

3. ЗОНАЛЬНОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ЛАВ КУРИЛЬСКОЙ ОСТРОВНОЙ ДУГИ

3.1. ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

К настоящему времени имеет довольно много публикаций, посвященных геохимии редких и рассеянных элементов в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги, в которых с той или иной степенью детальности рассматриваются вопросы геохимической зональности. В части таких работ приводятся данные для отдельных групп редких элементов: U, Th (69,96,95), Nd, Ta (122), Zr, Hf (104), Sn (93), Au (16), F, Be, В (111,112), РЗЭ (20), редких щелочей и Sr (4), элементов группы Fe (5,166), Sr, Zr, Y, Си (6), в других рассматривается широкий спектр редких элементов для отдельных участков дуги (52,123) или дуги в целом (3,92,121). Специальные исследования посвящены также петрохимической зональности четвертичных вулканитов Курильской дуги (113,114,116) и соотношению состав-глубина до сейсмофокальной зоны для SiO_2 , k, Rb, Sr (118).

Наиболее подробно проблема петрохимической зональности обсуждалась в работе В.А.Попеко и др. (120), а геохимической зональности - в трудах Л.Л.Леоновой (91,92) и А.И.Абдурахманова и др. (3-6). Однако выводы, сделанные этими, а также другими исследователями в отношении наличия или отсутствия латеральной петрогеохимической зональности по отдельным элементам или группам элементов, зачастую прямо противоположны. Подробно этот вопрос разбирается во введении. Здесь же отметим только, что отсутствие однозначного толкования проблемы латеральной геохимической зональности во многом связано с ограниченностью данных по подводным вулканам Курил, составляющим, как уже указывалось, подавляющее большинство вулканических построек в тыловой зоне Курильской островной дуги.

Геохимические материалы, полученные нами в курильских рейсах НВС "Вулкано-лог", выгодно отличаются от данных предыдущих исследователей наличием информации как по наземным, так и по подводным вулканам. Для геохимической типизации четвертичных вулканитов Курильской островной дуги нами охарактеризован состав пород 68 подводных вулканов и гор (из 96 обнаруженных и изученных геофизическими методами), а также 41 наземного вулкана. Полученная новая обширная геохимическая информация включает более 1000 полных силикатных анализов, более 900 определений Rb, Li, Cs, Ba, Sr, более 800 - V, Cr, Ni, Co, Си, Zn, около 600 - Be, В, F, 350 - W, более 240 - Mo, Sn, РЬ, более 290 - U, Th, около 160 - Nd, Ta, Zr, Hf, 135 - РЗЭ. Анализы равномерно распределены по трем группам пород: базальты, андезито-базальты, андезиты и только доля анализированных кислых пород заметно меньшая.

Все анализы лав подводных вулканов приведены в табл.1 приложения, а данные о содержании в них РЗЭ - в табл.2 приложения. К сожалению, специфическое назначение работы и ограниченный объем ее не позволяют привести здесь и единичные анализы лав наземных вулканов, поэтому в отношении них мы ограничились таблицей среднего состава разных по кремнекислотности типов пород отдельных вулканов (см. табл.3 приложения).

Прежде чем приступить к обсуждению результатов геохимического опробования вулканитов Курил, отметим, что в работе использованы только собственные материалы авторов (в том числе в таблицах средних и на рисунках). Литературные данные привлекались в ограниченном масштабе для оценки самых общих закономерностей вариаций петрохимического состава пород и очень редко при анализе вариаций микроэлементов в вулканитах. Это связано с несколькими причинами. Во-первых, поскольку опубликованные анализы выполнены в разное время в разных лабораториях и разными методами, сходимость результатов их не всегда удовлетворительная. Особенно это касается микроэлементов. Во-вторых, имеющиеся в литературе данные по химическому составу лав подводных вулканов не разбракованы, т.е. среди проб нигде не выделены свежие и измененные разности, а также собственный материал вулканических построек и материал ледового разнота. Судя по нашим данным, доля последнего в драгированном материале может быть значительной. В-третьих, возможность использования сведений по микроэлементам ограничена особенностями публикаций геохимических данных: в большинстве работ приводятся лишь средние содержания микроэлементов в породах разного петрохимического типа для Курильской дуги в целом или для отдельных групп вулканов.

Как показывают многочисленные публикации, а также наши данные, состав четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги изменяется от низкокремнеземистых базальтов до риолитов, причем в одинаковых по кремнекислотности лавах наблюдаются существенные вариации щелочности, железистости, глиноземистости и т.д.

Согласно принятой классификации (см. вводную часть), по суммарному содержанию щелочей здесь выделяются породы нормального (резко преобладают) и субщелочного ряда, а по концентрации K_2O - лавы низко-, умеренно- и высококалийевых серий (причем все субщелочные лавы высококалийевые). Все вулканиты Курилл отличаются низкой титанистостью и высокой глиноземистостью, хотя среди базальтов иногда устанавливаются умеренно-глиноземистые разности. Последние обычно характеризуются и повышенной магниальностью, однако магниальные базальты отмечены и среди внекоглиноземистых разностей. По соотношению величин FeO^*/MgO с SiO_2 среди вулканитов Курил различаются толеитовые и известково-щелочные серии (223). Выделяются также промежуточные серии, в которых базальты лежат в поле толеитов, андезито-базальты - на границе поля толеитов известково-щелочных пород, а андезиты и кислые лавы - в поле последних.

Все отмеченные типы пород заметно различаются и по редкоземельному составу.

Для анализа латеральных вариаций химического и редкоземельного состава чертичных вулканических пород Курильской островной дуги составлены таблицы средних концентраций главных и редких элементов в разных по кремнекислотности лавах фронтальной, промежуточной и тыловой вулканических зон по выделенными вулканическим группам (табл.6), северному, центральному и южному участкам дуги (табл.7) и дуге в целом (табл.8). В связи с тем, что количество ализиров для разных вулканов различно, таблицы составлены методом "средне-

Средний состав лав вулканов Курильской

островной дуги (по вулканическим группам)

Компо- нент	Группа					
	Парамуширская (I)					
	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т	
SiO ₂	51,30	47,87	49,45	55,03	55,60	54,74
TiO ₂	0,80	0,95	0,91	0,73	0,67	0,69
Al ₂ O ₃	18,84	19,03	18,61	18,52	18,13	18,12
Fe ₂ O ₃	4,45	6,03	5,00	3,39	4,98	4,22
FeO	5,08	4,92	5,17	4,64	2,74	3,50
MnO	0,18	0,17	0,19	0,17	0,17	0,17
MgO	4,35	4,15	4,84	3,48	3,22	3,91
CaO	10,23	10,55	10,03	8,54	8,10	8,39
Na ₂ O	2,78	2,66	2,98	3,11	3,24	3,38
K ₂ O	1,00	1,27	1,74	1,13	2,44	2,14
P ₂ O ₅	0,17	0,48	0,30	0,23	0,28	0,28
П.П.П.	0,54	1,39	0,50	0,78	0,25	0,20
Rb	16,8	18,5	34,6	26,0	61,2	49,5
Li	5,1	8,3	6,1	5,8	9,3	8,6
Ba	213	282	343	322	500	420
Sr	489	808	675	481	623	635
V	441	330	349	243	192	205
Cr	41	34	28	21	11,5	33
Co	33	30	33	23	25	23,5
Ni	24	29	22,5	17	14	27
Cu	89,5	63	108	69	50,5	61
Zn	96	89,5	104	103	88	89
Pb	2,3	1,9	5,65	2,95	3,05	3,1
Sn	2,0	1,5	2,2	2,3	1,5	1,6
W	0,32	-	0,51	0,35	0,73	0,73
Mo	1,1	-	2,05	1,5	2,1	1,9
Be	0,68	0,63	1,01	0,75	1,2	1,05
B	47	46	33	72	44	40
F	323	555	430	342	345	380
U	0,59	-	1,28	0,36	1,85	1,47
Th	1,54	-	2,80	0,85	4,7	3,63
Nb	1,6	-	4,25	1,35	3,0	3,3
Ta	-	-	-	-	-	-
Zr	40	-	105	16	128	150
Hf	-	-	4,4	-	2,8	4,2
n	4	1	3	4	1	1

Макаруши (2)					
Андезиты			Базальты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
58,70	57,51	58,09	51,22	-	49,39
0,58	0,62	0,55	0,81	-	0,91
18,41	17,66	17,96	18,26	-	17,91
3,35	5,39	3,79	5,26	-	4,33
3,39	2,75	3,13	5,43	-	5,35
0,18	0,19	0,19	0,20	-	0,18
2,46	3,01	2,70	4,84	-	5,59
7,42	7,20	7,36	10,09	-	10,80
3,45	3,37	3,42	2,53	-	2,93
1,21	1,78	1,93	0,54	-	1,55
0,21	0,21	0,28	0,09	-	0,21
0,42	0,43	0,35	0,70	-	0,79
22,1	42,8	48,5	8,5	-	23,9
8,1	8,9	10	5,5	-	5,4
329	395	500	140	-	356
421	583	675	371	-	768
170	208	175	478	-	560
12,5	22	11,5	42	-	64
17	25	18	30	-	29
8,8	16	10,5	20	-	40
26	41	32,5	100	-	95
78	76	85,5	87	-	93
2,95	4,1	3,8	3,05	-	2,7
1,2	1,4	1,65	1,0	-	1,2
0,46	0,95	0,83	0,42	-	0,38
2,6	3,0	2,3	-	-	1,0
0,67	0,95	1,13	0,37	-	0,73
47	37	32,5	17,5	-	24,5
323	323	435	306	-	497
0,74	1,9	1,95	0,22	-	1,11
1,67	5,6	4,1	0,55	-	2,14
2,4	2,9	2,9	1,3	-	1,7
-	-	-	-	-	-
85	145	140	95	-	121
-	2,8	3,75	1,0	-	1,4
3	2	1	2	-	4

Примечания к табл. 6, 7, 8: Зоны Ф - фронтальная,

П - промежуточная, Т - тыловая, К - кислые породы.

Компо- нент	Груп					
	Маканруши (2)					
	Поро					
	Андезито-базальты			Андезиты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т	
SiO ₂	55,40	56,30	54,81	60,75	59,67	59,62
TiO ₂	0,88	0,75	0,67	0,86	0,85	0,55
Al ₂ O ₃	16,61	17,01	17,94	15,55	15,29	17,40
Fe ₂ O ₃	3,30	3,64	3,63	3,14	2,34	3,44
FeO	6,40	6,11	3,74	5,18	6,96	2,55
MnO	0,19	0,18	0,19	0,20	0,19	0,14
MgO	3,99	3,13	4,16	2,24	2,28	2,62
CuO	8,56	7,90	8,47	6,22	5,93	6,73
Na ₂ O	3,05	3,14	3,05	3,75	3,73	3,59
K ₂ O	0,94	0,99	1,89	1,20	1,29	2,33
P ₂ O	0,11	0,15	0,24	0,14	0,28	0,18
П.П.П.	0,46	0,17	1,16	0,58	0,55	0,83
Rb	12,7	19	41,9	17,4	23	49,7
Li	8,4	8	6,7	9,1	7,7	8,2
Ba	238	140	587	325	183	693
Sr	351	360	726	329	297	695
V	441	190	376	222	118	225
Cr	45	19	69	27	19	20
Co	27	26	23	14	26	14
Ni	27	16	32,5	8,1	13	15
Cu	105	75	64	50,5	52	25
Zn	88	105	88	98,5	133	67
Pb	3,65	-	3,6	7,8	-	5,05
Sn	1,0	-	1,15	1,35	-	1,0
W.	0,45	-	0,60	0,53	-	0,62
Mo	-	-	3,0	-	-	1,0
Be	0,40	-	0,82	0,45	-	0,80
B	32,5	-	28	35,5	-	27
F	342	-	375	381	-	314
U	0,62	0,54	1,47	0,70	-	1,7
Th	1,08	0,83	3,84	1,38	-	4,75
Nb	1,8	-	1,75	1,7	-	2,85
Na	-	-	0,3	-	-	0,2
Zr	143	-	163	170	-	192
Hf	2,2	-	1,55	2,5	-	2,5
n	2	1	5	2	1	4

ла						
Чиринкотанская (3)						
да						
К	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	Ф	П	Т	Ф	П	Т
65,94	51,05	52,15	52,39	54,65	55,03	54,88
0,71	0,99	0,76	0,79	0,77	0,72	0,70
14,92	17,12	18,24	17,98	18,65	18,54	18,20
2,53	4,88	3,53	3,84	3,11	3,77	4,00
3,40	6,79	5,40	4,58	5,82	4,18	3,11
0,17	0,22	0,17	0,21	0,20	0,17	0,23
1,40	4,92	5,19	5,17	3,23	3,91	4,42
4,38	9,96	9,93	9,90	8,76	8,61	8,00
4,14	2,53	2,98	2,90	3,04	3,19	3,07
1,43	0,62	1,14	1,59	0,62	1,27	1,74
0,15	0,16	0,19	0,22	0,13	0,16	0,31
0,81	0,25	0,20	0,54	0,64	0,31	0,99
22,5	8,3	21,2	32,7	6,9	21,4	33,8
11,2	4,8	6,5	6,3	5,2	7,8	7,3
393	169	297	483	169	311	581
293	407	533	743	419	514	576
74	302	523	317	259	327	308
18	49	65	100	21	30,5	68
8,6	37	34	28	23	24	25,5
6,7	25,5	43	74	13,5	22	62
27	99	118	60	81	71	37
92	114	91,5	97	94	93	96
10,15	4,2	-	5,4	4,05	-	7,15
1,5	2,35	-	1,5	1,5	-	1,85
0,66	0,53	0,42	0,29	0,72	0,45	0,39
-	1,0	-	1,0	1,0	-	5,35
0,56	0,23	0,77	0,68	0,34	0,61	0,75
47	32,5	26	39	31	24	34
385	230	337	330	280	410	317
0,92	0,49	1,27	-	0,32	-	1,49
1,55	1,12	2,60	-	0,60	-	3,9
2,3	3,3	2,95	3,4	2,7	2,6	1,55
0,45	-	-	-	-	-	-
161	67,5	108	125	75	105	158
3,9	3,4	3,1	3,7	2,95	3,35	2,5
2	3	1	3	6	3	5

Компо- нент	Группа					
	Чиринкотанская (3)			Распуа (4)		
	Порода					
	Андезиты			Базальты		Андезито
	Ф	П	Т	Ф	П	Ф
SiO ₂	59,19	58,52	59,086	51,08	51,57	55,14
TiO ₂	0,76	0,75	0,54	0,78	0,87	0,78
Al ₂ O ₃	17,00	17,05	17,62	19,25	17,91	17,78
Fe ₂ O ₃	3,72	3,05	3,01	3,34	2,28	3,31
FeO	3,95	4,74	2,93	6,34	5,80	5,39
MnO	0,19	0,17	0,21	0,24	0,15	0,18
MgO	2,56	3,47	2,76	4,60	5,89	4,04
CaO	7,01	7,39	6,57	10,71	9,85	8,53
Na ₂ O	3,47	3,13	3,48	2,59	3,02	3,05
K ₂ O	0,73	1,28	2,26	0,39	1,23	0,78
P ₂ O ₅	0,18	0,13	0,26	0,11	0,20	0,14
П. П. П.	1,18	0,38	1,05	0,45	0,62	0,62
Rb	6,4	20,5	52,2	9,4	21,4	10,1
Li	5,1	8,1	9,3	5,3	6	6,4
Ba	154	300	600	125	286	190
Sr	416	481	541	288	479	345
V	166	301	186	319	256	251
Cr	22	33	48	34	176	35
Co	16	22,5	15,8	29	33	27
Ni	8,8	18	26	16	110	22
Cu	38	49	32	82	62	56
Zn	83	87	80	96	80	90
Pb	-	4,05	6,9	3,9	-	4,4
Sn	-	1,25	1,6	1,3	-	1,9
W	0,48	0,51	0,68	0,34	0,35	0,37
Mo	-	-	3,0	1,1	-	1,6
Be	0,60	0,55	0,82	0,49	-	0,55
B	32	34	31	68	-	63
F	450	381	291	237	-	356
U	0,20	1,0	2,27	0,17	-	0,40
Th	0,60	1,93	5,23	0,51	-	0,99
Nb	-	1,45	2,5	-	-	-
Ta	-	-	-	-	-	-
Zr	-	228	170	-	-	-
Hf	-	0,90	1,9	-	-	-
n	4	2	5	4	1	6

(5)					
Базальты	Андезиты		К	Базальты	
П	Ф	П	Ф	Ф	П
53,04	60,10	57,96	67,32	51,60	51,90
0,73	0,70	0,70	0,64	0,84	0,86
16,89	16,98	17,60	15,15	18,98	18,31
2,32	3,28	2,44	2,25	3,81	2,71
5,39	3,92	4,31	2,83	6,33	5,86
0,15	0,17	0,16	0,16	0,19	0,17
7,05	2,83	3,56	1,21	4,35	4,90
9,13	6,86	7,38	4,28	10,09	10,28
2,94	3,42	3,28	4,49	2,55	2,60
1,13	0,91	1,36	0,95	0,47	1,14
0,19	0,15	0,16	0,17	0,13	0,17
0,61	0,49	0,69	0,36	0,64	0,71
25	12,6	23	13,1	7,3	22,1
7	7,5	9	10,1	5,5	6,7
300	228	300	259	112	242
460	329	380	294	314	493
200	183	200	54,5	454	425
330	22	42	17	42	80
34	21	23	8,8	28	27
160	12,7	23	7,8	17	64
49	35	46	13	65	77
75	91	80	83	119	104
-	3,5	-	3,1	4,1	5,6
-	1,4	-	1,0	1,8	2,2
0,63	0,43	0,48	0,44	0,48	0,41
-	1,0	-	-	1,0	1,0
-	0,55	-	0,49	0,42	0,80
-	45	-	27	27	20
-	301	-	335	219	270
-	0,49	0,8	0,40	0,32	-
-	1,05	1,9	1,01	0,55	-
-	1,3	-	1,65	0,80	1,2
-	-	-	0,3	-	0,1
-	165	-	125	62,5	90
-	0,5	-	1,65	1,4	2,2
1	6	1	2	3	1

Компо- нент	Группа					
	Симуширская (5)					
	Порода					
	Андезито-базальты			Андезиты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т	
SiO ₂	54,70	54,89	56,13	59,56	59,21	59,36
TiO ₂	0,83	0,75	0,62	0,81	0,75	0,54
Al ₂ O ₃	17,97	19,44	18,55	16,77	17,07	18,00
Fe ₂ O ₃	3,75	2,54	2,20	3,41	2,93	1,90
FeO	5,61	4,27	3,93	4,61	4,22	3,54
MnO	0,19	0,16	0,16	0,18	0,17	0,18
NgO	3,87	3,33	4,30	2,60	3,55	2,97
CaO	8,75	8,84	7,75	6,77	7,03	6,26
Na ₂ O	2,94	3,21	3,34	3,77	3,19	3,73
K ₂ O	0,67	1,43	1,63	0,83	1,77	1,90
P ₂ O ₅	0,15	0,24	0,29	0,16	0,19	0,28
П.П.П.	0,67	0,80	0,74	0,33	0,13	1,12
Rb	8,8	31,2	44	12,5	28	67,7
Li	5,6	7,0	10,6	11,0	10	12,1
Ba	165	326	465	223	370	584
Sr	328	527	665	283	400	610
V	376	280	220	174	250	143
Cr	50	24,5	58	20	24,5	27
Co	27	22	21	22	18,5	15
Ni	16,6	23	57	9,0	18,5	33
Cu	68	61	27	56	19	26
Zn	115	94	96,5	112	140	99
Pb	5,7	6,0	4,4	5,4	6,3	5,4
Sn	1,8	2,1	1,6	2,0	2,3	1,8
W	0,30	0,33	0,36	0,56	0,39	0,49
Mo	1,35	1,0	1,9	1,1	1,0	1,8
Be	0,39	0,62	0,83	0,45	1,00	0,86
B	25	29	37	55	19	39,5
F	285	453	233	340	250	305
U	0,41	0,95	1,43	0,61	1,5	2,06
Th	0,90	2,3	3,73	1,62	2,9	4,87
Nb	1,35	3,1	2,0	1,5	2,3	4,2
Ta	-	-	-	-	0,1	-
Zr	80	185	115	148	180	210
Hf	0,85	1,5	2,9	2,7	4,0	3,8
n	3	1	3	4	1	3

К	Броутонская (6)					
	Базальты			Андезито-базальты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
65,14	51,93	51,94	50,31	56,16	54,96	54,94
0,77	0,60	0,73	0,91	0,85	0,80	0,73
15,01	18,81	18,74	17,50	17,60	17,44	17,36
2,18	2,41	2,81	2,86	2,61	2,89	2,93
3,67	6,41	6,63	5,47	5,57	6,32	4,53
0,19	0,18	0,18	0,16	0,18	0,18	0,19
1,42	5,19	5,19	7,78	3,64	4,29	4,97
4,44	10,15	10,36	9,90	8,12	8,81	8,26
4,28	2,73	2,47	2,80	3,32	2,88	3,13
1,31	0,74	0,55	1,28	1,05	1,94	1,63
0,20	0,15	0,11	0,25	0,16	0,19	0,24
1,06	0,53	0,15	0,51	0,36	0,51	0,81
14,5	13,3	8,2	23	15,5	16,2	30,4
8,0	5,3	5,8	6,3	5,5	7,2	7,7
295	153	165	302	300	212	419
254	368	398	661	421	364	569
94	330	388	320	232	432	271
12,1	92	59,5	258	33	41	129
11	33	35	35	29	29	27
7,4	33	29	121	14	25	63
23,5	72	88	47	39,5	95	44
120	119	118	93	122	115	94
8,0	3,15	3,2	3,65	6,35	7,4	5,8
1,7	1,5	1,5	1,85	1,7	1,8	1,8
0,51	0,35	0,24	0,45	0,45	0,41	0,34
4,0	1,0	1,1	2,95	1,0	1,6	2,6
0,54	0,43	0,53	0,81	0,52	0,55	0,82
84,5	44	36	27	38	45	29
369	197	278	370	393	302	378
-	0,53	0,42	0,90	1,05	0,70	1,27
-	1,43	0,88	2,13	2,25	1,39	2,99
1,5	2,1	-	3,75	2,1	-	3,15
-	-	-	0,30	-	-	-
97,5	130	-	181	165	-	140
2,1	2,6	-	3,0	2,0	-	3,1
2	4	3	3	3	6	4

Компо- нент	Группа						
	Броутонская (6)						
	Порода						
	Андезиты			Кислые		База	
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф
SiO ₂	59,98	58,95	60,52	68,39	67,27	71,29	51,23
TiO ₂	0,74	0,82	0,56	0,33	0,63	0,26	0,85
Al ₂ O ₃	16,98	16,35	17,04	14,98	14,77	13,95	19,41
Fe ₂ O ₃	3,84	2,77	2,77	1,77	1,55	1,09	3,13
FeO	3,07	5,60	2,97	1,04	4,09	1,23	6,51
MnO	0,18	0,16	0,16	0,11	0,14	0,10	0,19
MgO	3,34	3,35	2,88	1,21	1,07	0,65	4,53
CaO	6,93	7,35	6,23	2,77	3,68	2,03	10,42
Na ₂ O	3,47	3,07	3,47	4,06	4,07	4,00	2,45
K ₂ O	1,56	1,23	2,07	2,41	1,90	3,17	0,42
P ₂ O ₅	0,17	0,16	0,21	0,09	0,12	0,09	0,14
П.П.П.	0,29	0,23	1,08	2,47	0,48	2,01	0,66
Rb	23,6	21,6	41,8	55	25,5	69,7	5,9
Li	6,5	9,5	10,6	4	11,8	11,2	5,2
Ba	344	304	532	490	365	832	150
Sr	427	317	587	370	268	291	314
V	233	301	206	70	43	45	412
Cr	13	24	55	-	16	10,2	58
Co	27	23	15	13	18	6,2	31
Ni	8,5	15	30	-	16	10,7	38
Cu	37	47	33	8	36	6,1	70
Zn	95	110	91	58	109	55	106
Pb	4,65	6,4	6,3	-	9,3	6,9	5,6
Sn	1,6	2,1	1,7	-	2,2	1,7	2,5
W	0,45	0,48	0,71	0,48	0,57	0,98	0,21
Mo	1,0	1,9	2,3	-	4,0	1,9	-
Be	0,40	0,57	0,85	-	0,52	0,72	0,39
B	45	70	38	-	58,5	28	17
F	130	456	446	-	512	254	279
U	1,1	1,17	1,42	-	2,0	2,95	0,20
Th	2,9	2,48	3,68	-	3,2	7,38	0,42
Nb	1,3	-	3,4	-	3,0	3,7	0,40
Ta	-	-	-	-	-	0,23	-
Zr	130	-	175	-	180	190	35
Hf	3,4	-	3,1	-	6,0	3,2	0,40
n	2	5	3	1	2	2	2

Северо-Итурупская (7)						
Льты	Андезито-базальты			Андезиты		
	Т	Ф	П	Т	Ф	П
51,22	53,84	56,45	54,70	59,62	58,27	61,55
1,06	0,78	0,66	0,80	0,69	0,57	0,52
18,06	18,69	18,02	17,05	16,80	17,85	16,96
3,01	3,07	2,70	2,75	3,12	2,77	2,38
5,78	5,60	4,62	5,26	4,53	3,93	2,96
0,17	0,18	0,16	0,18	0,16	0,16	0,17
5,03	4,08	3,54	4,44	3,10	2,96	1,87
9,49	8,65	7,64	8,44	7,02	6,86	5,46
2,92	2,87	3,09	3,11	3,19	3,22	3,84
1,24	0,73	1,57	1,64	0,95	1,68	2,58
0,30	0,13	0,23	0,23	0,11	0,27	0,21
1,30	1,14	0,85	1,07	0,56	1,02	1,27
23,9	8,2	29,3	40,3	14,1	35	67,5
5,9	6,1	6	6,1	7,2	6,7	9
304	169	400	348	247	467	528
547	329	373	463	325	463	500
384	346	163	340	232	122	193
82	42,5	26	85	23	20	18
28,5	28	28	26	21	17	14
52	19	14	21	14	13	13
64	49	32	55	37	25	19
97	97	94	88	94	90	84,5
-	4,0	-	-	-	-	-
-	1,7	-	-	-	-	-
0,51	0,27	0,48	-	3,60	0,84	0,54
-	1,0	-	-	-	-	-
0,72	0,36	-	0,66	0,48	-	0,93
22,5	30	-	23	46	-	21,5
429	273	-	622	317	-	378
1,17	0,45	1,3	1,28	0,51	-	2,4
2,85	1,30	3,55	3,29	0,69	-	6,25
3,75	-	-	3,0	0,9	-	-
-	-	-	-	-	-	0,5
215	-	-	265	113	-	230
2,0	-	-	1,5	2,6	-	2,3
3	2	1	4	5	1	3

Компо- нент	Группа					
	(7)	Южно-Иту				
	Порода					
	К	Базальты			Андезито-ба	
	Ф	Ф	П	Т	Ф	П
SiO ₂	67,97	50,50	51,50	51,64	54,86	53,67
TiO ₂	0,64	0,81	0,91	0,86	0,93	0,96
Al ₂ O ₃	14,47	18,97	18,29	18,27	17,59	17,27
Fe ₂ O ₃	2,57	3,36	3,34	2,86	3,29	3,14
FeO	2,67	7,50	6,20	5,40	6,47	6,37
MnO	0,12	0,18	0,18	0,16	0,18	0,20
MgO	0,99	4,80	5,21	5,10	3,91	4,64
CaO	3,42	10,80	9,56	10,06	8,85	8,57
Na ₂ O	4,11	2,13	2,78	2,73	2,71	3,10
K ₂ O	1,30	0,37	1,17	1,48	0,49	1,30
P ₂ O ₅	0,13	0,13	0,27	0,23	0,14	0,22
П.П.П.	1,56	0,40	0,48	0,84	0,74	0,64
Rb	30	5,5	28,4	30,2	8,7	32,2
Li	2,8	4,7	5,6	3,7	5,5	7,2
Ba	278	122	286	401	174	288
Sr	150	296	479	645	270	463
V	57,5	577	351	347	389	242
Co	13,3	33	35	29	30	27
Cr	17	105	119	138	59	68
Ni	8	20	47	41	14	35
Cu	32	67	53	61	56	40,5
Zn	82	109	123	109	111	107
Pb	7,4	5,75	2,2	3,2	2,3	3,9
Sn	2,1	1,10	1,4	1,3	1,05	1,6
W	0,66	0,18	0,30	0,42	0,25	0,65
Mo	1,0	2,7	1,7	3,1	1,3	1,9
Be	0,41	0,38	0,88	1,01	0,47	0,91
B	94	18	38	83	15	57
F	330	356	320	475	342	428
U	-	0,24	1,0	1,37	0,49	1,33
Th	-	0,57	2,49	3,10	0,81	3,7
Nb	1,8	0,6	1,4	1,95	1,5	2,3
Ta	-	-	-	-	-	0,3
Zr	235	110	106	118	82,5	133
Hf	5,6	2,7	2,1	2,1	2,65	2,9
n	2	3	3	5	4	3

Группа					
Южно-Иту					
Порода					
Базальты (8)					
Базальты		Андезиты		Кислые	
Т	Ф	П	Т	Ф	Т
54,92	60,83	58,56	60,48	66,84	64,61
0,72	0,77	0,71	0,53	0,64	0,35
17,76	16,27	17,31	16,89	14,61	14,93
3,26	3,15	2,26	2,58	2,57	2,14
4,57	4,48	4,84	3,42	3,10	1,89
0,17	0,16	0,15	0,17	0,13	0,16
3,82	2,66	3,18	2,33	1,53	1,38
8,17	6,99	6,49	6,10	4,84	4,12
3,07	3,18	3,34	3,36	3,76	3,99
1,75	0,62	1,76	2,18	0,90	2,67
0,23	0,11	0,20	0,19	0,08	0,17
1,15	0,73	1,17	1,42	1,08	3,56
39,9	8,0	39,4	46,1	11,0	69,8
5,7	8,7	8,4	5,9	8,3	8,0
577	229	465	748	297	1013
585	223	404	428	200	393
255	224	214	149	90	79
27	19	25	19	10	12
76,5	27	86	23	11,5	18
20,5	7,8	20	15	4,7	7,3
33	25	36	20,5	13	11
106	111	97	91	91	70
4,9	5,0	7,45	4,85	6,9	11,05
1,1	1,5	2,6	1,2	1,35	1,25
0,44	1,43	0,71	1,10	5,4	1,08
2,95	5,3	3,5	4,7	2,9	5,3
1,22	0,36	1,17	1,07	0,38	1,4
67	27	83,5	88	29,5	104
388	271	395	363	423	327
1,84	0,50	1,66	2,27	0,82	2,73
5,34	1,00	5,14	6,72	1,65	7,28
2,4	1,5	2,8	3,7	1,2	3,7
-	-	0,4	0,5	-	0,25
119	145	188	147	118	135
2,4	3,0	4,1	2,3	1,75	2,3
5	3	4	6	3	2

Средний состав лав вулканов Сев

Компо- нент	Участок					
	Северные Ку					
	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т	
SiO ₂	51,24	50,87	50,31	54,94	54,99	55,11
TiO ₂	0,84	0,86	0,88	0,78	0,72	0,67
Al ₂ O ₃	18,57	18,37	18,14	18,09	18,15	18,18
Fe ₂ O ₃	4,23	3,64	4,38	3,33	3,54	3,50
FeO	5,99	5,50	5,07	5,50	4,43	3,61
MnO	0,21	0,17	0,19	0,19	0,17	0,20
MgO	4,58	5,03	5,24	3,67	4,06	4,27
CaO	10,25	10,15	10,30	8,63	8,54	8,14
Na ₂ O	2,61	2,82	2,93	3,04	3,16	3,14
K ₂ O	0,62	1,20	1,62	0,80	1,40	1,80
P ₂ O ₅	0,14	0,26	0,24	0,15	0,19	0,28
П.П.П.	0,50	0,73	0,63	0,65	0,40	0,94
Pb	10,6	20,8	29,8	12,3	28,7	40,5
Li	5,2	6,9	5,9	6,0	7,8	7,9
Ba	155	277	390	210	314	544
Sr	376	578	733	390	502	653
V	391	384	424	287	263	306
Cr	41	89	64	32,2	74	64
Co	31	31	30	25	25,7	23
Ni	20	61,5	45	18	39,8	47
Cu	86	80	88,5	72	64	47
Zn	103	91	97,5	97	92	92
Pb	3,3	3,75	3,9	4,2	4,5	4,3
Sn	1,65	1,85	1,5	1,7	1,8	1,45
W	0,40	0,39	0,40	0,44	0,52	0,50
Mo	1,1	1,0	1,3	1,4	1,5	3,0
Be	0,49	0,73	0,77	0,49	0,73	0,81
B	41	31	31	46	30	33
F	269	387	426	319	406	324
U	0,34	1,27	1,17	0,42	1,11	1,47
Th	0,82	2,60	2,36	0,88	2,61	3,82
Nb	1,5	2,1	2,7	1,7	2,8	2,0
Ta	-	0,1	-	-	-	0,3
Zr	65,5	99	118	89	131	152
Hf	1,8	2,65	2,7	1,8	2,75	2,4
n	16	4	10	21	7	14

Т а б л и ц а 7

ерных, Центральных и Южных Курил

рилы	Андезиты						Кислые				
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т		
	59,64	58,41	59,23	66,13	-	-	0,73	0,72	0,54	0,71	-
17,02	17,05	17,67	15,03	-	-	3,39	3,51	2,95	2,32	-	-
4,12	4,35	2,97	3,30	-	-	0,18	0,18	0,18	0,17	-	-
2,60	3,19	2,76	1,34	-	-	6,90	7,07	6,61	4,37	-	-
3,54	3,31	3,57	4,30	-	-	0,93	1,50	2,17	1,23	-	-
0,17	0,19	0,24	0,17	-	-	0,58	0,43	0,95	0,74	-	-
13,3	30	54,7	16,7	-	-	8,0	8,8	9,7	9,8	-	-
237	320	617	317	-	-	352	458	615	280	-	-
180	214	187	74	-	-	20,6	27	32	15,7	-	-
19	23	15	9,4	-	-	10	17	23	7,3	-	-
40	41	29	21,2	-	-	92	99	81	98	-	-
4,6	4,6	5,2	7,1	-	-	1,4	1,6	1,5	1,4	-	-
0,47	0,58	0,63	0,54	-	-	0,54	0,80	0,85	0,54	-	-
1,6	2,0	1,95	4,0	-	-	45	32	32	60	-	-
0,54	0,80	0,85	0,54	-	-	342	331	316	268	-	-
0,57	1,30	2,03	0,66	-	-	1,27	3,08	4,88	1,28	-	-
1,7	2,2	3,0	1,8	-	-	1,7	2,2	3,0	1,8	-	-
-	0,1	0,2	0,4	-	-	148	185	182	128	-	-
2,2	2,6	2,8	2,55	-	-	19	7	13	6	-	-

Компо- нент	Участок					
	Центральные					
	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т	
SiO ₂	51,93	51,94	50,31	56,16	54,96	54,94
TiO ₂	0,60	0,73	0,91	0,85	0,80	0,73
Al ₂ O ₃	18,81	18,74	17,50	17,60	17,44	17,36
Fe ₂ O ₃	2,41	2,81	2,86	2,61	2,89	2,93
FeO	6,41	6,63	5,47	5,57	6,32	4,53
MnO	0,18	0,18	0,16	0,18	0,18	0,19
MgO	5,19	5,19	7,78	3,64	4,29	4,97
CaO	10,15	10,36	9,90	8,12	8,81	8,26
Na ₂ O	2,73	2,47	2,80	3,32	2,88	3,13
K ₂ O	0,74	0,55	1,28	1,05	0,94	1,63
P ₂ O ₅	0,15	0,11	0,25	0,16	0,19	0,24
П.П.П.	0,53	0,15	0,51	0,36	0,51	0,81
Rb	13,3	8,2	23	15,5	16,2	30,4
Li	5,3	5,8	6,3	5,5	7,2	7,7
Ba	153	165	302	300	212	419
Sr	368	398	661	421	364	569
V	330	388	320	232	432	271
Cr	92	59,5	258	33	41	129
Co	33	35	35	29	29	27
Ni	33	29	121	14,4	25	63
Cu	72	88	47	39,5	95	44
Zn	119	118	93	122	115	94
Pb	3,15	3,2	3,65	6,35	7,4	5,8
Sn	1,5	1,5	1,85	1,7	1,8	1,8
W	0,35	0,24	0,45	0,45	0,41	0,34
Mo	1,0	1,1	2,95	1,0	1,6	2,6
Be	0,43	0,53	0,81	0,52	0,55	0,82
B	44	36	27	38	45	29
F	197	278	370	393	302	378
U	0,53	0,42	0,90	1,05	0,70	1,27
Th	1,43	0,88	2,13	2,25	1,39	2,99
Nb	2,1	-	3,75	2,1	-	3,15
Ta	-	-	0,30	-	-	-
Zr	130	-	181	165	-	140
Hf	2,6	-	3,0	2,0	-	3,1
n	4	3	3	3	6	4

Курилы

Андезиты			Кислые		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
58,98	58,95	60,52	69,39	67,27	71,29
0,74	0,82	0,56	0,33	0,63	0,26
16,98	16,35	17,04	14,98	14,77	13,95
3,84	2,77	2,77	1,77	1,55	1,09
3,07	5,60	2,97	1,04	4,09	1,23
0,18	0,16	0,16	0,11	0,14	0,10
3,34	3,45	2,68	1,21	1,07	0,65
6,93	7,35	6,23	2,77	3,68	2,03
3,47	3,07	3,47	4,06	4,07	4,00
1,56	1,23	2,07	2,41	1,90	3,17
0,17	0,16	0,21	0,09	0,12	0,09
0,29	0,23	1,08	2,47	0,48	2,01
23,6	21,6	41,8	55	25,5	69,7
6,5	9,5	10,6	4	11,8	11,2
344	304	532	400	365	832
427	317	587	370	268	291
233	301	206	70	43	45
13	24	55	-	16	10,2
27	23	15	13	18	6,2
8,5	14,6	30	-	16	10,7
37	47	33	8	36	6,1
95	110	91	58	109	55
4,65	6,4	6,3	-	9,3	6,9
1,6	2,1	1,7	-	2,2	1,7
0,45	0,48	0,71	0,48	0,57	0,98
1,0	1,9	2,3	-	4,0	1,9
0,40	0,57	0,85	-	0,52	0,72
45	70	38	-	58,5	28
130	456	446	-	512	254
1,1	1,17	1,42	-	2,0	2,95
2,9	2,48	3,68	-	3,2	7,38
1,3	-	3,4	-	3,0	3,7
-	-	-	-	-	0,25
130	-	175	-	180	190
3,4	-	3,1	-	6,0	3,2
2	5	3	1	2	2

