	0,00	0,44	0,88	1,32	1,76	2,20	2,64	3,08	3,52	3,96	0,00
01	4,40	4,84	5,28	5,72	6,16	6,61	7,05	7,49	7,93	8,37	01
02	8,81	9,25	9,69	10,13	10,57	11,01	11,45	11,89	12,33	12,77	02
03	13,21	13,65	14,09	14,53	14,97	15,41	15,85	16,29	16,73	17,17	03
04	17,61	18,05	18,49	18,93	19,37	19,82	20,26	20,70	21,14	21,58	04

Содалит $3Na_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2NaCl$; формульная масса 969,262

0,00	0,00	0,97	1,94	2,91	3,88	4,85	5,82	6,78	7,75	8,72	0,00
01	9,69	10,66	11,63	12,60	13,57	14,54	15,51	16,48	17,45	18,42	01
02	19,39	20,35	21,32	22,29	23,26	24,23	25,20	26,17	27,14	28,11	02
03	29,08	30,05	31,02	31,99	32,95	33,92	34,89	35,86	36,83	37,80	03
04	38,77	39,74	40,71	41,68	42,65	43,62	44,59	45,56	46,52	47,49	04

Метасиликат кальция (воластонит) $CaO \cdot SiO_2$; формульная масса 116,17

0,00	0,00	0,12	0,23	0,35	0,46	0,58	0,70	0,81	0,93	1,05	0,00
01	1,16	1,28	1,39	1,51	1,63	1,74	1,86	1,97	2,09	2,21	01
02	2,32	2,44	2,56	2,67	2,79	2,90	3,02	3,14	3,25	3,37	02
03	3,48	3,60	3,72	3,83	3,95	4,07	4,18	4,30	4,41	4,53	03
04	4,65	4,76	4,88	4,99	5,11	5,23	5,34	5,46	5,58	5,69	04
05	5,81	5,92	6,04	6,16	6,27	6,39	6,50	6,62	6,74	6,85	05
06	6,97	7,09	7,20	7,32	7,43	7,55	7,67	7,78	7,90	8,02	06
07	8,13	8,25	8,36	8,48	8,60	8,71	8,83	8,94	9,06	9,18	07
08	9,29	9,41	9,53	9,64	9,76	9,87	9,99	10,11	10,22	10,34	08
09	10,46	10,57	10,69	10,80	10,92	11,04	11,15	11,27	11,38	11,50	09
10	11,62	11,73	11,85	11,97	12,08	12,20	12,31	12,43	12,55	12,66	10
11	12,78	12,89	13,01	13,13	13,24	13,36	13,48	13,59	13,71	13,82	11
12	13,94	14,06	14,17	14,29	14,41	14,52	14,64	14,75	14,87	14,99	12
13	15,10	15,22	15,33	15,45	15,57	15,68	15,80	15,92	16,03	16,15	13
14	16,26	16,38	16,50	16,61	16,73	16,84	16,96	17,08	17,19	17,31	14

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
15	17,43	17,54	17,66	17,77	17,89	18,01	18,12	18,24	18,35	18,47	15
16	18,59	18,70	18,82	18,94	19,05	19,17	19,28	19,40	19,52	19,63	16
17	19,75	19,87	19,98	20,10	20,21	20,33	20,45	20,56	20,68	20,79	17
18	20,91	21,03	21,14	21,26	21,38	21,49	21,61	21,72	21,84	21,96	18
19	22,07	22,19	22,30	22,42	22,54	22,65	22,77	22,89	23,00	23,12	19
20	23,23	23,35	23,47	23,58	23,70	23,81	23,93	24,05	24,16	24,28	20
21	24,40	24,51	24,63	24,74	24,86	24,98	25,09	25,21	25,33	25,44	21
22	25,56	25,67	25,79	25,91	26,02	26,14	26,25	26,37	26,49	26,60	22
23	26,72	26,84	26,95	27,07	27,18	27,30	27,42	27,53	27,65	27,76	23
24	27,88	28,00	28,11	28,23	28,35	28,46	28,58	28,69	28,81	28,93	24
25	29,04	29,16	29,27	29,39	29,51	29,62	29,74	29,86	29,97	30,09	25

Диопсид $\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2$; формульная масса 216,58

0,00	0,00	0,22	0,43	0,65	0,87	1,08	1,30	1,52	1,73	1,95	0,00
01	2,17	2,38	2,60	2,82	3,03	3,25	3,47	3,68	3,90	4,12	01
02	4,33	4,55	4,76	4,98	5,20	5,41	5,63	5,85	6,06	6,28	02
03	6,50	6,71	6,93	7,15	7,36	7,58	7,80	8,01	8,23	8,45	03
04	8,66	8,88	9,10	9,31	9,53	9,75	9,96	10,18	10,40	10,61	04
05	10,83	11,05	11,26	11,48	11,70	11,91	12,13	12,35	12,56	12,78	05
06	12,99	13,21	13,43	13,64	13,86	14,08	14,29	14,51	14,73	14,94	06
07	15,16	15,38	15,59	15,81	16,03	16,24	16,46	16,68	16,89	17,11	07
08	17,33	17,54	17,76	17,98	18,19	18,41	18,63	18,84	19,06	19,28	08
09	19,49	19,71	19,93	20,14	20,36	20,58	20,79	21,01	21,22	21,44	09
10	21,66	21,87	22,09	22,31	22,52	22,74	22,96	23,17	23,39	23,61	10
11	23,82	24,04	24,26	24,47	24,69	24,91	25,12	25,34	25,56	25,77	11
12	25,99	26,21	26,42	26,64	26,86	27,07	27,29	27,51	27,72	27,94	12
13	28,16	28,37	28,59	28,81	29,02	29,24	29,45	29,67	29,89	30,10	13
14	30,32	30,54	30,75	30,97	31,19	31,40	31,62	31,84	32,05	32,27	14
15	32,49	32,70	32,92	33,14	33,35	33,57	33,79	34,00	34,22	34,44	15
16	34,65	34,87	35,09	35,30	35,52	35,74	35,95	36,17	36,39	36,60	16
17	36,82	37,04	37,25	37,47	37,68	37,90	38,12	38,33	38,55	38,77	17
18	38,98	39,20	39,42	39,63	39,85	40,07	40,28	40,50	40,72	40,93	18
19	41,15	41,37	41,58	41,80	42,02	42,23	42,45	42,67	42,88	43,10	19
20	43,32	43,53	43,75	43,97	44,18	44,40	44,62	44,83	45,05	45,27	20

Геденберит $\text{CaO} \cdot \text{FeO} \cdot 2\text{SiO}_2$; формульная масса 248,11

0,00	0,00	0,25	0,50	0,74	0,99	1,24	1,49	1,74	1,98	2,23	0,00
01	2,48	2,73	2,98	3,23	3,47	3,72	3,97	4,22	4,47	4,71	01
02	4,96	5,21	5,46	5,71	5,95	6,20	6,45	6,70	6,95	7,20	02
03	7,44	7,69	7,94	8,19	8,44	8,68	8,93	9,18	9,43	9,68	03
04	9,92	10,17	10,42	10,67	10,92	11,16	11,41	11,66	11,91	12,16	04
05	12,41	12,65	12,90	13,15	13,40	13,65	13,89	14,14	14,39	14,64	05
06	14,89	15,13	15,38	15,63	15,88	16,13	16,38	16,62	16,87	17,12	06
07	17,37	17,62	17,86	18,11	18,36	18,61	18,86	19,10	19,35	19,60	07
08	19,85	20,10	20,35	20,59	20,84	21,09	21,34	21,59	21,83	22,08	08
09	22,33	22,58	22,83	23,07	23,32	23,57	23,82	24,07	24,31	24,56	09
10	24,81	25,06	25,31	25,56	25,80	26,05	26,30	26,55	26,80	27,04	10

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Эгирин (акмит) $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$; формульная масса 462,042

0,00	0,00	0,46	0,92	1,39	1,85	2,31	2,77	3,23	3,70	4,16	0,00
01	4,62	5,08	5,54	6,01	6,47	6,93	7,39	7,85	8,32	8,78	01
02	9,24	9,70	10,16	10,63	11,09	11,55	12,01	12,48	12,94	13,40	02
03	13,86	14,32	14,79	15,25	15,71	16,17	16,63	17,10	17,56	18,02	03
04	18,48	18,94	19,41	19,87	20,33	20,79	21,25	21,72	22,18	22,64	04
05	23,10	23,56	24,03	24,49	24,95	25,41	25,87	26,34	26,80	27,26	05
06	27,72	28,18	28,65	29,11	29,57	30,03	30,49	30,96	31,42	31,88	06
07	32,34	32,80	33,27	33,73	34,19	34,65	35,12	35,58	36,04	36,50	07
08	36,96	37,43	37,89	38,35	38,81	39,27	39,74	40,20	40,66	41,12	08
09	41,58	42,05	42,51	42,97	43,43	43,89	44,36	44,82	45,28	45,74	09

Жадит $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{SiO}_2$; формульная масса 404,302

0,00	0,00	0,40	0,31	1,21	1,62	2,02	2,43	2,83	3,23	3,64	0,00
01	4,04	4,45	4,85	5,26	5,66	6,06	6,47	6,87	7,28	7,68	01
02	8,09	8,49	8,89	9,30	9,70	10,11	10,51	10,92	11,32	11,72	02
03	12,12	12,53	12,94	13,34	13,75	14,15	14,55	14,96	15,36	15,77	03
04	16,17	16,58	16,98	17,38	17,79	18,19	18,60	19,00	19,41	19,81	04

Метасиликат магния (энстатит) $\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 100,41

0,00	0,00	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	0,00
01	1,00	1,10	1,20	1,31	1,41	1,51	1,61	1,71	1,81	1,91	01
02	2,01	2,11	2,21	2,31	2,41	2,51	2,61	2,71	2,81	2,91	02
03	3,01	3,11	3,21	3,31	3,41	3,51	3,61	3,72	3,82	3,92	03
04	4,02	4,12	4,22	4,32	4,42	4,52	4,62	4,72	4,82	4,92	04
05	5,02	5,12	5,22	5,32	5,42	5,52	5,62	5,72	5,82	5,92	05
06	6,02	6,13	6,23	6,33	6,43	6,53	6,63	6,73	6,83	6,93	06
07	7,03	7,13	7,23	7,33	7,43	7,53	7,63	7,73	7,83	7,93	07
08	8,03	8,13	8,22	8,33	8,43	8,53	8,64	8,74	8,84	8,94	08
09	9,04	9,14	9,24	9,34	9,44	9,54	9,64	9,74	9,84	9,94	09
10	10,04	10,14	10,24	10,34	10,44	10,54	10,64	10,74	10,84	10,94	10
11	11,05	11,15	11,25	11,35	11,45	11,55	11,65	11,75	11,85	11,95	11
12	12,05	12,15	12,25	12,35	12,45	12,55	12,65	12,75	12,85	12,95	12
13	13,05	13,15	13,25	13,35	13,45	13,56	13,66	13,76	13,86	13,96	13
14	14,06	14,16	14,26	14,36	14,46	14,56	14,66	14,76	14,86	14,96	14
15	15,06	15,16	15,26	15,36	15,46	15,56	15,63	15,76	15,86	15,97	15
16	16,07	16,17	16,27	16,37	16,47	16,57	16,67	16,77	16,87	16,97	16
17	17,07	17,17	17,27	17,37	17,47	17,57	17,67	17,77	17,87	17,97	17
18	18,07	18,17	18,27	18,38	18,48	18,58	18,68	18,78	18,88	18,98	18
19	19,08	19,18	19,28	19,38	19,48	19,58	19,68	19,78	19,88	19,98	19
20	20,08	20,18	20,28	20,38	20,48	20,58	20,68	20,78	20,89	20,99	20
21	21,09	21,19	21,29	21,39	21,49	21,59	21,69	21,79	21,89	21,99	21
22	22,09	22,19	22,29	22,39	22,49	22,59	22,69	22,79	22,89	22,99	22
23	23,09	23,19	23,30	23,40	23,50	23,60	23,70	23,80	23,90	24,00	23
24	24,10	24,20	24,30	24,40	24,50	24,60	24,70	24,80	24,90	25,00	24

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
25	25,10	25,20	25,30	25,40	25,50	25,60	25,70	25,81	25,91	26,01	25
26	26,11	26,21	26,31	26,41	26,51	26,61	26,71	26,81	26,91	27,01	26
27	27,11	27,21	27,31	27,41	27,51	27,61	27,71	27,81	27,91	28,01	27
28	28,11	28,22	28,32	28,42	28,52	28,62	28,72	28,82	28,92	29,02	28
29	29,12	29,22	29,32	29,42	29,52	29,62	29,72	29,82	29,92	30,02	29
30	30,12	30,22	30,32	30,42	30,52	30,62	30,72	30,83	30,93	31,03	30
31	31,13	31,23	31,33	31,43	31,53	31,63	31,73	31,83	31,93	32,03	31
32	32,13	32,23	32,33	32,43	32,53	32,63	32,73	32,83	32,93	33,03	32
33	33,14	33,24	33,34	33,44	33,54	33,64	33,74	33,84	33,94	34,04	33
34	34,14	34,24	34,34	34,44	34,54	34,64	34,74	34,84	34,94	35,04	34
35	35,14	35,24	35,34	35,44	35,55	35,65	35,75	35,85	35,95	36,05	35
36	36,15	36,25	36,35	36,45	36,55	36,65	36,75	36,85	36,95	37,05	36
37	37,15	37,25	37,35	37,45	37,55	37,65	37,75	37,85	37,95	38,06	37
38	38,16	38,26	38,36	38,46	38,56	38,66	38,76	38,86	38,96	39,06	38
39	39,17	39,26	39,36	39,46	39,56	39,66	39,76	39,86	39,96	40,06	39

Метасиликат железа (ферросилит) $\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 131,94

0,00	0,00	0,13	0,23	0,40	0,53	0,66	0,79	0,92	1,06	1,19	0,00
01	1,32	1,45	1,58	1,72	1,85	1,98	2,11	2,24	2,37	2,51	01
02	2,64	2,77	2,90	3,03	3,17	3,30	3,43	3,56	3,69	3,83	02
03	3,96	4,09	4,22	4,35	4,49	4,62	4,75	4,88	5,01	5,15	03
04	5,28	5,41	5,54	5,67	5,81	5,94	6,07	6,20	6,33	6,47	04
05	6,60	6,73	6,86	6,99	7,12	7,26	7,39	7,52	7,65	7,78	05
06	7,92	8,05	8,18	8,31	8,44	8,58	8,71	8,84	8,97	9,10	06
07	9,24	9,37	9,50	9,63	9,76	9,90	10,03	10,16	10,29	10,42	07
08	10,56	10,69	10,82	10,95	11,08	11,21	11,35	11,48	11,61	11,74	08
09	11,87	12,01	12,14	12,27	12,40	12,53	12,67	12,80	12,93	13,06	09
10	13,19	13,33	13,46	13,59	13,72	13,85	13,99	14,12	14,25	14,38	10
11	14,51	14,65	14,78	14,91	15,04	15,17	15,31	15,44	15,57	15,70	11
12	15,83	15,96	16,10	16,23	16,36	16,49	16,62	16,76	16,89	17,02	12
13	17,15	17,28	17,42	17,55	17,68	17,81	17,94	18,08	18,21	18,34	13
14	18,47	18,60	18,74	18,87	19,00	19,13	19,26	19,40	19,53	19,66	14
15	19,79	19,92	20,05	20,19	20,32	20,45	20,58	20,71	20,85	20,98	15
16	21,11	21,24	21,37	21,51	21,64	21,77	21,90	22,03	22,17	22,30	16
17	22,43	22,56	22,69	22,83	22,96	23,09	23,22	23,35	23,49	23,62	17
18	23,75	23,88	24,01	24,15	24,28	24,41	24,54	24,67	24,80	24,94	18
19	25,07	25,20	25,33	25,46	25,60	25,73	25,86	25,99	26,12	26,26	19
20	26,39	26,52	26,65	26,78	26,92	27,05	27,18	27,31	27,44	27,58	20
21	27,71	27,84	27,97	28,10	28,24	28,37	28,50	28,63	28,76	28,89	21
22	29,03	29,16	29,29	29,42	29,55	29,69	29,82	29,95	30,08	30,21	22
23	30,35	30,48	30,61	30,74	30,87	31,01	31,14	31,27	31,40	31,53	23
24	31,67	31,80	31,93	32,06	32,19	32,33	32,46	32,59	32,72	32,85	24
25	32,98	33,12	33,25	33,38	33,51	33,64	33,78	33,91	34,04	34,17	25
26	37,30	37,44	37,57	37,70	37,83	37,96	38,10	38,23	38,36	38,49	26
27	35,62	35,76	35,89	36,02	36,15	36,28	36,42	36,55	36,68	36,81	27
28	36,94	37,08	37,21	37,34	37,47	37,60	37,73	37,87	38,00	38,13	28
29	38,26	38,39	38,53	38,66	38,79	38,92	39,05	39,19	39,32	39,45	29
30	39,58	39,71	39,85	39,98	40,11	40,24	40,37	40,51	40,64	40,77	30