Компо- нент	Участок					
	Южные Ку					
	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
Ф	П	Т	Ф	П	Т	
SiO ₂	50,79	51,50	51,49	54,52	54,37	54,82
TiO ₂	0,82	0,91	0,94	0,88	0,89	0,76
Al ₂ O ₃	19,15	18,29	18,19	17,96	17,46	17,45
Fe ₂ O ₃	3,27	3,34	2,91	3,22	3,03	3,03
FeO	7,10	6,20	5,54	6,18	5,93	4,88
MnO	0,19	0,18	0,16	0,18	0,19	0,18
MgO	4,69	5,21	5,07	3,97	4,37	4,10
CaO	10,65	9,56	9,85	8,78	8,34	9,29
Na ₂ O	2,26	2,78	2,80	2,76	3,10	3,09
K ₂ O	0,39	1,17	1,39	0,57	1,37	1,70
P ₂ O ₅	0,13	0,27	0,26	0,13	0,22	0,23
П.П.П.	0,50	0,48	1,01	0,87	0,69	1,11
Rb	5,7	28,4	27,8	8,5	31,5	40,1
Li	5,0	5,6	3,8	5,7	6,9	5,9
Ba	133	286	365	172	316	475
Sr	303	479	608	290	441	530
V	511	351	361	375	222	293
Cr	86	118	117	53	57	80
Co	32	35	29	29	27,5	27
Ni	27	47	45	16	29,5	21
Cu	68	53	62	54	38	43
Zn	108	123	104	106	104	98
Pb	5,7	2,2	3,2	3,15	3,9	4,9
Sn	1,8	1,4	1,3	1,4	1,6	1,1
W	0,20	0,30	0,43	0,26	0,61	0,44
Mo	2,7	1,7	3,1	1,15	1,9	2,95
Be	0,39	0,88	0,93	0,43	0,91	1,01
B	17,5	38	66	22,5	57	50
F	325	320	461	314	428	476
U	0,23	1,0	1,30	0,47	1,30	1,6
Th	0,52	2,49	3,02	1,06	3,65	4,46
Nb	0,5	1,4	2,55	1,5	2,3	2,5
Ta	-	-	-	-	0,3	-
Zr	72,5	106	150	82,5	133	148
Hf	1,55	2,1	2,1	2,65	2,9	2,2
n	5	3	8	6	4	9

РИЛЫ

Андезиты			Кислые		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
60,07	58,50	60,83	67,29	-	64,61
0,72	0,68	0,52	0,64	-	0,35
16,60	17,41	16,91	14,56	-	14,93
3,13	2,36	2,51	2,57	-	2,14
4,51	4,66	3,27	2,93	-	1,89
0,16	0,15	0,17	0,12	-	0,16
2,94	3,13	2,18	1,31	-	1,38
7,01	6,56	5,89	4,27	-	4,12
3,19	3,32	3,52	3,90	-	3,99
0,83	1,75	2,31	1,06	-	2,67
0,11	0,21	0,20	0,10	-	0,17
0,63	1,14	1,37	1,27	-	3,56
11,8	38,5	51,4	18,6	-	69,8
7,8	8,0	6,7	6,1	-	8,0
240	465	675	289	-	1013
287	416	452	180	-	393
230	195	164	77	-	79
24	72,5	21	13,7	-	18
20	23,5	17	11,5	-	12
12,1	19	14	6,0	-	7,3
34	34	20	21	-	11
99	96	89	87	-	70
5,0	7,45	4,85	7,15	-	11,05
1,5	2,6	1,2	1,7	-	1,25
2,52	0,78	0,94	0,60	-	1,08
5,3	3,5	4,7	2,3	-	5,3
0,43	1,17	1,04	0,39	-	1,4
39	83,5	71	51	-	104
300	395	367	400	-	327
0,50	1,66	2,31	0,82	-	2,73
0,93	5,14	6,59	1,65	-	7,28
1,2	2,8	3,7	1,5	-	3,7
-	0,4	0,5	-	-	0,25
129	188	161	176	-	135
2,8	4,1	2,3	3,7	-	2,3
8	5	9	5	-	2

Средний состав лав вулканов разных

Компонент	Порода					
	Базальты			Андезито-базальты		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т
SiO ₂	51,26	51,38	50,76	54,98	54,83	54,99
TiO ₂	0,80	0,84	0,90	0,81	0,79	0,71
Al ₂ O ₃	18,73	18,46	18,07	18,01	17,73	17,81
Fe ₂ O ₃	3,80	3,30	3,61	3,26	3,19	3,26
FeO	6,27	6,05	5,31	5,64	5,45	4,17
MnO	0,20	0,17	0,17	0,18	0,18	0,19
MgO	4,70	5,13	5,54	3,73	4,21	4,31
CaO	10,70	10,04	10,07	8,61	8,59	8,21
Na ₂ O	2,56	2,70	2,87	3,01	3,04	3,12
K ₂ O	0,59	0,99	1,48	0,78	1,21	1,74
P ₂ O ₅	0,14	0,22	0,25	0,15	0,20	0,25
П.П.П.	0,51	0,48	0,76	0,66	0,51	0,98
Rb	10,0	19,3	28,1	11,8	24,9	38,8
Li	5,2	6,2	5,2	5,9	7,4	7,2
Ba	150	246	368	211	279	501
Sr	360	494	675	373	439	599
V	405	375	385	299	313	296
Cr	59	89	112	37	58	79,5
Co	32	33	30	26,5	27	25
Ni	24	48	56	17,4	32	40
Cu	80	74	73	65	69	45
Zn	106	109	99,5	101	103	95
Pb	3,6	3,1	3,65	4,3	5,8	4,7
Sn	1,7	1,6	1,5	1,7	1,7	1,4
W	0,37	0,31	0,42	0,42	0,51	0,46
Mo	1,2	1,3	2,3	1,3	1,7	2,9
Be	0,46	0,69	0,84	0,48	0,69	0,87
B	36	34	44	41	43	38
F	272	330	434	327	366	379
U	0,34	0,79	1,17	0,46	0,96	1,48
Th	0,84	1,82	2,63	0,99	2,26	3,92
Nb	1,35	1,7	2,8	1,7	2,6	2,3
Ta	-	0,1	0,3	-	0,3	0,3
Zr	75	103	138	98	132	149
Hf	1,8	2,3	2,5	2,0	2,8	2,4
n	25	10	21	30	17	27

Таблица 8

зон Курильской островной дуги

Андезиты			Кислые		
Ф	П	Т	Ф	П	Т
59,71	58,60	59,96	66,80	67,27	67,95
0,73	0,74	0,54	0,65	0,63	0,30
16,90	16,95	17,32	14,83	14,77	14,44
3,34	2,96	2,77	2,38	1,55	1,62
4,19	4,81	3,08	2,95	4,09	1,56
0,17	0,16	0,17	0,15	0,14	0,13
2,74	3,22	2,56	1,32	1,07	1,01
6,93	7,00	6,30	4,19	3,68	3,07
3,44	3,24	3,54	4,11	4,07	3,99
0,95	1,49	2,21	1,26	1,90	2,92
0,15	0,19	0,22	0,13	0,12	0,13
0,57	0,58	1,11	1,11	0,48	2,78
13,6	30,0	52	20,7	25,5	69,7
7,8	8,8	8,8	7,8	11,8	8,3
245	358	628	320	365	922
339	404	553	246	268	342
196	235	181	75	43	62
21	40	31	15	16	14
20	23	16	11	18	9,2
10,5	17	21	6,7	16	9
38	41	26	20	36	8,5
94	101	85	90	109	63
4,6	6,0	5,3	7,1	9,3	9,0
1,45	2,0	1,4	1,5	2,2	1,5
0,67	0,58	0,73	0,56	0,57	1,03
1,9	2,3	3,0	2,7	4,0	3,6
0,49	0,76	0,92	0,47	0,52	1,06
43	59	47	57	58,5	66
316	394	352	382	512	290
0,59	1,34	2,08	0,71	2,0	2,88
1,28	3,34	5,44	1,40	3,2	7,34
1,5	2,45	3,4	1,7	3,0	3,7
-	0,25	0,4	0,4	-	0,25
141	186	172	147	180	163
2,5	3,2	2,6	3,0	6,0	2,8
29	17	25	12	2	4

го по средним", т.е. сначала рассчитывались средние содержания элементов для каждого типа пород всех опробованных вулканов, а потом вычислялись средние содержания элементов в каждом типе пород по количеству объектов (вулканов). В представленных таблицах данные по дацитам, риодацитам и риолитам объединены в одну графу ("кислые породы"). Сделано это в связи с ограниченной распространенностью пород такого состава в пределах Курильской дуги.

С целью наглядного изображения латеральных вариаций макро- и микроэлементного состава вулканических пород построены карты трендов отдельных элементов для базальтов, андезито-базальтов и андезитов Курильской островной дуги. Соответствующие рисунки приведены в тексте далее при описании особенностей распределения отдельных элементов. Строились карты трендов с использованием рассчитанных средних концентраций элементов в разных по кремнекислотности типах пород всех опробованных вулканов. Для кислых пород в связи с ограниченностью исходных данных такие карты не построены.

Кремнезем. Содержание кремнезема в четвертичных вулканиках Курильской островной дуги колеблется от 44-46 до 72-75%, и таким образом, среди них присутствуют все типы пород по SiO_2 от базальтов до риолитов. Согласно имеющимся оценкам (3,99,114,119), основанным на частоте встречаемости пород разного состава в выборках химических анализов, считается, что наиболее распространенными типами четвертичных вулкаников здесь являются андезиты и андезито-базальты, составляющие в сумме 60-70% от всей массы вулкаников. Несмотря на такое единодушие, равно как и сходные оценки распространенности остальных типов пород (базальты - 17-20%, дациты - 10-13, риолиты и риодациты - 2-3%), соотношение андезитов и андезито-базальтов разными исследователями оценивается несколько по-разному. По данным (114), пик на кривых распределения приходится на андезито-базальты (34 против 29% для андезитов), тогда как по данным (3,99) - на андезиты (36-37 против 29-31% для андезито-базальтов).

Мы подошли к оценке распространенности вулкаников разной кремнекислотности с несколько иных позиций - путем расчета частоты встречаемости разных по SiO_2 типов пород относительно количества вулканов, для которых имеются данные о химическом составе пород, но без учета числа анализов. Полученные данные (табл.9) в целом подтверждают существующие представления о соотношении

Т а б л и ц а 9

Частота встречаемости пород разного состава на вулканах Курильской островной дуги

Порода	Частота встречаемости, % от количества вулканов			
	Фронтальная зона	Промежуточная зона	Тыловая зона	Дуга в целом
Базальты	62	58	50	57
Андезито-базальты	92	82	79	86
Андезиты	86	70	76	80
Дациты	33	12	14	23
Риодациты и риолиты	15	6	7	II
Количество вулканов	53(15)*	17(8)	42(37)	II2(60)

Примечание: * цифры в скобках - количество подводных вулканов. Здесь и в табл.10, II, кроме собственных данных авторов, использовались материалы других исследователей (56,61,75,105,114,123).

разных по SiO_2 типов пород в пределах дуги. Вместе с тем выяснилось, что андезито-базальты и андезиты встречаются на 70-90% вулканов, причем андезито-базальты на несколько большем числе вулканов, чем андезиты. Базальты установлены на 50-60, дациты - на 12-33, а риодациты и риолиты - на 6-15% вулканов. Лавы фронтальной зоны дуги в целом более дифференцированы, чем лавы тыловой зоны, что в табл.9 выражается в относительно большей частоте встречаемости каждого типа пород на вулканах фронтальной зоны.

Следует оговориться, что все оценки распространенности вулканиитов разного состава, сделанные как нами, так и другими исследователями, не учитывают объемов соответствующих типов пород. Вместе с тем нередко оказывается, что сомни вулканов сложены андезито-базальтами и базальтами, тогда как андезиты и более кислые вулканииты формируют внутрикальдерные конусы, экструзии и пемзо-во-пирокластические отложения, связанные с формированием кальдер. При этом объемы сомны вулканов и докальдерных построек обычно заметно превышают объемы более поздних продуктов извержений. На это впервые обратили внимание авторы сводки по петрохимии вулканиитов Курил и Камчатки (114), которые привели данные по объемам вулканиитов для фронтальной зоны северного фланга Курильское дуги.

Анализ сообществ пород, проявленных на отдельных вулканах (табл.10) показывает, что наибольшим распространением как в пределах дуги в целом, так и в отдельных ее зонах пользуются умеренно-дифференцированные базальт-андезито-базальт-андезитовые и андезито-базальт-андезитовые ассоциации пород. Доля слабодифференцированных базальт-андезито-базальтовых вулканов в тыловой зоне дуги в 2 раза с лишним выше, чем во фронтальной, зато доля сильнодифференцированных вулканов с базальт -дацитовым (андезито-базальт-дацитовым) составом пород во столько же раз ниже.

Т а б л и ц а 10

Распространенность разных ассоциаций вулканических пород в пределах Курильской островной дуги

Тип ассоциаций вулканических пород	Частота встречаемости, % от количества вулканов			
	Фронт	Промежуточная зона	Тыл	Дуга в целом
Базальт-андезито-базальтовая	6	23	14	12
Базальт-андезито-базальт-андезитовая	33	35	26	30
Базальт-андезито-базальт-андезит-дацитовая (риодацитовая)	23	-	10	15
Андезито-базальт-андезитовая	23	36	43	31
Андезито-базальт-андезит-дацитовая (риодацитовая)	15	6	7	12
Количество вулканов	53(15)*	17(8)	42(37)	112(60)

Примечание * цифры в скобках - количество подводных вулканов.

Вулканы с базальт-андезито-базальтовыми ассоциациями пород в тыловой зоне дуги приурочены в основном к северной части ее и встречаются как среди наземных (Алайд, Маканруши), так и среди подводных (I.I - Григорьева; 2.1 - Белянкина; 2.3 - "Авось" и др.) построек. Аналогичные вулканы в промежуточной зо-

не дуги установлены в северной (1.2), центральной (5.5) и южной (Атсонутури, Тятя) частях ее. Во фронтальной зоне дуги обнаружено лишь три таких вулкана: 6.12а и 6.12б на подводном хребте Архангельского, в районе пролива Буссоль, и вулкан Антипина на о-ве Уруп - все в центральной части дуги.

Дифференцированные базальт-дацитовые (риодацитовые) и андезито-базальт-дацитовые (риодацитовые) ассоциации пород проявлены, как правило, на кальдерных вулканах. Во фронтальной части дуги они известны на всем ее протяжении (и отсутствуют лишь на самом северном фланге дуги среди вулканов о-ва Парамушир). На Северных Курилах это кальдеры Немо и Тао-Русьр на о-ве Онекотан; на Средних Курилах - кальдера Ушишир, подводный вулкан 4.6 (Рикорда), кальдеры Броутона и Заварицкого на о-ве Симушир; на Южных Курилах - кальдеры Медвежья, Львиная пасть и др. на о-ве Итуруп, кальдера Головина - на о-ве Кунашир. Единственный сильнодифференцированный вулкан промежуточной зоны (6.II - подводная кальдера Горшкова) расположен в центральной части дуги, в проливе Буссоль. К этому же участку приурочены два из четырех базальт-риодацитовых вулканов тыловой зоны дуги (Броутона и 6.10). Два других сильнодифференцированных вулкана в тыловой зоне дуги установлены на Южных Курилах (8.17 и 8.20).

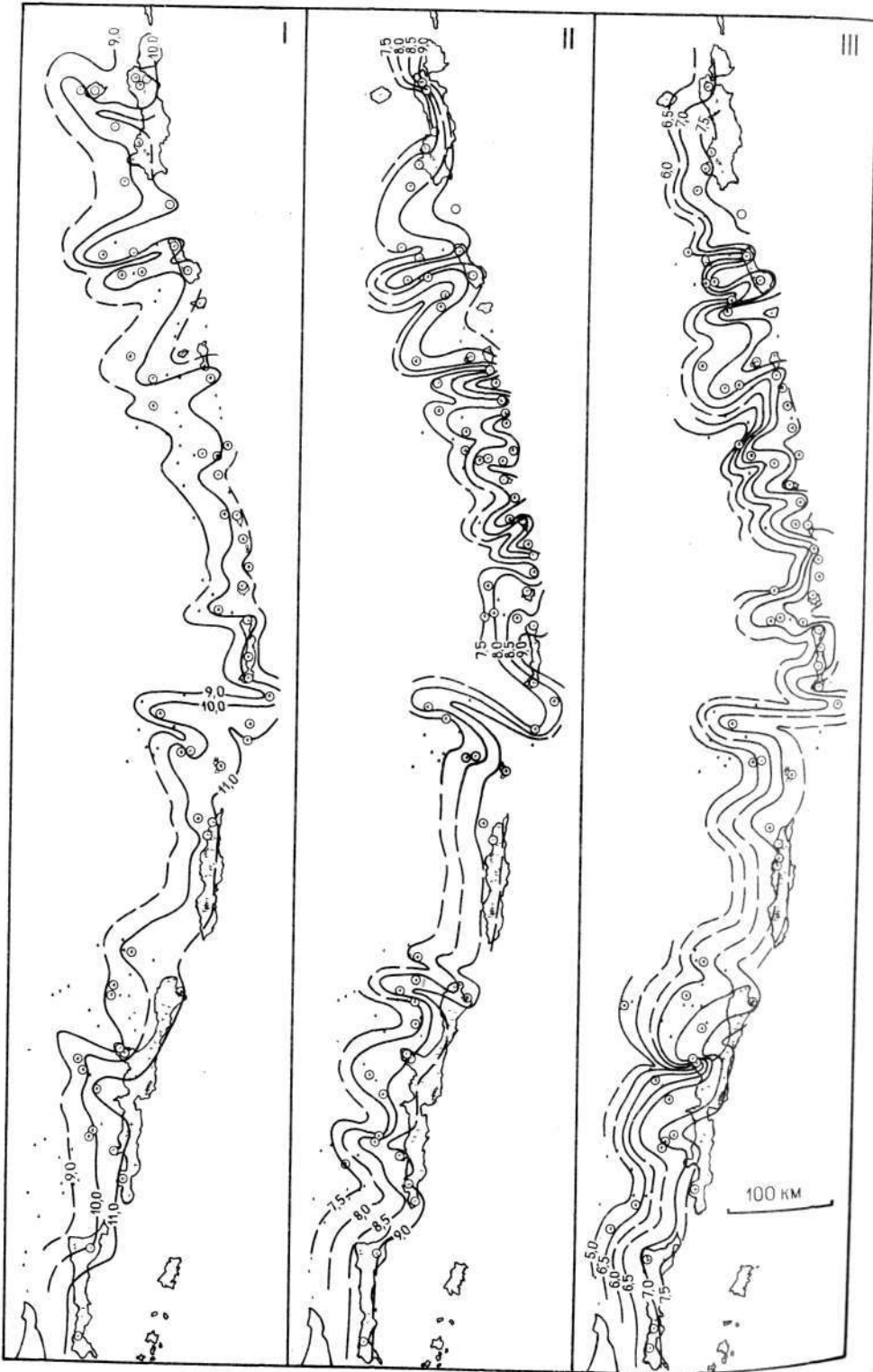
Таким образом, несмотря на сходный характер распределения разных по кремнекислотности типов пород в поперечных зонах Курильской островной дуги, в распределении ассоциаций вулкаников устанавливается определенная поперечная зональность, выражающаяся в заметно более широком проявлении глубоко дифференцированных ассоциаций пород во фронтальной зоне дуги. Эта закономерность уже отмечалась ранее (II4). Продольная зональность во фронтальной и промежуточной зонах дуги не устанавливается, тогда как в тыловой зоне вулканы северного фланга дуги в целом менее дифференцированы, чем вулканы центральной части и южного фланга ее.

Для ряда подводных вулканов тыловой зоны южного участка дуги (7.4, 7.7, 8.2, 8.8) характерно сочетание базальт-андезито-базальтовых лав с кислыми андезитами и дацитами, причем разрыв по содержанию SiO_2 между теми и другими типами пород достигает 5-8%. Таким образом, здесь формируются ассоциации пород, близкие к контрастным в отличие от непрерывных ассоциаций, проявленных во фронтальных зонах дуги.

Обращает на себя внимание то, что на целом ряде вулканов (Немо, Тао-Русьр Броутона, Менделеева, Головина) обнаружены полосчатые разности пемз и лав, резко различные по содержанию кремнезема, - гетеротакситовые вулканики (34/-). Присутствие таких образований свидетельствует об одновременном существовании в недрах вулканических построек магматических расплавов разного состава. Особенно часто гетеротакситовые вулканики встречаются среди пемзово-пирокластических отложений, связанных с формированием кальдер и взрывных воронок, причем доля кислых пород здесь более чем на порядок превышает долю более оснужных пород. Такая приуроченность гетеротакситовых вулкаников и соотношение объемов вулкаников разного состава указывает, видимо, на то, что внедрение относительно глубинных более основных расплавов в промежуточные магматические очаги, занятые кислыми расплавами, может служить "спусковым крючком" извержений.

Алюминий. В дифференцированных рядах вулканических пород отдельных построек, а также в среднем составе пород по отдельным вулканическим группам, участкам дуги и дуге в целом (см. табл.6-8) концентрации глинозема постепенно,

CaO



р и с.31. Схематическая карта распределения CaO (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги. Здесь и на следующих рисунках точками обозначены подводные, крестами - наземные вулканы. Опробованные вулканы обведены кружками

Распределение элементов в лавах показано в изолиниях концентраций: I - базальты; II - андезиты-базальты; III - андезиты

Отметим, что в целом латеральные вариации в распределении CaO в лавах Курильской дуги сходны с таковыми для глинозема.

Железо и магний. Концентрации этих элементов обнаруживают отчетливую зависимость не только от содержания SiO₂ в лавах (с ростом кремнекислотности пород концентрации и железа и магния убывают), но и от положения опробованных вулканов в структуре дуги. Так, все типы пород фронтальной зоны по сравнению с соответствующими типами пород тыловой зоны обогащены железом (см. табл.8, рис.32). Однако максимальные концентрации железа наблюдаются иногда в лавах не фронтальной, а промежуточной зоны: базальты, андезиты-базальты и андезиты поперечной зоны Броутона, андезиты I, II и III вулканических групп на северном участке дуги, базальты I вулканической группы. Уменьшение концентраций железа от фронта к тылу дуги в базальтах и андезиты-базальтах происходит в основном за счет FeO при равном или близком содержании Ge₂O₃, тогда как в андезитах и кислых породах - как за счет закиси, так и за счет окиси железа.

Степень окисленности железа (100 Fe₂O₃/FeO+Fe₂O₃) в среднем составе пород колеблется от 27-30 до 50-53% и в общем возрастает с ростом кремнекислотности пород, а в однотипных по SiO₂ породах от фронтальной к тыловой зоне дуги.

Сходное заключение о вариациях концентраций железа и степени окисленности его в лавах Курильской дуги были сделаны ранее (3,5).

Концентрации MgO в базальтах и андезиты-базальтах фронтальной зоны как в целом для Курил, так и для разных участков дуги и отдельных вулканических групп в основном ниже, чем в промежуточной и тыловой зонах, однако в андезитах и кислых лавах концентрации MgO выравниваются (см. табл.8, рис.33).

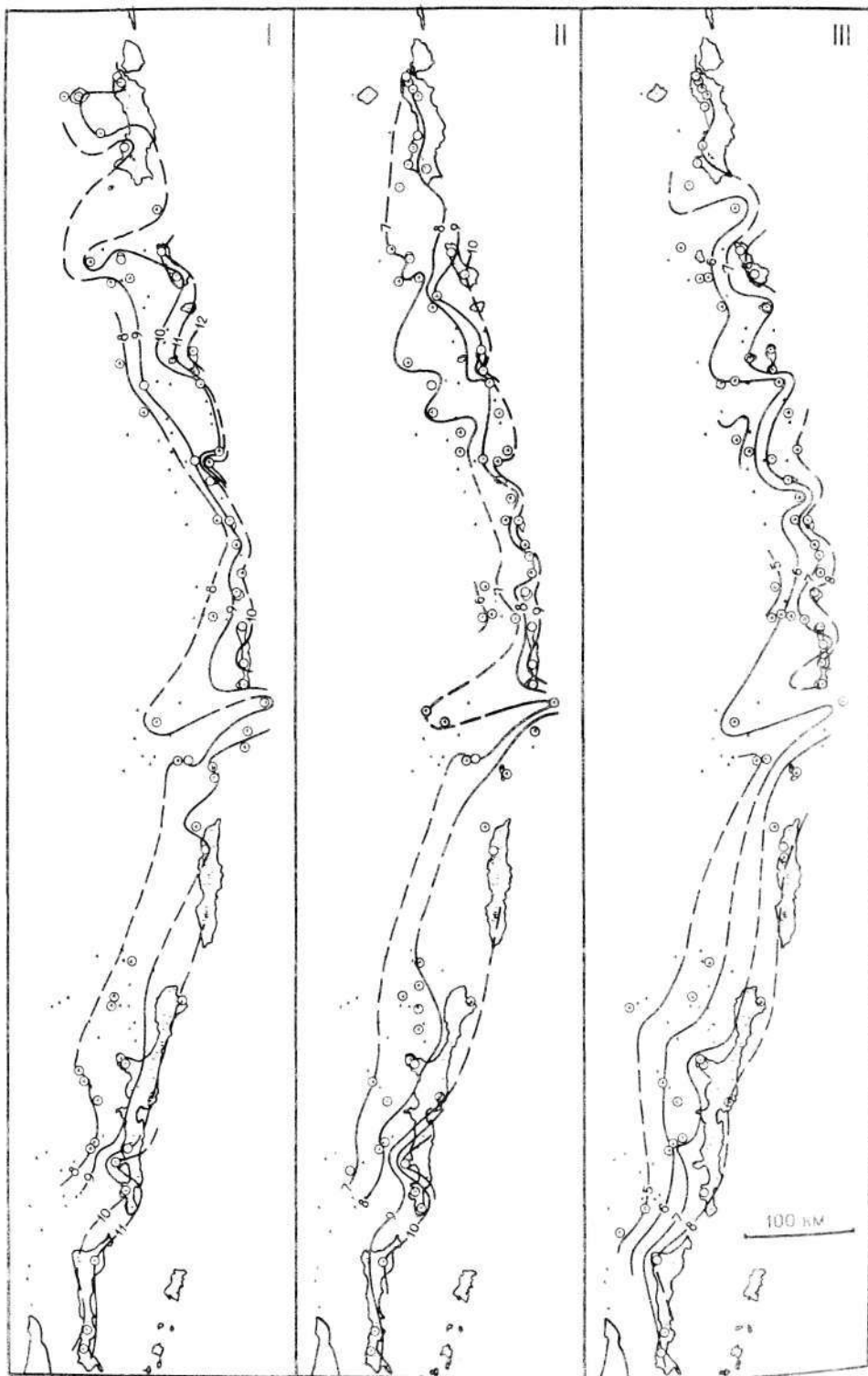
Общая железистость $f = 100(FeO + 0,9Fe_2O_3) / (FeO + 0,9Fe_2O_3 + MgO)$ в среднем составе пород для отдельных участков дуги увеличивается от 51-69 - в базальтах до 75-85% - в кислых лавах, а в однотипных по содержанию SiO₂ породах уменьшается от фронтальной к тыловой зоне дуги на 5-10% (рис.34). Сходное уменьшение железистости в базальтах от фронтальной к тыловой зоне в Японских дугах было отмечено И.Кушфиро (210).

Среди базальтов тыловой зоны Курильской дуги наряду с обычными относительно железистыми разностями ($f = 60-70\%$), содержащими 4-6% MgO, встречаются магнезиальные с железистостью $f = 45-55\%$ и содержанием MgO 8-10 и даже до 12.5% (вулканы Алаид, I.I, 2.3, 2.5, 6.3, 6.10, Броутона, 7.4, 8.1, 8.4). Иногда магнезиальные разности отмечаются здесь и среди андезиты-базальтов $f = 5-8\%$ MgO, $f = 48-55\%$ - вулканы 2.8, 6.1, 7.5). Находки магнезиальных базальтов и андезиты-базальтов во фронтальной и промежуточной зонах дуги единичны (вулканы Эбеко, Ветровой, 3.19, 4.6 - во фронтальной зоне; 4.4, 6.II - в промежуточной зоне). При этом нередко магнезиальные базальты фронтальной зо-

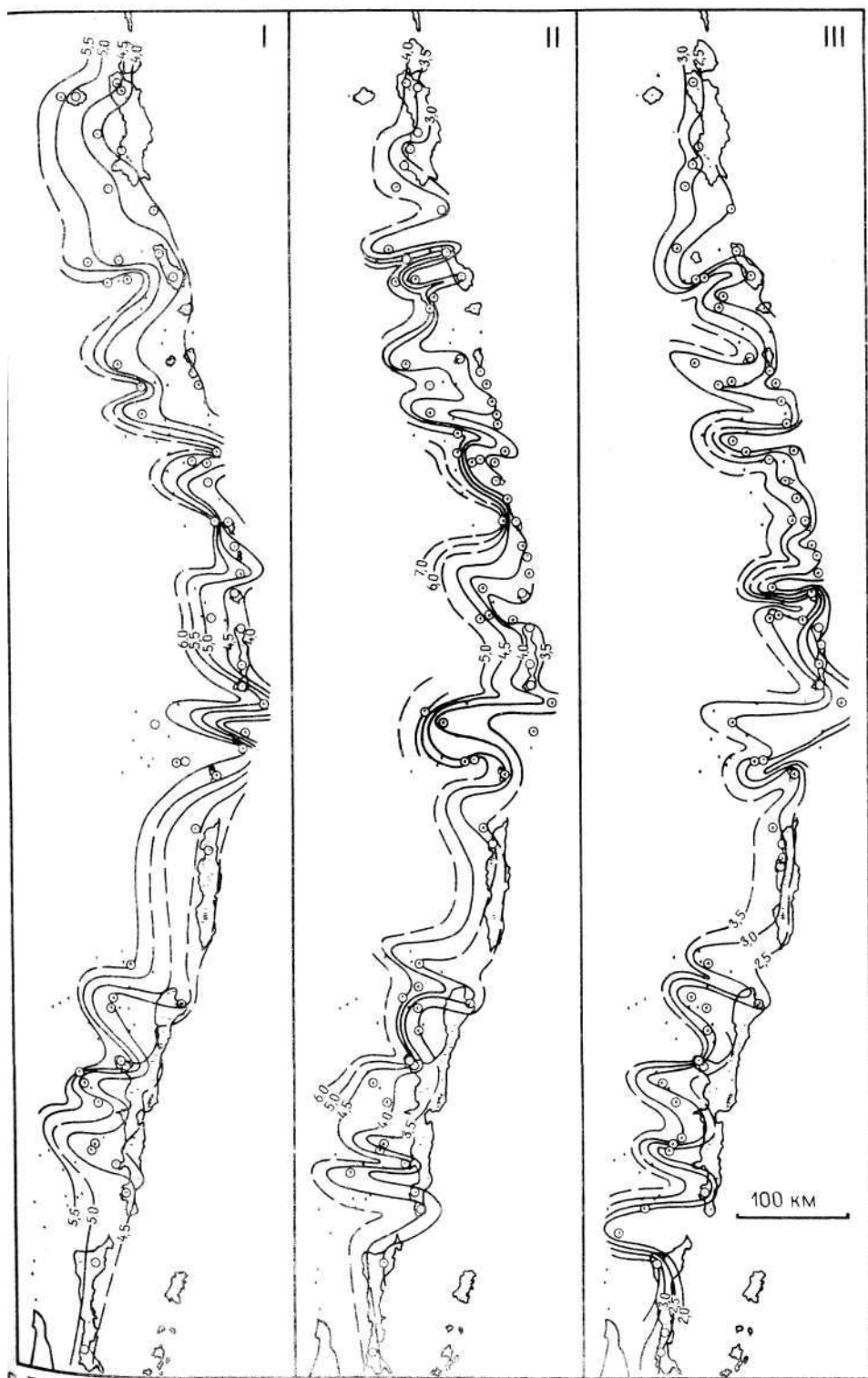
Рис. 32. Схематическая карта распределения FeO* (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги $FeO^* = (0,9 Fe_2O_3 + FeO)$.

Усл. обозначения см. на рис.31

FeO



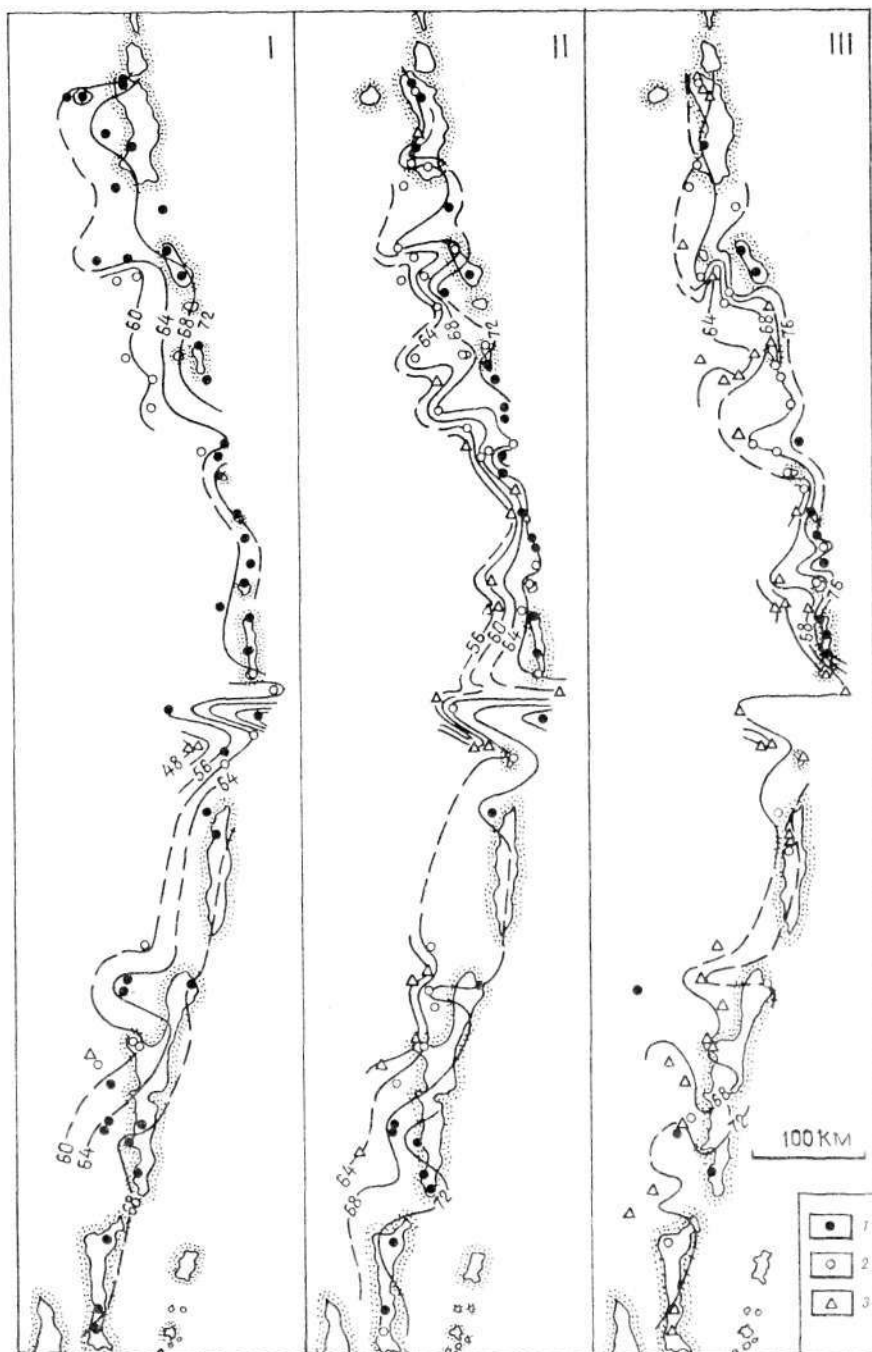
MgO



Р и с.33. Схематическая карта распределения MgO (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

FeO^*/FeO^*+MgO



ны имеют железистость более 55% (вулканы Ветровой, Эбеко). Как правило, магнезиальные разности базальтов и андезито-базальтов проявляются на вулканах совместно с обычными по железистости разностями в резко подчиненном по отношению к последним объеме (3,92,123), и лишь на вулкане 6.10 и Броутона они являются единственным типом базальтов.

Железемагнезиовое отношение. Величина отношения FeO / MgO в сочетании с содержанием кремнезема в породах служит, как уже говорилось, важным классификационным признаком, позволяющим выделять толеитовые (сильно обогащенные железом) и известково-щелочные (слабо обогащенные железом) серии. Анализ химического состава четвертичных вулканитов Курильской островной дуги с помощью известной диаграммы Миширо показывает, что на конкретных вулканах встречаются как толеитовые и известково-щелочные, так и промежуточные серии пород. Если в случае первых подавляющее большинство фигуративных точек анализов лежит в поле толеитов, в случае вторых - в поле известково-щелочных пород, то в случае третьих положение точек зависит от кремнеземистости пород. Базальты и основные андезито-базальты промежуточных серий попадают обычно в поле толеитов, кислые андезито-базальты и основные андезиты - на границу поля толеитов и известково-щелочных пород, а кислые андезиты и дациты - в поле известково-щелочных пород (рис.35.).

В целом толеитовые серии характерны для фронтальной, а известково-щелочные - для тыловой зоны дуги, картина обычна для островных дуг (см., напр.: (210)). При этом вулканы с чисто известково-щелочным набором пород во фронтальной зоне дуги не известны, однако в тыловой зоне встречаются толеитовые базальт-андезито-базальтовые (Алаид, 2.1 - Белянкина) и даже базальт-андезито-базальт-андезитовые (8.10) вулканы (см. рис.35). Тем не менее во всех зонах дуги наиболее распространены вулканы с промежуточными сериями пород. В связи с этим Доля пород, которые попадают в то или иное поле диаграммы Миширо, заметно изменяется не только от положения вулкана относительно вулканического фронта, но и от содержания SiO_2 в породах (табл.11). Так, все базальты фронтальной

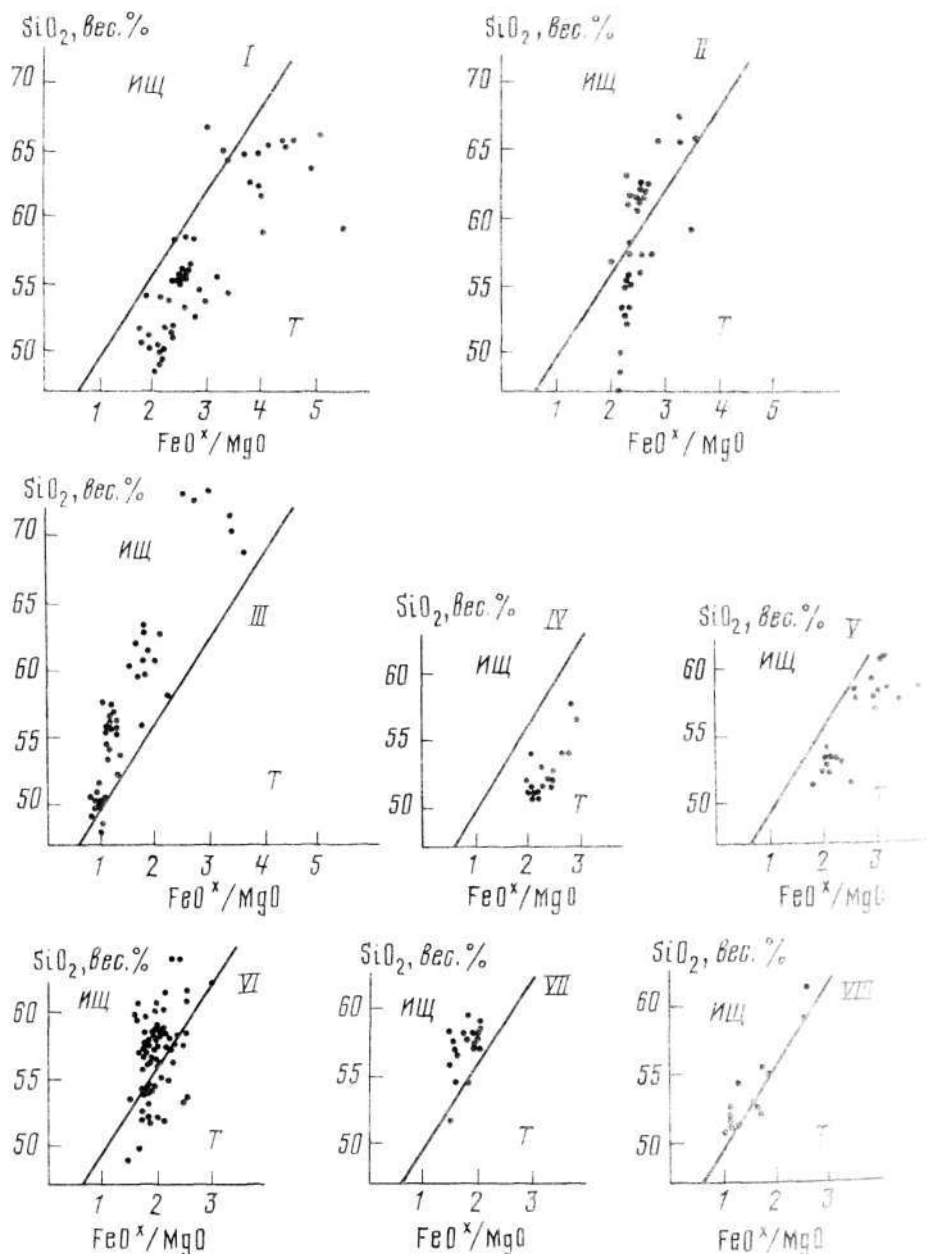
Т а б л и ц а 11

Порода	Относительная частота встречаемости пород с различными сериальными признаками на вулканах Курильской островной дуги, %								
	Толеитовые			Промежуточные			Известково-щелочные		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т
Базальты	100	85	70	0	10	15	0	5	15
Андезито-базальты	70	45	10	15	30	20	15	25	70
Андезиты	30	20	15	25	30	15	45	50	70
Кислые породы	40	-	0	30	-	0	30	-	100

Примечание. Ф, П, Т - поперечные зоны дуги: Ф - фронтальная, П - промежуточная, Т - тыловая. В качестве промежуточных пород рассматриваются разности, фигуративные точки которых на диаграмме Миширо лежат вблизи границы раздела полей толеитовой и известково-щелочной серий. Используются аналитические данные по 112 вулканам, из которых 60 - подводные.