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Ортосиликат магния (форстерит) $2\text{MgO} \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 140,73
(единица для расчета — половина формульного количества MgO)

0,00	0,00	0,14	0,28	0,42	0,56	0,70	0,84	0,99	1,13	1,27	0,00
01	1,41	1,55	1,69	1,83	1,97	2,11	2,25	2,39	2,53	2,67	01
02	2,81	2,96	3,10	3,24	3,38	3,52	3,66	3,80	3,94	4,08	02
03	4,22	4,36	4,50	4,64	4,78	4,93	5,07	5,21	5,35	5,49	03
04	5,63	5,77	5,91	6,05	6,19	6,33	6,47	6,61	6,76	6,90	04
05	7,04	7,18	7,32	7,46	7,60	7,74	7,88	8,02	8,16	8,30	05
06	8,44	8,58	8,73	8,87	9,01	9,15	9,29	9,43	9,57	9,71	06
07	9,85	9,99	10,13	10,27	10,41	10,55	10,70	10,84	10,98	11,12	07
08	11,26	11,40	11,54	11,68	11,82	11,96	12,10	12,24	12,38	12,52	08
09	12,67	12,81	12,95	13,09	13,23	13,37	13,51	13,65	13,79	13,93	09
10	14,07	14,21	14,35	14,50	14,64	14,78	14,92	15,06	15,20	15,34	10
11	15,48	15,62	15,76	15,90	16,04	16,18	16,32	16,47	16,61	16,75	11
12	16,89	17,03	17,17	17,31	17,45	17,59	17,73	17,87	18,01	18,15	12
13	18,29	18,44	18,58	18,72	18,86	19,00	19,14	19,28	19,42	19,56	13
14	19,70	19,84	19,98	20,12	20,27	20,41	20,55	20,69	20,83	20,97	14
15	21,11	21,25	21,39	21,53	21,67	21,81	21,95	22,09	22,24	22,38	15
16	22,52	22,66	22,80	22,94	23,08	23,22	23,36	23,50	23,64	23,78	16
17	23,92	24,06	24,21	24,35	24,49	24,63	24,77	24,91	25,05	25,19	17
18	25,33	25,47	25,61	25,75	25,89	26,04	26,18	26,32	26,46	26,60	18
19	26,74	26,88	27,02	27,16	27,30	27,44	27,58	27,72	27,86	28,01	19
20	28,15	28,29	28,43	28,57	28,71	28,85	28,99	29,13	29,27	29,41	20
21	29,55	29,69	29,83	29,98	30,12	30,26	30,40	30,54	30,68	30,82	21
22	30,96	31,10	31,24	31,38	31,52	31,66	31,80	31,95	32,09	32,23	22
23	32,37	32,51	32,65	32,79	32,93	33,07	33,21	33,35	33,49	33,63	23
24	32,78	33,92	34,06	34,20	34,34	34,48	34,62	34,76	34,90	35,04	24
25	35,18	35,32	35,46	35,60	35,75	35,89	36,03	36,17	36,31	36,45	25
26	36,59	36,73	36,87	37,01	37,15	37,29	37,43	37,57	37,72	37,86	26
27	38,00	38,14	38,28	38,42	38,56	38,70	38,84	38,98	39,12	39,26	27
28	39,40	39,55	39,69	39,83	39,97	40,11	40,25	40,39	40,53	40,67	28

Ортосиликат железа (фаялит) $2\text{FeO} \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 203,79
(единица для расчета — половина формульного количества FeO)

0,00	0,00	0,20	0,41	0,61	0,82	1,02	1,22	1,43	1,63	1,83	0,00
01	2,04	2,24	2,45	2,65	2,85	3,06	3,26	3,46	3,67	3,87	01
02	4,08	4,28	4,48	4,69	4,89	5,09	5,30	5,50	5,71	5,91	02
03	6,11	6,32	6,52	6,73	6,93	7,13	7,34	7,54	7,74	7,95	03
04	8,15	8,36	8,56	8,76	8,97	9,17	9,37	9,58	9,78	9,99	04
05	10,19	10,39	10,60	10,80	11,00	11,21	11,41	11,62	11,82	12,02	05
06	12,23	12,43	12,63	12,84	13,04	13,25	13,45	13,65	13,86	14,06	06
07	14,27	14,47	14,67	14,88	15,08	15,28	15,49	15,69	15,90	16,10	07
08	16,30	16,51	16,71	16,91	17,12	17,32	17,53	17,73	17,93	18,14	08
09	18,34	18,54	18,75	18,95	19,16	19,36	19,56	19,77	19,97	20,18	09
10	20,38	20,58	20,79	20,99	21,19	21,40	21,60	21,81	22,01	22,21	10
11	22,42	22,62	22,82	23,03	23,23	23,44	23,64	23,84	24,05	24,25	11
12	24,45	24,66	24,86	25,07	25,27	25,47	25,68	25,88	26,09	26,29	12
13	26,49	26,70	26,90	27,10	27,31	27,51	27,72	27,92	28,12	28,33	13
14	28,53	28,73	28,94	29,14	29,35	29,55	29,75	29,96	30,16	30,96	14

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
15	39,57	30,77	30,98	31,18	31,38	31,59	31,79	32,00	32,20	32,40	15
16	32,61	32,81	33,01	33,22	33,42	33,63	33,83	34,03	34,24	34,44	16
17	34,64	34,85	35,05	35,26	35,46	35,66	35,87	36,07	36,27	36,48	17
18	36,68	36,89	37,09	37,29	37,50	37,70	37,90	38,11	38,31	38,52	18
19	38,72	38,92	39,13	39,33	39,54	39,74	39,94	40,15	40,35	40,55	19
Оливин $MgO \cdot FeO \cdot SiO_2$; формульная масса 172,26											
0,00	0,00	0,17	0,34	0,52	0,69	0,86	1,03	1,21	1,38	1,55	0,00
01	1,72	1,89	2,07	2,24	2,41	2,58	2,76	2,93	3,10	3,27	01
02	3,45	3,62	3,79	3,96	4,13	4,31	4,48	4,65	4,82	5,00	02
03	5,17	5,34	5,51	5,68	5,86	6,03	6,20	6,37	6,55	6,72	03
04	6,89	7,06	7,23	7,41	7,58	7,75	7,92	8,10	8,27	8,44	04
05	8,61	8,79	8,96	9,13	9,30	9,47	9,65	9,82	9,99	10,16	05
06	10,34	10,51	10,68	10,85	11,02	11,20	11,37	11,54	11,71	11,89	06
07	12,06	12,23	12,40	12,57	12,75	12,92	13,09	13,26	13,44	13,61	07
08	13,78	13,95	14,13	14,30	14,47	14,64	14,81	14,99	15,16	15,33	08
09	15,50	15,68	15,85	16,02	16,19	16,36	16,54	16,71	16,88	17,05	09
10	17,23	17,40	17,57	17,74	17,92	18,09	18,26	18,43	18,60	18,78	10
11	18,95	19,12	19,29	19,47	19,64	19,81	19,98	20,15	20,33	20,50	11
12	20,67	20,84	21,02	21,19	21,36	21,53	21,70	21,88	22,05	22,22	12
13	22,39	22,57	22,74	22,91	23,08	23,26	23,43	23,60	23,77	23,94	13
14	24,12	24,29	24,46	24,63	24,81	24,98	25,15	25,32	25,49	25,67	14
15	25,84	26,01	26,18	26,36	26,53	26,70	26,87	27,04	27,22	27,39	15
16	27,56	27,73	27,91	28,08	28,25	28,42	28,60	28,77	28,94	29,11	16
17	29,28	29,46	29,63	29,80	29,97	30,15	30,32	30,49	30,66	30,83	17
18	31,01	31,18	31,35	31,52	31,70	31,87	32,04	32,21	32,38	32,56	18
19	32,73	32,90	33,07	33,25	33,42	33,59	33,76	33,94	34,11	34,28	19
20	34,45	34,62	34,80	34,97	35,14	35,31	35,49	35,66	35,83	36,00	20
21	36,17	36,35	36,52	36,69	36,86	37,04	37,21	37,38	37,55	37,72	21
22	37,90	38,07	38,24	38,41	38,59	38,76	38,93	39,10	39,28	39,45	22
23	39,62	39,79	39,96	40,14	40,31	40,48	40,65	40,83	41,00	41,17	23
24	41,34	41,51	40,69	41,86	42,03	42,20	42,38	42,55	42,72	42,89	24
25	43,07	43,24	43,41	43,58	43,75	43,93	44,10	44,27	44,44	44,62	25
26	44,79	44,96	45,13	45,30	45,48	45,65	45,82	45,99	46,17	46,34	26
27	46,51	46,68	46,85	47,03	47,20	47,37	47,54	47,72	47,89	48,06	27
28	48,23	48,41	48,58	48,75	48,92	49,09	49,27	49,44	49,61	49,78	28
29	49,96	50,13	50,30	50,47	50,64	50,82	50,99	51,16	51,33	51,51	29
30	51,68	51,85	52,02	52,19	52,37	52,54	52,71	52,88	53,06	53,23	30
31	53,40	53,57	53,75	53,92	54,09	54,26	54,43	54,61	54,78	54,95	31
32	55,12	55,30	55,47	55,64	55,81	55,98	56,16	56,33	56,50	56,67	32
33	56,85	57,02	57,19	57,36	57,53	57,71	57,88	58,05	58,22	58,40	33
34	58,57	58,74	58,91	59,09	59,26	59,43	59,60	59,77	59,95	60,12	34

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Дистен $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 162,05

0,00	0,00	0,16	0,32	0,49	0,65	0,81	0,97	1,13	1,30	1,46	0,00
01	1,62	1,78	1,94	2,11	2,27	2,43	2,59	2,75	2,92	3,08	01
02	3,24	3,40	3,57	3,73	3,89	4,05	4,21	4,38	4,54	4,70	02
03	4,86	5,02	5,19	5,35	5,51	5,67	5,83	6,00	6,16	6,32	03
04	6,48	6,64	6,81	6,97	7,13	7,29	7,45	7,62	7,78	7,94	04
05	8,10	8,26	8,43	8,59	8,75	8,91	9,07	9,24	9,40	9,56	05
06	9,72	9,89	10,05	10,21	10,37	10,53	10,70	10,86	11,02	11,18	06
07	11,34	11,51	11,67	11,83	11,99	12,15	12,32	12,48	12,64	12,80	07
08	12,96	13,13	13,29	13,45	13,61	13,77	13,94	14,10	14,26	14,42	08
09	14,58	14,75	14,91	15,07	15,23	15,39	15,56	15,72	15,88	16,04	09
10	16,20	16,37	16,53	16,69	16,85	17,02	17,18	17,34	17,50	17,66	10
11	17,83	17,99	18,15	18,31	18,47	18,64	18,80	18,96	19,12	19,28	11
12	19,45	19,61	19,77	19,93	20,09	20,26	20,42	20,58	20,74	20,90	12
13	21,07	21,23	21,39	21,55	21,71	21,88	22,04	22,20	22,36	22,52	13
14	22,69	22,85	23,01	23,17	23,34	23,50	23,66	23,82	23,98	24,15	14
15	24,31	24,47	24,63	24,79	24,96	25,12	25,28	25,44	25,60	25,77	15

Пироп $3\text{MgO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$; формульная масса 403,19(единица для расчета — формульное количество Al_2O_3 или $\text{MgO} : 3$)

0,00	0,00	0,40	0,81	1,21	1,61	2,02	2,42	2,82	3,23	3,63	0,00
01	4,03	4,44	4,84	5,24	5,64	6,05	6,45	6,85	7,26	7,66	01
02	8,06	8,47	8,87	9,27	9,68	10,08	10,48	10,89	11,29	11,69	02
03	12,10	12,50	12,90	13,31	13,71	14,11	14,51	14,92	15,32	15,72	03
04	16,13	16,53	16,93	17,34	17,74	18,14	18,55	18,95	19,35	19,76	04
05	20,16	20,56	20,97	21,37	21,77	22,18	22,58	22,98	23,39	23,79	05
06	24,19	24,59	25,00	25,40	25,80	26,21	26,61	27,01	27,42	27,82	06

Альмандин $3\text{FeO} \cdot \text{Al}_2\text{O}_3 \cdot 3\text{SiO}_2$; формульная масса 497,78(единица для расчета — формульное количество Al_2O_3 или $\text{FeO} : 3$)

0,00	0,00	0,50	1,00	1,49	1,99	2,49	2,99	3,48	3,98	4,48	0,00
01	4,98	5,48	5,97	6,47	6,97	7,47	7,96	8,46	8,96	9,46	01
02	9,96	10,45	10,95	11,45	11,95	12,44	12,94	13,44	13,94	14,44	02
03	14,93	15,43	15,93	16,43	16,92	17,42	17,92	18,42	18,92	19,41	03
04	19,91	20,41	20,91	21,40	21,90	22,40	22,90	23,40	23,89	24,39	04
05	24,89	25,39	25,88	26,38	26,88	27,38	27,88	28,37	28,87	29,37	05

Сфен (титанит) $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2 \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 196,07

0,00	0,00	0,20	0,39	0,59	0,78	0,98	1,18	1,37	1,57	1,76	0,00
01	0,96	2,16	2,35	2,55	2,74	2,94	3,14	3,33	3,53	3,73	01
02	3,92	4,12	4,31	4,51	4,71	4,90	5,10	5,29	5,49	5,69	02
03	5,88	6,08	6,27	6,47	6,67	6,86	7,06	7,25	7,45	7,65	03
04	7,84	8,04	8,23	8,43	8,63	8,82	9,02	9,22	9,41	9,61	04

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Перовскит $\text{CaO} \cdot \text{TiO}_2$; формульная масса 135,98

0,00	0,00	0,14	0,27	0,41	0,54	0,68	0,82	0,95	1,09	1,22	0,00
01	1,36	1,50	1,63	1,77	1,90	2,04	2,18	2,31	2,45	2,58	01
02	2,72	2,86	2,99	3,13	3,26	3,40	3,54	3,67	3,81	3,94	02
03	4,08	4,22	4,35	4,49	4,62	4,76	4,90	5,03	5,17	5,30	03
04	5,44	5,58	5,71	5,85	5,98	6,12	6,26	6,39	6,53	6,66	04
05	6,80	6,93	7,07	7,21	7,34	7,48	7,61	7,75	7,89	8,02	05
06	8,16	8,29	8,43	8,57	8,70	8,84	8,97	9,11	9,25	9,38	06
07	9,52	9,65	9,79	9,93	10,06	10,20	10,33	10,47	10,61	10,74	07