Рис.34. Схематическая карта распределения величины $FeC^*/FeO^* + MgO$ (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3-СЕРИИ ПОРОД: 1 - толеитовая, 2 - промежуточная, 3 - известково-щелочная; $FeO^* = (0,9 Fe_2O_3 + FeO)$. Остальные обозначения см. на рис.31

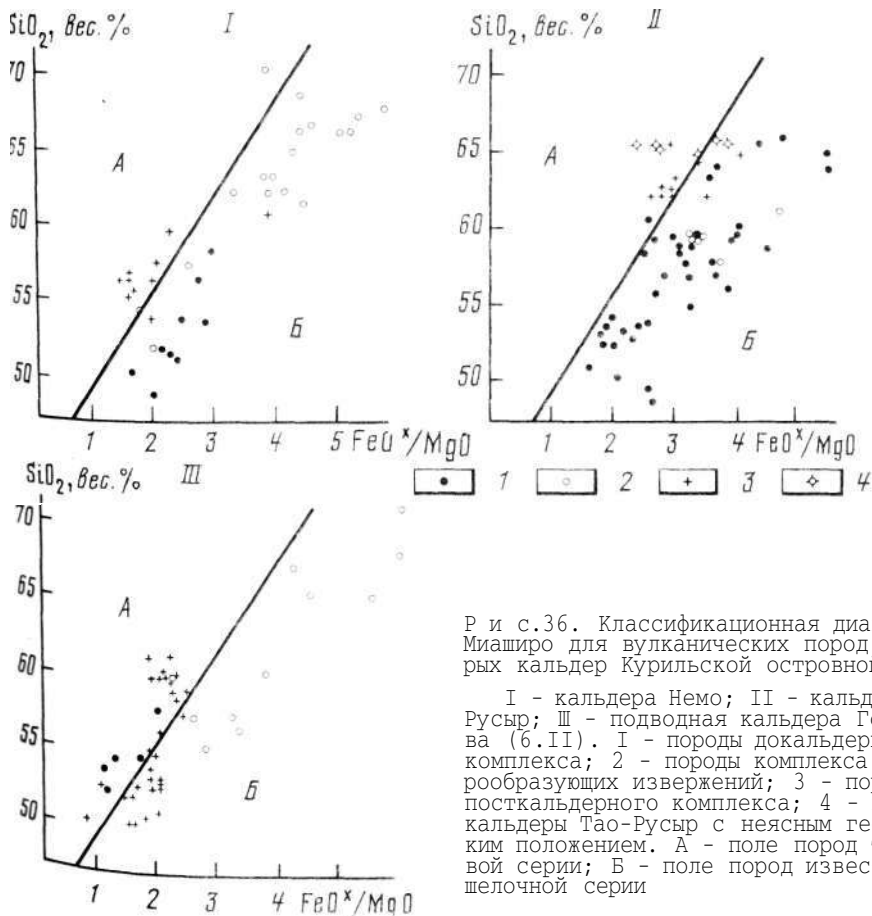


Р и с.35. Классификационная диаграмма Миаширо для четвертичных лав Курил вулканов

I - кальдера Львиная пасть; II - вулкан Ушишир; III - вулкан Броутона с подводным конусом 6.10; IV - вулкан Чикурачки; V - подводный вулкан 8.10; VI - вулкан Эбеко; VII - вулкан Чиринкотан (включая подводный склон); VIII - подводные вулканы 8.1 и 8.2. I, II, IV, VI - фронтальная вулканическая зона; III, V, VII и VIII - тыловая вулканическая зона, Т - поле пород толеитовой серии; ИЩ - поле пород известково-щелочной серии

зны и около 70% андезитов-базальтов ее попадают в поле толеитов, тогда как для толеитовых андезитов и кислых пород не превышает здесь 30-40%. В тыловой зоне дуги, напротив, все кислые породы и около 70% андезитов и андезитов-базальтов попадают в поле известково-щелочных пород, однако лишь 15% базальтов лежат в этом поле, тогда как 70% базальтов находятся в поле толеитов. Запомним, что все известково-щелочные базальты характеризуются повышенной магнетизальностью и умеренной глиноземистостью. Таких пород во фронтальной зоне дуги (за одним исключением - подводный вулкан 3.19) нет.

В конкретных вулканических центрах может наблюдаться последовательная смена во времени вулканиитов, относящихся к разным по степени обогащения железом сериям, причем для разных центров характер такой последовательности часто различен. Так, на вулкане Львиная пасть (о-в Итуруп) докальдерная дифференцированная базальт-дацитовая ассоциация пород толеитовой серии сменяется известково-щелочными дацитовыми пемзами, связанными с формированием кальдеры. На вулкане Немо (о-ов Онекотан) докальдерная постройка сложена базальтами и андезитов-базальтами толеитовой серии. Толеитовый состав имеет и комплекс пород кальдерообразующих извержений (дациты и андезиты), тогда как лавы посткальдерного комплекса, слагающие внутрикальдерную постройку пик Немо (андезитов-базальты и андезиты), попадают в основном в поле известково-щелочных пород (рис.36). Сходная картина наблюдается и для другого кальдерного вулкана



Р и с.36. Классификационная диаграмма Миширо для вулканических пород некоторых кальдер Курильской островной дуги

I - кальдера Немо; II - кальдера Тао-Русыр; III - подводная кальдера Горшкова (6.II). 1 - породы докальдерного комплекса; 2 - породы комплекса кальдерообразующих извержений; 3 - породы посткальдерного комплекса; 4 - пемзы кальдеры Тао-Русыр с неясным геологическим положением. А - поле пород толеитовой серии; Б - поле пород известково-щелочной серии

на о-ве Онекотан - кальдеры Тао-Русыр с пиком Креницына (см. рис.36): докальдерная постройка - базальт-дацитовый комплекс пород толеитовой серии; отложения, связанные с формированием кальдеры, - толеитовые андезиты; внутрикальдерная постройка - известково-щелочные кислые андезиты. Неясным остается здесь геологическое положение пемз, отмеченных на склонах кальдеры. По содержанию SiO_2 и известково-щелочному составу они близки лавам внутрикальдерного купола. В подводной кальдере Горшкова (см. рис.36, III) докальдерные андезито-базальты и андазиты принадлежат к известково-щелочной серии, андезито-базальт-риодацитовый комплекс вулканитов кальдерообразующих извержений - к толеитовой, а посткальдерные лавы - к промежуточной (толеитовые и известково-щелочные базальты, известковощелочные андезиты и промежуточные андезито-базальты).

Любопытно, что на вулкане Немо среди толеитовых андезитовых пемз, толща которых завершает образование комплекса отложений, связанных с формированием кальдеры, установлены редкие прослои известково-щелочных андезито-базальтовых шлаков, близких по составу к базальтам внутрикальдерной постройки. В дацитовых известково-щелочных пемзах кальдеры Тао-Русыр иногда встречаются прослойка толеитовых андезитов, аналогичных андезитам кальдерообразующих извержений. Эти находки позволяют утверждать, что по крайней мере в ряде случаев толеитовые и известково-щелочные расплавы могут сосуществовать в недрах одной вулканической постройки.

Эволюция магматических расплавов по толеитовому и известково-щелочному тренду определяется различиями в темпе роста величины FeO^*/MgO по отношению к кремнезему при фракционировании. Последнее, в свою очередь, прямо связано со временем выделения магнетита и долей участия его в кумулусе. Раннее выделение и заметная доля магнетита в кумулусе определяют замедленный рост отношения FeO/MgO по сравнению с ростом SiO_2 . Относительно позднее выделение магнетита и незначительная доля его в кумулусе обеспечивают быстрый рост отношения FeO^*/MgO с ростом SiO_2 . С другой стороны, время выделения и количество магнетита при кристаллизации расплавов прямо зависит от фуигитивности кислорода, которая, в свою очередь, во многом определяется обводненностью расплава.

Вопрос о том, присущи ли эти отличия родоначальным расплавам или каким-то образом приобретаются в ходе их эволюции. Судя по тому, что глубоко дифференцированные "чистые" толеитовые серии, характерные преимущественно для фронтальной зоны дуги, и "чистые" известково-щелочные серии, характерные для тыловой зоны дуги, начинаются с базальтов разного состава (соответственно высокоглиноземистых толеитовых и умеренно-глиноземистых известково-щелочных), магмы фронтальной и тыловой зон дуги в целом различаются по величине t_{O_2} и X_{H_2O} . Об этом же свидетельствует увеличение степени окисленности железа в лавах от фронта к тылу дуги, на что указывалось выше, а также данные изучения минерального состава лав (36; см. также разд. "Минеральная зональность" в настоящей монографии): 1) постоянное присутствие водосодержащих темноватых минералов (амфибола и слюды) в андезитах (а иногда и в андезито-базальтах и базальтах) тыловой зоны и редкость их в андезитах фронтальной зоны; 2) прямое

Сложнее обстоит дело с толеитовыми и промежуточными сериями, поскольку и те и другие начинаются с одинаковых высокоглиноземистых базальтов с толеитовыми особенностями химизма и сходной минералогией. Возможно, что в случае промежуточных серий сдвиг андезитовых дифференциатов в поле известково-щелочных пород связан с поздним обводнением расплавов. Такое обводнение может быть результатом последовательного накопления летучих в поздних дифференциатах или следствием контаминации расплавов поверхностными и грунтовыми водами. В связи с этим обращает на себя внимание то, что известково-щелочные лавы появляются в ряде кальдерных вулканов (Немо, Тао-Русыр) после периодов кальдерообразования, с которыми связана повышенная раздробленность руин вулканических аппаратов.

Натрий и калий. По общему содержанию щелочей среди вулканических пород Курильской островной дуги, согласно принятой классификации (98), выделяются лавы нормального и субщелочного рядов. Первые распространены как во фронтальной, так и в тыловой зоне дуги, тогда как вторые отмечены только на отдельных участках тыловой зоны. По уровню содержания K_2O на Курилах установлены лавы низко-, умеренно- и высококалиевой серии, различающиеся также по величине отношений Na_2O/K_2O (>4 , $2-4$ и $1-2$ соответственно). При этом во фронтальной зоне дуги распространены лавы низкокалиевой (преобладают) и умеренно-калиевые серий, а в тыловой зоне - умеренно- и высококалиевые серий. Правда, во фронтальной зоне дуги имеются два участка, где калиевая щелочность пород повышена вплоть до появления высококалиевых лав. Это вулканы хр.Вернадского на о-ве Парамушир, где высококалиевые разности встречаются среди базальтов, андезитобазальтов и андезитов, и район пролива Буссоль с прилегающей к нему частью о-ва Симушир (вулканы 6.13, Мильна, Горящая сопка), где собственно высококалиевые разности известны лишь среди базальтов подводного вулкана 6.13 (3,56, 92, а также собственные данные авторов).

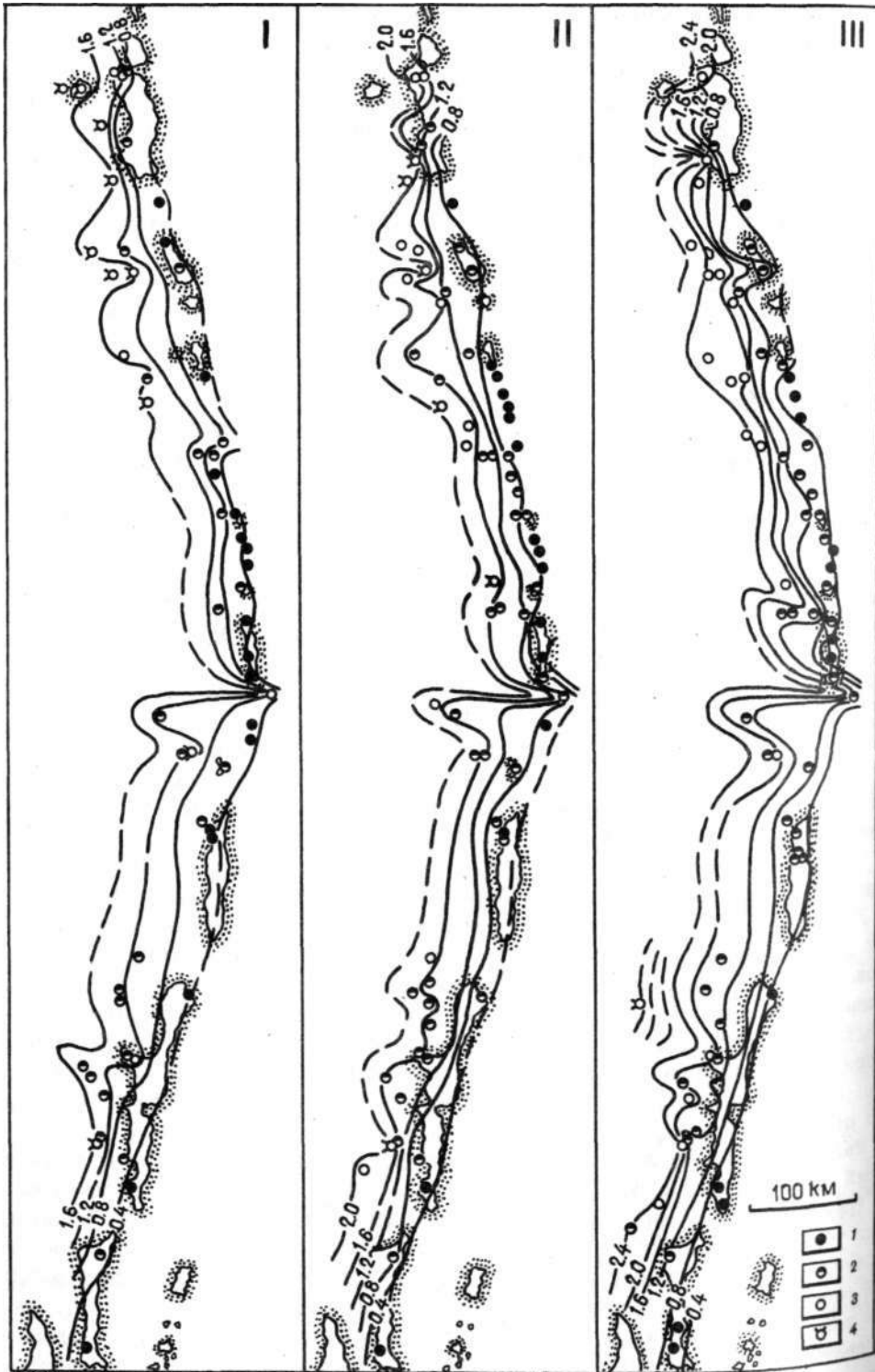
Все субщелочные лавы относятся к высококалиевой серии и установлены только среди базальтов самого северного участка дуги (вулканы Алаид, I.I, 1.2, 2.1, 2.3, 2.5). Андезитобазальты и андезиты в дифференцированных базальтандезитовых вулканах, начинающихся с субщелочных базальтов, попадают уже в группу пород нормальной щелочности, хотя андезитобазальты нередко лежат на границе полей нормальной и повышенной щелочности (вулканы 1.2, 2.3, 2.5).

Еще в 1967 г. Г.С.Горшков (56) показал, что для четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги существует поперечная зональность по содержанию K_2O . Однако мнение более поздних исследователей оказалось неединодушным. Несмотря на то что большинство были согласны с Г.С.Горшковым (3, 9, 116, 121, 155,), часть исследователей (91, 92, 113) утверждали, что сколь-либо упорядоченная картина распределения вулканических пород с разным содержанием K_2O здесь отсутствует, признавая в лучшем случае лишь закономерное возрастание отношения K_2O/Na_2O от фронта к тылу дуги (113),

Изложенные данные по пространственному распределению разных по щелочности серии вулканических пород, представленные в табл.6-8 материала, а также карты трендов концентраций K_2O и величин отношений Na_2O/K_2O (рис.37,38) являются убедительным доказательством в пользу поперечной зональности. С востока на запад от Фронта к тылу дуги концентрации K_2O возрастают в среднем в 2,2-2,6 раза, а величина отношения Na_2O/K_2O убывает от 3,5-4,5 до 1,6-1,9. Об-

щая целостность пород вкоструктур дуги также увеличивается, но в основном за счёт K_2O . Концентрации Na_2O от фронта к тылу дуги в большинстве вулкани-

K_2O



р и с.37. Схематическая карта распределения K_2O (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - серии пород нормальной щелочности: I - низкокалиевая, 2 - умереннокалиевая, 3 - высококалиевая; 4 - породы высококалиевой субщелочной серии. Остальные обозначения см. на рис.31

ческих групп возрастают только в базальтах, а в средних и кислых разностях пород они близки. Однако для V и VI вулканических групп содержание Na_2O не различается и в базальтах разных зон, зато на южном участке дуги (VII и VIII вулканические группы) тенденция к увеличению концентрации Na_2O от фронта к тылу дуги сохраняется и в породах средне-кислого состава (см. табл.8, рис.39).

Представления о наличии или отсутствии в пределах Курильской дуги продольной зональности по содержанию щелочей также неоднозначны. Одни исследователи утверждают, что продольная зональность по содержанию K_2O отсутствует (91,92) другие - что она существует (123), третьи - что существует геохимическая аномалия по содержанию K_2O в северной части дуги (3).

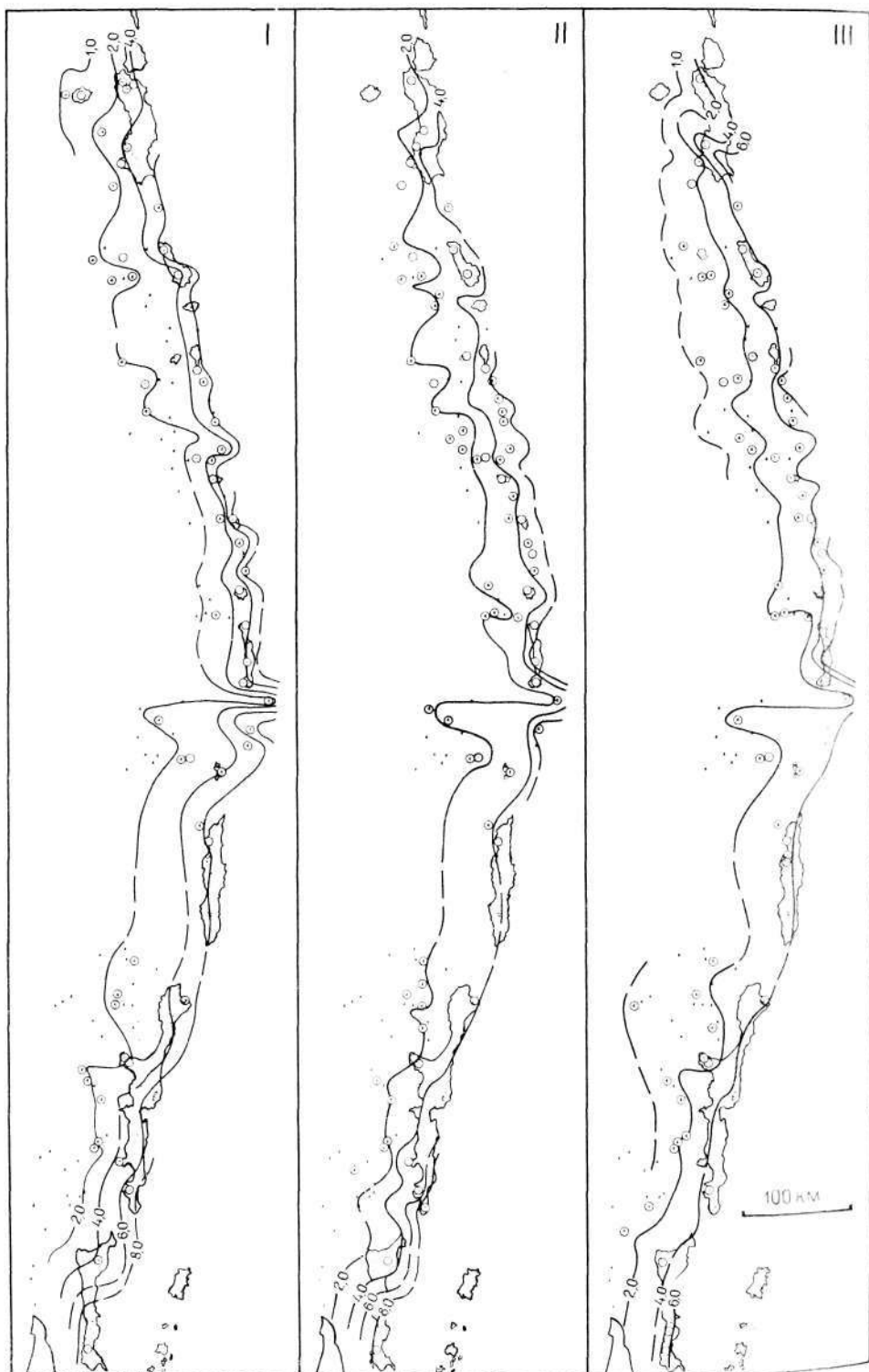
Согласно полученным нами данным, продольная зональность по содержанию K_2O отчетливо выражена только во фронтальной зоне дуги (см. рис.37). В пределах этой вулканической зоны лавы самого северного фланга дуги (I и II вулканические группы), а также лавы центральной части дуги (VI вулканическая группа) характеризуются повышенными по сравнению с лавами других групп концентрациями K_2O и пониженными величинами отношений Na_2O/K_2O . Симптоматична приуроченность этих участков: первый расположен на стыке Курильской дуги с Камчаткой, второй - в месте сочленения разноориентированных северного и южного флангов дуги. Отметим, что в промежуточной вулканической зоне в пределах указанного центрального участка дуги (VI вулканическая группа) фиксируются, напротив, минимальные концентрации K_2O , а в базальтах и андезито-базальтах - и Na_2O . Наконец, лавы южного фланга фронтальной зоны дуги (VII и VIII вулканические группы) отличаются пониженными концентрациями Na_2O , а лавы VIII группы - и K_2O .

В тыловой зоне дуги продольная зональность лишь намечается. Так, лавы высококалиевой серии, широко распространенные на северном фланге дуги, особенно в пределах I и II вулканических групп, довольно редко встречаются на южном фланге дуги (вулканы 8.8, 8.10), а субщелочные лавы известны вообще только на северном окончании ее и только среди пород указанных двух вулканических групп.

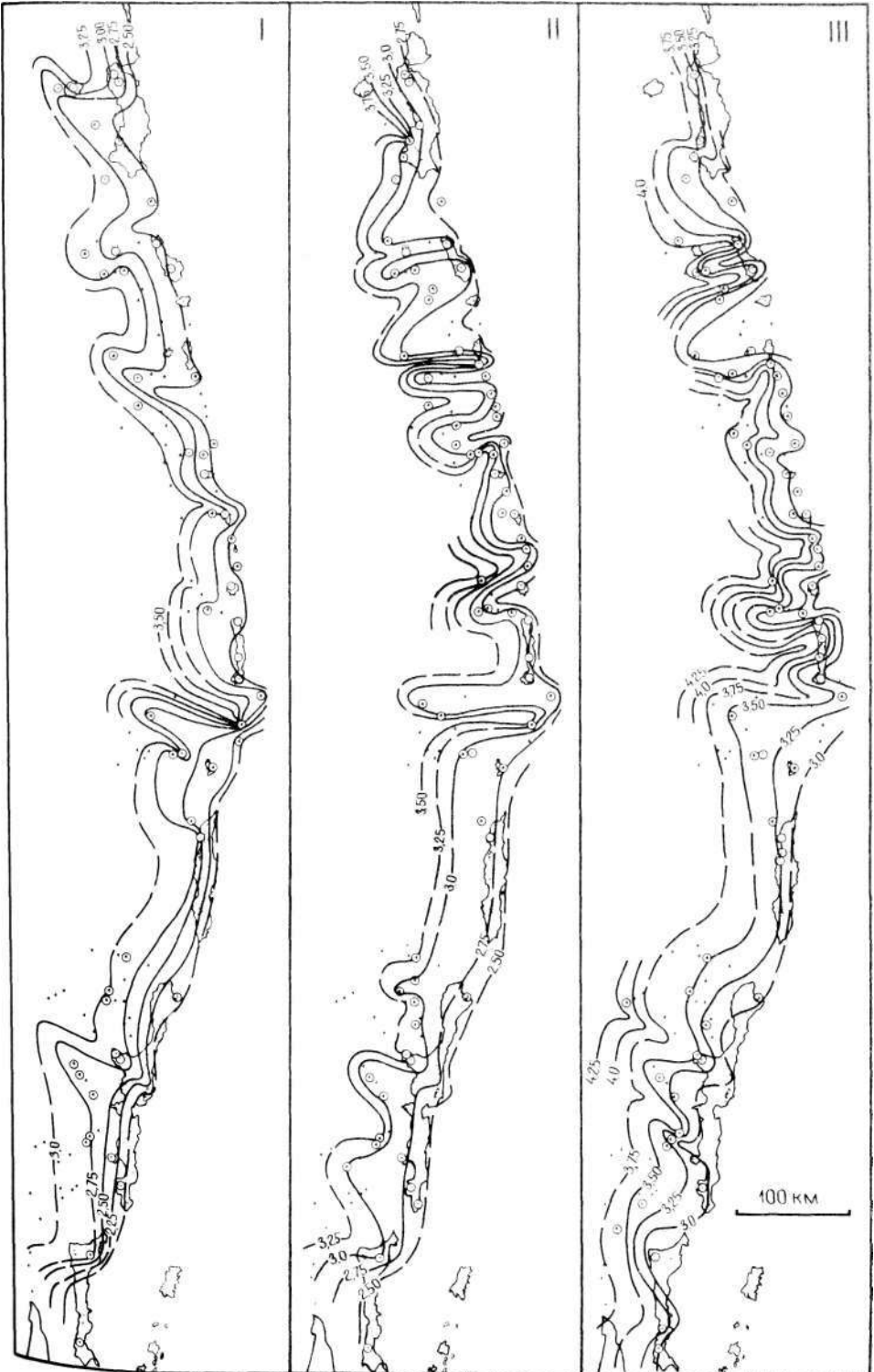
Титан. Практически все вулканические породы Курильской островной дуги имеют низкие концентрации титана ($TiO_2 < 1,0\%$). В единых эволюционных рядах вулканических пород конкретных вулканов, а также в среднем составе пород (см. табл.6-8) концентрации TiO_2 в общем уменьшаются с ростом кремнеземистости пород. Однако в базальтах, андезито-базальтах и андезитах отдельных вулканов или вулканических групп фронтальной зоны содержание TiO_2 нередко близко (причем в андезито-базальтах очень часто даже выше, чем в базальтах) и заметно уменьшается только в кислых лавах. В лавах же тыловой зоны во всех случаях наблюдается последовательное уменьшение концентрации TiO_2 от базальтов к дацитам и риодацитам. При этом темп уменьшения концентраций TiO_2 от основных пород к кислым в лавах фронтальной зоны заметно ниже, чем в лавах тыловой (ответственно в 1,2 и 3 раза по среднему составу пород для дуги в целом).

Рис.38. Схематическая карта распределения величины отношения Na_2O/K_2O в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



Na₂O



Р и с.39. Схематическая карта распределения Na_2O (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Содержание TiO_2 в базальтах разных вулканических зон в общем близко, на что указывалось и ранее (3). Однако тенденция к некоторому увеличению их от фронтальной к тыловой зоне дуги все же намечается, что особенно заметно для поперечной зоны Броутона (VI вулканическая группа) и Южных Курил (VII и VIII вулканические группы). Вместе с тем в андезитах и кислых породах прослеживается обратная тенденция – уменьшение концентраций TiO_2 от фронта к тылу дуги (см. табл.6-8, рис.40).

Если небольшое увеличение концентраций TiO_2 от фронта к тылу дуги в базальтах можно связать с разницей в составе исходных расплавов, то противоположная тенденция в средних и кислых лавах, а также более высокий темп уменьшения концентраций от основных пород к кислым в лавах тыловой зоны, чем фронтальной, видимо, связаны с особенностями фракционирования расплавов: большей долей в кумулусе дифференцирующихся расплавов тыловой зоны дуги титаномagne-типа – главного минерала-концентратора титана в курильских вулканах.

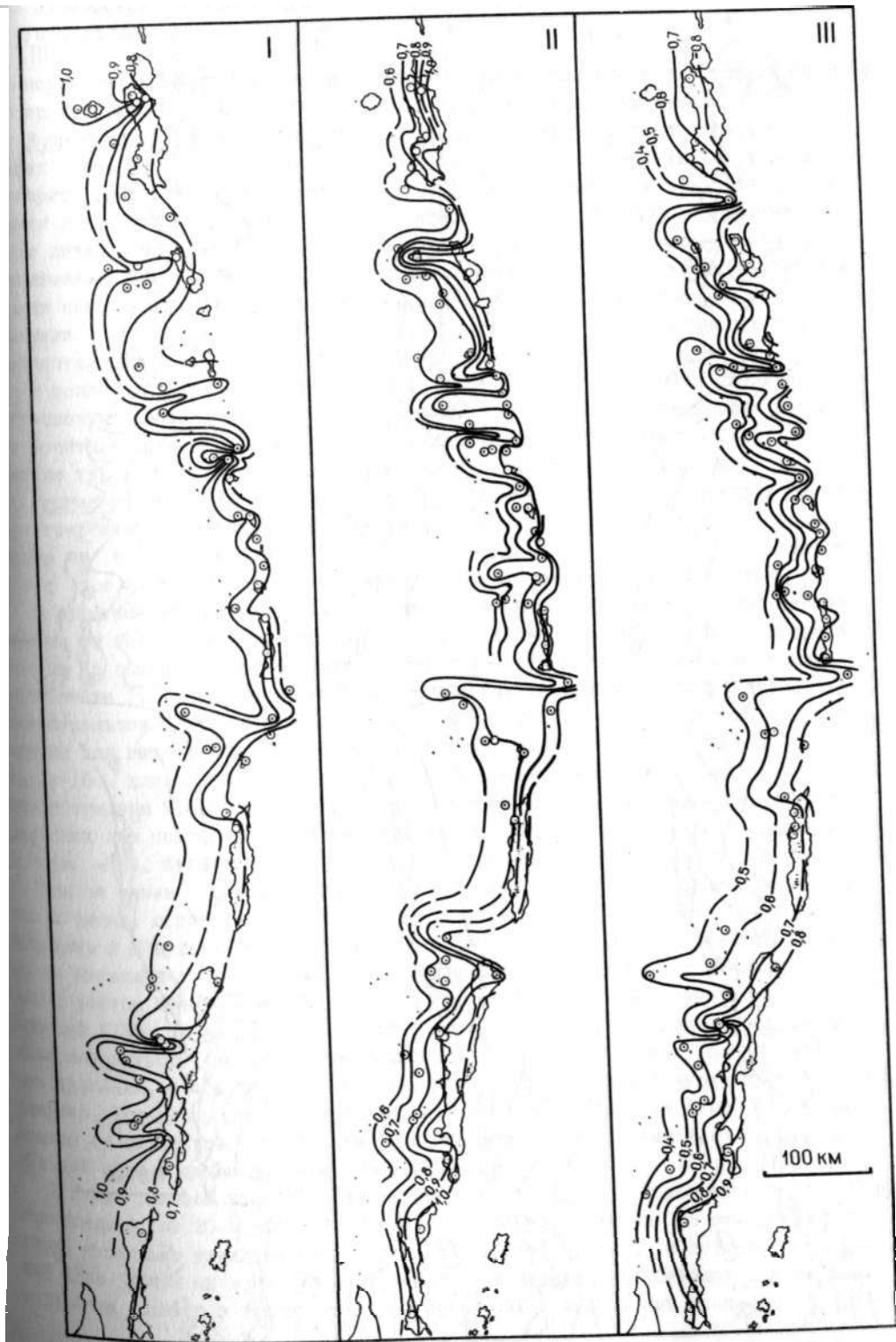
Фосфор. Концентрации P_2O_5 в четвертичных лавах Курильских островов лежат в пределах от 0,06 до 0,48%. В лавах фронтальной зоны дуги концентрации фосфора слабо, но последовательно возрастают от базальтов к андезитам и кислым породам (II, IV, V вулканические группы) либо остаются на одном уровне (I, III, VI, VII вулканические группы) и лишь иногда (VIII вулканическая группа) уменьшаются в кислых породах (см. табл.6). В лавах тыловой зоны во всех случаях концентрации фосфора уменьшаются от базальтов и андезитов-базальтов к андезитам и дацитам (см. табл.6-8).

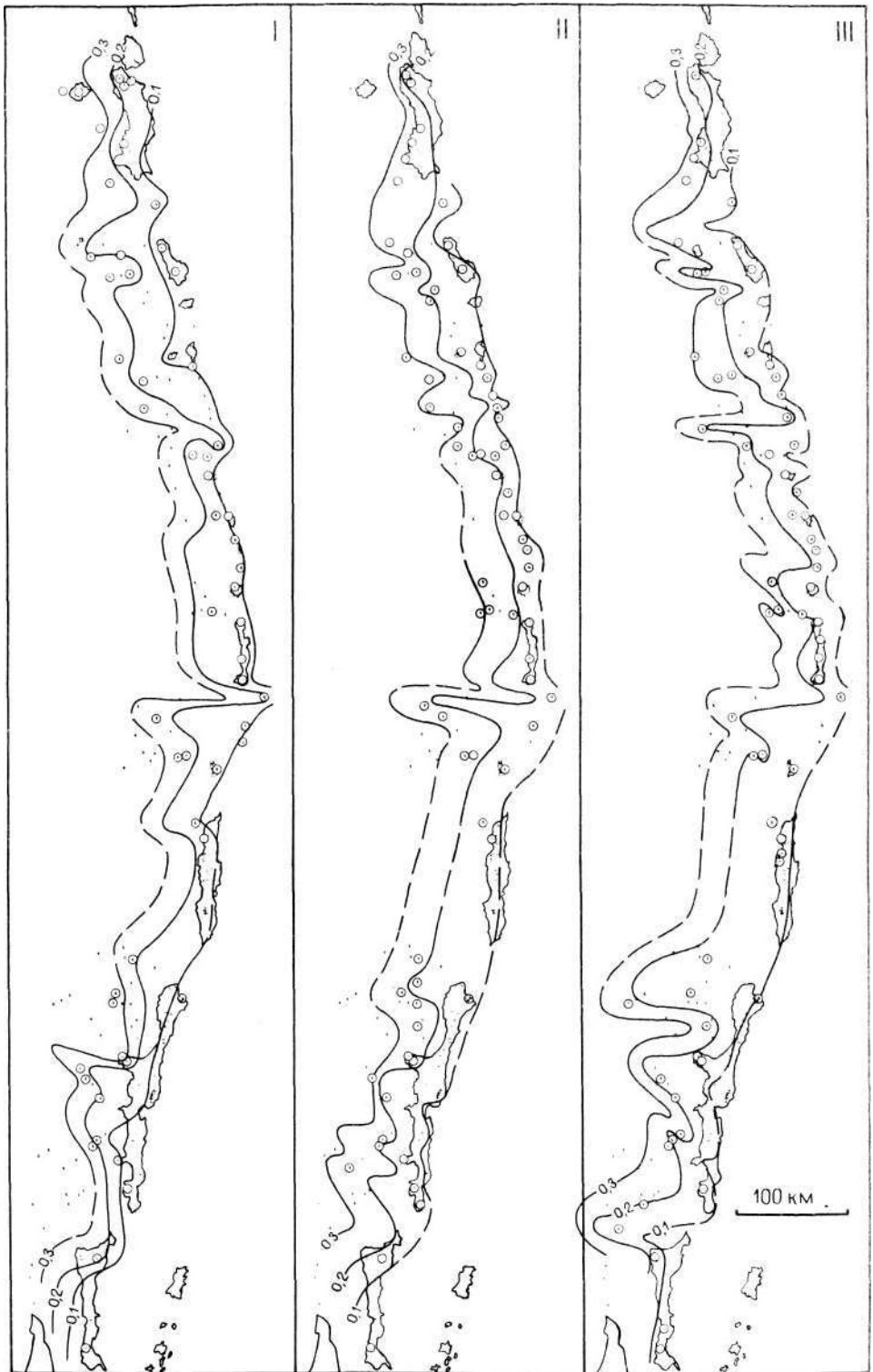
Для основных и средних по составу лав наблюдается отчетливая поперечная зональность по содержанию P_2O_5 , как это видно на представленной карте трендов (рис.41). В лавах фронтальной зоны дуги концентрация фосфора ниже, чем в лавах тыловой зоны. Эта разница максимальна для базальтов и последовательно уменьшается с ростом кремнекислотности пород, пока в кислых лавах вообще не исчезает. Так, концентрации P_2O_5 в базальтах отдельных вулканических групп в тыловой зоне выше, чем во фронтальной в 1,3-2,6 раза, в андезитов-базальтах – в 1,2-2,2 раза, а в андезитах – в 1,2-1,7 раза (см. табл.8). Продольной зональности по содержанию P_2O_5 не намечается.

Известно, что фосфор не накапливается в породообразующих минералах, и единственным минералом-концентратором его в курильских лавах является апатит. Таким образом, последовательное снижение концентраций P_2O_5 от основных к кислым лавам в тыловой зоне Курильской дуги может быть следствием участия в кумулусе при фракционировании расплавов этого минерала. По-видимому, при кристаллизации основных – средних – расплавов фронтальной зоны дуги предел насыщения фосфором не достигается, соответственно апатит не кристаллизуется и фосфор накапливается в более кислых дифференциатах. Когда же он, наконец, появляется, концентрация P_2O_5 в кислых лавах падает. Особенности процесса Фрак-

Р и с.40. Схематическая карта распределения TiO_2 (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31





Р и с.41. Схематическая карта распределения P_2O_5 , (в вес.%) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

ционирования и определяют наблюдающееся снижение разницы концентраций фосфора в породах фронтальной и тыловой зон от базальтов к кислым лавам.