Ильменит $\text{FeO} \cdot \text{TiO}_2$; формульная масса 151,75

0,00	0,00	0,15	0,30	0,46	0,61	0,76	0,91	1,06	1,21	1,37	0,00
01	1,52	1,67	1,82	1,97	2,12	2,28	2,43	2,58	2,73	2,88	01
02	3,04	3,19	3,34	3,49	3,64	3,79	3,95	4,10	4,25	4,40	02
03	4,55	4,70	4,86	5,01	5,16	5,31	5,46	5,61	5,77	5,92	03
04	6,07	6,22	6,37	6,53	6,68	6,83	6,98	7,13	7,28	7,44	04
05	7,59	7,74	7,89	8,04	8,19	8,35	8,50	8,65	8,80	8,95	05
06	9,10	9,26	9,41	9,56	9,71	9,86	10,02	10,17	10,32	10,47	06

Магнетит $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$; формульная масса 231,55

0,00	0,00	0,23	0,46	0,69	0,93	1,16	1,39	1,62	1,85	2,08	0,00
01	2,32	2,55	2,78	3,01	3,24	3,47	3,70	3,94	4,17	4,40	01
02	4,63	4,86	5,09	5,33	5,56	5,79	6,02	6,25	6,48	6,71	02
03	6,95	7,18	7,41	7,64	7,87	8,10	8,34	8,57	8,80	9,03	03
04	9,26	9,49	9,73	9,96	10,19	10,42	10,65	10,88	11,11	11,35	04

Гематит Fe_2O_3 ; формульная масса 159,70

0,00	0,00	0,16	0,32	0,48	0,64	0,80	0,96	1,12	1,28	1,44	0,00
01	1,60	1,76	1,92	2,08	2,24	2,40	2,56	2,71	2,87	3,03	01
02	3,19	3,35	3,51	3,67	3,83	3,99	4,15	4,31	4,47	4,63	02
03	4,79	4,95	5,11	5,27	5,43	5,59	5,75	5,91	6,07	6,23	03
04	6,39	6,55	6,71	6,87	7,03	7,19	7,35	7,51	7,67	7,83	04
05	7,98	8,14	8,30	8,46	8,62	8,78	8,94	9,10	9,26	9,42	05
06	9,58	9,74	9,90	10,06	10,22	10,38	10,54	10,70	10,86	11,02	06

Корунд Al_2O_3 ; формульная масса 101,96

0,00	0,00	0,10	0,20	0,31	0,41	0,51	0,61	0,71	0,82	0,92	0,00
01	1,02	1,12	1,22	1,33	1,43	1,53	1,63	1,73	1,84	1,94	01
02	2,04	2,14	2,24	2,35	2,45	2,55	2,65	2,75	2,85	2,96	02
03	3,06	3,16	3,26	3,36	3,47	3,57	3,67	3,77	3,87	3,98	03
04	4,08	4,18	4,28	4,38	4,49	4,59	4,69	4,79	4,89	4,90	04

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Хромит $\text{FeO} \cdot \text{Cr}_2\text{O}_3$; формульная масса 223,87

0,00	0,00	0,22	0,45	0,67	0,90	1,12	1,34	1,57	1,79	2,01	0,00
01	2,24	2,46	2,69	2,91	3,13	3,36	3,58	3,81	4,03	4,25	01
02	4,48	4,70	4,93	5,15	5,37	5,60	5,82	6,04	6,27	6,49	02
03	6,72	6,94	7,16	7,39	7,61	7,84	8,06	8,28	8,51	8,73	03
04	8,95	9,18	9,40	9,63	9,85	10,07	10,30	10,52	10,75	10,97	04

Циркон $\text{ZrO}_2 \cdot \text{SiO}_2$; формульная масса 183,31

0,00	0,00	0,18	0,37	0,55	0,73	0,92	1,10	1,28	1,47	1,65	0,00
01	1,83	2,02	2,20	2,38	2,57	2,75	2,93	3,12	3,30	3,48	01
02	3,67	3,85	4,03	4,22	4,40	4,58	4,77	4,95	5,13	5,32	02

Тальк $3\text{MgO} \cdot 4\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$; формульная масса 379,336(единица для расчета — формульное количество MgO : 3 или SiO_2 : 4)

0,00	0,00	0,38	0,76	1,14	1,52	1,90	2,28	2,66	3,03	3,41	0,00
01	3,79	4,17	4,55	4,93	5,31	5,69	6,07	6,45	6,83	7,21	01
02	7,59	7,97	8,35	8,72	9,10	9,48	9,86	10,24	10,62	11,00	02
03	11,38	11,76	12,14	12,52	12,90	13,28	13,66	14,04	14,41	14,79	03
04	15,17	15,55	15,93	16,31	16,69	17,07	17,45	17,83	18,21	18,59	04
05	18,97	19,35	19,73	20,10	20,48	20,86	21,24	21,62	22,00	22,38	05
06	22,76	23,14	23,52	23,90	24,28	24,66	25,04	25,42	25,79	26,17	06

Серпентин $3\text{MgO} \cdot 2\text{SiO}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; формульная масса 277,172(единица для расчета — формульное количество MgO : 3 или SiO_2 : 2)

0,00	0,00	0,28	0,55	0,83	1,11	1,39	1,66	1,94	2,22	2,49	0,00
01	2,77	3,05	3,33	3,60	3,88	4,16	4,43	4,71	4,99	5,27	01
02	5,54	5,82	6,10	6,37	6,65	6,93	7,21	7,48	7,76	8,04	02
03	8,32	8,59	8,87	9,15	9,42	9,70	9,98	10,26	10,53	10,81	03
04	11,09	11,36	11,64	11,92	12,20	12,47	12,75	13,03	13,30	13,58	04
05	13,86	14,14	14,41	14,69	14,97	15,24	15,52	15,80	16,08	16,35	05
06	16,63	16,91	17,18	17,46	17,74	18,02	18,29	18,57	18,85	19,12	06
07	19,40	19,68	19,96	20,23	20,51	20,79	21,07	21,34	21,62	21,90	07
08	22,17	22,45	22,73	23,01	23,28	23,56	23,84	24,11	24,39	24,67	08
09	24,95	25,22	25,50	25,78	26,05	26,33	26,61	26,89	27,16	27,44	09
10	27,72	27,99	28,27	28,55	28,83	29,10	29,38	29,66	29,93	30,21	10
11	30,49	30,77	31,04	31,32	31,60	31,87	32,15	32,43	32,71	32,98	11
12	33,26	33,54	33,81	34,09	34,37	34,65	34,92	35,20	35,48	35,76	12
13	36,03	36,31	36,59	36,86	37,14	37,42	37,70	37,97	38,25	38,53	13
14	38,80	39,08	39,36	39,64	39,91	40,19	40,47	40,74	41,02	41,30	14
15	41,58	41,85	42,13	42,41	42,68	42,96	43,24	43,52	43,79	44,07	15
16	44,33	44,62	44,90	45,18	45,46	45,73	46,01	46,29	46,56	46,84	16
17	47,12	47,40	47,67	47,95	48,23	48,51	48,78	49,06	49,34	49,61	17
18	49,89	50,17	50,45	50,72	51,00	51,28	51,55	51,83	52,11	52,39	18
19	52,66	52,94	53,22	53,49	53,77	54,05	54,33	54,60	54,88	55,19	19

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Флогопит $K_2O \cdot 6MgO \cdot Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$; формульная масса 834,652
(единица для расчета — формульное количество K_2O или Al_2O_3)

0,00	0,00	0,83	1,67	2,50	3,34	4,17	5,01	5,84	6,68	7,51	0,00
01	8,35	9,18	10,02	10,85	11,69	12,52	13,35	14,19	15,02	15,86	01
02	16,69	17,53	18,36	19,20	20,03	20,87	21,70	22,54	23,37	24,20	02
03	25,04	25,87	26,71	27,54	28,38	29,21	30,05	30,88	31,72	32,55	03

Мусковит $K_2O \cdot 3Al_2O_3 \cdot 6SiO_2 \cdot 2H_2O$; формульная масса 796,652
(единица для расчета — формульное количество K_2O или Al_2O_3 : 3)

0,00	0,00	0,80	1,59	2,39	3,19	3,98	4,78	5,58	6,37	7,17	0,00
01	7,97	8,76	9,56	10,36	11,15	11,95	12,75	13,54	14,34	15,14	01
02	15,93	16,73	17,53	18,32	19,12	19,99	20,71	21,51	22,31	23,10	02
03	23,90	24,70	25,49	26,29	27,09	27,88	28,68	29,48	30,27	31,07	03
04	31,87	32,66	33,46	34,26	35,05	35,85	36,65	37,44	38,24	39,04	04
05	39,83	40,63	41,43	43,22	43,02	43,82	44,61	45,41	46,21	47,00	05
06	47,80	48,60	49,39	50,19	50,99	51,78	52,58	53,38	54,17	54,97	06

Апатит $3CaO \cdot P_2O_5 + \frac{CaF_2}{3}$; формульная масса 336,21

0,00	0,00	0,34	0,67	1,01	1,34	1,68	2,02	2,35	2,69	3,03	0,00
------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------

Кальцит $CaCO_3$; формульная масса 100,091
(единица для расчета — формульное количество CaO или CO_2)

0,00	0,00	0,10	0,20	0,30	0,40	0,50	0,60	0,70	0,80	0,90	0,00
01	1,00	1,10	1,20	1,30	1,40	1,50	1,60	1,70	1,80	1,90	01
02	2,00	2,10	2,20	2,30	2,40	2,50	2,60	2,70	2,80	2,90	02
03	3,00	3,10	3,20	3,30	3,40	3,50	3,60	3,70	3,80	3,90	03
04	4,00	4,10	4,20	4,30	4,40	4,50	4,60	4,70	4,80	4,90	04
05	5,00	5,10	5,20	5,30	5,40	5,51	5,61	5,71	5,81	5,91	05
06	6,01	6,11	6,21	6,31	6,41	6,51	6,61	6,71	6,81	6,91	06
07	7,01	7,11	7,21	7,31	7,41	7,51	7,61	7,71	7,81	7,91	07
08	8,01	8,11	8,21	8,31	8,41	8,51	8,61	8,71	8,81	8,91	08
09	9,01	9,11	9,21	9,31	9,41	9,51	9,61	9,71	9,81	9,91	09
10	10,01	10,11	10,21	10,31	10,41	10,51	10,61	10,71	10,81	10,91	10
11	11,01	11,11	11,21	11,31	11,41	11,51	11,61	11,71	11,81	11,91	11
12	12,01	12,11	12,21	12,31	12,41	12,51	12,61	12,71	12,81	12,91	12
13	13,01	13,11	13,21	13,31	13,41	13,51	13,61	13,71	13,81	13,91	13
14	14,01	14,11	14,21	14,31	14,41	14,51	14,61	14,71	14,81	14,91	14
15	15,01	15,11	15,21	15,31	15,41	15,51	15,61	15,71	15,81	15,91	15
16	16,01	16,11	16,21	16,31	16,41	16,52	16,62	16,72	16,82	16,92	16
17	17,02	17,12	17,22	17,32	17,42	17,52	17,62	17,72	17,82	17,92	17
18	18,02	18,12	18,22	18,32	18,42	18,52	18,62	18,72	18,82	18,92	18
19	19,02	19,12	19,22	19,32	19,42	19,52	19,62	19,72	19,82	19,92	19

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
20	20,02	20,12	20,22	20,32	20,42	20,52	20,62	20,72	20,82	20,92	20
21	21,02	21,12	21,22	21,32	21,42	21,52	21,62	21,72	21,82	21,92	21
22	22,02	22,12	22,22	22,32	22,42	22,52	22,62	22,72	22,82	22,92	22
23	23,02	23,12	23,22	23,32	23,42	23,52	23,62	23,72	23,82	23,92	23
24	24,02	24,12	24,22	24,32	24,42	24,52	24,62	24,72	24,82	24,92	24
25	25,02	25,12	25,22	25,32	25,42	25,52	25,62	25,72	25,82	25,92	25
26	26,02	26,12	26,22	26,32	26,42	26,52	26,62	26,72	26,82	26,92	26
27	27,02	27,12	27,22	27,32	27,42	27,52	27,62	27,72	27,82	27,92	27
28	28,03	28,13	28,23	28,33	28,43	28,53	28,63	28,73	28,83	28,93	28
29	29,03	29,13	29,23	29,33	29,43	29,53	29,63	29,73	29,83	29,93	29
30	30,03	30,13	30,23	30,33	30,43	30,53	30,63	30,73	30,83	30,93	30
31	31,03	31,13	31,23	31,33	31,43	31,53	31,63	31,73	31,83	31,93	31
32	32,03	32,13	32,23	32,33	32,43	32,53	32,63	32,73	32,83	32,93	32
33	33,03	33,13	33,23	33,33	33,43	33,53	33,63	33,73	33,83	33,93	33
34	34,03	34,13	34,23	34,33	34,43	34,53	34,63	34,73	34,83	34,93	34
35	35,03	35,13	35,23	35,33	35,43	35,53	35,63	35,73	35,83	35,93	35
36	36,03	36,13	36,23	36,33	36,43	36,53	36,63	36,73	36,83	36,93	36
37	37,03	37,13	37,23	37,33	37,43	37,53	37,63	37,73	37,83	37,93	37
38	38,03	38,13	38,23	38,33	38,43	38,53	38,63	38,73	38,83	38,93	38
39	39,04	39,14	39,24	39,34	39,44	39,54	39,64	39,74	39,84	39,94	39
40	40,04	40,14	40,24	40,34	40,44	40,54	40,64	40,74	40,84	40,94	40
41	41,04	41,14	41,24	41,34	41,44	41,54	41,64	41,74	41,84	41,94	41
42	42,04	42,14	42,24	42,34	42,44	42,54	42,64	42,74	42,84	42,94	42
43	43,04	43,14	43,24	43,34	43,44	43,54	43,64	43,74	43,84	43,94	43
44	44,04	44,14	44,24	44,34	44,44	44,54	44,64	44,74	44,84	44,94	44
45	45,04	45,14	45,24	45,34	45,44	45,54	45,64	45,74	45,84	45,94	45
46	46,04	46,14	46,24	46,34	46,44	46,54	46,64	46,74	46,84	46,94	46
47	47,04	47,14	47,24	47,34	47,44	47,54	47,64	47,74	47,84	47,94	47
48	48,04	48,14	48,24	48,34	48,44	48,54	48,64	48,74	48,84	48,94	48
49	49,04	49,14	49,24	49,34	49,44	49,54	49,64	49,74	49,84	49,94	49
50	50,05	50,15	50,25	50,35	50,45	50,55	50,65	50,75	50,85	50,95	50
51	51,05	51,15	51,25	51,35	51,45	51,55	51,65	51,75	51,85	51,95	51
52	52,05	52,15	52,25	52,35	52,45	52,55	52,65	52,75	52,85	52,95	52
53	53,05	53,15	53,25	53,35	53,45	53,55	53,65	53,75	53,85	53,95	53
54	54,05	54,15	54,25	54,35	54,45	54,55	54,65	54,75	54,85	54,95	54
55	55,05	55,15	55,25	55,35	55,45	55,55	55,65	55,75	55,85	55,95	55
56	56,05	56,15	56,25	56,35	56,45	56,55	56,65	56,75	56,85	56,95	56
57	57,05	57,15	57,25	57,35	57,45	57,55	57,65	57,75	57,85	57,95	57
58	58,05	58,15	58,25	58,35	58,45	58,55	58,65	58,75	58,85	58,95	58
59	59,05	59,15	59,25	59,35	59,45	59,55	59,65	59,75	59,85	59,95	59
60	60,05	60,15	60,25	60,35	60,45	60,55	60,65	60,75	60,85	60,95	60
61	61,06	61,16	61,26	61,36	61,46	61,56	61,66	61,76	61,86	61,96	61
62	62,06	62,16	62,26	62,36	62,46	62,56	62,66	62,76	62,86	62,96	62
63	63,06	63,16	63,26	63,36	63,46	63,56	63,66	63,76	63,86	63,96	63
64	64,06	64,16	64,26	64,36	64,46	64,56	64,66	64,76	64,86	64,96	64
65	65,06	65,16	65,26	65,36	65,46	65,56	65,66	65,76	65,86	65,96	65
66	66,06	66,16	66,26	66,36	66,46	66,56	66,66	66,76	66,86	66,96	66
67	67,06	67,16	67,26	67,36	67,46	67,56	67,66	67,76	67,86	67,96	67
68	68,06	68,16	68,26	68,36	68,46	68,56	68,66	68,76	68,86	68,96	68
69	69,06	69,16	69,26	69,36	69,46	69,56	69,66	69,76	69,86	69,96	69