Вода и другие летучие компоненты. Общее содержание летучих компонентов в лавах определялось в основном методом потерь при прокаливании, поэтому можно говорить лишь о некоторых самых общих закономерностях. Как показывали определения концентраций воды в образцах с помощью трубок Пенфилда, подавляющую долю летучих составляет вода. Пробы свежих вулканических пород с аномально повышенными значениями потерь при прокаливании ($>1\%$) обнаружены в основном среди пемзовидных фаций экструзивных пород. Максимальные значения потерь при прокаливании в таких породах достигли 4% , тогда как в слабопористых плотных разностях они нередко $<0,5\%$.

В целом для курильских лав значение потерь при прокаливании увеличивается от основных пород к кислым, а в однотипных по содержанию кремнезема породах - от фронта к тылу дуги (см. табл.8). В первом приближении можно полагать, что именно так изменяется концентрация воды в магматических расплавах.

Редкие щелочи: литий, рубидий, цезий. Уровень концентрации редких щелочей в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги резко различен: концентрации Rb в них варьируют от I до 107 г/т, Li - от I до 37 , а Cs - менее I г/т (т.е. ниже чувствительности метода определения этого элемента).

В дифференцированных рядах вулканитов Rb вслед за калием обычно накапливается от базальтов к кислым лавам. Действительно, коэффициенты распределения Rb в обычных породообразующих минералах курильских лав (кроме слюды) много ниже I. Так, концентрация Rb в оливинах и клинопироксенах четвертичных базальтов Курил составляет в среднем $1,5$ г/т ($n = 3$). Близкие цифры получены для аналогичных минералов камчатских базальтов (121): оливин - $1,6$ ($n = 16$), клинопироксен - $0,9$ ($n = 12$), амфибол камчатских андезитов содержит в среднем $2,6$ г/т Rb ($n = 14$). Концентрация Rb в плагиоклазах из курильских лав составляет: в базальтах $1,6$ г/т ($n = II$), андезито-базальтах $1,7$ ($n = 9$), андезитах $4,4$ ($n = 13$), дацитах и риодацитах $3,5$ г/т ($n = 4$).

Тем не менее в вулканитах фронтальной зоны дуги уровни концентрации Rb, как и калия, остаются низкими (от I-10 до $8-33$ г/т), а на некоторых вулканах, например в III вулканической группе, в ряду от базальтов до андезитов Rb вообще не накапливается (см. табл.6). Скорость накопления Rb по отношению к калию с ростом кремнекислотности пород здесь почти не возрастает и величины отношений K/Rb от базальтов до кислых андезитов остаются сходными (а иногда даже возрастают), несколько уменьшаясь лишь в кислых лавах. Только на некоторых вулканах, в основном в северной части дуги (Эбеко и Чичурачки на о-ве Парамушир, Тао-Русыр- на о-ве Онекотан), значения отношений K/Rb слабо уменьшаются от базальтов к андезиту. Уровень величин отношений K/Rb в лавах фронтальной зоны в целом высокий - $500-1850$.

В лавах тыловой зоны накопление Rb с ростом кремнекислотности пород более значительно (от $20-40$ до $50-107$ г/т). Темп накопления Rb по отношению к калию здесь несколько увеличивается с ростом содержания SiO_2 , и величины отношений k/Rb почти на всех вулканах заметно уменьшаются от базальтов к кислым андезиту. Однако в кислых лавах по сравнению с андезитами значения отноше-

ния K/Rb могут не только уменьшаться, но иногда несколько возрастать. Значения отношения K/Rb в лавах тыловой зоны лежат в основном в пределах 300-500.

Литий имеет кристаллохимические свойства, близкие к Mg и в меньшей мере к Fe^{2+} , в связи с чем считается, что он накапливается в $(Fe-Mn)$ - силикатах. Однако концентрации Li в главных темноцветных минералах курильских лав, судя по единичным определениям, - низкие. Так, содержания Li в оливине, клинопироксене базальтов составляет соответственно 2,5 и 4,6 г/т ($p = 3$). Сходные концентрации Li наблюдаются также в оливинах ($x = 2,6$ г/т, $p = 14$) и клинопироксенах ($x = 4,6$ г/т, $p = 12$) четвертичных базальтов Камчатки (.121). Содержание Li в амфиболах камчатских андезитов ($x = 9,5$ г/т, $p = 11$) примерно соответствует его содержанию в лавах, и лишь биотиты действительно обогащены Li ($x = 32$ г/т, $p = 5$). Содержание Li в плагиоклазах из базальтов Курил ($x = 3,2$ г/т, $p = 5$) несколько ниже, чем в валовом составе пород, однако в андезито-базальтах ($x = 5,8$ г/т, $p = 9$) и андезитах ($x = 8,6$ г/т, $p = 13$) оно близко к валу, а в дацитах ($x = 12,7$ г/т, $p = 4$) превышает валовые концентрации. Таким образом, фракционирование оливина, клинопироксена (а также плагиоклаза в базальтах) должно привести к некоторому накоплению Li в остаточных расплавах. Действительно, в дифференцированных рядах вулканитов как фронтальной, так и тыловой зоны Курильской дуги концентрации Li возрастают от базальтов до кислых андезитов в среднем в 1,5 раза (см. табл.8) или от 1-10 до 5-20 г/т по частным определениям. В кислых вулканитах Курил концентрации Li в среднем еще более возрастают (см. табл.8), однако в лавах конкретных вулканических построек могут как возрастать, так и несколько уменьшаться по сравнению с андезитами. Последнее может быть связано с участием во фракционировании плагиоклазов с повышенными концентрациями Ca , а также обогащенных Li фторсодержащих темноцветных минералов (амфибола и слюды). В целом, как отмечено Л.В.Таусоном (145), накопление Li в остаточных кислых расплавах обусловлено способностью его образовывать легкоподвижные комплексные соединения с летучими компонентами магмы.

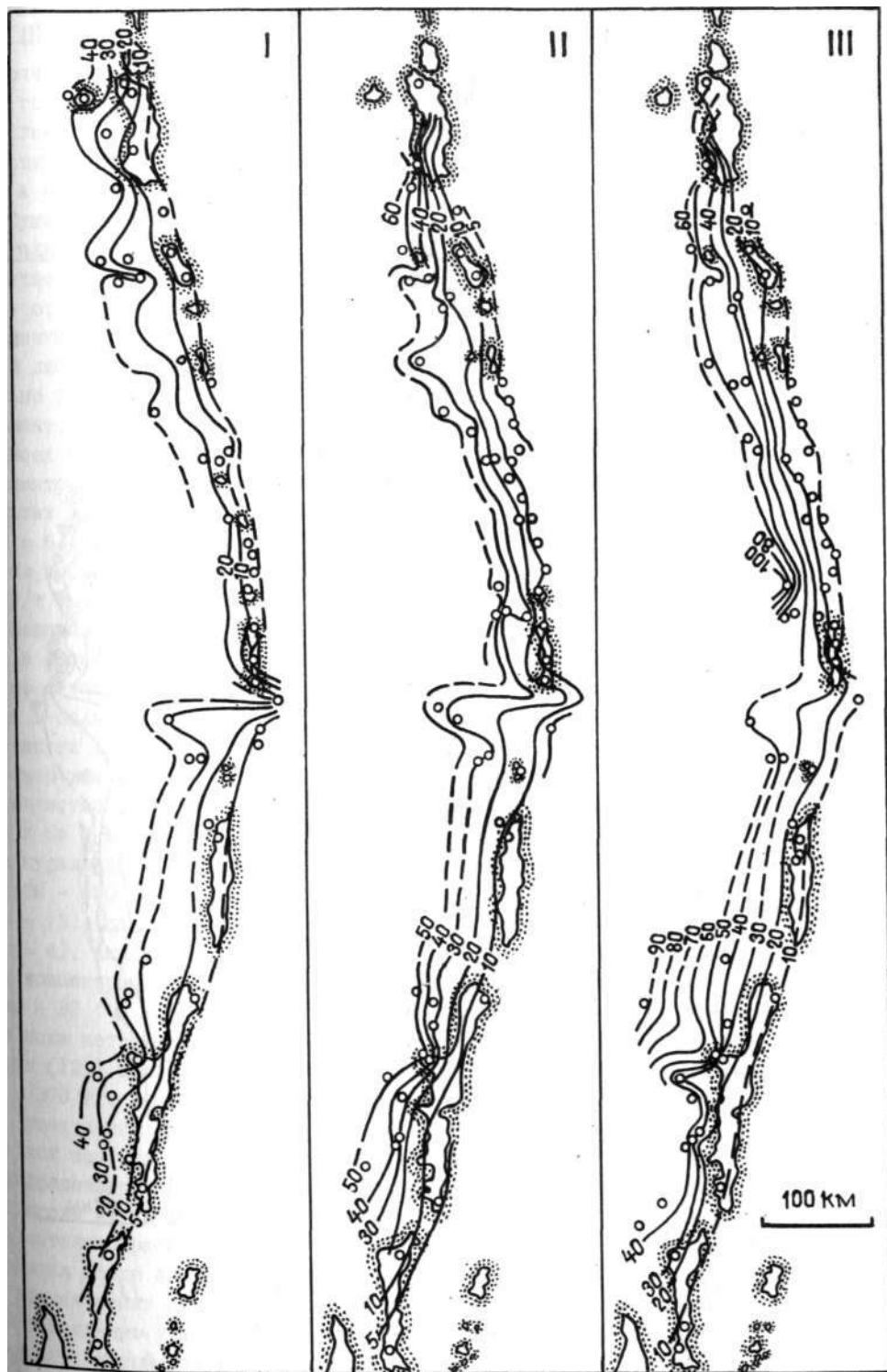
С востока на запад, вкрест простирания структур Курильской дуги, концентрации Rb и Li в одинаковых по кремнекислотности породах возрастают, причем для Rb значительно более интенсивно, чем для Li (см. табл.6-8, рис.42). Содержание Rb в лавах тыловой зоны в среднем в 3-4 раза выше, чем во фронтальной зоне, тогда как для Li оно выше лишь в 1,1-1,5 раза. В связи с более высоким темпом накопления Rb с ростом кремнеземистости пород в лавах тыловой зоны, чем фронтальной, картина зональности для средних и особенно кислых пород более контрастная, чем для базальтов (см. рис.42). Изменяется вкрест дуги и величина отношения K/Rb , отчетливо уменьшающаяся (в 1,5-2,0 раза) от фронта к тылу дуги (рис.43). Сходная картина вариаций Rb и Li вкрест структур дуги была описана ранее А.И.Абдурахмановым с соавт. (.3,4).

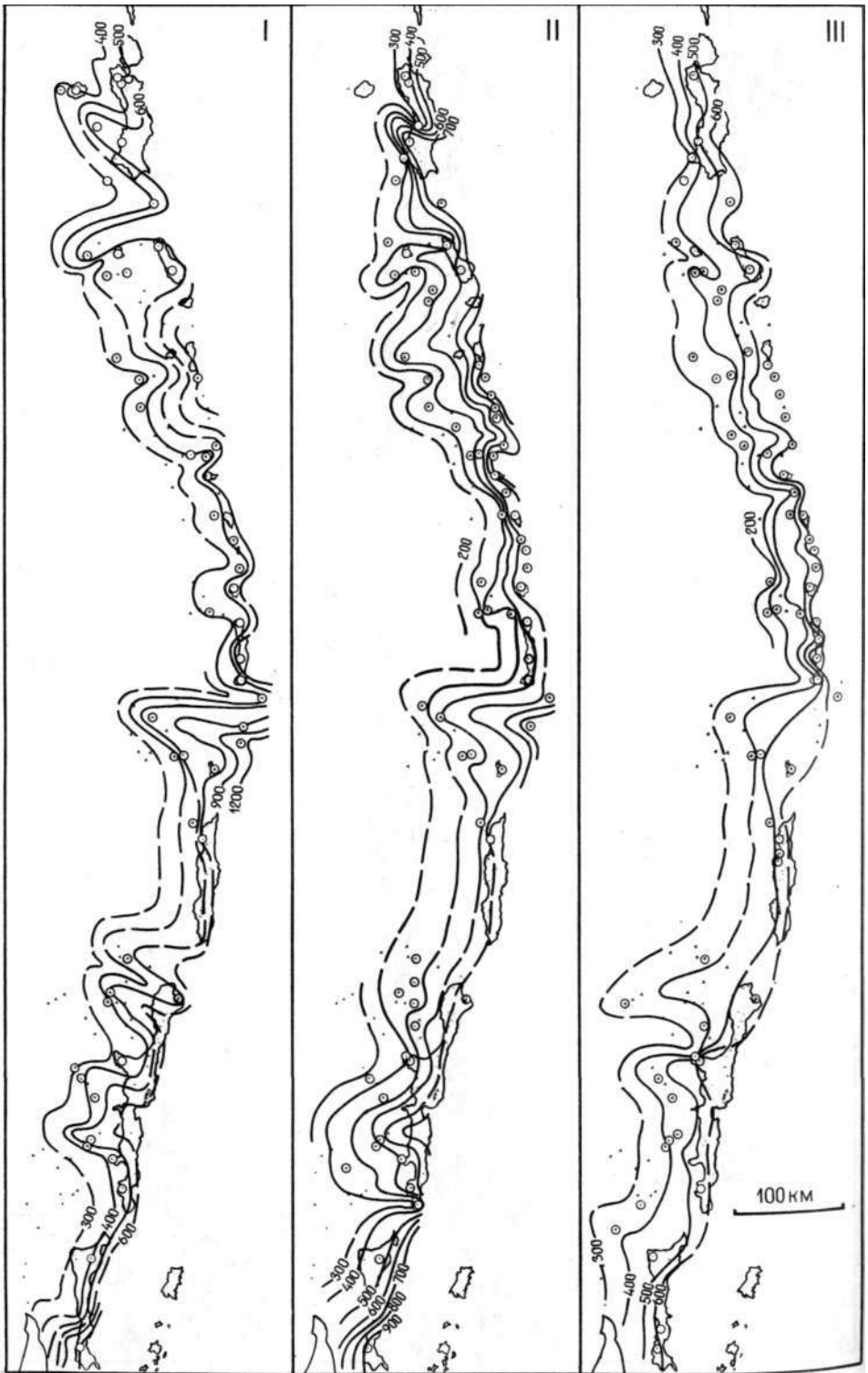
Вдоль дуги в базальтах, андезито-базальтах и андезитах фронтальной зоны отмечается два четких максимума концентраций Rb , расположенных там же, где нахолятся максимумы по K_2O : на самом северном окончании дуги (I вулканическая группа), в месте стыка ее с Камчаткой, и в центральной части дуги (VI вулканическая группа), в месте сочленения разноориентированных флангов дуги. В проме-

Р и с.42. Схематическая карта распределения Rb (в г/т) в четвертичных лав Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Rb





р и с.43. Схематическая карта распределения величин отношений K/Rb в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

дучной зоне дуги максимум концентраций Rb на первом из этих участков (правда, только для андезитов-базальтов и андезитов) сохраняется, однако на втором участке он, как и в случае с K , сменяется минимумом. Здесь, на центральном участке дуги, минимальные концентрации Rb отмечены также в андезитов-базальтах и андезитах тыловой зоны (см. рис.42).

Существенных вариаций концентраций Li вдоль дуги не наблюдается.

Редкие щелочноземельные элементы: барий и стронций. Концентрации Ba и Sr в четвертичных лавах Курильской островной дуги изменяются в широких пределах: Ba - от 30 до 1240 г/т, Sr - от 130 до 1000 г/т (по среднему составу пород различных типов отдельных вулканов).

В дифференцированных рядах вулканических пород концентрации Ba последовательно увеличиваются от базальтов к кислым лавам (см. табл.6), поскольку этот элемент, близкий по своим геохимическим свойствам к калию, плохо связывается во всех породообразующих минералах, характерных для вулкаников Курил. Так, концентрация Ba в плагиоклазах из лав фронтальной зоны дуги составляет: в базальтах - 17 ($n = 4$), андезитов-базальтах - 71 ($n = 4$), андезитах - 67 ($n = 6$), дацитах - 151 г/т ($n = 4$). Соответственно в плагиоклазах из андезитов промежуточной зоны - 105 ($n = 2$), а в базальтах из тыловой зоны - 71 г/т ($n = 4$).

Концентрации Sr в противоположность Ba в дифференцированных рядах вулкаников в общем уменьшаются от базальтов к кислым породам (см. табл.6-8), что особенно отчетливо видно для лав тыловой зоны. Вместе с тем в лавах фронтальной зоны в большинстве случаев концентрации Sr в базальтах, андезитов-базальтах и андезитах близки (причем в двух последних типах пород они нередко даже несколько выше, чем в базальтах) и заметно убывают лишь в кислых лавах.

Известно (17,139,145), что Sr по своим кристаллохимическим свойствам близок к Ca и минералом-концентратором его является плагиоклаз. Так, в плагиоклазах курильских лав концентрации Sr следующие. В породах фронтальной зоны: базальты - 350 ($n = 4$), андезитов-базальты - 465 ($n = 8$), андезиты - 490 ($n = 12$), дациты - 490 г/т ($n = 4$); в породах тыловой зоны: базальты - 1070 ($n = 4$), андезиты - 1000 г/т ($n = 1$). В Ca -содержащих темноцветных минералах концентрации Sr ниже, чем в валовом составе: клинопироксены фронтальной зоны - 88 ($n = 3$), тыловой зоны - 158 г/т ($n = 3$). По амфиболам курильских лав пока нет данных, но в амфиболах из вулкаников Восточной и Центральной Камчатки (I2I) концентрации Sr также ниже, чем в валовом составе лав: $x = 300$ г/т ($n = 14$).

Существенная разница концентраций Sr в плагиоклазах из лав фронтальной и тыловой зон, видимо, является причиной наблюдающихся отличий в поведении Sr в дифференцированных рядах вулкаников этих зон. В случае тыловой зоны участие в кумулюсной фазе фракционирующихся расплавов плагиоклаза с высокой относительно расплавов концентрацией Sr обеспечивает заметное уменьшение содержания этого элемента в остаточных дифференциатах. В случае фронтальной зоны концентрация Sr в плагиоклазе близка к наблюдаемой в лавах (расплавах).

Соответственно участие плагиоклаза в кумулюсе не приводит к уменьшению содержания Sr в поздних дифференциатах. Более того, наличие в числе кумулятивных

фаз наряду с плагиоклазом оливина и пироксена обуславливает даже некоторое повышение содержания Sr в остаточных расплавах. Наконец, уровень концентрации Sr в плагиоклазах андезито-базальтов и андезитов относительно валового состава пород достаточно высок, чтобы обеспечить понижение содержания его в кислых лавах.

Поскольку в дифференцированных рядах вулканитов концентрации Ba и Rb возрастают, а Sr и Ca убывают, причем Sr более медленно, чем Ca, величины отношений Rb/Sr, Ba/Ca и Sr/Ca растут от базальтов к кислым лавам, увеличиваясь соответственно в 2,7-4,7, 4,6-6,3 и 1,2-1,6 раза (по среднему составу пород).

Концентрации и Ba и Sr в одинаковых по содержанию кремнезема лавах закономерно возрастают от фронта к тылу дуги (рис.44-45). Что касается Sr, то подобная закономерность была отмечена ранее (3,4). При этом поперечная зональность по Ba проявлена более контрастно, чем по Sr. В среднем лавы тыловой зоны дуги содержат в 2,4-3,1 раза больше Ba и в 1,4-1,8 раза больше Sr, чем лавы фронтальной зоны. Наиболее резко меняются концентрации Ba в породах III и VIII вулканических групп, где эта разница достигает 2,7-4,4 раза, а по Sr - в породах II и VIII групп, где разница лежит в пределах 1,8-2,2 раза.

Величины отношений Rb/Sr, Sr/Ca и Ba/Ca в породах одинаковой кремнекислотности также увеличиваются от фронтальной к тыловой зонам дуги: Rb/Sr - 1,6-2,7, Sr/Ca - в 1,5-1,8, Ba/Ca - в 2,5-3,4 раза (по среднему составу пород). В систематике Sr/Ca - Ba/Ca (рис.46) поля лав фронтальной и тыловой зон, несмотря на некоторое перекрытие, устойчиво различаются, причем плагиоклазы из пород разных зон уверенно попадают на продолжение соответствующих полей лав.

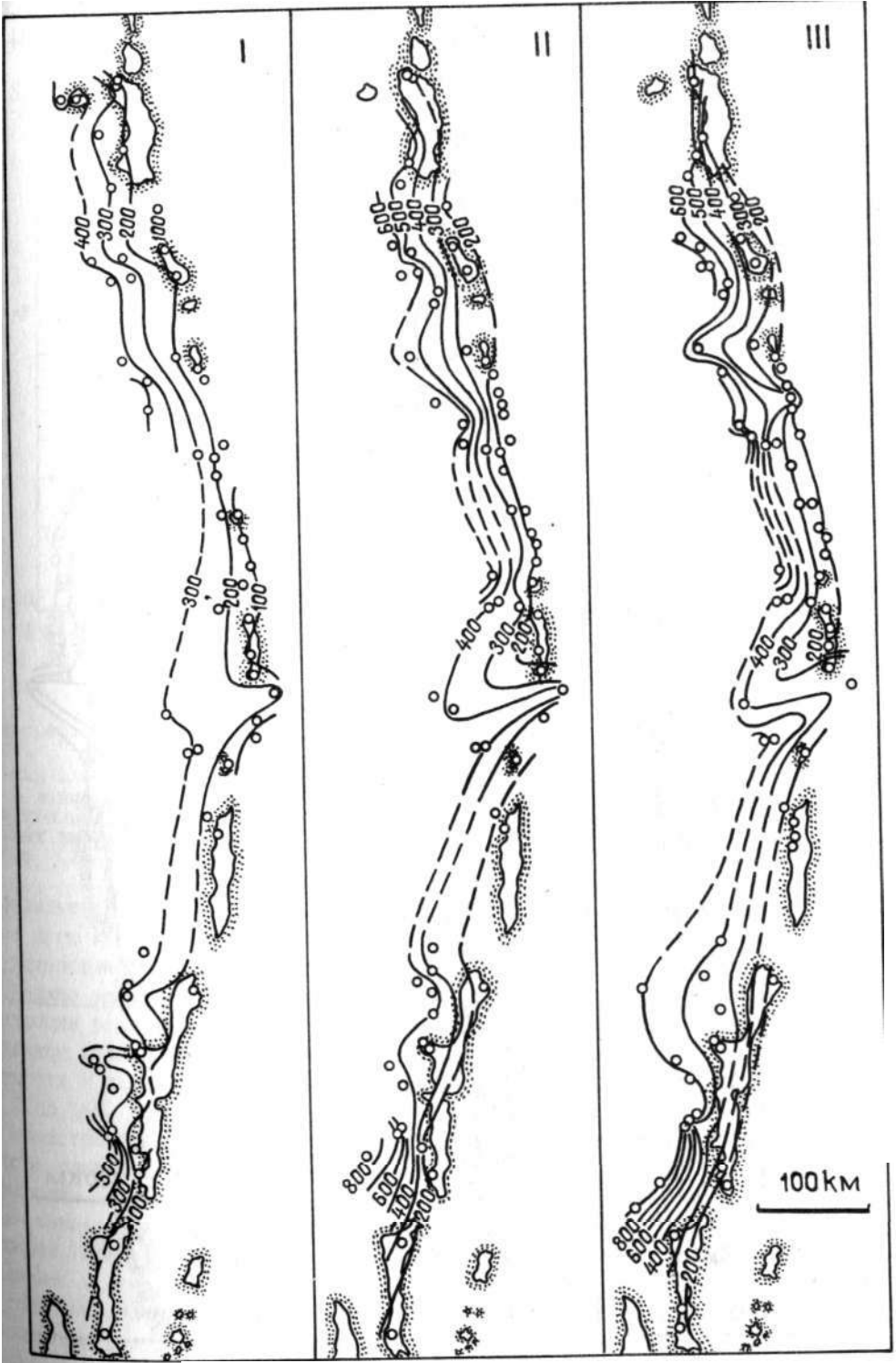
Согласно авторам, предложившим эту диаграмму (231), она может быть использована для оценки степени частичного плавления мантийного источника и особенностей фракционирования расплавов. Считается, что состав исходных расплавов определяется как место пересечения трендов дифференциации с трендом парциальных выделок из мантийного источника с хондритовым отношением Sr/Ca и Ba/Ca, рассчитанное авторами диаграммы. При этом смещение фигуративных точек вдоль тренда первичных выделок в сторону увеличения отношений Sr/Ca и Ba/Ca соответствует уменьшению степени частичного плавления, а фигуративные точки пород, расположенные слева от тренда первичных выделок, рассматриваются как кумулятивные, обогащенные плагиоклазом разности.

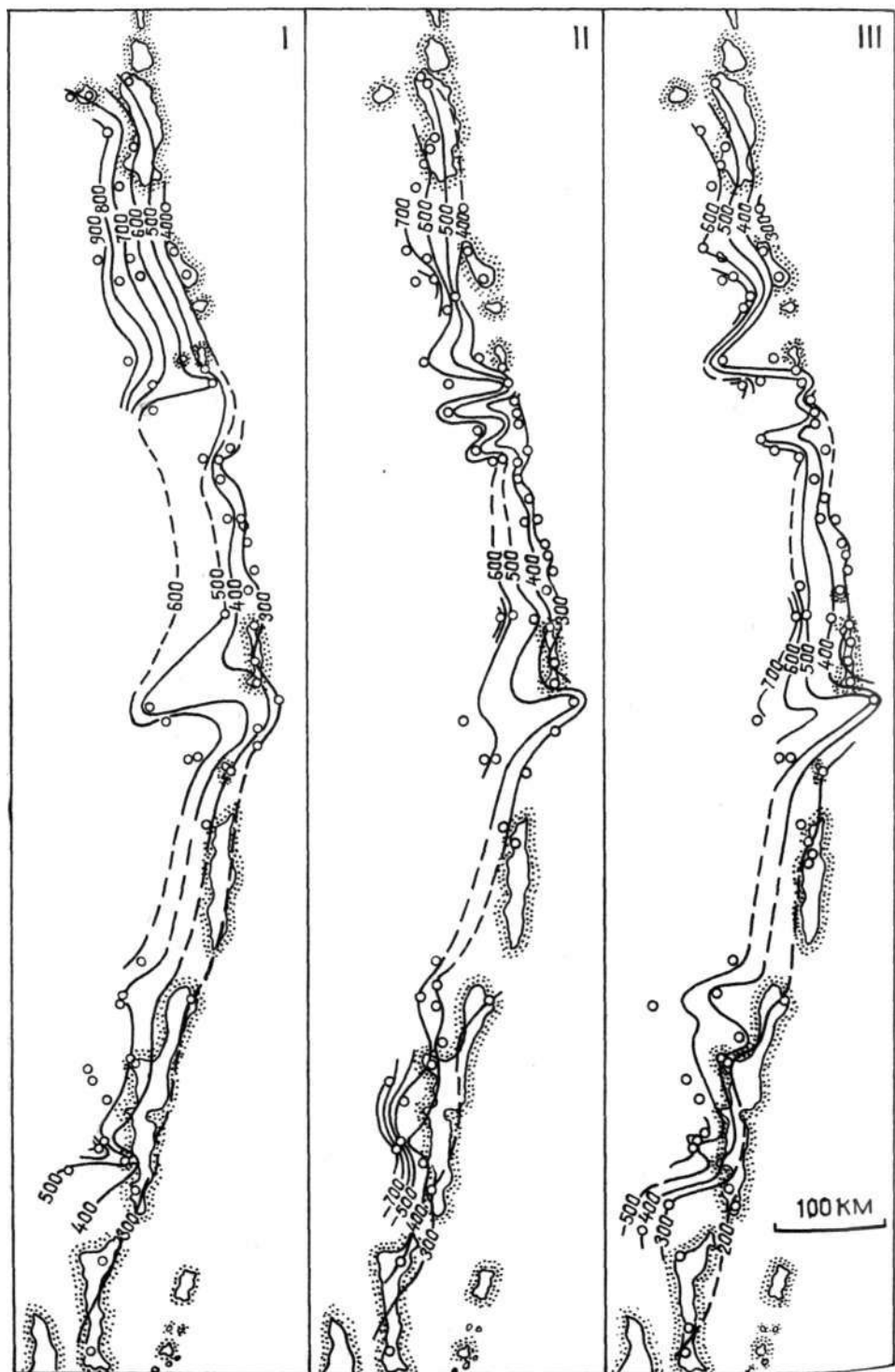
Если эти утверждения верны, то следует признать, что степень частичного плавления мантийного источника при образовании исходных расплавов для лав тыловой зоны несколько ниже, чем для лав фронтальной зоны. Сходная закономерность установлена (231) для дуги Изу. Следует также отметить, что среди лав фронтальной зоны достаточно обычны кумулятивные обогащенные плагиоклазом разности, тогда как среди лав тыловой зоны такие разности практически отсутствуют.

Распределение Ba и Sr вдоль дуги сходно с наблюдавшимся для K и Rb. Во фронтальной зоне дуги у северного окончания (I вулканическая группа) и в центре ее отмечены отчетливые максимумы концентраций этих элементов. В промежуточной зоне на первом участке максимум концентраций сохраняется (кроме Ba

Р и с.44. Схематическая карта распределения Ba (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

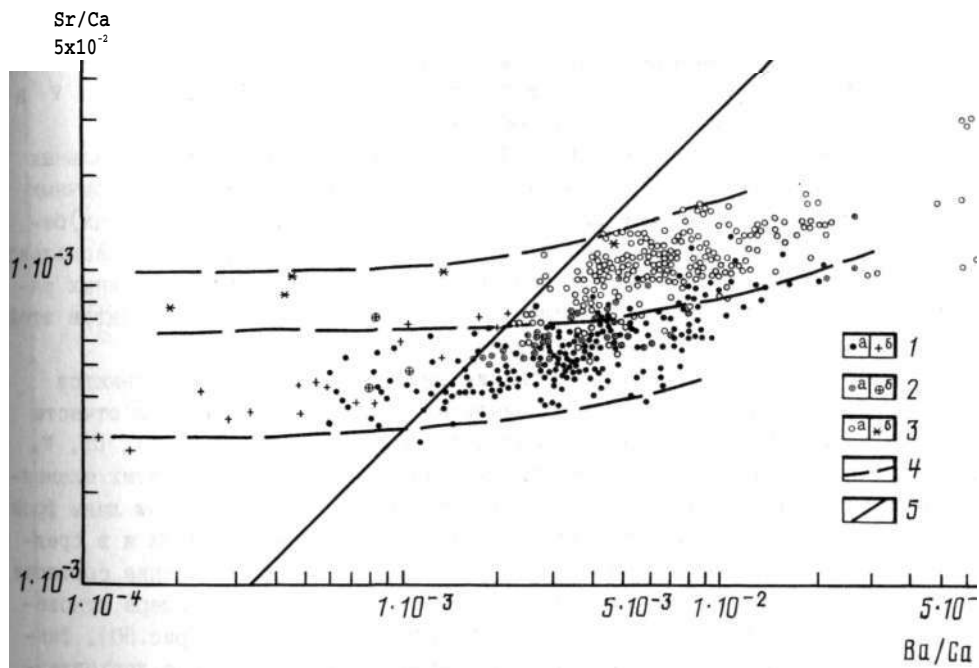
Усл. обозначения см. на рис.31





р и с.45. Схематическая карта распределения Sr (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



Р и с.46. Sr/Ca - Ba/Ca систематика четвертичных лав Курильской островной

1-3 - вулканические зоны: 1 - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая (а - лавы, б - вкрапленники плагиоклаза из лав); 4 - границы полей лав и плагиоклазов из них для фронтальной и тыловой зон; 5 - тренд первичных парциальных выплавов из мантийного источника с хондритовыми отношениями Sr/Ca и Ba/Ca (231)

в базальтах), а во втором он сменяется минимумом (см. рис.44-45). В тыловой зоне дуги каких-либо очевидных признаков продольной зональности по Ba и Sr не Установлено.

Редкие элементы группы железа: никель, кобальт, хром, ванадий. Уровни концентрации редких элементов этой группы в лавах Курильской островной дуги в основном низкие, однако изменяются на 1-2 порядка в зависимости от кремнекислотности и железистости опробованных пород. Так, концентрации Ni колеблются от 2 до 168, Co - от 3 до 58, Cr - от 3 до 427, V - от 24 до 830 г/т. Известно (II, I79 и др.), что кристаллохимические свойства Ni и Co во многом близки свойствам Mg и Pв²⁺, Cr - Fe³⁺ и Al, V - Fe³⁺, Al, Ti. Как следствие, элементы этой группы редко образуют собственные минералы в лавах (Cr-шпинель) и обычно рассеиваются в (Fe-Mg)-силикатах (оливин, пироксен, амфибол, слюда) и шпинелидах (титаномagnetит), фракционирование которых и определяет в основном их поведение в магматическом процессе. При этом наиболее тугоплавкие элементы (Ni и Cr) входят предпочтительно в наиболее ранние и высокотемпературные кристаллические фазы (шпинель, оливин, пироксены), а бо-

лее легкоплавкий V - в более поздние фазы - в основном титаномагнетиты. Так, в базальтах тыловой зоны дуги обнаружены (Cr-Al-Fe) - шпинели, содержащие 22-42% Cr_2O_3 . а в базальтах фронтальной зоны - ранние Cr-содержащие титаномагнетиты ($2-4\% \text{Cr}_2\text{O}_3$). Концентрация Cr_2O_3 в клинопироксенах из базальтов тыловой зоны достигает 0,3-0,6%, а в клинопироксенах из базальтов фронтальной зоны - 0,1-0,2% (см. разд. "Минералогическая зональность"). Содержание Ni в оливинах из базальтов Курил лежит в пределах 190-1360 г/т, Co - 180-290, а в клинопироксенах соответственно 150 и 80-140 г/т. Концентрации V в титаномагнетитах достигают 6000-11 000 г/т.

В связи с изломами концентрации Ni и Cr максимальны в магнезиальных базальтах (Ni - 80-170, Cr - 150-410 г/т) и сильно уменьшаются в обычных для Курильской дуги (и вообще для островодужных обстановок) железистых базальтах (Ni - 18-50, Cr - 19-80 г/т), а концентрации V при этом несколько возрастают (230-350 и 440-590 г/т соответственно). В дифференцированных рядах вулканитов от базальтов до кислых пород концентрации всех элементов этой группы уменьшаются в 3-8 раз (по среднему составу пород).

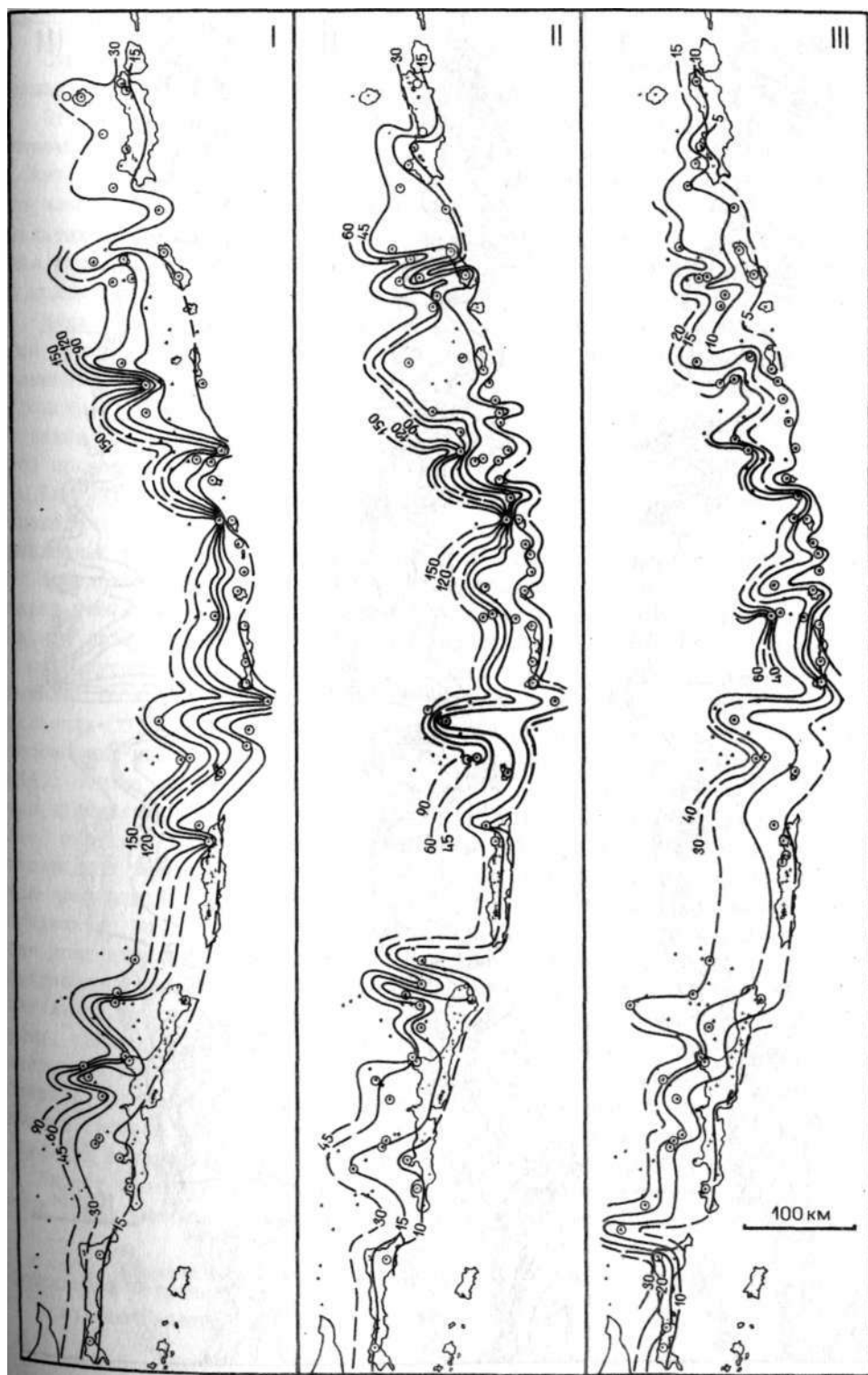
В соответствии с вариациями содержания MgO и железистости вулканитов вкост Курильской островной дуги в базальтах, андезито-базальтах и отчасти андезитах наблюдается поперечная зональность и по концентрациям Ni, Cr, v, однако в дацитах-риолитах (а также кислых андезитах) содержание этих элементов выравнивается и зональность отсутствует (см. табл.8). При этом лавы фронтальной зоны по сравнению с лавами тыловой зоны обеднены Cr и Ni и в среднем несколько обогащены V (рис.47-49). Наиболее наглядно изменение соотношения редких элементов группы Re можно продемонстрировать на примере отношения $(\text{Ni} + \text{Cr})/v$, которое уменьшается от фронта к тылу дуги (рис.50), фиксируя увеличение доли более тугоплавких элементов по сравнению с легкоплавкими в тыловодужных магмах.