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
70	70,06	70,16	70,26	70,36	70,46	70,56	70,66	70,76	70,86	70,96	70
71	71,06	71,16	71,26	71,36	71,46	71,57	71,67	71,77	71,87	71,97	71
72	72,07	72,17	72,27	72,37	72,47	72,57	72,67	72,77	72,87	72,97	72
73	73,07	73,17	73,27	73,37	73,47	73,57	73,67	73,77	73,87	73,97	73
74	74,07	74,17	74,27	74,37	74,47	74,57	74,67	74,77	74,87	74,97	74
75	75,07	75,17	75,27	75,37	75,47	75,57	75,67	75,77	75,87	75,97	75
76	76,07	76,17	76,27	76,37	76,47	76,57	76,67	76,77	76,87	76,97	76
77	77,07	77,17	77,27	77,37	77,47	77,57	77,67	77,77	77,87	77,97	77
78	78,07	78,17	78,27	78,37	78,47	78,57	78,67	78,77	78,87	78,97	78
79	79,07	79,17	79,27	79,37	79,47	79,57	79,67	79,77	79,87	79,97	79
80	80,07	80,17	80,27	80,37	80,47	80,57	80,67	80,77	80,87	80,97	80
81	81,07	81,17	81,27	81,37	81,47	81,57	81,67	81,77	81,87	81,97	81
82	82,07	82,17	82,27	82,37	82,47	82,58	82,68	82,78	82,88	82,98	82
83	83,08	83,18	83,28	83,38	83,48	83,58	83,68	83,78	83,88	83,98	83
84	84,08	84,18	84,28	84,38	84,48	84,58	84,68	84,78	84,88	84,98	84
85	85,08	85,18	85,28	85,38	85,48	85,58	85,68	85,78	85,88	85,98	85
86	86,08	86,18	86,28	86,38	86,48	86,58	86,68	86,78	86,88	86,98	86
87	87,08	87,18	87,28	87,38	87,48	87,58	87,68	87,78	87,88	87,98	87
88	88,08	88,18	88,28	88,38	88,48	88,58	88,68	88,78	88,88	88,98	88
89	89,08	89,18	89,28	89,38	89,48	89,58	89,68	89,78	89,88	89,98	89
90	90,08	90,18	90,28	90,38	90,48	90,58	90,68	90,78	90,88	90,98	90
91	91,08	91,18	91,28	91,38	91,48	91,58	91,68	91,78	91,88	91,98	91
92	92,08	92,18	92,28	92,38	92,48	92,58	92,68	92,78	92,88	92,98	92
93	93,08	93,18	93,28	93,38	93,48	93,59	93,69	93,79	93,89	93,99	93
94	94,09	94,19	94,29	94,39	94,49	94,59	94,69	94,79	94,89	94,99	94
95	95,09	95,19	95,29	95,39	95,49	95,59	95,69	95,79	95,89	95,99	95
96	96,09	96,19	96,29	96,39	96,49	96,59	96,69	96,79	96,89	96,99	96
97	97,09	97,19	97,29	97,39	97,49	97,59	97,69	97,79	97,89	97,99	97
98	98,09	98,19	98,29	98,39	98,49	98,59	98,69	98,79	98,89	98,99	98
99	99,09	99,19	99,29	99,39	99,49	99,59	99,69	99,79	99,89	99,99	99
100	100,09	—	—	—	—	—	—	—	—	—	100

Магнетит $MgCO_3$; формульная масса 84,331(единица для расчета — формульное количество MgO или CO_2)

0,00	0,00	0,08	0,17	0,25	0,34	0,42	0,51	0,59	0,67	0,76	0,00
01	0,84	0,93	1,01	1,10	1,18	1,26	1,35	1,43	1,52	1,60	01
02	1,69	1,77	1,86	1,94	2,02	2,11	2,19	2,28	2,36	2,45	02
03	2,53	2,61	2,70	2,78	2,87	2,95	3,04	3,12	3,20	3,29	03
04	3,37	3,46	3,54	3,63	3,71	3,79	3,88	3,96	4,05	4,13	04
05	4,22	4,30	4,39	4,47	4,55	4,64	4,72	4,81	4,89	4,98	05
06	5,06	5,14	5,23	5,31	5,40	5,48	5,57	5,65	5,73	5,82	06
07	5,90	5,99	6,07	6,16	6,24	6,32	6,41	6,49	6,58	6,67	07
08	6,75	6,83	6,92	7,00	7,08	7,17	7,25	7,34	7,42	7,51	08
09	7,59	7,67	7,76	7,84	7,93	8,01	8,10	8,18	8,26	8,35	09
10	8,43	8,52	8,60	8,69	8,77	8,85	8,94	9,02	9,11	9,19	10
11	9,28	9,36	9,45	9,53	9,61	9,70	9,78	9,87	9,95	10,04	11
12	10,12	10,20	10,29	10,37	10,46	10,54	10,63	10,71	10,79	10,88	12
13	10,96	11,05	11,13	11,22	11,30	11,38	11,47	11,55	11,64	11,72	13
14	11,81	11,89	11,98	12,06	12,14	12,23	12,31	12,40	12,48	12,57	14

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
15	12,65	12,73	12,82	12,90	12,99	13,07	13,16	13,24	13,32	13,41	15
16	13,49	13,58	13,66	13,75	13,83	13,91	14,00	14,08	14,17	14,25	16
17	14,34	14,42	14,50	14,59	14,67	14,76	14,84	14,93	15,01	15,10	17
18	15,18	15,26	15,35	15,43	15,52	15,60	15,69	15,77	15,85	15,94	18
19	16,02	16,11	16,19	16,28	16,36	16,44	16,53	16,61	16,70	16,78	19
20	16,87	16,95	17,03	17,12	17,20	17,29	17,37	17,46	17,54	17,63	20
21	17,71	17,79	17,88	17,96	18,05	18,13	18,22	18,30	18,38	18,47	21
22	18,55	18,64	18,72	18,81	18,89	18,97	19,06	19,14	19,23	19,31	22
23	19,40	19,48	19,56	19,65	19,73	19,82	19,90	19,99	20,07	20,16	23
24	20,24	20,32	20,41	20,49	20,58	20,66	20,75	20,83	20,91	21,00	24
25	21,08	21,17	21,25	21,34	21,42	21,50	21,59	21,67	21,76	21,84	25
26	21,93	22,01	22,09	22,18	22,26	22,35	22,43	22,52	22,60	22,69	26
27	22,77	22,85	22,94	23,02	23,11	23,19	23,28	23,36	23,44	23,53	27
28	23,61	23,70	23,78	23,87	23,95	24,03	24,12	24,20	24,29	24,37	28
29	24,46	24,54	24,62	24,71	24,79	24,88	24,96	25,05	25,13	25,21	29
30	25,30	25,38	25,47	25,55	25,64	25,72	25,81	25,89	25,97	26,06	30
31	26,14	26,23	26,31	26,40	26,48	26,56	26,65	26,73	26,82	26,90	31
32	26,99	27,07	27,15	27,24	27,32	27,41	27,49	27,58	27,66	27,74	32
33	27,83	27,91	28,00	28,08	28,17	28,25	28,34	28,42	28,50	28,59	33
34	28,67	28,76	28,84	28,93	29,01	29,09	29,18	29,26	29,35	29,43	34
35	29,52	29,60	29,68	29,77	29,85	29,94	30,02	30,11	30,19	30,27	35
36	30,36	30,44	30,53	30,61	30,70	30,78	30,87	30,95	31,03	31,12	36
37	31,20	31,29	31,37	31,46	31,54	31,62	31,71	31,79	31,88	31,96	37
38	32,05	32,13	32,21	32,30	32,38	32,47	32,55	32,64	32,72	32,80	38
39	32,89	32,97	33,06	33,14	33,23	33,31	33,40	33,48	33,56	33,65	39
40	33,73	33,82	33,90	33,99	34,07	34,15	34,24	34,32	34,41	34,49	40
41	34,58	34,66	34,74	34,83	34,91	35,00	35,08	35,17	35,25	35,33	41
42	35,42	35,50	35,59	35,67	35,76	35,84	35,93	36,01	36,09	36,18	42
43	36,26	36,35	36,43	36,52	36,60	36,68	36,77	36,85	36,94	37,02	43
44	37,11	37,19	37,27	37,36	37,44	37,53	37,61	37,70	37,78	37,86	44
45	37,95	38,03	38,12	38,20	38,29	38,37	38,45	38,54	38,62	38,71	45
46	38,79	38,88	38,96	39,05	39,13	39,21	39,30	39,38	39,47	39,55	46
47	39,64	39,72	39,81	39,89	39,97	40,06	40,14	40,23	40,31	40,39	47
48	40,48	40,56	40,65	40,73	40,82	40,90	40,98	41,07	41,15	41,24	48
49	41,32	41,41	41,49	41,58	41,66	41,74	41,83	41,91	42,00	42,08	49
50	42,17	42,25	42,33	42,42	42,50	42,59	42,67	42,76	42,84	42,92	50
51	43,01	43,09	43,18	43,26	43,35	43,43	43,51	43,60	43,68	43,77	51
52	43,85	43,94	44,02	44,11	44,19	44,27	44,36	44,44	44,53	44,61	52
53	44,70	44,78	44,86	44,95	45,03	45,12	45,20	45,29	45,37	45,45	53
54	45,54	45,62	45,71	45,79	45,88	45,96	46,04	46,13	46,21	46,30	54
55	46,38	46,47	46,55	46,64	46,72	46,80	46,89	46,97	47,06	47,14	55
56	47,23	47,31	47,39	47,48	47,56	47,65	47,73	47,82	47,90	47,98	56
57	48,07	48,15	48,24	48,32	48,41	48,49	48,57	48,66	48,74	48,83	57
58	48,91	49,00	49,08	49,16	49,25	49,33	49,42	49,50	49,59	49,67	58
59	49,76	49,84	49,92	50,01	50,09	50,18	50,26	50,35	50,43	50,51	59

Формульное кол-во	000	001	002	003	004	005	006	007	008	009	Формульное кол-во
-------------------	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-----	-------------------

Доломит $\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$; формульная масса 184,422

0,00	0,00	0,18	0,37	0,55	0,74	0,92	1,11	1,29	1,48	1,66	0,00
01	1,84	2,03	2,21	2,40	2,58	2,77	2,95	3,14	3,32	3,50	01
02	3,69	3,87	4,06	4,24	4,43	4,61	4,79	4,98	5,16	5,35	02
03	5,53	5,72	5,90	6,09	6,27	6,45	6,64	6,82	7,01	7,19	03
04	7,38	7,56	7,75	7,93	8,11	8,30	8,48	8,67	8,85	9,04	04
05	9,22	9,41	9,59	9,77	9,96	10,14	10,33	10,51	10,70	10,88	05
06	11,07	11,25	11,43	11,62	11,80	11,99	12,17	12,36	12,54	12,73	06
07	12,91	13,09	13,28	13,46	13,65	13,83	14,02	14,20	14,38	14,57	07
08	14,75	14,94	15,12	15,31	15,49	15,68	15,86	16,04	16,23	16,41	08
09	16,60	16,78	16,97	17,15	17,34	17,52	17,70	17,89	18,07	18,26	09
10	18,44	18,63	18,81	19,00	19,18	19,36	19,55	19,73	19,92	20,10	10
11	20,29	20,47	20,66	20,84	21,02	21,21	21,39	21,58	21,76	21,95	11
12	22,13	22,32	22,50	22,68	22,87	23,05	23,24	23,42	23,61	23,79	12
13	23,97	24,16	24,34	24,53	24,71	24,90	25,08	25,27	25,45	25,63	13
14	25,82	26,00	26,19	26,37	26,56	26,74	26,93	27,11	27,29	27,48	14
15	27,66	27,85	28,03	28,22	28,40	28,59	28,77	28,95	29,14	29,32	15
16	29,51	29,69	29,88	30,06	30,25	30,43	30,61	30,80	30,98	31,17	16
17	31,35	31,54	31,72	31,91	32,09	32,27	32,46	32,64	32,83	33,01	17
18	33,20	33,38	33,56	33,75	33,93	34,12	34,30	34,49	34,67	34,86	18
19	35,04	35,22	35,41	35,59	35,78	35,96	36,15	36,33	36,52	36,70	19
20	36,88	37,07	37,25	37,44	37,62	37,81	37,99	38,18	38,36	38,54	20
21	38,73	38,91	39,10	39,28	39,47	39,65	39,84	40,02	40,20	40,39	21
22	40,57	40,76	40,94	41,13	41,31	41,49	41,68	41,86	42,05	42,23	22
23	42,42	42,60	42,79	42,97	43,15	43,34	43,52	43,71	43,89	44,08	23
24	44,26	44,45	44,63	44,81	45,00	45,18	45,37	45,55	45,74	45,92	24
25	46,11	46,29	46,47	46,66	46,84	47,03	47,21	47,40	47,58	47,77	25
26	47,95	48,13	48,32	48,50	48,69	48,87	49,06	49,24	49,43	49,61	26
27	49,79	49,98	50,16	50,35	50,53	50,72	50,90	51,08	51,27	51,45	27

Хлористый натр (галит) Na_2Cl_2 ; формульная масса 116,896

0,00	0,00	0,12	0,23	0,35	0,47	0,58	0,70	0,82	0,94	1,05	0,00
01	1,17	1,29	1,40	1,52	1,64	1,75	1,87	1,99	2,10	2,22	01
02	2,34	2,45	2,57	2,69	2,81	2,92	3,04	3,16	3,27	3,39	02

Сернокислый натр (тенардит) Na_2SO_4 ; формульная масса 142,048

0,00	0,00	0,14	0,28	0,43	0,57	0,71	0,85	0,99	1,14	1,28	0,00
01	1,42	1,56	1,70	1,85	1,99	2,13	2,27	2,41	2,56	2,70	01
02	2,84	2,98	3,13	3,27	3,41	3,55	3,69	3,84	3,98	4,12	02

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Принятые сокращения и обозначения	4
I. Роль породообразующих элементов и минералов в различных типах горных пород	
Глава 1. Общая характеристика главнейших породообразующих элементов и их поведение в процессах магматизма и метаморфизма	5
Глава 2. Химизм породообразующих минералов и их роль в формировании горных пород	18
Глава 3. История применения петрохимических пересчетов	35
II. Методы, основанные на расчете минеральных «молекул»	
Глава 4. Метод CIPW	39
Глава 5. Нормативно-молекулярный метод П. Ниггли	49
Глава 6. Метод Е. А. Кузнецова	66
III. Методы, основанные на вычислении числовых характеристик	
Глава 7. Метод А. Н. Заварицкого	81
Глава 8. Метод Н. Д. Соболева	100
Глава 9. Метод А. А. Предовского	109
IV. Методы, основанные на вычислении формул горных пород	
Глава 10. Метод Т. Барта	121
Глава 11. Метод В. А. Рудника	123
Глава 12. Метод А. А. Маракушева	128
Глава 13. Сравнение различных методов пересчетов в приложении к магматическим и метаморфическим породам	162
V. Пересчет химических анализов минералов на структурные формулы	
Глава 14. Метод В. С. Соболева	166
Глава 15. Метод И. Д. Борнеман-Старынкевич	171
Список литературы	190
Приложения:	
I. Таблицы для пересчета массовых долей окислов в процентах в молекулярные количества	191
II. Таблицы для пересчета молекулярных количеств минералов в массовые доли процентов	204

90 коп.

2

$\frac{103}{2}$

4446

НЕДРА