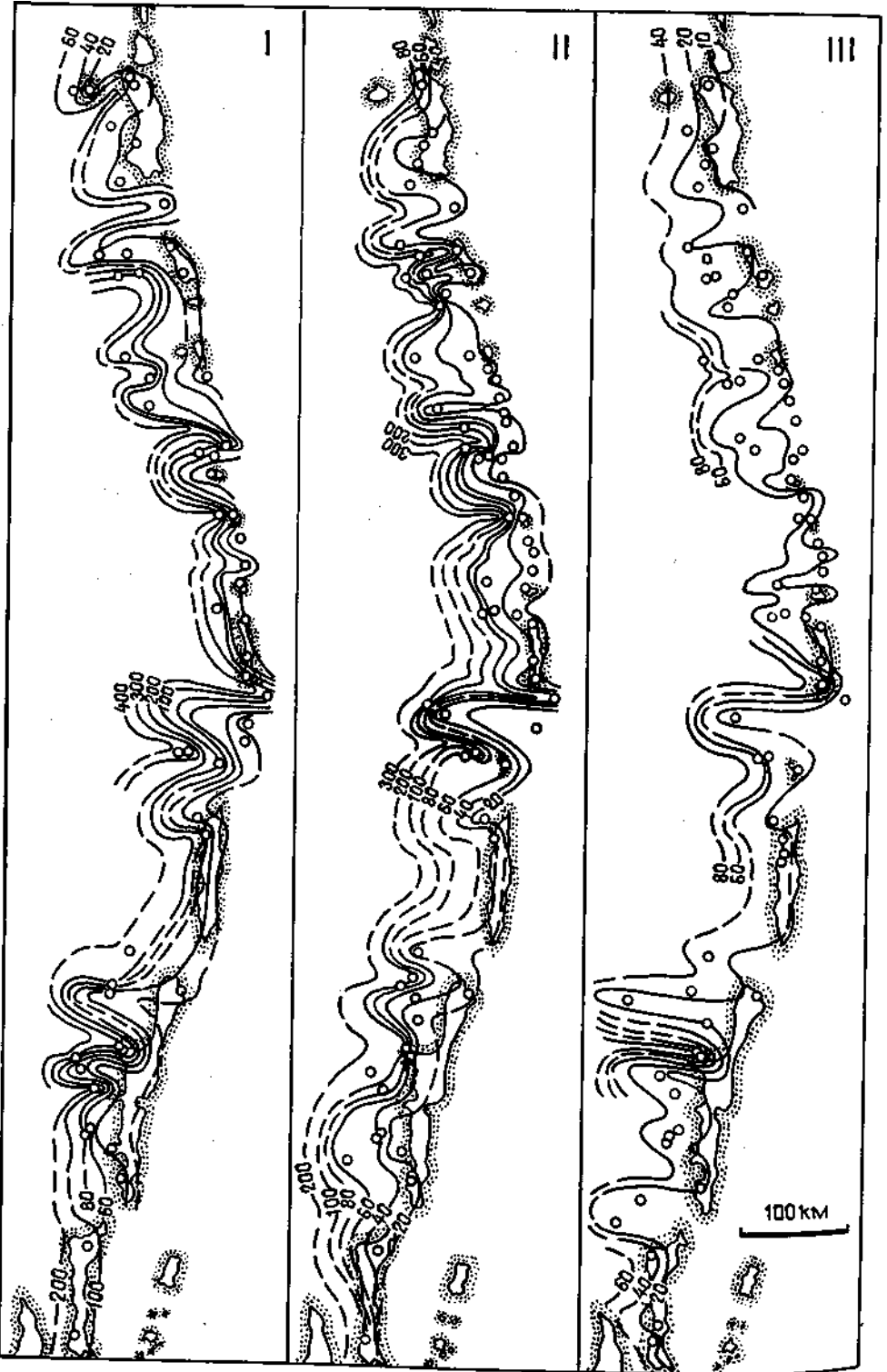
В существенной мере проявление поперечной зональности по Ni и Cr связано с присутствием среди лав тыловой зоны магнезиальных (низкожелезистых) базальтов, концентрации этих элементов в которых близки к наблюдаемым в базальтах океана и континентальных траппах. В связи с тем, что учесть относительную долю магнезиальных и глиноземистых разностей трудно, тем более что они, как уже говорилось, обычно проявляются на одних и тех же вулканах, нередко возникают нарушения зональности, что на картах трендов концентраций Ni, Cr, v (см. рис.47-49) выражается в появлении чередующихся резких максимумов и минимумов и изгибе изолиний концентраций почти перпендикулярно простиранию дуги.

В целом минимальные концентрации Ni и Cr в базальтах тыловой зоны зафиксированы на северном окончании дуги в пределах Алайдско-Парамуширской группы, хотя на вулкане Алайд известны магнезиальные базальты, содержащие до 160 г/т Ni и до 400-500 г/т Cr (2). Максимальные концентрации Ni и Cr в тыловой зоне отмечены в Броутонской вулканической группе в центре дуги (в базальтах Ni - 125, Cr - 260 г/т), где преобладают магнезиальные разности базальтов.

Р и с.47. Схематическая карта распределения Ni (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31





Р и с.48. Схематическая карта распределения Cr (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Существенных вариаций в содержании Co в однотипных по кремнекислотности лавах разных вулканических зон не наблюдается (см. табл.6-8).

Это обстоятельство, а также обогащение лав тыловой зоны по сравнению с лавами фронтальной зоны Ni и Cr ранее отмечалось А.И.Абдурахмановым с соавт. (3,5). Что касается V , то, по данным этих авторов, концентрация этого элемента в субщелочных базальтах тыловой зоны выше, чем в известковых базальтах фронтальной зоны, однако в средних и кислых породах наблюдается обратная картина. По нашим же данным, концентрация V и в базальтах тыловой зоны в целом ниже, чем в базальтах фронтальной зоны.

Медь и цинк. Эти элементы рассматриваются совместно, так как имеют сходные геохимические свойства. С одной стороны, Si и Zn типично халькофильные элементы с тесным родством к сере, а с другой - обладают кристаллохимическим родством с Mg и Fe^{2+} (108,145,247). При этом считается, что Si преимущественно концентрируется в сульфидах (72); а Zn рассеивается в виде изоморфной примеси в железомagneиных силикатах и окислах (17).

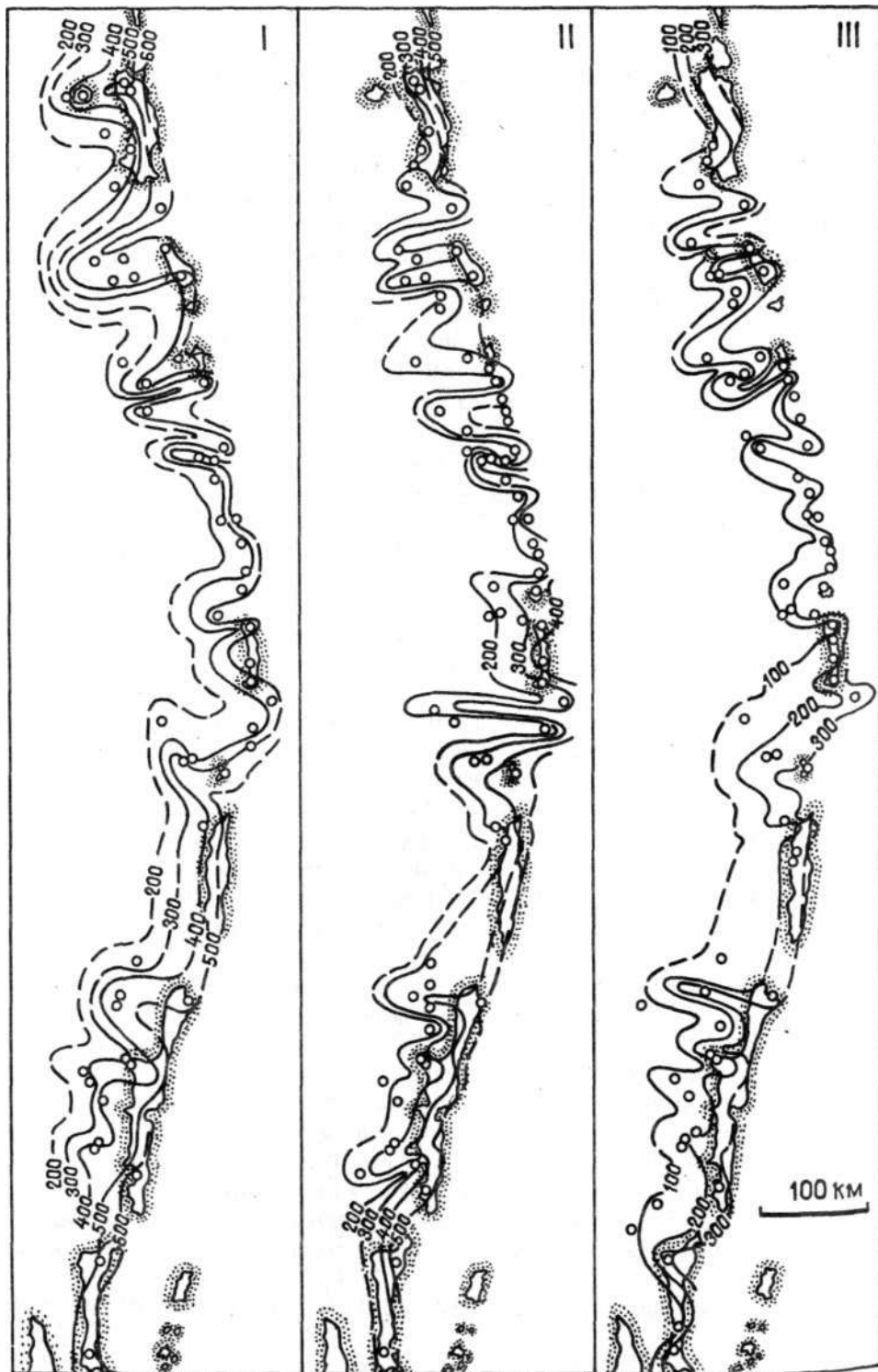
Концентрации Si и Zn в лавах курильских вулканов колеблются в широких пределах: Si от 1,7 до 270, Zn - от 38 до 154 г/т (по средним значениям для различных типов пород отдельных вулканов). С ростом кремнекислотности пород от базальтов к дацитам и риолитам концентрации Si последовательно и закономерно уменьшаются. Для Zn подобное уменьшение заметно только в андезитах и кислых лавах тыловой зоны, а для разных по кремнекислотности лав фронтальной и промежуточной зон концентрации Zn близки (см. табл.6-8). Данные по содержаниям Si и Zn в главных породообразующих минералах камчатских (44) и курильских (6) лав показывают, что коэффициенты распределения Si в оливинах и пироксенах менее 1, а Zn - превышают 1 только в оливинах и ортопироксенах (44). Низкие коэффициенты распределения Si и Zn характерны и для плагиоклазов вулканических пород (17). Лишь титаномagnetиты имеют высокие (5-10 и более) значения коэффициентов распределения этих элементов (44). Отсутствие существенных вариаций концентраций Zn в преобладающей массе курильских лав разной кремнекислотности свидетельствует, что комбинированный коэффициент распределения Zn в большинстве случаев близок к 1. Лишь в лавах тыловой зоны, где концентрации Zn уменьшаются к средним и кислым разностям, значение его превышает 1 (может быть, за счет большей доли magnetита в кумулусе). Последовательное уменьшение концентраций Si с ростом кремнеземистости лав, по-видимому, связано с участием в кумулусе сульфидов, ибо в противном случае (если учитывать концентрации Si только в породообразующих минералах) следовало бы ожидать, что коэффициент распределения Si для magnetита должен намного пре-

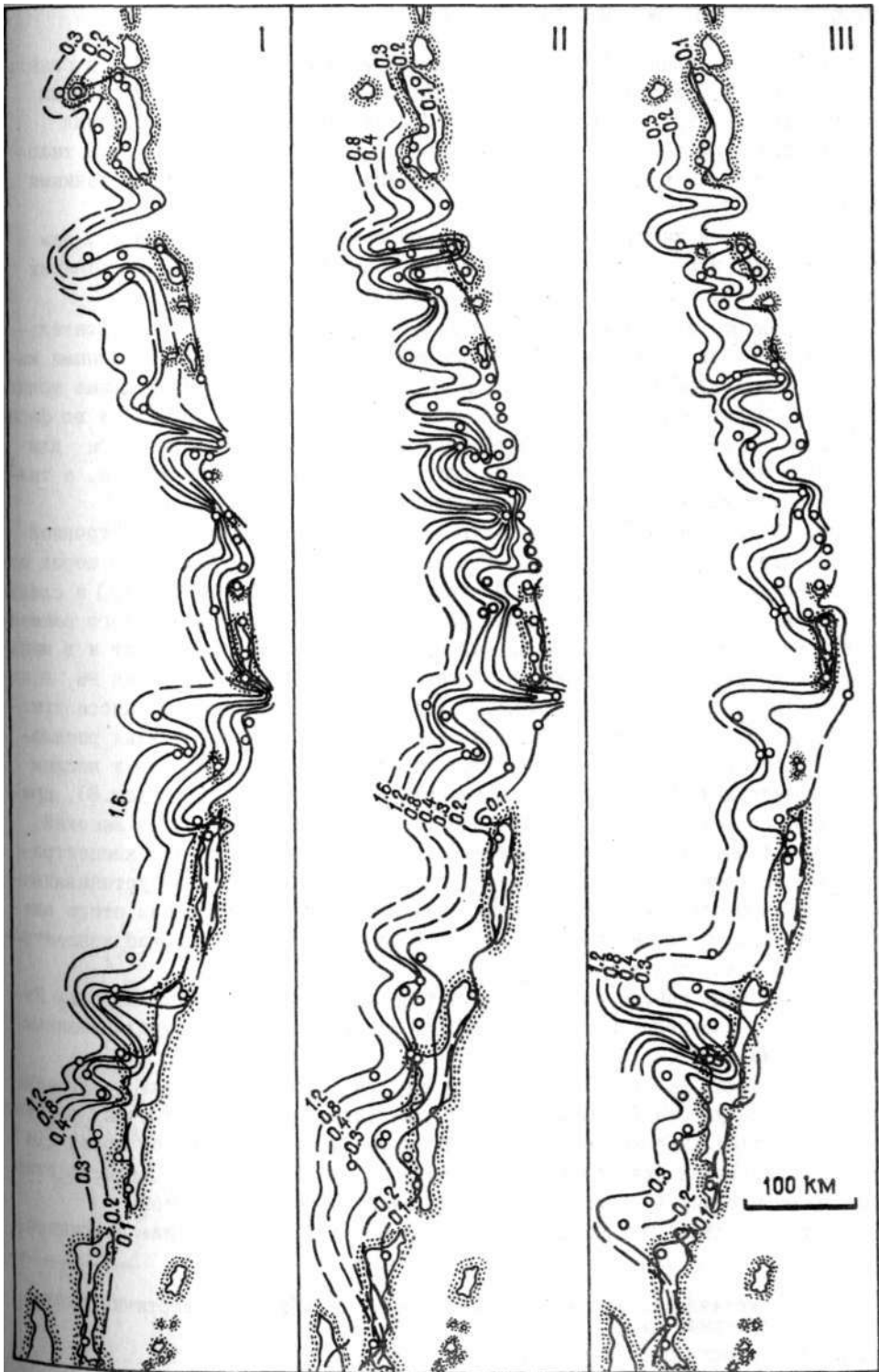
вышать таковой для Zn , чего, судя по данным о содержании этих элементов в реальных минеральных фазах, в действительности не наблюдается (44).

Вкрест простираения дуги в одинаковых по кремнекислотности лавах отмечается в общем уменьшение концентраций Si от фронтальной к тыловой зоне. Наибо-

Рис.49. Схематическая карта распределения V (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31





Р и с.50. Схематическая карта распределения величины $(Ni+Cr)/v$ в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

лее отчетливо оно проявляется в кислых лавах и наименее отчетливо - в базальтах, особенно на Северных Курилах (см. табл.6-8, рис.51), где в некоторых вулканических группах наблюдается даже обратная тенденция распределения (I и У группа). Свя́зано это с относительно широким распространением в тыловой зоне этого фланга дуги относительно железистых базальтов с повышенными концентрациями Si,

Содержание Zn в кислых лавах фронтальной зоны дуги отчетливо выше, чем в соответствующих лавах тыловой зоны, однако в средних и основных вулканитах разница проявляется лишь на уровне тенденции (см. табл.8).

Установленное, по нашим данным, уменьшение концентраций Si от фронтальной к тыловой зоне дуги находится в противоречии с ранее опубликованными материалами А.И.Абдурахманова с соавт. (6), согласно которым минимальные концентрации Si характерны для пород известковистой серии, локализуемой во фронтальной зоне дуги. Добавим, что и абсолютные значения концентраций Si для большинства пород, приведенные этими авторами, превышают наши данные, а также ранее опубликованные данные Л.Л.Леоновой (91,92) в 1,5-1,8 раза.

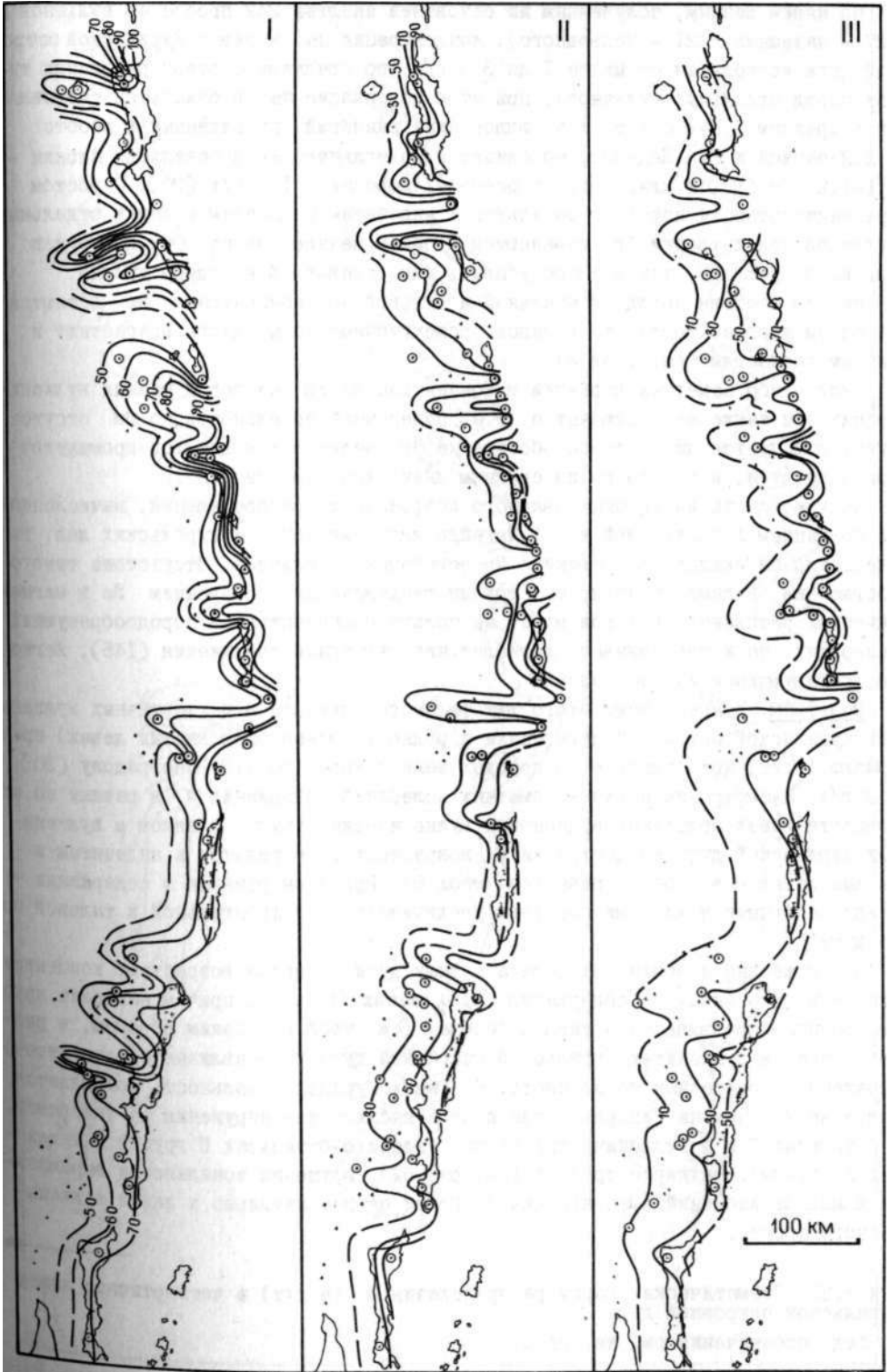
Свинец. Концентрации Pb в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги колеблются от I до 17 г/т (по среднему составу различных типов пород отдельных вулканов). Известно, что Pb геохимически близок калию (145) и следует за ним в магматических процессах. Минералами-концентраторами этого элемента в известково-щелочных и субщелочных вулканитах являются магнетит и в меньшей мере клинопироксен, а комбинированный коэффициент распределения Pb в породах такого состава заметно меньше I (17). Таким образом, в процессе кристаллизационной дифференциации Pb должен накапливаться в остаточных расплавах. Действительно, с ростом кремнекислотности пород от базальтов к кислым лавам концентрации Pb увеличиваются в среднем в 2-3 раза (см. табл.8), причем в лавах промежуточной и тыловой зон темп накопления Pb более высокий, чем в лавах фронтальной зоны. В связи с этим, несмотря на то что концентрации Pb в базальтах разных зон близки, в средних и кислых лавах устанавливается достаточно отчетливая поперечная зональность в распределении этого элемента, причем лавы промежуточной и тыловой зон имеют более высокие концентрации Pb, чем лавы фронтальной зоны (см. табл.8).

В целом уровень концентрации Pb в четвертичных вулканических породах Курильской дуги, определенный нами, близок к таковому по ранее опубликованным данным Л.Л.Леоновой (91,92).

Олово. Геохимии Sn в четвертичных вулканитах Курил и Камчатки посвящены две специальные работы Л.Л.Леоновой и В.А.Легейдо, в одной из которых рассматривается распределение Sn между вкрапленниками и основной массой пород (94/- в другой - распределение Sn в породах разной основности (93). Согласно этим данным, концентрации Sn последовательно уменьшаются от базальтов (3,0-3,3 г/т) к дацитам и риодацитам (1,8-1,9 г/т), хотя значение комбиниро-

Р и с.51. Схематическая карта распределения Si (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



ванного коэффициента распределения Sn для дацитов, вычисленное по материалам этих исследований, лежит в пределах от 0,36 до 0,69 (17).

По нашим данным, полученным на основании анализа 242 проб с 48 вулканов (27 - наземных и 21 - подводного), концентрации Sn в лавах Курильской островной дуги колеблются от менее 1 до 3,3 г/т (по среднему составу различных типов пород отдельных вулканов). При этом содержание Sn в базальтах составляет в среднем 1,5-1,6 г/т, т.е. вдвое ниже значений, приведенных в работе Л.Л.Леоновой и В.А.Ледейко, но близко к содержанию Sn в базальтах Японии - 1,1-1,2 г/т (93) и кларку Sn в основных породах - 1,5 г/т (30). С ростом кремнекислотности пород от базальтов к андезитам и дацитам в лавах отдельных вулканов концентрации Sn изменяются в общем незакономерно. Они могут как слегка возрастать, так и слабо убывать или оставаться на одном уровне. В среднем составе пород фронтальной и тыловой зон концентрации Sn остаются на одном уровне, тогда как в лавах промежуточной зоны слегка возрастают к кислым разностям (см. табл.8).

Сколько-либо заметных вариаций в концентрациях Sn из пород разных вулканических зон также не наблюдается, т.е. поперечная зональность по Sn отсутствует. Отмечается лишь слабое обогащение Sn андезитов и дацитов промежуточной зоны дуги, и то только по средним значениям (см. табл.8).

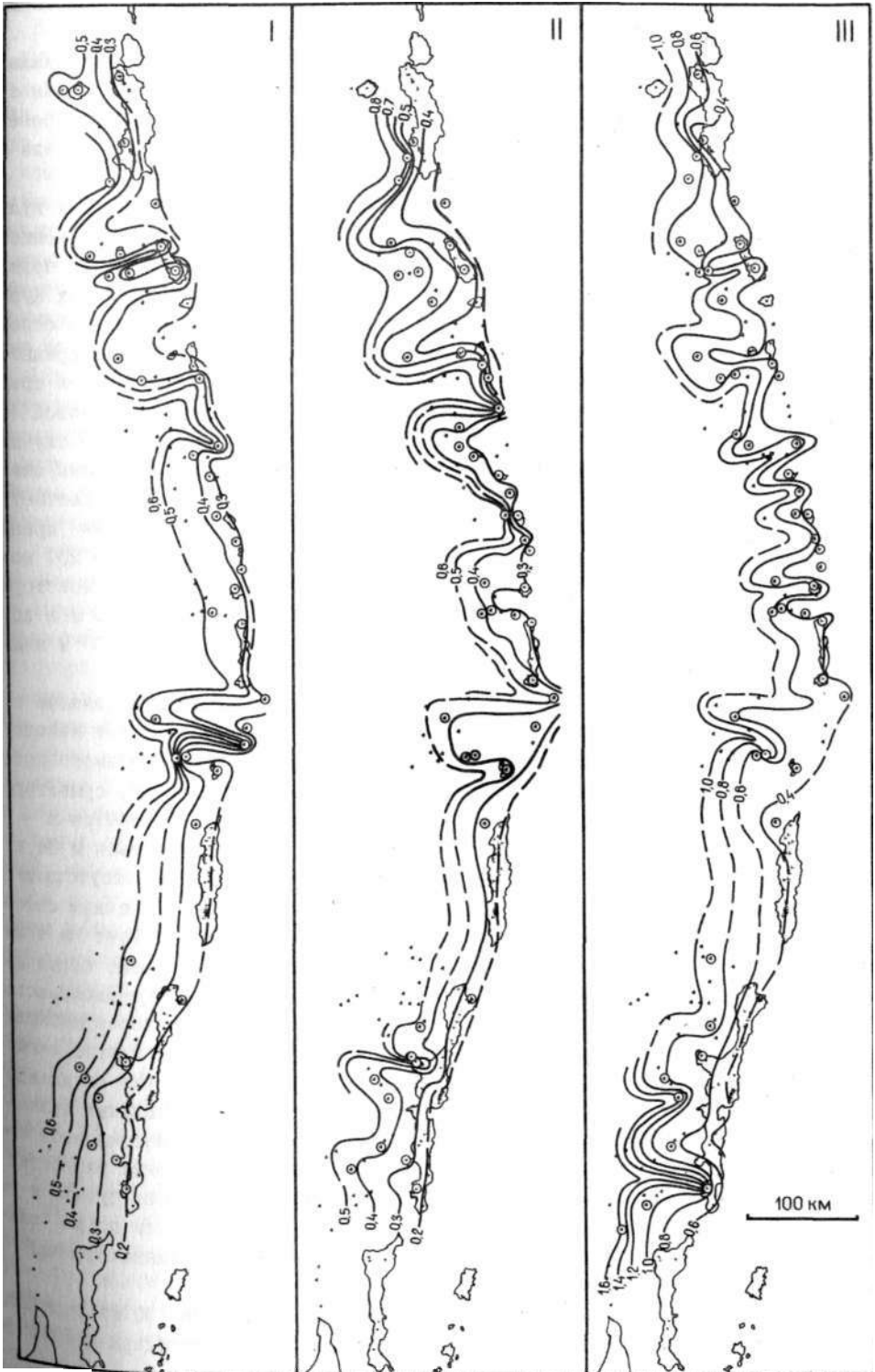
Если исходить из комбинированного коэффициента распределения, вычисленного по данным Л.Л.Леоновой и В.А.Ледейко для камчатских и курильских лав, то следовало бы ожидать обогащения Sn остаточных расплавов. Отсутствие такого обогащения, видимо, связано со сложным геохимическим поведением Sn в магматических расплавах, которое может не только рассеиваться в породообразующих минералах, но и образовывать легколетучие галоидные соединения (145), легко экстрагирующиеся из расплавов.

Вольфрам. Концентрации этого литофильного элемента в четвертичных вулканиках Курильской островной дуги низки и редко (в основном в кислых лавах) превышают 1 г/т, хотя кларк W в породах земной коры, по А.П.Виноградову (30), 1,3 г/т. Несмотря на наличие заметных колебаний содержания W в разных по основности лавах отдельных вулканов и вулканических групп, в целом в вулканиках Курильской дуги концентрация W возрастает от базальтов к андезитам и кислым лавам - в 1,5-2,4 раза (см. табл.8). При этом разница в содержании w между основными и кислыми породами увеличивается от фронтальной к тыловой зоне дуги.

В том же направлении (от фронта к тылу дуги) в целом возрастают концентрации W в однотипных по содержанию SiO₂ лавах (рис.52), причем наиболее ярко эта разница проявляется в кислых породах (см. табл.8). Таким образом, в распределении в вулканиках Курильской островной дуги устанавливается достаточно выраженная поперечная зональность. На Южных Курилах зональность проявляется более четко, чем на Северных, где иногда наблюдаются нарушения ее (например, в базальтах II и III вулканических групп, андезито-базальтах II группы и андезитах У группы). На карте трендов (см. рис.52) нарушение зональности выражается в изгибе изолиний концентрации w почти перпендикулярно к линии вулканического фронта.

Р и с.52. Схематическая карта распределения w (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



Заметим, что концентрация W в базальтах и андезито-базальтах фронтальной зоны Южных Курил несколько ниже, чем в соответствующих породах Северных Курил (в среднем 0,20-0,27 против 0,30-0,48 г/т), что указывает на проявление во фронтальной зоне дуги и продольной зональности в распределении w.

Полученные нами данные не согласуются с опубликованными ранее материалами Л.Л.Леоновой (91,92), согласно которым поперечная (и продольная) зональность в распределении w в четвертичных лавах Курил отсутствует. К тому же уровень концентраций w в вулканиках Курил, по нашим данным, в среднем в 1,5 раза более высокий, чем по данным Л.Л.Леоновой.

Молибден. Содержания Mo определены в лавах 45 наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги (всего 240 проб). В отдельных образцах концентрация Mo обычно лежит в пределах от менее 1 до 3-4 г/т и лишь иногда поднимается до 9-13 г/т. Тем не менее средние значения концентраций в лавах Курил (см. табл.8) обычно превышает кларки для соответствующих типов пород: основные породы - 1,4 г/т, средние - 0,9, кислые - 1,0 г/т (30). В целом среднее содержание Mo в базальтах Курил, по нашим данным, несколько ниже, а в средних и кислых лавах выше, чем по опубликованным ранее данным Л.Л.Леоновой (92)

В базальтах большинства изученных вулканов фронтальной зоны (в 10 случаях из 13) концентрация Mo ниже 1 г/т. В средних и кислых лавах этой зоны она чаще остается на том же (<1 г/т) уровне (8 случаев из 12), чем возрастает. В базальтах тыловой зоны на 7 из 14 изученных вулканов содержание Mo превышает 1 г/т, а в средних и кислых лавах в большинстве случаев (12 из 20) возрастает по сравнению с базальтами и андезито-базальтами. Однако на некоторых вулканах (3.1, 5.4) она остается на крайне низком (<1 г/т) уровне, а в других даже уменьшается по сравнению с базальтами (5.1, 6.3, 8.2, 8.10) и андезито-базальтами (Броутона).

Неоднозначность распределения Mo в породах разной основности связана с особенностями поведения его в магматических расплавах, где он может находиться в форме Mo^{4+} и Mo^{6+} (77,127). В обстановке низкого окислительного потенциала, свойственного расплавам фронтальной зоны, он, по-видимому, существует в форме Mo^{4+} и, замещая такие катионы, как Ti^{4+} , Fe^{3+} рассеивается в (Ti-Fe)-минералах (прежде всего магнетите). Mo^{4+} может замещаться и Ca в плагиоклазах (127). Фракционирование этих минералов приводит к отсутствию накопления Mo в остаточных расплавах. В более щелочных с более высоким окислительным потенциалом расплавах тыловой зоны Mo видимо, присутствует не только в форме Mo^{4+} , но и в форме Mo^{6+} . В высоковалентной форме Mo может образовывать с кислородом легкоподвижные соединения, имеющие тенденцию накапливаться в поздних дифференциатах. Обоеднение Mo кислых разностей лав, которое наблюдается в ряде случаев в тыловой зоне, может быть связано с потерей этих легкоподвижных соединений с флюидной фазой при дегазации магматических расплавов.

Несмотря на заметные колебания концентрации Mo в лавах отдельных вулканов, по среднему составу пород для дуги в целом (см. табл.8) наблюдается последовательное увеличение концентрации этого элемента от основных разностей к кислым, а в одинаковых - по содержанию кремнезема породах - от фронта к тылу дуги (кроме кислых разностей). Наличие поперечной зональности по Mo следует также из рассмотренных особенностей распределения Mo в лавах разных зон дуги.

Вериллий. Концентрация Be определена в лавах 82 вулканов (30 из фронтальной зоны, 18 - из промежуточной и 34 - из тыловой). В целом содержание Be

вулканитах низкое и колеблется от 0,23 до 2,20 г/т (по среднему составу разных по кремнекислотности типов пород отдельных вулканов).

В дифференцированных рядах вулканических пород концентрация Ве возрастает с уменьшением основности их от базальтов к кислым андезитам и дацитам в 1,1-1,3 раза, однако в более кислых дифференциатах (риодацитах и дацитах) может как возрастать, так и слегка уменьшаться (см. табл.6-8). Установлено (17), что возможность вхождения Ве в обычные породообразующие минералы ограничена, а комбинированные коэффициенты распределения его в подавляющем большинстве разных по составу магматических пород менее 1. Как следствие, Ве должен накапливаться в остаточных расплавах при дифференциации магм. Уменьшение же концентрации Ве в некоторых кислых дифференциатах обусловлено тесной геохимической связью Ве с F, с которым он образует комплексные соединения. В умеренно-щелочных высококремнистых расплавах эти соединения легко переходят во флюидную фазу и улетучиваются из магмы.

Анализ имеющегося материала показывает, что концентрации Ве более тесно связаны со щелочно-металльностью, чем кремнекислотностью расплавов. Так, в соответствии с ростом калиевой щелочности пород с востока на запад от фронта к тылу дуги в однотипных по содержанию SiO_2 лавах концентрации Ве увеличиваются в 1,8-2,2 раза (по среднему составу), фиксируя отчетливо проявленную поперечную зональность по Ве (рис.53; см. табл.8).

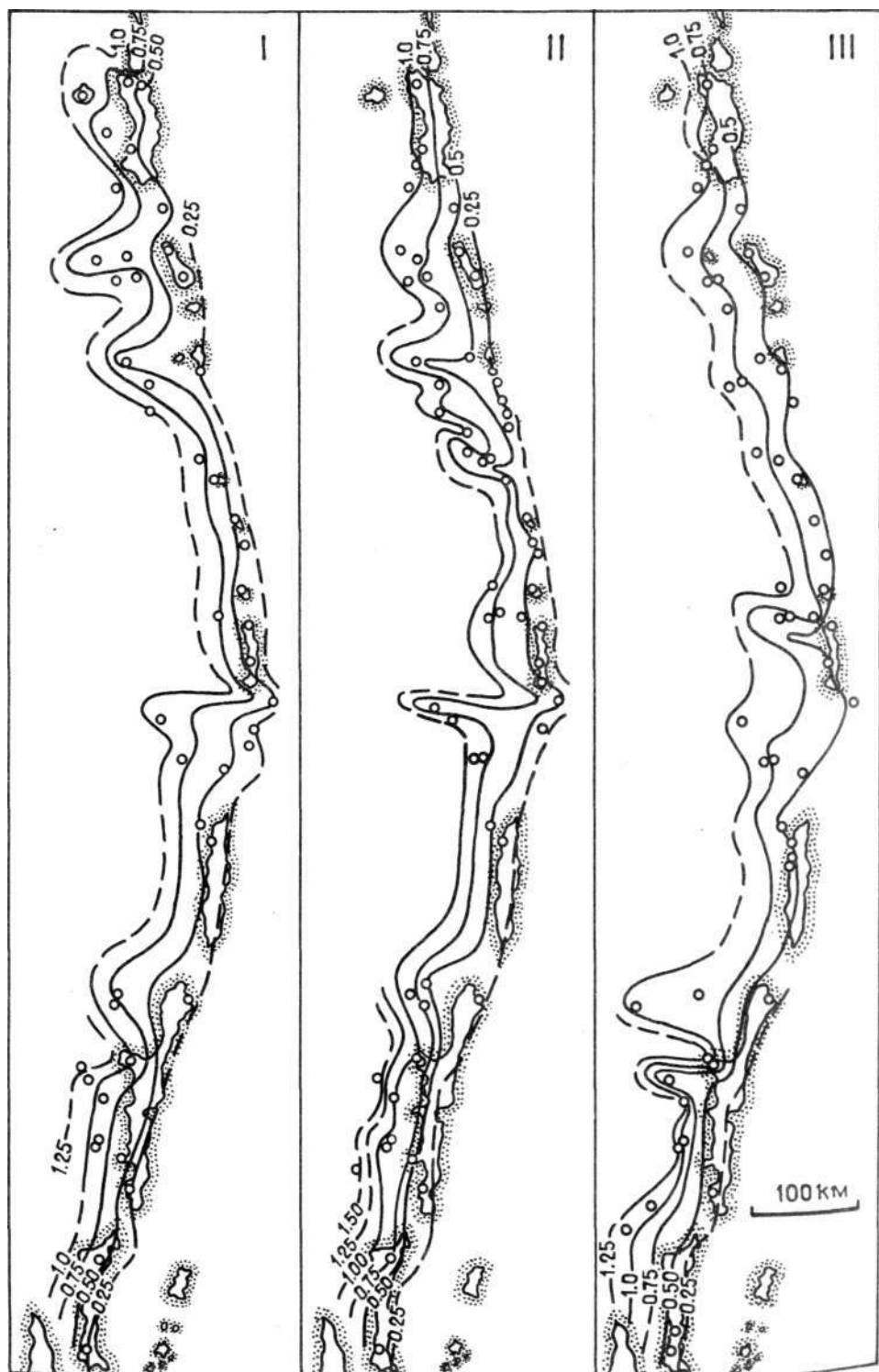
Концентрации Ве вдоль простирания дуги в породах каждой вулканической зоны достаточно выдержаны. Однако во фронтальной зоне на северном окончании дуги (вулканы о-ва Парамушир) вследствие присутствия здесь лав с повышенным содержанием К отмечается и концентрационный максимум по Ве. В тыловой и промежуточной зонах дуги несколько менее ярко выраженные максимумы характерны для северного (I группа вулканов) и южного (VIII группа вулканов) окончания дуги (см. рис.53).

Ранее распределение Ве в четвертичных вулканитах Курило-Камчатской островодужной системы специально изучалось Л.Л.Петровым с соавт. (ИЮ, 112). Хотя в распоряжении этих исследователей в части, касающейся собственно курильского звена островодужной системы, был значительно менее представительный материал, чем у нас (опробовано 25 наземных вулканов, из которых 19 с фронтальной и по 3 - с промежуточной и тыловой зон дуги), ими также зафиксировано наличие поперечной зональности в распределении Ве и установлена зависимость концентрации Ве в лавах с глубиной до сейсмофокальной зоны.

Галогены: бор, фтор, хлор. Количество данных, полученных нами по разным элементам этой группы, резко неравнозначно. Если концентрации в и Р определены более чем в 600 пробах с 82 наземных и подводных вулканов, то содержание Cl-только в 21 пробе с восемью наземных вулканов фронтальной зоны.

связи с ограниченностью данных по Cl они приведены в отдельной таблице (табл.12) и используются здесь только для общей геохимической характеристики вулканигов.

В целом содержание В в лавах Курильской островной дуги колеблется от 8-160 г/т, р - от 80 до 700 (по средним значениям для различных типов пород отдельных вулканов), а Cl - от 250 до 700 г/т (по частным пробам). Среднее содержание В в курильских лавах (см. табл.8) намного превышает его кларковые значения по А.П.Виноградову С30) (5 г/т в основных породах и 15 г/т - в средних и кислых). Концентрации Р в базальтах близки к кларку в основных



ри с.53. Схематическая карта распределения SiO_2 (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

породах (370 г/т), а в средних и кислых лавах ниже кларка (500 и 800 г/т соответственно). Аналогично обстоит дело и с SiO_2 (кларк в основных породах 500 г/т, в средних - 1000, в кислых - 2400 г/т). В целом рассчитанные по нашим данным средние содержания F близки к ранее опубликованным значениям для курильских лав (III), а B - выше таких значений (92).

Т а б л и ц а 12

Концентрации SiO_2 и S в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Остров	Вулкан	Порода	SiO_2 , г/т	S, г/т
Парамушир	Эбеко	Базальт	340	170
Онекотан	Немо	"	310	90
	"	Дацит	250	210
	Тао-Русыр	Андезито-базальт	670	110
	"	Андезит	310	140
Янкича	"	Дацит	280	200
	Ушишир	Андезит	700	210
Симушир	"	Дацит	420	130
	Заварицкого	Базальт	360	120
	"	Андезито-базальт	340	120
	"	Андезит	470	240
Кунашир	"	Дацит	340	90
	Тятя	Базальт	420	230
	Менделеева	Андезит	360	140
	"	Дацит	590	90
	"	Риодацит	590	-
	"	Риолит	470	120
	Головнина	Базальт	310	200
"	Андезито-базальт	360	-	
"	Андезит	310	-	
"	Дацит	500	180	
Среднее: базальты и андезито-базальты			390(8)	150(7)
андезиты			430(5)	180(4)
дациты и риолиты			430(8)	145(7)

Интервалы колебаний содержания SiO_2 в основных, средних и кислых породах близки, хотя средние значения концентраций в базальтах несколько ниже, чем в кремнекислых разностях (см. табл.12).

В дифференцированных рядах лав конкретных вулканических построек распределение F и B неоднозначно и концентрации их могут как увеличиваться, так и уменьшаться от основных к кислым членам таких рядов или оставаться примерно на одном уровне. При этом для лав фронтальной зоны более характерно увеличение концентраций F от базальтов до дацитов (иногда при слабом уменьшении в кремнекислых разностях), а для лав тыловой зоны - последовательное

уменьшение концентраций с ростом содержания SiO_2 в лавах. Это различие отчетливо видно по средним для дуги в целом содержаниям Р (см. табл.8). Возможно, оно связано с различиями в коэффициентах распределения r для фаз, участвующих во фракционировании. Действительно, для лав тыловой зоны дуги характерно присутствие среди вкрапленников таких изоморфноёмких в отношении минералов, как слюда, амфибол, апатит. В лавах фронтальной зоны слюда отсутствует, а амфибол и апатит редки. Наконец, существенное влияние на характер распределения F в лавах может оказать переход этого легколетучего элемента во флюидную фазу и потеря его при дегазации расплавов.

Что касается В, то комбинированные коэффициенты распределения его большинства магматических пород заметно меньше I (17). Так, для базальтов и андезитов Гамченского ряда вулканов на Камчатке, сходных по составу с лавами фронтальной зоны Курил, они составляют всего 0,08-0,09 (106). Соответственно процессы фракционирования должны приводить к сильному обогащению В остаточных расплавов. Однако, как уже отмечалось, это наблюдается далеко не всегда. И только в среднем составе пород для дуги в целом (см. табл.8) эта закономерность в общем выдерживается (хотя и здесь в тыловой зоне дуги концентрация В в базальтах выше, чем в андезито-базальтах). Возможно, что наблюдающееся в ряде случаев отсутствие накопления В от основных пород к кислым или даже уменьшение его концентрации в этом ряду пород связано с потерей В во флюидной фазе.

Содержание F в базальтах заметно увеличивается от фронтальной зоны дуги к тыловой, что отчетливо видно по среднему составу пород как для дуги в целом, так и для отдельных вулканических групп (см. табл.6-8). Однако в андезито-базальтах и андезитах вследствие противоположных тенденций в изменении концентрации F с ростом кремнекислотности пород для лав-фронтальной и тыловой зон дуги содержание Р заметно выравниваются (рис.54). Наконец, в кислых лавах (впрочем, как и в андезитах некоторых вулканических групп) концентрация Р во фронте дуги выше, чем в тылу.

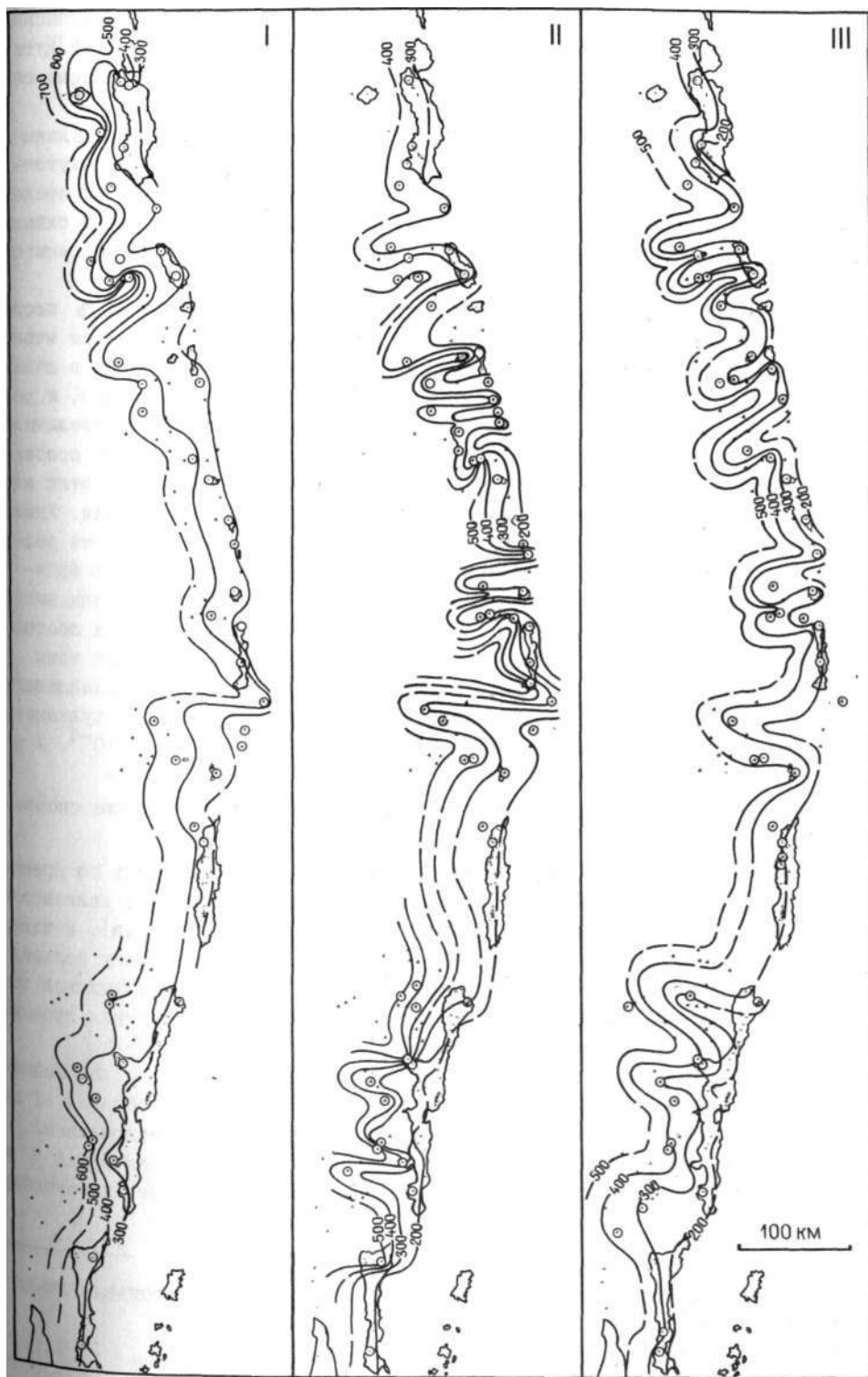
Увеличение концентрации Р от фронтальной к тыловой зоне Курило-Восточно-камчатской островной дуги было отмечено ранее Л.Л.Петровым с соавт. (ПО), которые установили также прямую зависимость между содержанием Р в лавах и глубиной до сейсмофокальной зоны.

Содержание В в среднем составе разных по кремнекислотности типов пород фронтальной, промежуточной и тыловой вулканических зон различается мало (см. табл.8). Однако на северном (I и отчасти II вулканические группы) и южном (УШ вулканическая группа) флангах дуги установлены существенные, но разнонаправленные вариации концентраций В. На северном фланге дуги содержание последовательно убывает от фронта к тылу дуги, а на южном - возрастает в то же направлении (см. табл.6). Причина этого феномена не ясна.

Сера. Концентрация s определена только в 18 образцах из восьми наземных вулканов фронтальной зоны и приводятся здесь только для общей геохимической характеристики курильских вулкаников. Содержание серы в отдельных образцах колеблется от 90 до 240 г/т (см. табл.12) и в целом не различается в породе

Р и с.54. Схематическая карта распределения Р (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



разной основности ни по величине вариаций, ни по средним значениям (150 г/т в основных породах, 180- в средних и 145 г/т- в кислых). Следует отметить, что полученные цифры на порядок более высокие, чем средние для вулканитов Японских дуг (14 г/т) и в 2,5 раза более высокие, чем для вулканитов Марианской дуги (60 г/т). В то же время они в 5-6 раз ниже по сравнению с концентрациями серы в базальтах океанического дна (800+100 г/т) (245).

Радиоактивные элементы (РАЭ): уран и торий. Концентрации РАЭ определены в лавах 65 вулканов Курильской дуги (22 - из фронтальной, 12 - из промежуточной и 35 - из тыловой зоны). Содержание U и Th колеблется в широких пределах: U - от 0,14 до 3,4 г/т, Th - от 0,22 до 7,6 г/т. Эти интервалы охватывают все разнообразие радиогеохимических характеристик курильских вулканитов, полученных ранее (69,86,95).

В эволюционных рядах пород изученных вулканов концентрации U и Th последовательно возрастают от основных разностей к кислым (см. табл.8). При этом, хотя темп накопления этих элементов с ростом кремнекислотности пород в лавах фронтальной и тыловой зон сходен, уровни накопления их резко различны, и разница в концентрации U и Th между основными и кислыми вулканитами увеличивается от фронта к тылу дуги. Неоднократно подчеркивалось, что главной особенностью поведения РАЭ в магматическом процессе является тесная связь этих элементов со щелочностью расплавов, и прежде всего с концентрацией калия. Указывалось также, что для магматических серий разной щелочности характерен разный темп накопления U и Th с ростом K (85). Соответственно в лавах фронтальной зоны Курильской дуги (где, как указывалось, преобладают породы низкокалиевой серии) темп накопления U с ростом содержания K практически постоянный, а Th лишь слегка увеличивается, в то время как в лавах тыловой зоны (где развиты породы умеренно- и высококалиевой серии) и U и Th накапливаются преимущественно по отношению к калию. Величина отношения U/K в вулканитах фронтальной зоны лежит в пределах $(0,7-1,0) \times 10^{-4}$, Th/K $(1,2-2,0) \times 10^{-4}$, а в вулканитах тыловой зоны увеличивается с ростом содержания K: и/к - $(0,8-1,7) \times 10^{-4}$, Th/K $(2,0-4) \times 10^{-4}$. Величина отношения Th/U также скоррелирована с содержанием K.

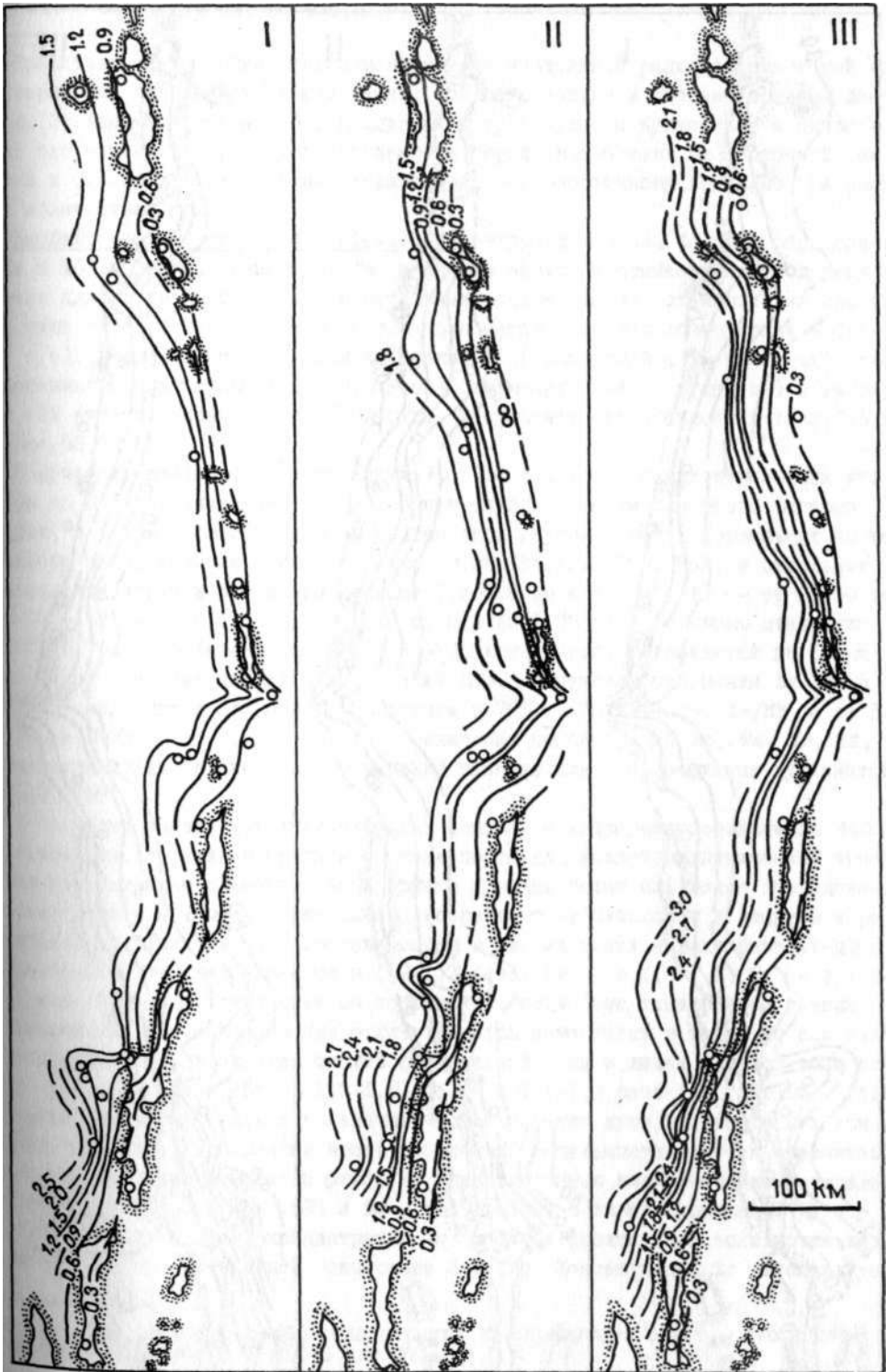
С востока на запад вкрест простирания Курильской дуги в сходных по кремнекислотности вулканитах вслед за увеличением их общей щелочности и калиевости отчетливо возрастает содержание и U (в 2-8 раз) и Th (в 2-10 раз), а также величина отношения Th/U (см. табл.6-8, рис.55-57). При этом в силу большей разницы в содержании РАЭ между основными и кислыми вулканитами в тыловой зоне дуги, чем во фронтальной, поперечная зональность их распределения проявляется в кремнекислых разностях более отчетливо.

Распределение РАЭ вдоль Курильской дуги во многом сходно с распределением K и особенно Rb. Так, во фронтальной зоне дуги, у северного окончания (I вулканическая группа) и в центре ее, в месте сочленения разноориентированных флангов дуги (VI группа), проявляются отчетливые максимумы концентраций U и aTh (см. рис.24,25), что обусловлено аномальным проявлением здесь высококалиевых вулканитов.

Р и с.55. Схематическая карта распределения U (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

u



Th

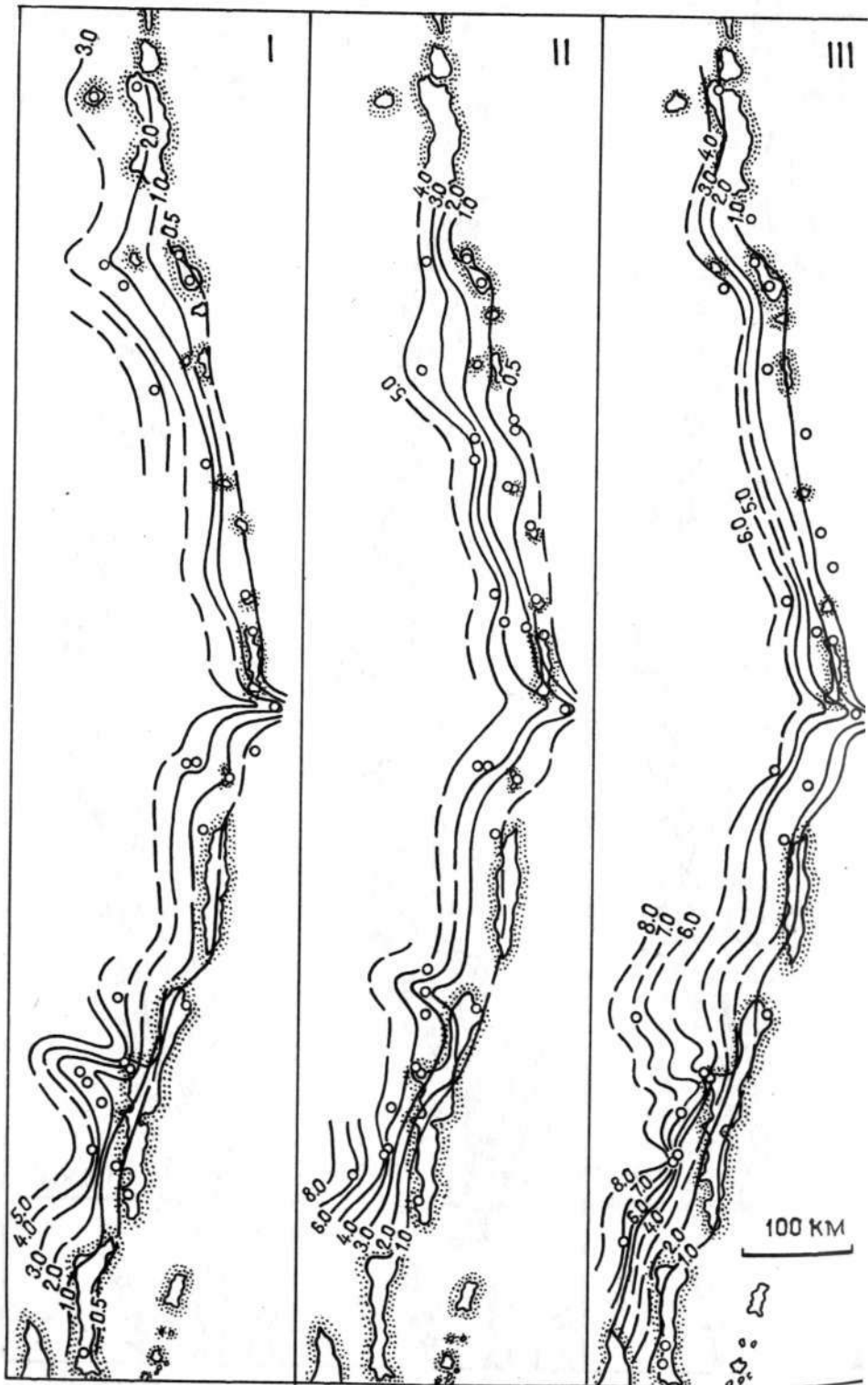


Рис.56. Схематическая карта распределения Th (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Представление о количественном выражении продольной радиогеохимической характеристики в пределах Курило-Камчатской островодужной системы в целом дает табл.13. Удельные массы РАЭ в продуктах островодужного вулканизма и отношения, рассчитанные с учетом встречаемости пород, возрастают от Восточной Камчатки и Северных Курил к Южным Курилам и северо-восточному Хоккайдо при близких количествах калия.

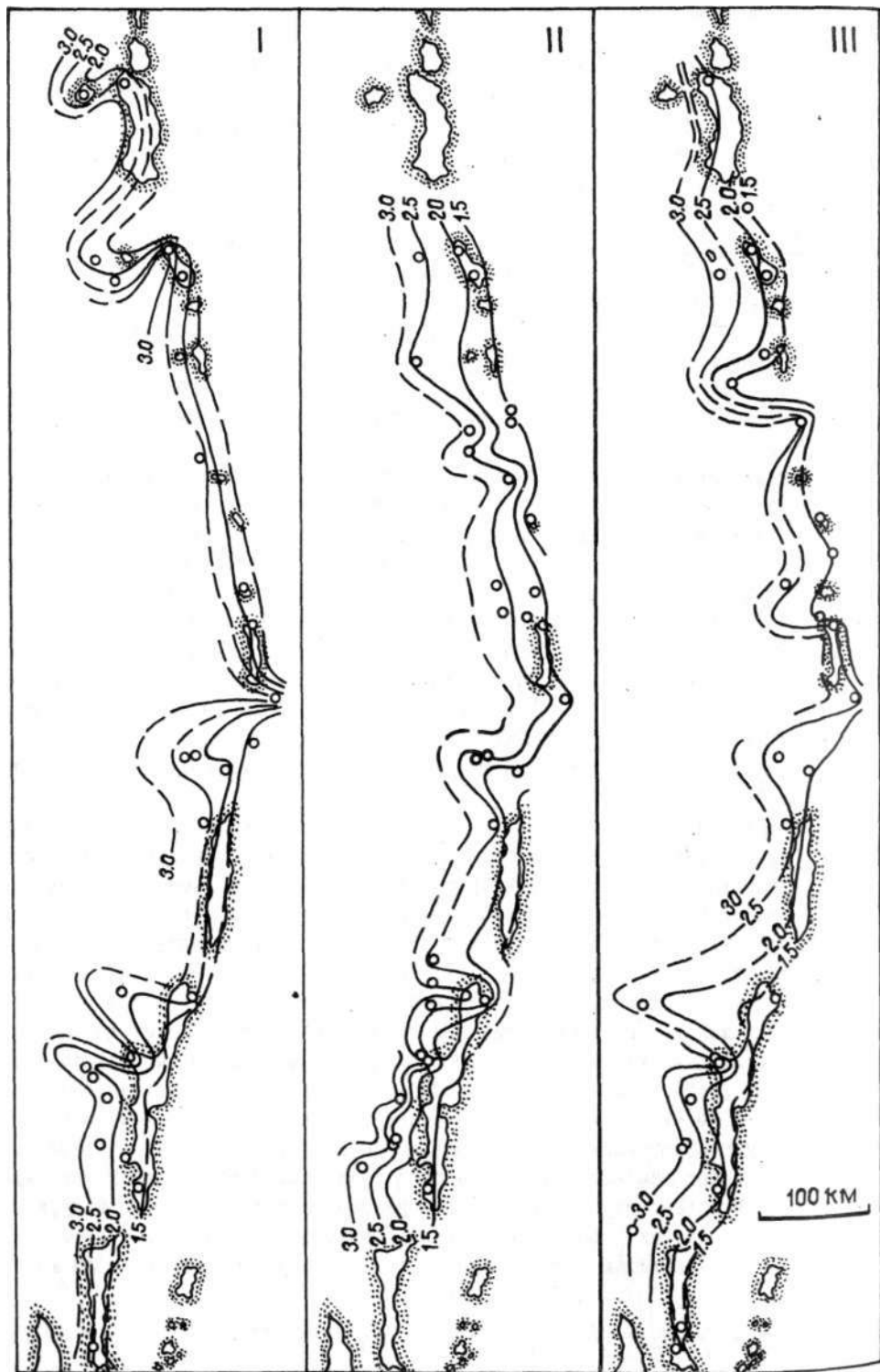
Ниобий, тантал, цирконий, гафний. Концентрации Fb, Ta, Zr, Hf определялись в 161 образце, однако для Ta значимые величины концентраций получены только для 22 проб, поскольку в остальных содержание Ta оказалось на пределе или ниже чувствительности использованного метода (предел обнаружения - 0,1-0,2 г/т). Охарактеризованы лавы 41 вулкана (21 подводный и 20 наземных), расположенных во фронтальной (II вулканов), промежуточной (8 вулканов) и тыловой (22 вулкана) зонах Курильской дуги. Результаты представлены в табл.6-8 и на рис.58,59.

Полученные данные о концентрациях Fb, Ta, Zr, Hf в лавах курильских вулканов по порядку величины близки к ранее опубликованным для этого региона цифрам, а также к содержаниям элементов этой группы в лавах нормальных по щелочности вулканических серий Камчатки (3,39,104,121,122). Так, в отдельных пробах концентрации Nb изменяются от 0,5-0,6 до 4-6 г/т^x, Hf - от 20-50 до 240-270, Hf - от 0,5 до 0,6, Ta - от 0,2 до 0,08 г/т. Величины отношения Zr/Hf в 70% проб лежат в пределах 30-70, хотя иногда отклоняются до 100 и даже более (за счет низких концентраций Hf). Значения отношения Zr/Fb в 90% проб колеблются от 25 до 140 (причем в 70% от 25 до 100), La/Fb - от I до 10, а Zr/Y - от 2,5 до 15. Такие значения концентраций Fb, Ta, Zr, Hf, а также величины индикаторных отношений типичны для островодужных вулкаников (39,121,187).

В пределах конкретных вулканических центров с дифференцированным по SiO₂ составом лав, а также, в среднем составе пород для каждой вулканической зоны Курил концентрации элементов этой группы в общем более или менее последовательно (хотя и не очень значительно) возрастают от базальтов к дацитам и риодацитам. Так, для среднего состава пород в разных зонах в ряду базальт-дацит концентрация Fb увеличивается в 1,2-1,7 раза, Zr - в 1,2-1,9, Hf - в 1,2-1,6 раза. Однако в одинаковых по содержанию кремнезема типах пород разных вулканических зон концентрация этих элементов изменяется в таких же или даже больших пределах, возрастая от лав фронтальной зоны к лавам тыловой зоны по Nd - в 1,4-2,2 раза, Zr - 1,2-1,8, Hf - в 1,1-1,3 раза (см. табл.8). Такие вариации Zr и Nb в лавах поперечных к простиранию дуги вулканических зон свидетельствуют о проявлении здесь поперечной зональности по этим элементам. Последнее наглядно демонстрируется на представленных картах-схемах латеральных вариаций Fb (см. рис.58) и Zr (см. рис.59) в лавах Курильской дуги.

Как видно на схемах, концентрация Zr в лавах фронтальной зоны почти везде менее 2 г/т, а в тыловой зоне равна 3-4 г/т. Концентрация Zr в базальтах

*Лишь в одном образце из 161 концентрация Nd превышает 6 г/т - это дацит подводного вулкана 7.12 (15,6 г/т Nb).



Р и с.57. Схематическая карта распределения величины отношения Th/u в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Т а б л и ц а 13

Средний уровень накопления РАЭ в продуктах четвертичного вулканизма из различных зон Курило-Камчатской островодужной системы

Геологоструктурная зона	Тыловая				Промежуточная			
	U	Th	K	Th/U	U	Th	K	Th/U
Восточная Камчатка, по	1,3	2,3	1,60	1,8	1,05	1,9	1,18	1,7
Северные Курилы	1,1	2,7	1,24	2,2	1,0	2,5	1,18	2,4
Поперечная зона Броутона	1,6	4,0	1,58	2,4	0,78	1,9	0,98	2,4
Южные Курилы	1,6	4,4	1,45	2,8	1,25	3,5	1,24	2,7
Северо-Восточный Хоккайдо, по	1,7	7,5	1,53	4,4	1,3	5,5	1,17	4,2

Продолжение табл. 13

Геологоструктурная зона	Фронтальная				Средние с учетом встречаемости пород			
	U	Th	K	Th/U	U	Th	K	Th/U
Восточная Камчатка, по	0,78	1,4	0,95	1,8	0,98	1,8	1,16	1,8
Северные Курилы	0,59	1,05	0,75	1,8	0,85	1,9	1,13	2,0
Поперечная зона Броутона	0,41	0,82	0,54	1,9	1,0	2,5	1,12	2,5
Южные Курилы	0,44	0,85	0,48	1,9	1,2	3,3	1,15	2,7
Северо-Восточный Хоккайдо, по	0,54	1,8	0,66	3,3	1,1	4,5	1,06	4,1

Примечание: U, Th - в г/т, K - в мас.%. Уровни накопления рассчитаны как средние взвешенные по числу объектов.

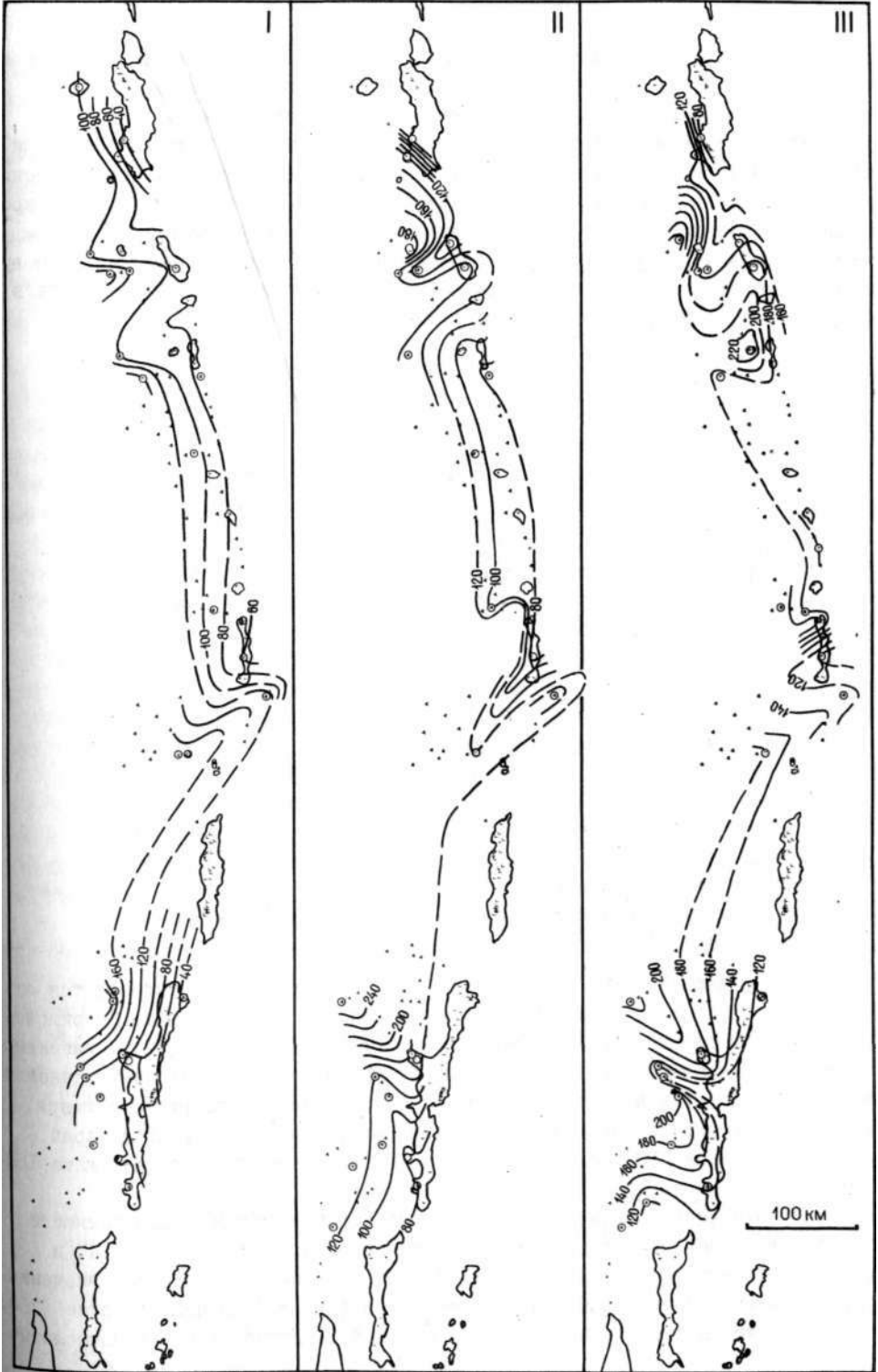
и андезито-базальтах фронтальной зоны в основном меньше 100 г/т, а в тыловой зоне - больше 100 г/т. Тем не менее в нескольких местах вдоль дуги поперечная зональность нарушается. Один из таких аномальных участков - поперечная 'зона Броутона, где концентрация Nb в базальтах и андезито-базальтах фронтальной зоны достигает 2 г/т, а Zr - 130-150 г/т. Другой аномальный участок находится в районе поперечной зоны Маканруши и Чиринкотанской вулканической группы. Здесь на ряде вулканов тыловой зоны дуги в базальтах и андезито-базальтах концентрация Nb падает ниже 2 г/т (подводные вулканы 2.1, 2.3 и др.), а во фронтальной зоне достигает 3 г/т (подводный вулкан 3.10). В пределах этого же участка в андезито-базальтах и андезитах фронтальной зоны концентрация Zr увеличивается до 170-190 г/т (кальдера Тао-Русур).

Р и с.58. Схематическая карта распределения Fb (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31



Zr

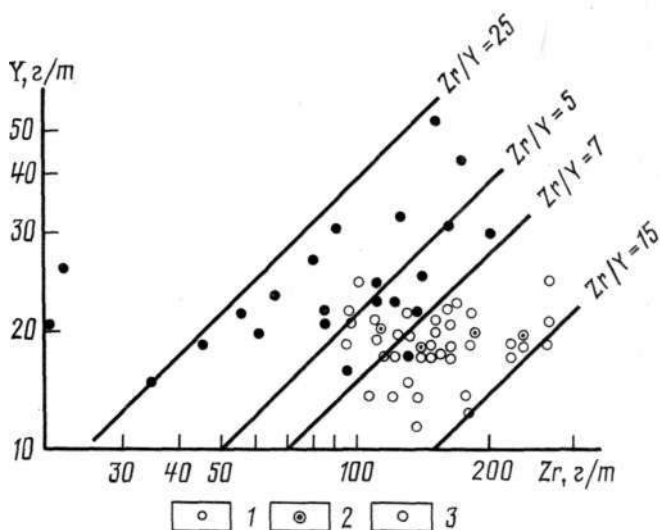


Р и с.59. Схематическая карта распределения Zr (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Уверенно различаются лавы фронтальной и тыловой вулканических зон и по величине отношения Zr/Y : в первых она лежит в основном в пределах 2,5-7, во вторых - 5-15 (рис.60). Величины других индикаторных отношений элементов этой группы в единичных пробах лав фронтальной и тыловой вулканических зон в существенной мере перекрываются, хотя по среднему составу значения отношений Zr/Hf и La/Nb в лавах фронтальной зоны дуги ниже, а отношений Zr/Nb (кроме андезито-базальтов) выше, чем в лавах тыловой зоны (табл.14).

Редкоземельные элементы (РЗЭ). Концентрации РЗЭ определены в лавах 55 вулканов, в том числе 32 подводных вулканов. Ранее эти материалы, хотя и не в полном объеме, уже были рассмотрены нами (19).



Р и с.60. Соотношение концентраций Zr и Y в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - вулканические зоны: 1 - фронтальная; 2 - промежуточная, 3 - тыловая

Суммарное содержание РЗЭ в лавах Курильской островной дуги колеблется от 20-40 до 100-120 г/т, а в одной пробе достигает 170 г/т (см. табл.2 приложения). Сходные вариации концентраций РЗЭ наблюдаются в лавах низко-, умеренно- и отчасти высококалиевой серий Камчатки, тогда как в более щелочных разновидностях лав этого региона - высококалиевой, субщелочной, шошонит-латитовой, калиевой базальтоидной, щелочно-оливин-базальт-трахит-командитовой серий - суммарное содержание РЗЭ обычно превышает 100, а во многих образцах даже 150-200 г/т (41,43).

Величина отношения La/Yb , характеризующая степень дифференцированности РЗЭ, в большинстве проб курильских лав изменяется от 0,8-2,5 до 10-14, и только в четырех пробах поднимается до 16-20. В целом преобладающие значения отношения La/Yb типичны для островодужных лав (41,186), однако высокие (>10) отношения являются аномальными. Так, в разных по щелочности и кремнекислотно-

Величина некоторых индикаторных геохимических отношений в среднем составе четвертичных лав Курильских островов

Тип породы	Zr/Hf			Zr/Nb			Zr/Y			La/Nb		
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т
Базальты	42	45	55	54	61	49	4,2	6,6	7,4	4,1	5,9	4,7
Андезитобазальты	49	47	62	58	50	65	4,7	6,7	8,5	3,8	5,1	7,7
Андезиты	60	58	66	89	78	51	5,0	8,7	9,9	5,1	4,6	6,4
Кислые	49	30	58	86	60	44	4,8	-	13,2	3,8	-	6,0

Примечание. Ф - фронтальная зона дуги; П - промежуточная зона дуги; Т - тыловая зона дуги.

сти островодужных лавах Камчатки величина отношения La/Yb лежит в пределах 1-9 и лишь в лавах высококалиевой и шшонит-латиновой серий иногда поднимается до 10-14. Высокие же значения отношения La/Yb (>10 , а иногда и >15) характерны здесь для пород "неостроводужных" серий: щелочно-оливин-базальт-командитовой Срединного хребта, а также шшонит-латитовой и калиевой базальтоидной Западной Камчатки (38,39).

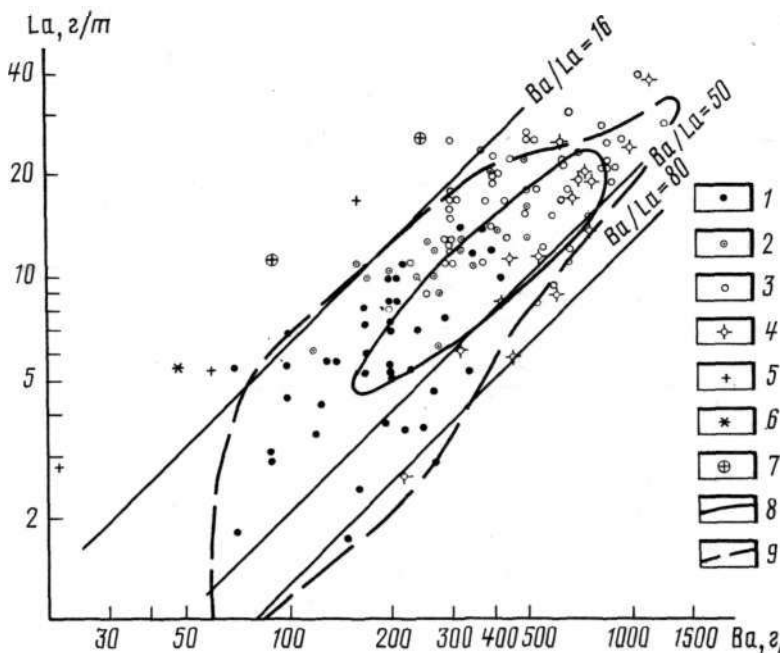
Величины отношения Ba/La в лавах Курил лежат в обычных для магматических пород островных дуг пределах: от 16-20 до 80-85 (187,253). На графике парной корреляции ($Ba-La$)-поле курильских вулканигов почти в точности соответствует полю четвертичных вулканигов Хоккайдо и северо-восточного Хонсю. Средний состав четвертичных вулканигов Камчатки также попадает в эти пределы, хотя в целом по сравнению с курильскими и японскими лавами несколько смещен в область относительно высоких величин отношений Ba/La (рис.61). Типично островодужными (187) в лавах Курил являются и величины отношения La/Nb , изменяющиеся от 2 до 12 (рис.62). В этих же пределах лежат значения отношений La/Nb для лав Новых Гебрид, Санторина, Южного Чили, островодужных серий Камчатки, тогда как в лавах, связанных с рифтогенными структурами (рифт Рио-Гранде, базальт-командитовая серия Срединного хребта Камчатки), значения отношений La/Nb меньше 2 (см. рис.62.).

На графиках $Ba-La$, $La-Nb$ лавы фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги занимают достаточно обособленные поля (за счет разного содержания каждого из элементов), однако по величинам отношений Ba/La и Nb/La не отличаются.

Вместе с тем общее содержание и степень фракционирования РЗЭ заметно изменяются вкрест Курильской дуги. Лавы фронтальной зоны характеризуются в целом более низкими концентрациями РЗЭ, чем лавы тыловой зоны (табл.15). Обогащение

Р и с.61. Соотношение концентраций Ba и La в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - лавы вулканических зон Курильской островной дуги: 1 - фронтальная; 2 - промежуточная, 3 - тыловая; 4 - средний состав лав островодужных вулканических серий Камчатки (Вольнец и др., 1981 г./1); 5 - средний состав базальтов окраинных морей (164); 6 - средний состав толеитов срединно-океанических хребтов (248); 7 - лавы Гавайско-Императорского хребта (164); 8 - границы поля лав Алеутской дуги (204,217); 9 - границы поля лав дуги Хоккайдо и северо-восточного Хонсю (203,253);

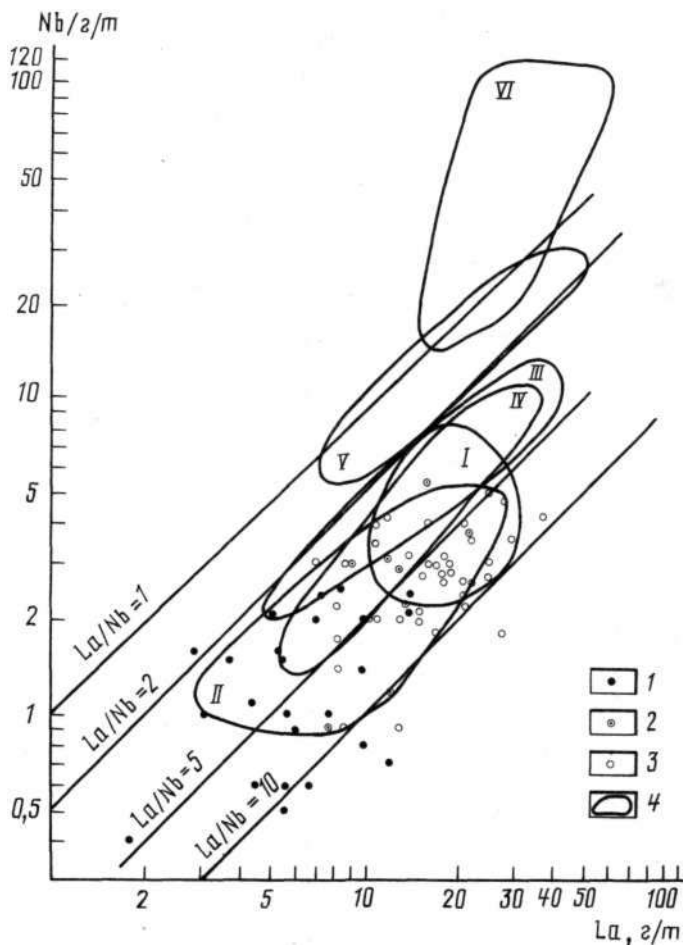


Т а б л и ц а 15

Среднее содержание РЗЭ и Y в четвертичных лавах Курильской островной дуги

	Базальты			Андезито-базальты			Андезиты			Кислые породы	
	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	П	Т	Ф	Т
La	5,8	10,1	13,3	6,6	13,3	17,7	8,2	11,2	21,3	6,6	22,3
Ce	13,1	19,7	27,3	15,1	24,9	31,5	18,0	23,2	39,0	15,1	43,5
Pr	1,9	-	3,4	2,0	3,7	3,9	1,8	2,9	4,0	2,2	4,4
Nd	9,3	10,2	15,7	10,0	15,7	18,9	12,0	15,0	19,7	15,6	15,1
Sm	2,8	3,7	4,5	3,1	4,1	4,1	4,6	4,1	4,1	3,7	3,1
Eu	0,9	1,2	1,3	1,1	1,1	1,4	1,4	1,3	1,2	1,5	0,6
Gd	3,3	2,4	4,1	3,9	3,9	4,2	5,5	3,8	3,7	5,4	2,8
Dy	3,9	2,8	3,6	4,1	3,7	3,9	5,6	4,0	3,5	6,0	2,2
Ho	0,8	0,6	0,7	1,0	0,7	0,8	1,4	0,8	0,8	1,4	0,4
Fm	2,2	2,0	2,3	2,7	2,4	2,3	4,1	2,4	2,1	4,0	1,3
Yb	2,4	2,5	2,3	2,9	2,5	2,4	4,2	3,2	2,2	4,1	1,7
Lu	0,39	0,21	0,34	0,40	0,24	0,33	0,56	0,32	0,33	0,44	
Σ РЗЭ	46,8	55,4	78,8	52,9	76,2	91,4	67,4	72,2	101,9	66,0	97,7
Y	17,8	15,5	18,5	21,0	19,3	17,5	28,6	21,3	17,3	30,6	13,0
La/Yb	2,4	4,0	5,8	2,3	5,3	7,4	1,9	3,5	9,7	1,6	13,1
n	14	5	24	18	10	15	11	9	18	7	4

Примечание: Ф - фронтальная зона дуги, П - промежуточная зона, Т - тыловая зона, n - количество анализов.

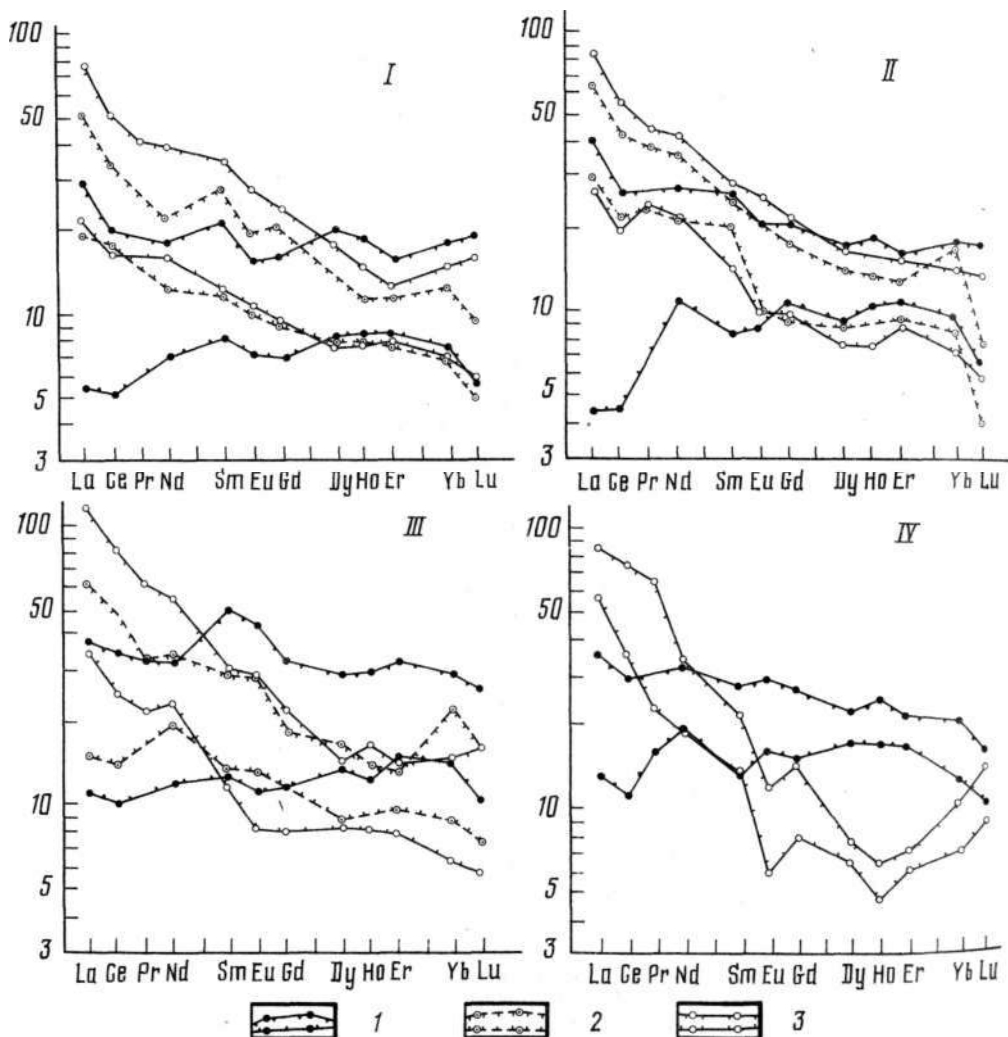


La, г/т

Р и с.62. Соотношение концентраций Nd и La в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - лавы разных вулканических зон Курильской дуги: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая; 4 - поля вулканитов разных регионов: I - высококалиевая и шононит-латитовая серии Камчатки; II - умеренно-калиевая и шононит-латитовая серии Новых Гебрид (191, 213); III - умеренно-калиевая серия о-ва Санторин, Эоловая дуга (212); IV - умеренно-калиевая серия Южного Чили (185, 195); V - низко-, умеренно- и высококалиевая серия рифта Рио-Гранде (176); VI - базальт-колиндритовая серия Среднего хребта Камчатки

лав тыловой зоны по сравнению с лавами фронтальной зоны происходит за счет легких РЗЭ при сходных (базальты, андезиты-базальты) или более низких (андезиты и особенно кислые породы) концентрациях тяжелых и средних РЗЭ (рис.63, табл.15). При этом с ростом кремнекислотности пород количество РЗЭ, обогащающих лавы тыловой зоны, уменьшается. Так, базальты тыловой зоны по сравнению с базальтами фронтальной зоны обогащены группой РЗЭ от La до Gd, андезиты-базальты - от La до Eu, андезиты - от La до Nd, дациты и риодациты - от La до Pr. в том же направлении (от основных пород к кислым) в лавах тыловой

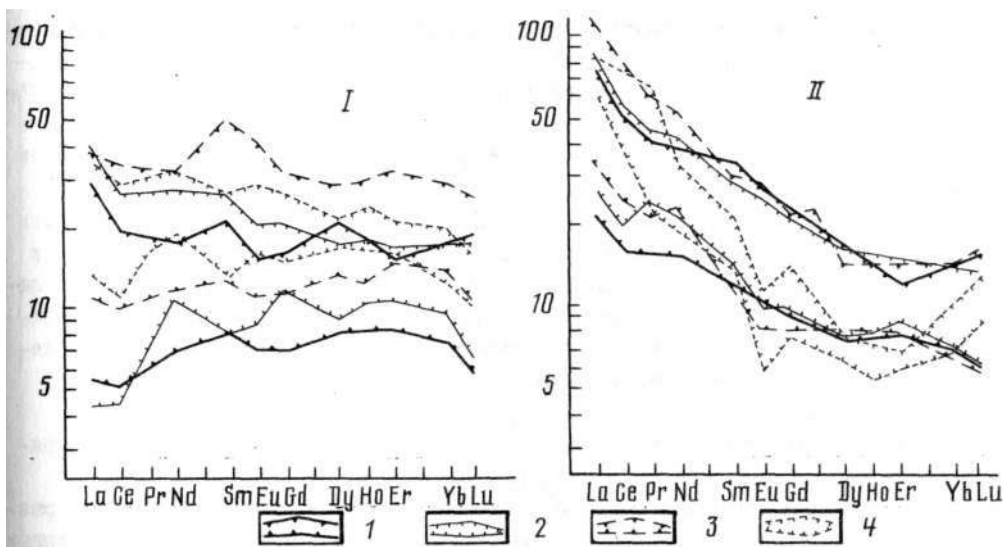


Р и с.63. Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - поля состава РЗЭ разных вулканических зон: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая; I - базальт, II - андезито-базальт, III - андезит; IV - кислые породы. Нормирование проведено по хондриту (177)

зоны увеличивается дефицит тяжелых РЗЭ. Заметим, что лавы промежуточной зоны Курильской дуги на графиках нормированного распределения РЗЭ по уровню содержания их закономерно занимают промежуточное положение между породами фронтальной и тыловой зон дуги.

Лавы фронтальной зоны независимо от кремнекислотности пород характеризуются субгоризонтальными нормированными по хондриту трендами распределения РЗЭ причем для образцов с минимальными концентрациями (5-15 хондритовых) спектр РЗЭ даже обеднен легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми (рис.64). В целом с ростом кремнекислотности пород от базальтов к кислым лавам постепенно возрастает нижний предел концентраций РЗЭ, однако верхний предел концентраций максимален не для дацитов, а для андезитов. Величина отношения

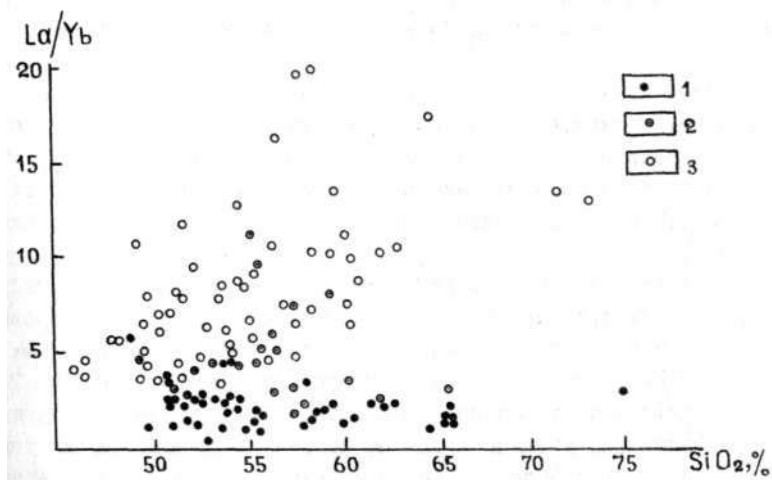


Р и с.64. Нормированные по хондриту графики распределения РЗЭ в лавах фронтальной (I) и тыловой (II) вулканических зон Курильской островной дуги I - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - андезиты; 4 - кислые породы

Нормирование проведено по хондриту (177)

La/Yb в лавах фронтальной зоны практически не зависит от кремнекислотности пород (рис.65), а в среднем даже несколько уменьшается от базальтов к кислым лавам (см. табл.15).

Лавы тыловой зоны всегда обогащены легкими лантаноидами по сравнению с тяжелыми (см. табл.15), и кривые распределения их характеризуются заметным наклоном слева направо (см. рис.64). При этом от базальтов к андезитам наблюдается постепенное увеличение концентраций легких РЗЭ (от а до Nd), тогда



Р и с.65. Соотношение величины отношения La/Yb с SiO₂ в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - вулканические зоны: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая

как в остальной области спектра (от Sm до Yb) тренды субпараллельны и почти совпадают. Уровень концентраций La и Ce в дацитах и риодацитах в среднем несколько повышен (хотя максимальные концентрации этих элементов отмечены не в кислых породах, а в андезитах), а в области от Nd до Yb - понижен по сравнению с базальт-андезитовой группой пород, так что тренд для кислых ЛАВ занимает текущее положение по отношению к трендам основных-средних пород.

Резкое уменьшение концентраций этой группы РЗЭ в кислых лавах может быть связано с тем, что главным темноцветным минералом кумулуса при образовании кислых расплавов становится амфибол. Действительно, коэффициенты распределения средних и тяжелых РЗЭ в амфиболах андезит-риолитовых лав лежат в пределах 3-8, тогда как для легких РЗЭ близки к 1 (172,192,225). Это предположение хорошо согласуется с минеральным составом лав тыловой зоны Курильской островной дуги.

Величина отношения La/Yb в лавах тыловой зоны в целом обнаруживает прямую корреляцию с содержанием в них кремнезема (см. рис.65).

Среди лав промежуточной зоны по величине отношения La/Yb выделяются разновидности, соответствующие породам как фронтальной, так и тыловой зоны. В первых величина отношения La/Yb не зависит от содержания SiO_2 в лавах, тогда как во вторых - прямо связана с ним (см. рис.65).

В 97 пробах, для которых определен полный спектр РЗЭ, были рассчитаны значения Eu-аномалии ($Eu/Eu^* = Eu / 1/2(Sm + Nd)$). Нами принято допущение, что вариации величины отношения Eu/Eu* в пределах $1 \pm 0,15$ являются случайными, а при больших значениях отклонения - значимыми. При таком допущении отсутствие Eu-аномалии зафиксировано лишь в 40 пробах, тогда как в 48 наблюдается отрицательная, а в 9 - положительная аномалия. Наиболее часто пробы, в которых Eu-аномалия отсутствует, встречаются среди андезито-базальтов и андезитов (46% проб), тогда как в базальтах и особенно кислых породах доля таких проб снижается (38 и 22% соответственно). Отрицательная аномалия проявлена в 40-45% проб андезито-базальтов и андезитов и в ~55% базальтов и кислых пород. Какой-либо существенной разницы в вариациях величины отношения Eu/Eu* в одинаковых по кремнекислотности типах лав из разных зон дуги не установлено.

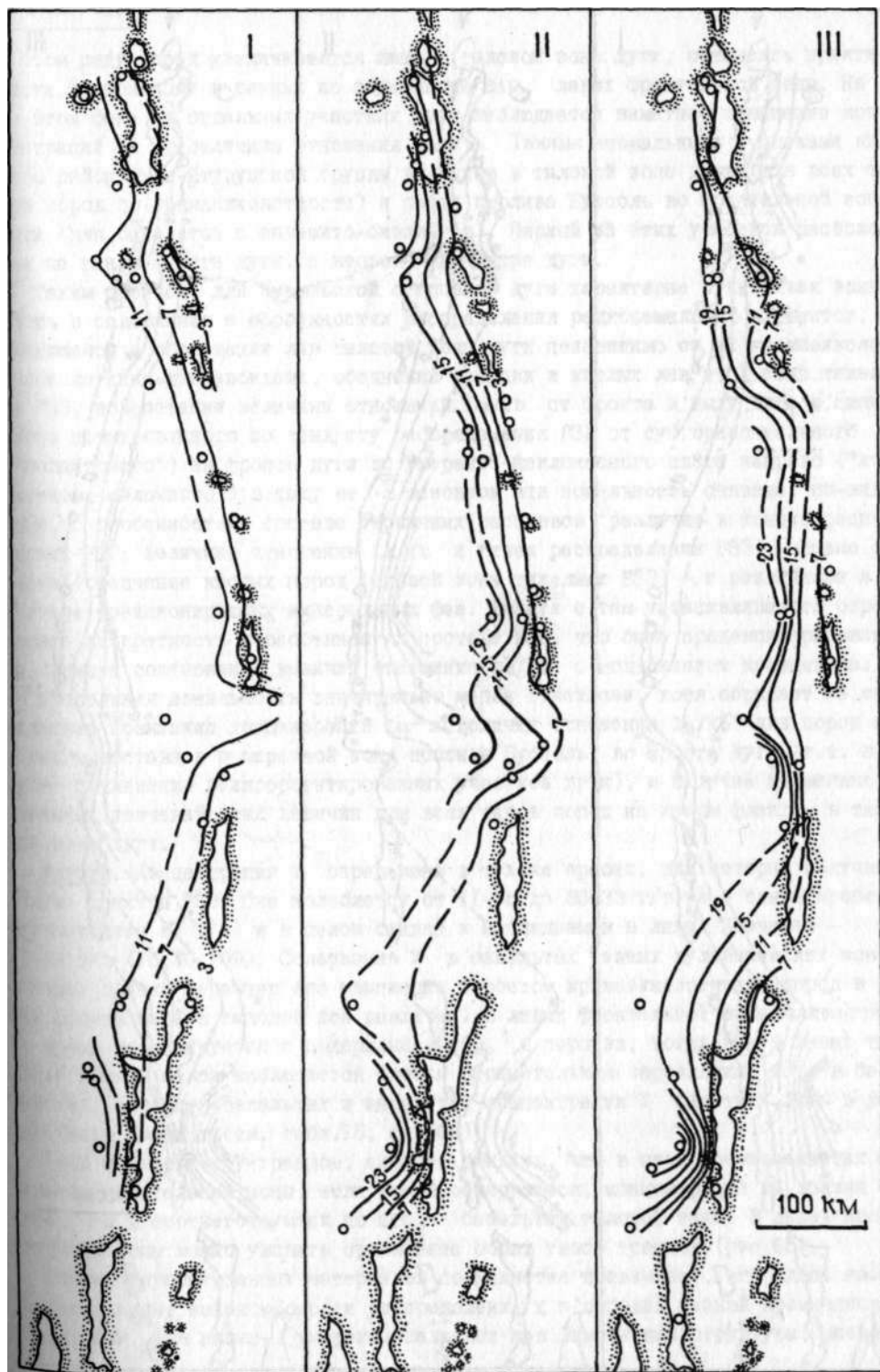
Широкое распространение среди курильских лав пород с аномальными значениями величины Eu/Eu* указывает, по-видимому, на заметное участие плагиоклаза в процессах фракционирования расплавов (20). Однако следует учесть, что значительная величина этой аномалии наблюдается лишь в единичных пробах - значения $Eu/Eu^* < 0,5$ отмечены только в шести пробах, а $> 1,4$ - только в двух пробах.

Для наглядного представления о латеральных вариациях концентраций легких лантаноидов и степени фракционирования РЗЭ в лавах Курильской островной дуги составлены карты-схемы пространственного распределения содержаний La и величины отношения La/Yb в породах. Как видно на этих схемах (рис.66,67), концентрации La и величины отношений La/Yb в каждом типе пород по кремнекислотности последовательно увеличиваются от фронта к тыловой части дуги. При этом в ряду от базальтов до андезитов уровни концентраций La возрастают и во фронтальной, и в тыловой зоне дуги, однако величины отношения La/Yb

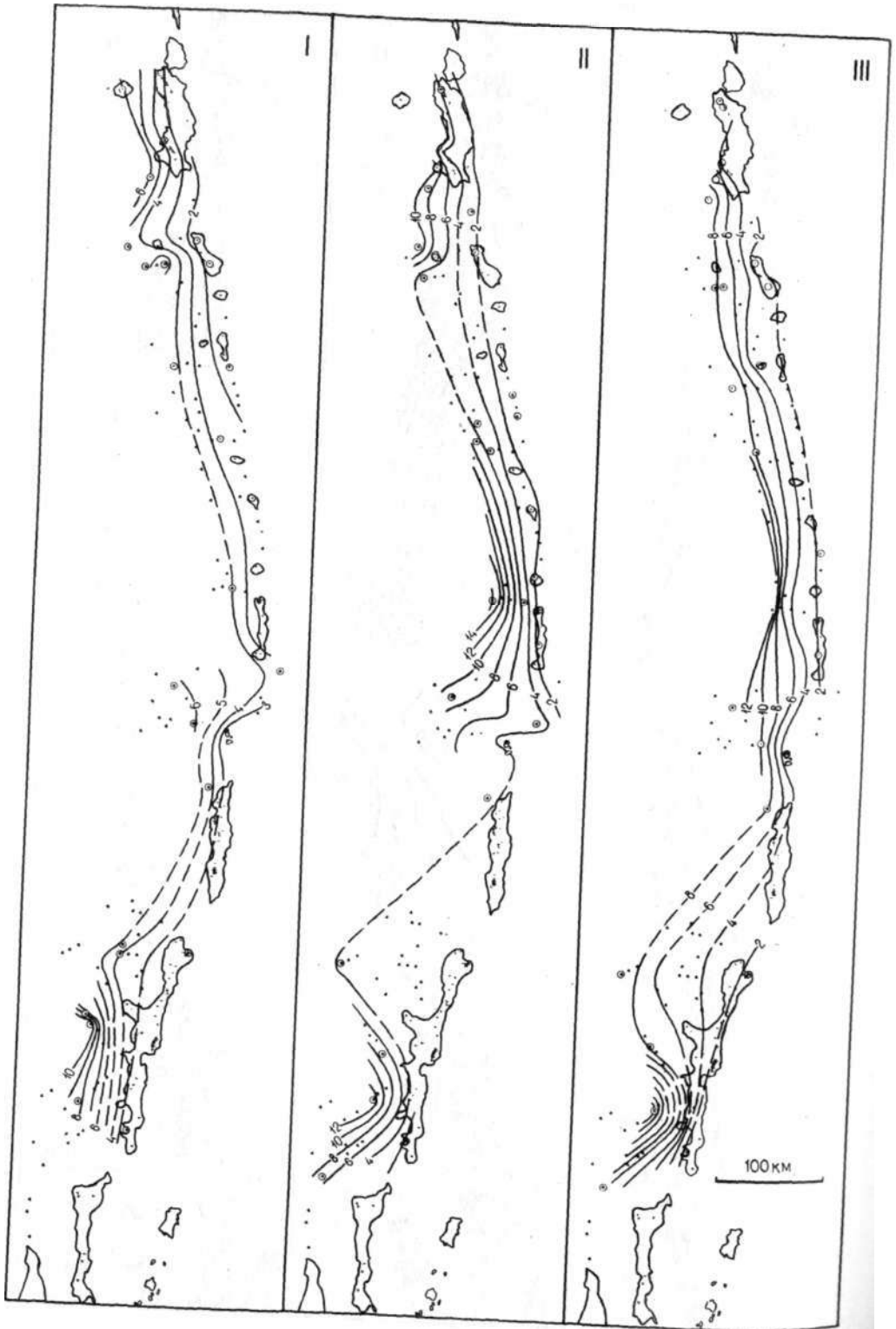
Р и с.66. Схематическая карта распределения La (в г/т) в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

Ia



Ia/Yb



Р и с.67. Схематическая карта распределения величины отношения La/Yb в четвертичных лавах Курильской островной дуги

Усл. обозначения см. на рис.31

в этом ряду пород увеличиваются лишь в тыловой зоне дуги, оставаясь практически постоянными в разных по содержанию SiO_2 лавах фронтальной зоны. На этом фоне на отдельных участках дуги наблюдается заметное повышение концентраций La и величины отношения La/Yb . Такими аномальными участками являются район Южно-Итурупской группы вулканов в тыловой зоне дуги (для всех типов пород по кремнекислотности) и район пролива Буссоль во фронтальной зоне дуги (для базальтов и андезито-базальтов). Первый из этих участков расположен на южном фланге дуги, а второй - в центре дуги.

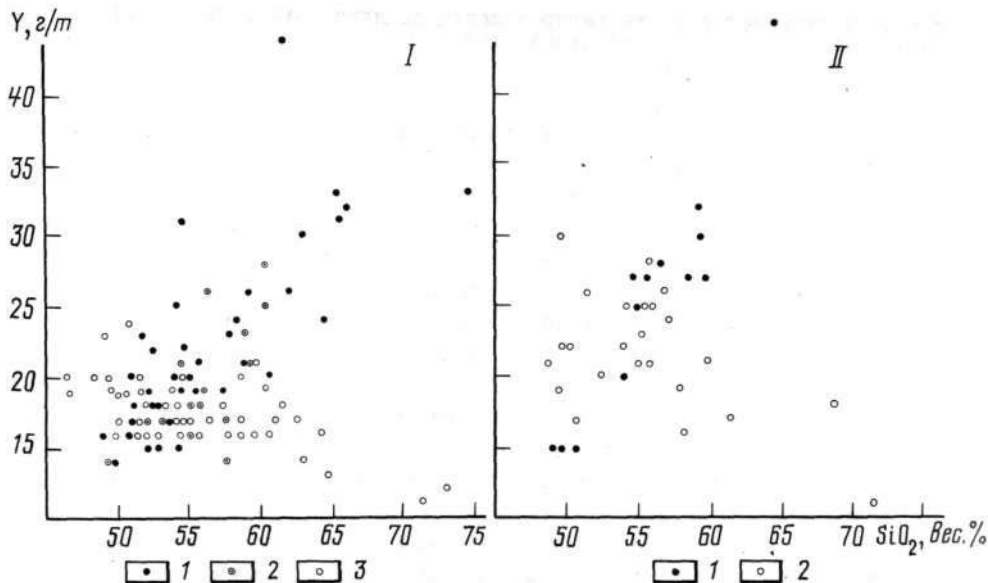
Таким образом, для Курильской островной дуги характерна отчетливая зональность в содержании и особенностях распределения редкоземельных элементов, выражающаяся в обогащении лав тыловой зоны дуги независимо от их кремнекислотности легкими лантаноидами, обеднении средних и кислых лав этой зоны тяжелыми РЗЭ, возрастании величины отношений La/Yb от фронта к тылу дуги и смене типов нормированного по хондриту распределения РЗЭ от субгоризонтального ("толеитового") на фронте дуги до умеренно-наклоненного слева направо ("известково-щелочного") в тылу ее. В основном эта зональность связана, по-видимому, с особенностями состава первичных расплавов (различия в концентрациях легких РЗЭ, величине отношения La/Yb и типах распределения РЗЭ), однако отчасти (обеднение кислых пород тыловой зоны тяжелыми РЗЭ) - с различиями в составе фракционирующих минеральных фаз. Вместе с тем устанавливается определенная дискретность в особенностях состава РЗЭ, что было продемонстрировано на примере соотношения величин отношения La/Yb с содержанием кремнезема.

-Продольная зональность значительно менее отчетлива, хотя обращает на себя внимание повышение концентраций La и величин отношения La/Yb для пород основного состава в поперечной зоне пролива Буссоль, во фронте дуги (т.е. в месте сочленения разноориентированных участков дуги), и наличие аномально повышенных значений этих величин для всех типов пород на южном фланге, в тыловой зоне дуги.

Иттрий. Концентрация Y определена в тех же пробах, для которых получены полные спектры РЗЭ. Она колеблется от II-15 до 30-33 г/т (а в одной пробе достигает даже 44 г/т) и в целом близка к наблюдаемым в лавах Камчатки - II-48 г/т (18,40,109). Содержание Y в базальтах разных вулканических зон близко, однако характер его изменения с ростом кремнекислотности пород в лавах фронтальной и тыловой зон различен. В лавах фронтальной зоны концентрация Y прямо коррелируется с содержанием SiO_2 в породах, тогда как в лавах тыловой зоны в целом наблюдается слабая отрицательная корреляция, хотя в базальтах, андезито-базальтах и андезитах концентрации Y близки и лишь в даци-так резко убывают (см. табл.15, рис.68).

Судя по характеру трендов, следует ожидать, что в низкокремнеземистых базальтах фронтальной зоны, если такие обнаружатся, концентрации Y должны быть ниже, чем в соответствующих по SiO_2 базальтах тыловой зоны. В лавах промежуточной зоны можно уловить проявление обоих типов трендов (рис.68).

Анализ опубликованных материалов по Камчатке показывает, что здесь наблюдаются сходные закономерности распределения Y в породах разной кремнекислотности. Так, для низко-, умеренно-калиевых лав Гамченской структуры, располо-



Р и с.68. Соотношение концентраций Y и SiO_2 в четвертичных лавах Курильской островной дуги

женной во фронтальной зоне Восточного вулканического пояса (18), характерна прямая корреляция концентраций y с SiO_2 , тогда как для лав высококальциевой и шононит-латитовой серий центральной и тыловой зон вулканического пояса Срединного хребта (40) - слабая отрицательная корреляция (см. рис.68).

Вследствие отличия в поведении y в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской островной дуги поперечная зональность по Y , отсутствующая в базальтах, проявляется во всех остальных типах пород по SiO_2 , причем с ростом кремнеземистости лав она становится все более яркой.

Отличие в поведении Y в средних и кислых лавах при сходстве концентраций его в базальтах может быть связано с различиями в составе фракционирующих фаз, поскольку коэффициент распределения y между минералами и расплавом резко различен для разных минералов. Так, коэффициент распределения y в плагиоклазе средних и кислых лав - 0,1 (232), в клино- и ортопироксене - 0,8-1,1 (184), а в амфиболе - от 3 в андезитах - до 8-Ю в риолитах (184). Таким образом, существенное накопление в средних и кислых лавах фронтальной зоны по сравнению с базальтами может быть связано с большей долей плагиоклаза в кумулусе при отсутствии его в составе амфибола, а слабое последовательное уменьшение концентраций Y в лавах тыловой зоны по мере роста SiO_2 в них - с участием в составе фракционирующих фаз амфибола. Последнее хорошо согласуется с отличиями в составе минералов-вкрапленников в лавах тыловой и фронтальной зон.

Ранее концентрации Y в четвертичных лавах Курильской островной дуги анализировались рентгеноспектральным методом А.И.Абдурахмановым с соавт. (3,6;), которые пришли к выводу об отсутствии закономерных изменений в содержании этого элемента в зависимости от кремнекислотности, щелочности пород и географического положения вулканов. Полученные нами данные, несмотря на сходный с опубликованными цифрами порядок величин, обнаруживают наличие упорядоченных

трендов изменения концентраций Y от основных пород к кислым (разный в разных зонах) и свидетельствуют об отчетливо проявленной поперечной зональности по Y в средних и кислых лавах.

Заключение. Как показал анализ полученных данных, для четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги характерно проявление поперечной геохимической зональности в распределении многих редких элементов, части главных элементов, а также ряда их индикаторных отношений. Наиболее четко с востока на запад, от фронта к тылу дуги, возрастают концентрации таких некогерентных редких элементов, как K, Rb, Li, Ba, Sr, Be, U, Th, La, Ce, Nd, Zr, W, и величины отношений Rb/Sr, La/Yb, Sr/Ce, Th/U, Zr/Y, La/Hb, $Fe_2O_3 / (FeO + Fe_2O_3)$. В основных и средних породах в том же направлении растут концентрации ряда других некогерентных - P, F, Mo, Hf, так и когерентных - Mg, Ni, Cr элементов и величина отношения $(Ni+Cr)/v$, а в кислых и средних - Pb. В то же время от фронтальной к тыловой зоне дуги во всех типах лав по кремнекислотности уменьшаются концентрации Fe, V, величины отношений Na_2O/K_2O , $(FeO+Fe_2O_3)/(FeO+Fe_2O_3+MgO)$, K/Rb, Zr/Hb, а в средних и КИСЛЫХ разностях, кроме того, - Ca, Ti, Cu, Zn, Y, Yb. Отчетливых направленных вариаций в распределении Al, Na, в, Co, Sn во всех типах пород, а также Ti, Ca, Si, тяжелых РЗЭ и Y, Zn, Pb в базальтах не установлено. При этом для фронтальной зоны дуги по сравнению с тыловой характерно более частое проявление глубоко дифференцированных ассоциаций пород и более широкое распространение пород толеитовой серии.

Вопрос о природе геохимической зональности подробно обсуждается в заключительном разделе монографии. Здесь же отметим только три момента.

1. Наличие или отсутствие зональности по отдельным элементам или группам элементов, а также степень контрастности ее в лавах фиксированной кремнекислотности зависят не только от различия в уровнях концентрации элементов в исходных расплавах, но и от особенностей фракционирования расплавов в разных зонах дуги. Последние, в свою очередь, в большей мере определяются отличиями в уровнях содержания и парциального давления летучих в соответствующих расплавах. Многочисленные примеры подобного рода приведены при анализе особенностей распределения отдельных элементов, в частности P, R, Y, Yb и др.

2. Поперечная геохимическая зональность, подобная установленной для Курильской островной дуги, наблюдается и для многих других островных дуг и активных континентальных окраин. Так, на Южной Камчатке, являющейся северным продолжением Курильской островной дуги, в одинаковых по кремнекислотности породах от фронтальной к тыловой зоне увеличиваются концентрации Na, K, Rb, Li, Ba, Sr, P, Be, La, Ce, величины отношений K/Na, Rb/Sr, Sr/Ca, P/B, La/Yb и уменьшается отношение K/Rb; в базальтах, кроме того, увеличиваются концентрации MgO, Ni, Co, Ti, P, отношение Ti/Si, уменьшаются концентрации FeO, CaO и отношение CaO/MgO (107,121). На северо-восточном Хоккайдо - южном продолжении Курильской дуги - на запад от вулканического фронта в лавах возрастают концентрации k, Ba, Th, Hf, легких РЗЭ и величина отношения La/Sm. Лавы фронтальной вулканической зоны здесь значительно чаще дают тренды, обогащенные железом, чем лавы тыловой зоны, и соответственно в общем обобщены V и Sc. Щелочные оливиновые базальты тыловой зоны наиболее богаты Cr (203).

В известной сводке Дж.П.Гилла (186) для шести островных дуг (включая Курильскую дугу и дугу северо-восточного Хоккайдо) показано, что концентрации

в лавах K, Rb, La, Th, U, а также величины отношений La/Yb и Rb/Sr почти всегда возрастают вкрест простирания дуг, от фронтальных к тыловым зонам их, а содержание P, F, Sr, Ba, Zr и величины отношений Th/U, Ba/Sr, U/Pb либо возрастают, либо остаются на одном уровне, тогда как значения отношений K/Rb, Ba/La и Zr/Rb обычно уменьшаются. Данные по другим островным дугам и активным континентальным окраинам позволяют добавить к списку элементов, обогащающих лавы тыловой зоны Nb (195,250,255), а фронтальной - Sr (195,250). В ряде случаев, кроме уже упомянутых Курил, Южной Камчатки и северо-восточного Хоккайдо, островодужные базальты с удалением от вулканического фронта становятся менее железистыми и содержат больше и и Sr, как это наблюдается, например, в японских дугах (210,250) и было отмечено в общем виде для островных дуг П.Якишем и А.Уайтом (202) и Дж.Гиллом (186). При этом преимущественно толеитовые базальты фронтальной зоны сменяются щелочными базальтами в глубоком тылу ее. Обогащение Ni± и Sr базальтов и андезито-базальтов тыловой зоны наблюдается и в вулканическом поясе Южного Чили (195). Наконец, в ряде работ для вулканических дуг северо-восточной Японии показано увеличение от фронта к тыловым частям их концентраций H₂O в магмах (210,238).

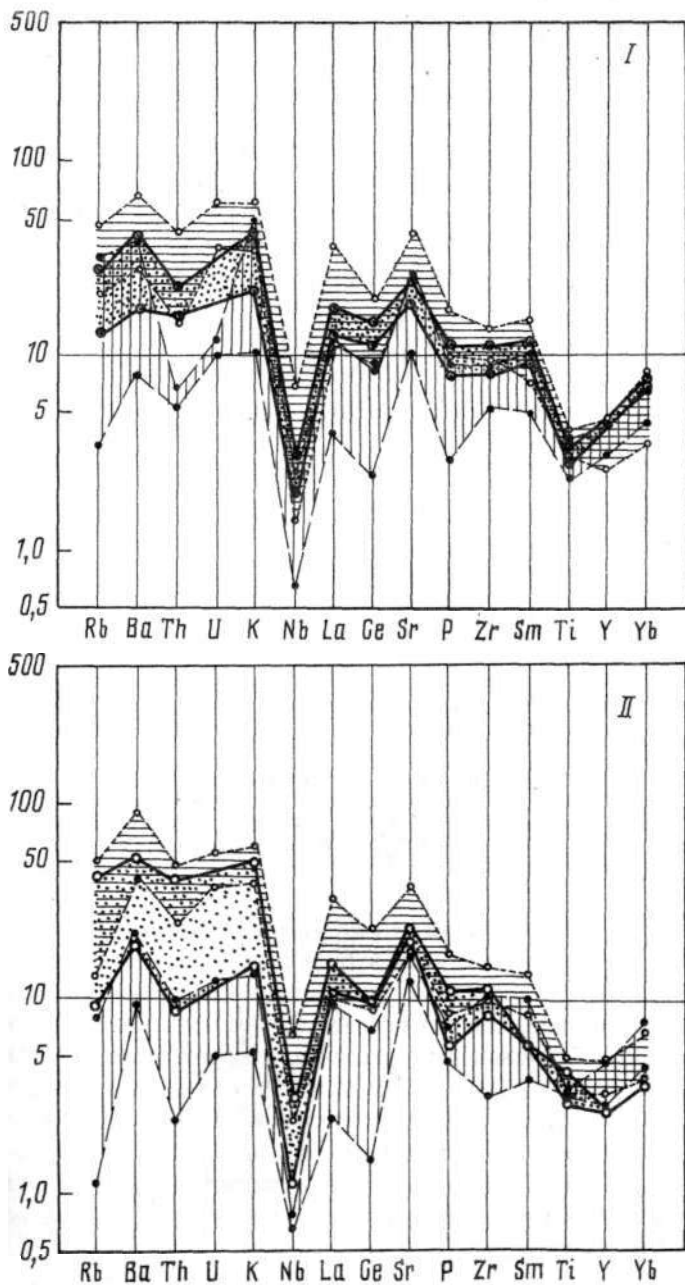
Таким образом, поперечная геохимическая зональность, наблюдаемая для Курильской островной дуги, является типичным проявлением вариаций вещественного состава вулканических пород на границе континент-океан.

3. На графиках нормированных по недеплетированной мантии концентраций гигромагматофильных редких элементов в базальтах, используемых для дискриминации пород разных геотектонических обстановок (197), отчетливо видно, что в лавах Курильской островной дуги, несмотря на существенное увеличение содержания большинства этих элементов от фронтальной к тыловой зоне, главные особенности распределения сохраняются (рис.69). В базальтах всех зон проявляются одни и те же аномалии (резкий минимум по Nd и максимум по Sr при менее глубоких минимумах по Th и Ce), хотя от фронта к тылу дуги наклон распределения несколько возрастает, а величина аномалий слегка уменьшается. Сходные особенности распределения гигромагматофильных редких элементов характерны для базальтов разных по щелочности островодужных серий Камчатки (рис.70), а также других островных дуг и активных континентальных окраин (43,197).

Что касается продольной зональности, то наиболее ярко она проявляется во фронтальной зоне дуги, где на северном окончании (вулканы о-ва Парамушир) и в центральной части ее, в месте стыка двух резкоориентированных флангов дуги (подводные вулканы пролива Буссоль и южного окончания о-ва Симушир), отмечены лавы повышенной калиевой щелочности, соответственно обогащенные литофильными редкими элементами. Повышенная щелочность характерна и для северного окончания тыловой вулканической зоны Курил, где широко распространены субщелочные базальты, практически отсутствующие на остальных участках тыловой зоны.

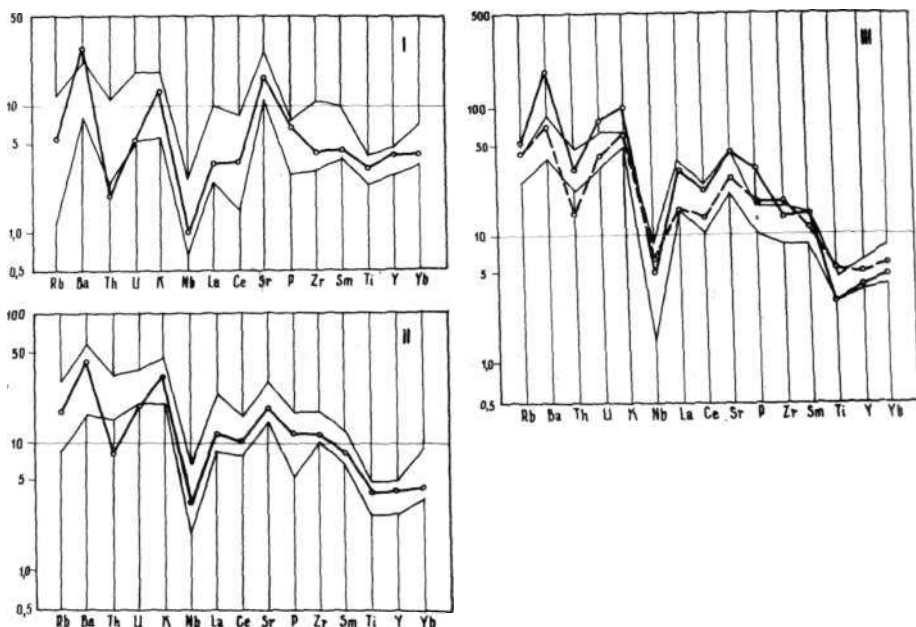
3.2. МИНЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

Данные о минеральном составе лав Курильской островной дуги до сих пор были опубликованы только по отдельным вулканам, а вопрос о поперечной минеральной зональности практически не рассматривался. Указывалось лишь на преобладание в лавах фронтальной зоны двупироксеновых, а в лавах тыловой зоны - амфиболсодержащих парагенезисов вкрапленников (56,155). Вместе с тем важность исследования изменчивости минерального состава вулкаников очевидна, поскольку она



Р и с.69. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в четвертичных базальтах Курильской островной дуги

1-3 - вулканические зоны: I - фронтальная, 2 - промежуточная, 3 - тыловая. I - Северные Курилы; II - Южные Курилы. Для нормированного использования данные 251



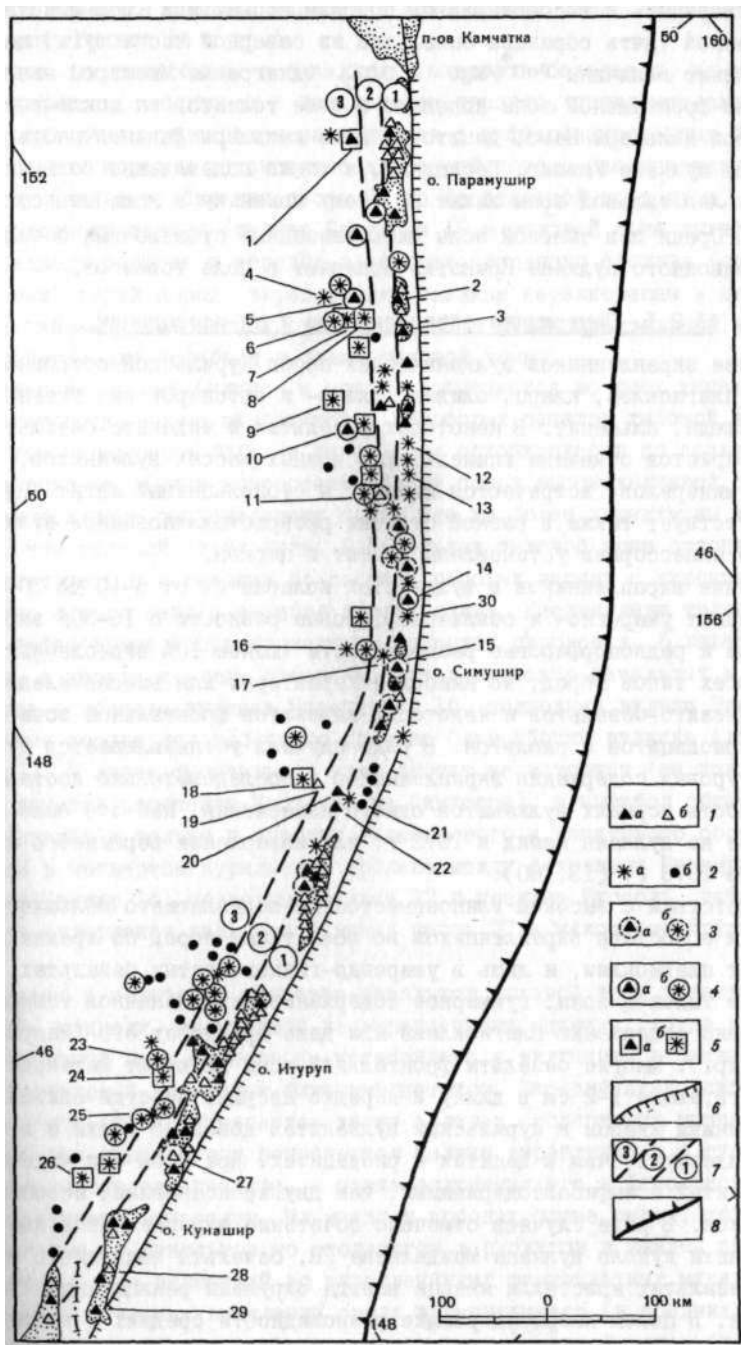
Р и с.70. Диаграмма нормированного по недеплетированной мантии распределения редких элементов в базальтах разных по щелочности вулканических серий Курил (поля) и Камчатки (линии для среднего состава по (Воллнец и др., 1987)

1-II - серии пород по щелочности: I - низкокалиевая; II - умеренно-калиевая, III - высококалиевая. III - для Камчатки: четвертичные высококалиевые базальты осевой части Срединного хребта (пунктир) и плиоценовые шшонитовые базальты западного склона Срединного хребта (сплошная линия). Для нормированного использованы данные (251)

отражает вариации не только химизма магматических расплавов, но и (P-T)-условий их кристаллизации. В связи с этим в ходе систематического изучения подводного вулканизма Курильской островной дуги было предпринято специальное сравнительное исследование минерального состава лав наземных и подводных вулканов разных зон дуги (37). С помощью рентгеновских микроанализаторов СМЕВАХ (ИВ ДВО АН СССР) и "САМЕСА MS-46" (ИГЕМ АН СССР) состав минералов определен в 50 образцах с 30 наземных и подводных вулканов, расположение которых показано на рис.71. Привлечены также данные по вулкану Алаид из работы (157). Всего в работе использовано около 2000 микрозондовых анализов состава минералов. Средний состав отдельных минеральных фаз по анализированным объектам

Р и с.71. Схема расположения наземных и подводных вулканов Курильской островной дуги с различными ассоциациями вкрапленников темноцветных минералов

1 - активные (а) и потухшие (б) наземные вулканы с дитиоксеновыми ассоциациями вкрапленников; 2 - четвертичные подводные вулканы (а) с дитиоксеновыми ассоциациями вкрапленников и подводные вулканические горы (б); с измененными породами; 3 - наземные (а) и подводные (б) вулканы с двутиоксеновыми ассоциациями вкрапленников и небольшим количеством амфибола обычно в кислых породах; 4 - наземные (а) и подводные (б) вулканы с амфиболеодержащими ассоциациями вкрапленников; 5 - наземные (а) и подводные (о) вулканы с биотитсодержащими ассоциациями вкрапленников; 6 - вулканический фронт; 7 - ГР ниши между фронтальной (1), промежуточной (2) и тыловой (3) вулканическими зонами; 8 - ось Курило-Камчатского глубоководного желоба. Номерами на схеме отмечены вулканы, поводы которых изучались на микроанализаторе



Лавы фронтальной зоны, из которых определялся состав минералов (см.рис.71), относятся к низкощелочным низко- и умеренно-калиевым разностям, лавы тыловой зоны - к умеренно- и высококалиевым породам нормальной (большинство образцов) или повышенной (пять образцов базальтов из северной части дуги) щелочности. По соотношению величины FeO / MgO с SiO_2 (диаграмма Миаширо) анализированные образцы лав фронтальной зоны попадают в поле толеитов за исключением андезитов-базальтов кальдеры Немо, дацитовых пемз кальдеры Львиная пасть и экструзивных дацитов вулкана Ушишир. Последние, а также подавляющее большинство анализированных лав тыловой зоны лежат по этому признаку в поле известково-щелочных пород. Среди лав тыловой зоны лишь указанные субщелочные базальты, а также лавы подводного вулкана Крылатка попадают в поле толеитов.

3.2.1. Содержание вкрапленников и их ассоциации

В составе вкрапленников вулканических пород Курильской островной дуги установлены плагиоклаз, кварц, оливин, клино- и ортопироксен, титаномagnetит, амфибол, слюда, ильменит. В некоторых базальтах и андезитов-базальтах в качестве протокристов отмечена шпинель. В основных массах вулкаников, кроме перечисленных минералов, встречаются пижонит и субкальциевый авгит. Здесь постоянно присутствует также в разной степени раскристаллизованное вулканическое стекло. Из аксессуаров установлены апатит и циркон.

Содержание вкрапленников в вулканиках колеблется от 5-10 до 30-40%, однако преобладают умеренно- и обильнопорфировые разности с 15-30% вкрапленников. Субафировые и редкопорфировые разновидности (менее 10% вкрапленников) отмечены среди всех типов пород, но наиболее характерны для высокожелезистых (толеитовых) андезитов-базальтов и некоторых андезитов фронтальной зоны дуги, а также для риодацитов и риолитов. В ряде случаев устанавливается существенное изменение уровня содержания вкрапленников в последовательно поставлявшихся на поверхность порциях вулкаников одного извержения, как это было при побочном прорыве на вулкане Алайд в 1972 г. или извержении вершинного кратера вулкана Тятя в 1973 г. (13,160).

В соответствии с высокой глиноземистостью подавляющего большинства вулкаников Курил в составе вкрапленников во всех типах пород по кремнекислотности преобладает плагиоклаз, и лишь в умеренно-глиноземистых базальтах, характерных для лав тыловой зоны, суммарное содержание вкрапленников темноцветных минералов равно содержанию плагиоклаза или даже превышает его (например, вулкан 18* и др.). Многие базальты фронтальной зоны включают мегакристы плагиоклаза, достигающие 1-2 см в длину и нередко несущие вросстки оливина.

Вкрапленники кварца в курильских вулканиках довольно редки и в целом более обычны в андезитах, чем в дацитах и риодацитах. При этом они чаще встречаются в вулканиках с амфиболсодержащими, чем двупироксеновыми, ассоциациями вкрапленников. В ряде случаев отмечено сочетание вкрапленников кварца и оливина (андезиты купола вулкана Менделеева 28, базальты подводного вулкана 19), причем в базальтах кристаллы кварца всегда окружены реакционными каймами клинопироксена. В целом кварцесодержащие разновидности средних и кислых пород наиболее часто встречаются в южной части Курильской дуги (вулкан Менделеева 28, экструзии мысов Алехина и Столчатого на о-ве Кунашир, пемзы кальдеры Льви-

*Здесь и далее даны номера вулканов на рис.71.

иная пасть 27 и пемзовые туфы в северной части о-ва Итуруп, подводные вулканы Итурупской группы). На Центральных и Северных Курилах находки кварцсодержащих вулканитов единичны (дациты перешейка Косточка на о-ве Симушир, андезиты и дациты вулкана Ушишир 14 и др.).

Вкрапленники оливина обычны в базальтах, андезито-базальтах, но встречаются также в андезитах, а иногда и в дацитах. Как правило, появление оливина в средних и кислых лавах отмечается на вулканах с дифференцированным базальт-дацитовым составом пород и установлено для серий пород, эволюционирующих как по толеитовому (кальдера Львиная пасть 27 во фронтальной зоне дуги, так и по известково-щелочному тренду (вулкан Броутона 19 в тыловой зоне дуги). Обычно в породах среднего состава и нередко в породах основного состава (особенно для "толеитовых" серий пород) вкрапленники оливина неравновесны и окружены реакционными каймами (пижонита и ортопироксена в лавах фронтальной зоны, клино-, ортопироксена или амфибола в лавах тыловой зоны).

Вкрапленники пироксена (клино- и орто-) встречаются во всех типах пород по кремнекислотности, кроме риодацитов и некоторых дацитов тыловой зоны дуги, причем с ростом содержания SiO_2 в лавах доля ортопироксена по сравнению с долей клинопироксена обычно возрастает (кроме пород высококальциевой серии). Однако двупироксеновые разновидности пород все же более характерны для лав фронтальной, чем тыловой, зоны дуги. В базальтах тыловой зоны ортопироксен нередко отсутствует, а в средних по составу породах наряду с пироксенами почти повсеместно широко развит амфибол и реже слюда. Кислые лавы тыловой зоны дуги биотит-амфиболовые и практически не содержат пироксена. В лавах тыловой зоны амфибол, а иногда и слюда отмечены даже в андезито-базальтах и базальтах (подводное основание вулкана Чиринкотан 10, подводный вулкан Эдельштейна 9, начальные порции лав побочного прорыва Олимпийский вулкана Алаид I в 1972 г. и др.). В лавах фронтальной зоны биотит не встречен (за исключением плиоценовых дацитов перешейка Косточка на Симушире), а амфибол обнаружен на отдельных вулканах и только в породах андезитового и дацитового состава (подводный вулкан в четвертом Курильском проливе между островами Парамушир и Онекотан, вулкан Ушишир 14, подводный вулкан 22 в проливе Буссоль, пемзы кальдеры-Рообразующего извержения кальдеры Львиная пасть 27 и некоторые другие вулканы).

Для базальтов и некоторых андезито-базальтов тыловой зоны характерно наличие (Ст-Al)-шпинели, включенной во вкрапленники оливина, тогда как в базальтах фронтальной зоны шпинель не установлена и включения в оливинах сложены титаномagnetитом и хромистым титаномagnetитом. Вкрапленники (субфенокристы) Ст-магнетита обычно отмечаются также в лавах, содержащих шпинель.

Во всех остальных типах пород встречаются мелкие вкрапленники и субфенокристы безхромистого титаномagnetита, а также включения его в фенокристаллах других пороодообразующих минералов. Ильменит в породах более редок, хотя отмечен во всех типах лав от базальтов до риодацитов и риолитов в каждой зоне. Встречается он либо в виде включений во вкрапленниках темноцветных минералов, либо в виде самостоятельных выделений среди вкрапленников (в средних, кислых породах) или среди субфенокристов и микролитов в основной массе (во всех типах лав по кремнекислотности). Обычны сростки ильменита с титаномagnetитом.

Андезиты и дациты тыловой зоны дуги нередко содержат крупные выделения апатита. В них, а также в более кислых породах обычен циркон. Иногда он встречается даже в базальтах тыловой зоны. В средних и кислых лавах фронтальной зоны Курильской дуги кристаллы апатита мелкие, а циркон нами не встречен.

3.2.2. Состав породообразующих минералов

Плагиоклазы. Состав плагиоклаза в лавах в целом изменяется от An_{35-98} до An_{30-35} (рис.72), причем анортиты обнаружены не только во вкрапленниках, но и среди микролитов. В базальтах, андезито-базальтах и андезитах фронтальной зоны, а также в базальтах тыловой зоны состав ядер вкрапленников плагиоклаза в общем более кальциевый, чем состав их краевых зон (кайм) и микролитов. Однако в андезито-базальтах и андезитах тыловой зоны состав вкрапленни-

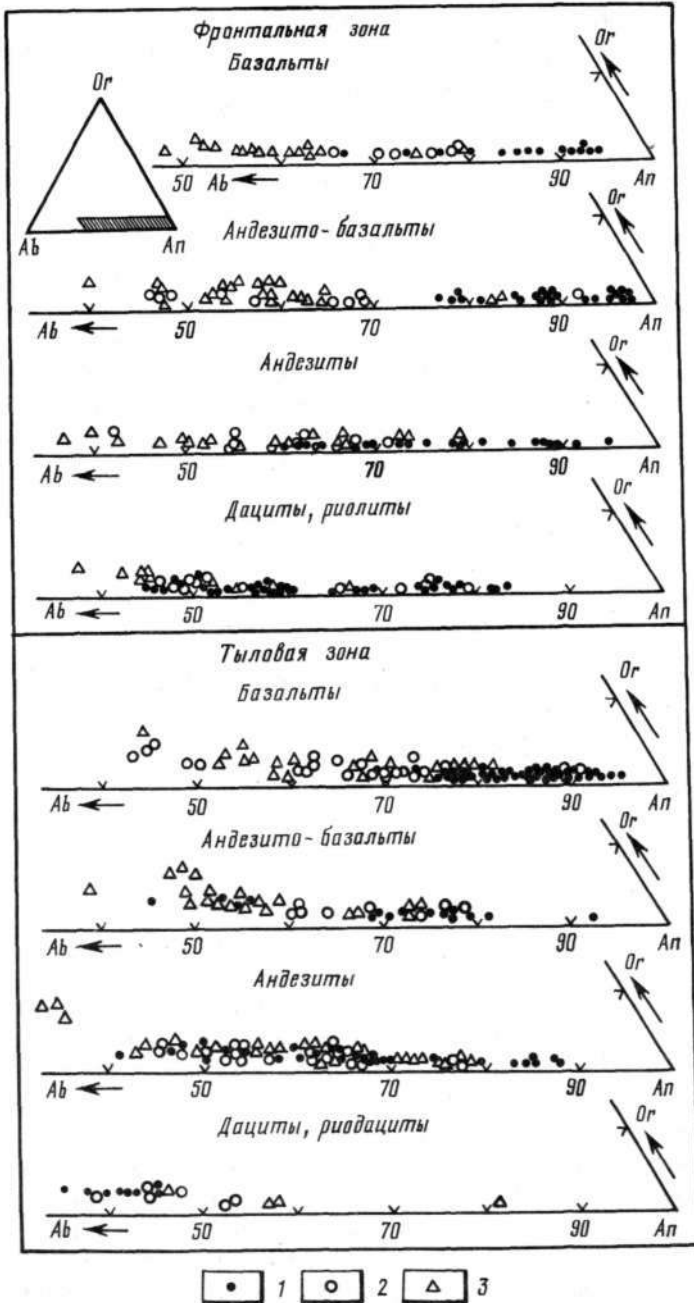


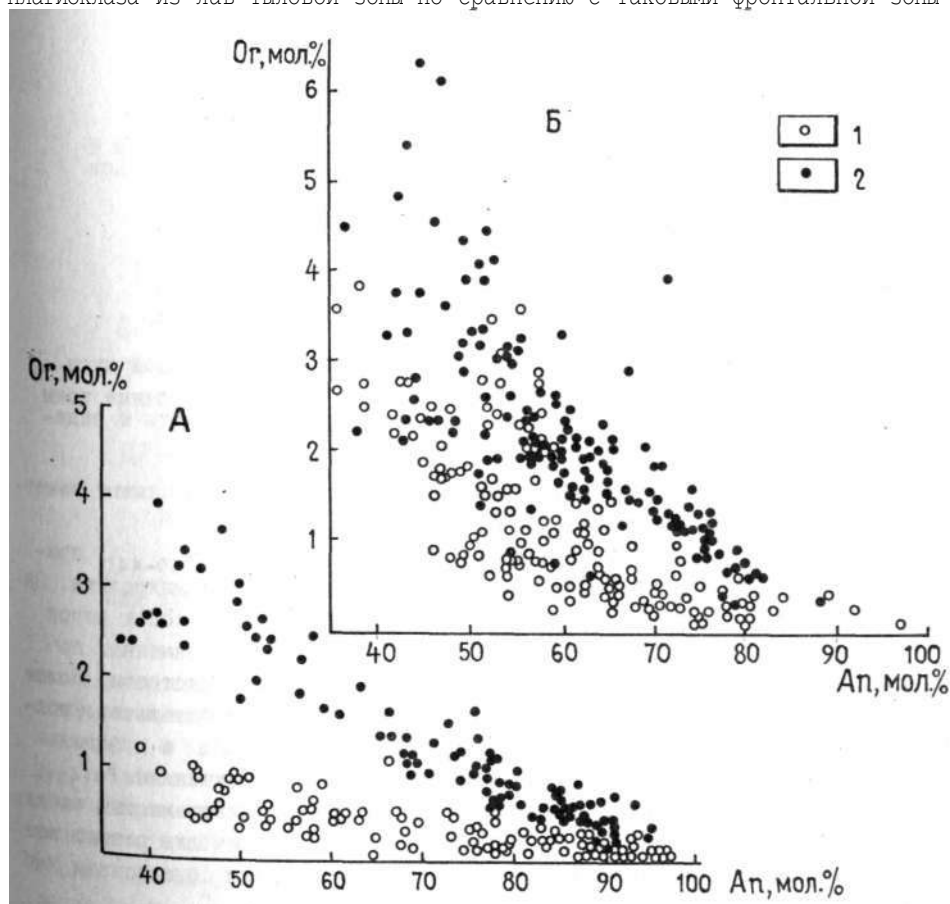
Рис.72. Состав плагиоклаза в лавах Курильской островной дуги

1 - ядра и промежуточные зоны вкрапленников; 2 - каймы вкрапленников; 3 - микролиты

ков и микролитов практически целиком перекрывается, а в дацитах и риодацитах тыловой зоны вкрапленники даже менее кальциевые, чем микролиты (см. рис.72). При этом ядра вкрапленников по сравнению с каймами и микролитами имеют более низкое содержание калия (рис.73) и железа (рис.74).

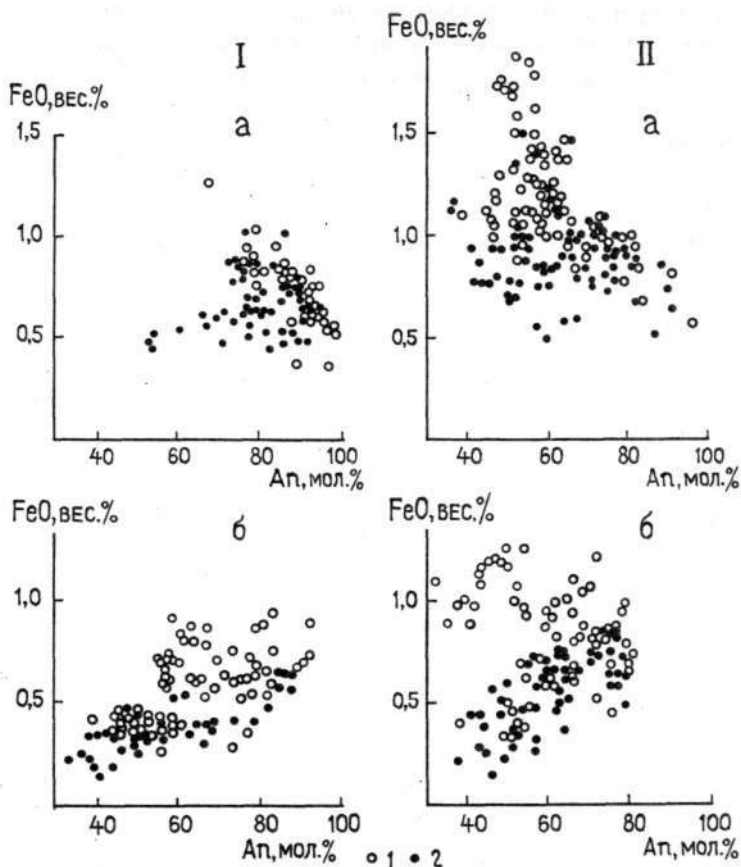
С ростом кремнекислотности пород состав ядер вкрапленников плагиоклаза становится в целом все менее кальциевым. В принципе такая же, но значительно менее отчетливая картина наблюдается для микролитов и краевых зон вкрапленников. При этом содержание железа и во вкрапленниках и в микролитах плагиоклаза в общем убывает.

Вариации кальциевости плагиоклаза микролитов и кайм вкрапленников в одинаковых по кремнекислотности типах пород фронтальной и тыловой зон дуги сходны, тогда как в случае ядер вкрапленников такое сходство наблюдается только для базальтов, а во всех остальных типах пород плагиоклазы вулканитов тыловой зоны в целом более натровые. При этом и вкрапленники и микролиты плагиоклаза лав тыловой зоны содержат заметно больше калия (см. рис.73) и меньше железа (см. рис.74), чем плагиоклазы лав фронтальной зоны. Кроме того, вкрапленники плагиоклаза из лав тыловой зоны по сравнению с таковыми фронтальной зоны обо-



Р и с. 73. Содержание Or- молекулы в плагиоклазах лав Курильской островной дуги

1-лавы фронтальной, 2-тыловой зоны. А - вкрапленники, Б - микролиты и вкрапленники



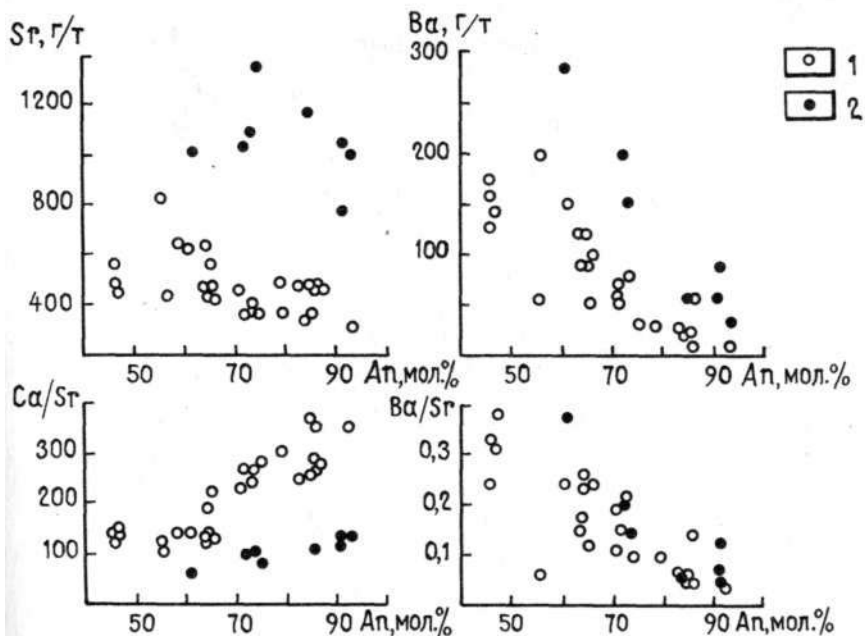
Р и с.74. Содержание FeO в плагиоклазах лав Курильской островной дуги

I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны. I - ядра и промежуточные зоны вкрапленников; II - микролиты и каймы вкрапленников. А - базальты и андезит-базальты; Б - андезиты, дациты, риодациты

гашены также Sr и Ba и при сходных значениях отношения Ba/Sr, имеют заметно более низкие значения отношения Ca/Sr (рис.75).

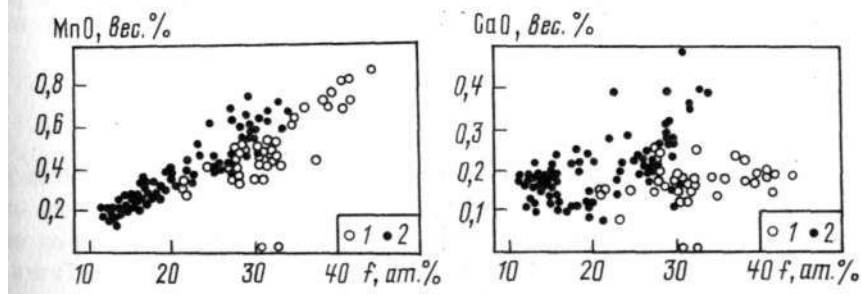
Оливины. Состав оливина в лавах изменяется от Fa_{12-19} до Fa_{40-44} , причем ядра вкрапленников обычно менее железистые, чем их каймы и микролиты. Закономерных отличий в составе оливинов из разных по кремнекислотности пород одной вулканической зоны не установлено, однако оливины из одноименных по содержанию SiO_2 пород разных зон заметно различаются по железистости, более высокой для оливинов фронтальной зоны. Так, состав оливина в базальтах фронтальной зоны изменяется в пределах Fa_{23-40} (с молодой Fa_{30-32}), а в базальтах тыловой зоны - в пределах Fa_{12-35} с двумя модальными значениями Fa_{13-15} и Fa_{25-27} (первая мода отвечает магниальным, вторая - глиноземистым база там). Добавим, что для одинаковых по железистости оливинов из лав разных зон оливины из лав фронтальной зоны характеризуются более низким содержанием и CaO (рис.76).

Пироксены. Пироксены лав фронтальной и тыловой зон заметно различаются составу и трендам эволюции (рис.77). И клино- и ортопироксены лав фронтальной зоны в целом более железистые. Вкрапленники клинопироксена из лав тыловой зоны характеризуются более высоким уровнем содержания Ca, Al, Ti (рис.7



Р и с.75. Содержание Ва и Sr в плагиоклазах лав Курильской островной дуги

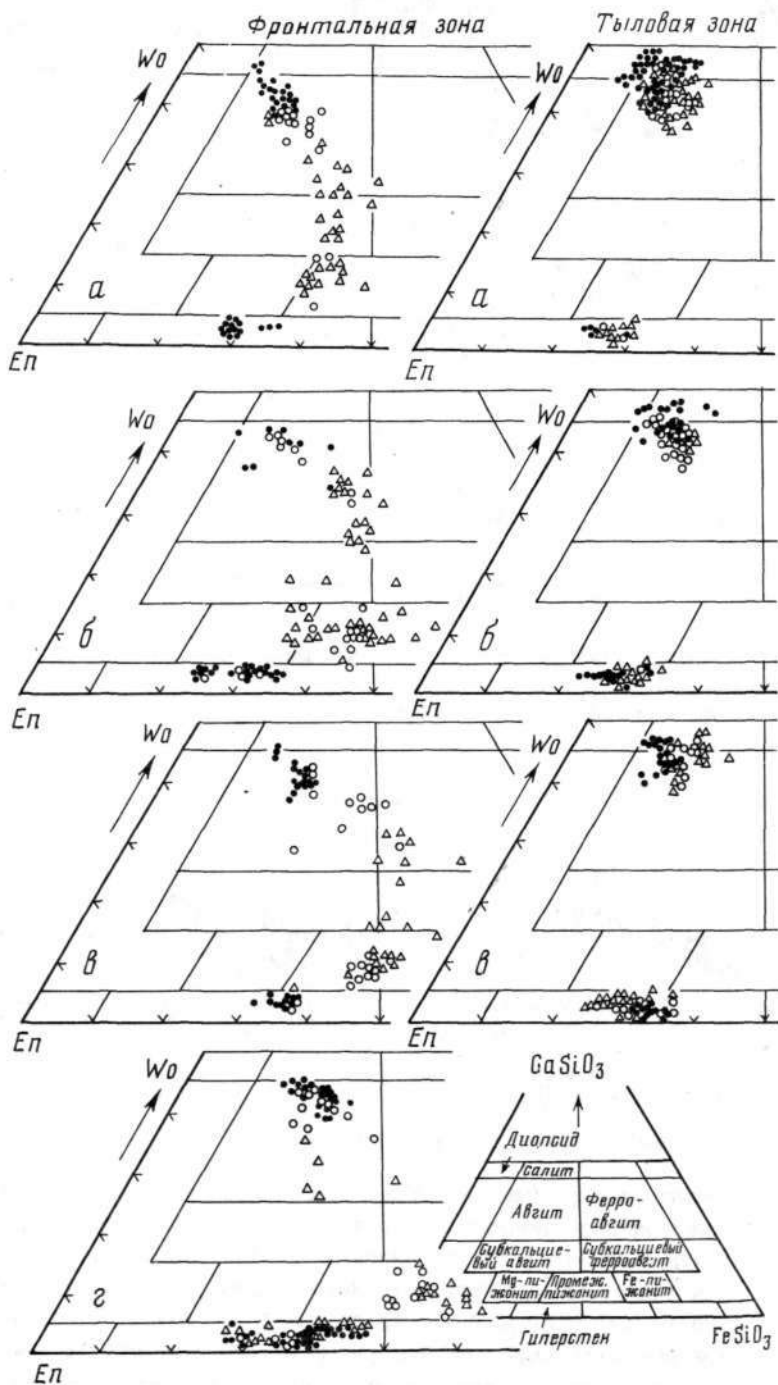
1 - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны



Р и с.76. Содержание MnO и CaO в оливинах лав Курильской островной дуги

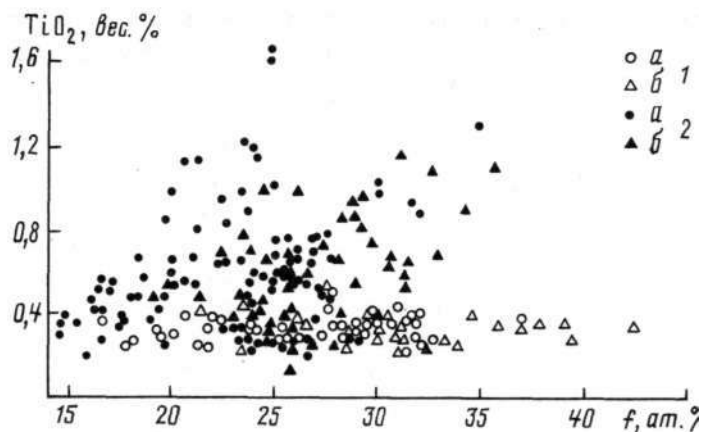
1 - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны

а в случае базальтов и Sr (рис.79). Ядра вкрапленников во фронтальной зоне отвечают авгитам и лишь в базальтах встречаются иногда салиты. В тыловой зоне наряду с авгитами широко распространены диопсиды (базальты, андезито-базальты) и салиты (базальты, андезито-базальты, андезиты). При этом диопсиды обычно хромистые (0,3-0,7%) Cr_2O_3 , а среди салитов отмечаются фассаитовые Разности, содержащие 6-8% Al_2O_3 . Некоторые фассаиты и авгиты титанистые (более 1% TiO_2). В клинопироксенах лав фронтальной зоны максимальные концентрации Cr_2O_3 не превышают 0,2%, TiO_2 - 0,5 (см. рис.78,79), а Al_2O_3 - 4,0-4,5%. Содержание глинозема в ортопироксенах из лав разных зон не различаются и в ядрах вкрапленников постепенно уменьшается от базальтов и андезито-базальтов (1-3% Al_2O_3) к андезитам и дацитам (менее 1%).



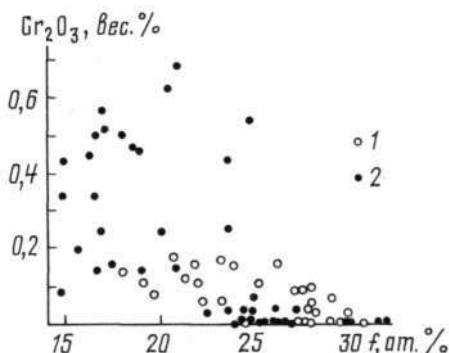
Р и с. 77. Состав пироксенов в базальтах (а), андезито-базальтах (б), андезитах, андезито-дацитах (в), дацитах и риолитах (г) Курильской островной дуги

Усл. обозначения те же, что на рис. 72



Р и с.78. Содержание TiO_2 во вкрапленниках клинопироксена основных и средних лав Курильской островной дуги

I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны, а - ядра вкрапленников, б - краевые каймы вкрапленников



Р и с.79. Содержание Cr_2O_3 в ядрах вкрапленников клинопироксена из базальтов Курильской островной дуги

I - I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны

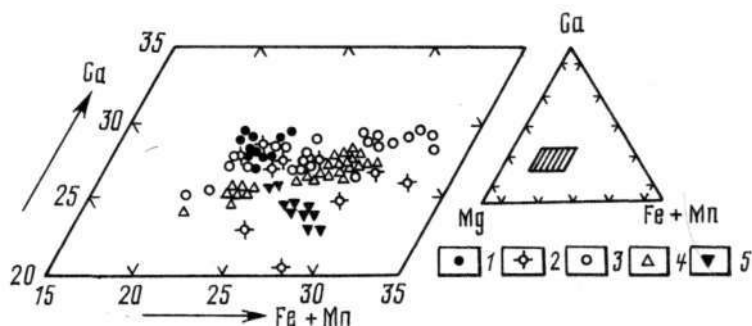
В лавах тыловой зоны внешние каймы вкрапленников и микролиты клинопироксена по сравнению с ядрами несколько обогащены Fe и обеднены Ca, однако смещение по составу небольшое - микролиты и каймы вкрапленников отвечают кальциевым авгитам (см. рис.77). В случае ортопироксенов базальтов и андезитов-базальтов тыловой зоны каймы вкрапленников и микролиты хотя и имеют более высокие концентрации Fe и Ca, чем ядра, но не входят за пределы состава бронзит-гиперстенов. Такой тренд эволюции принято называть известково-щелочным. Отметим, что в ортопироксенах андезитов тыловой зоны часто наблюдается обратная зональность, когда микролиты и краевые зоны вкрапленников более магнизиальны, чем их ядра.

В лавах фронтальной зоны смещение состава краевых кайм вкрапленников и микролитов пироксенов по сравнению с ядрами вкрапленников значительное. При этом в базальтах, андезито-базальтах и андезитах наблюдается непрерывное изменение состава пироксенов от авгитов (салитов) и бронзит-гиперстенов в сторону железистых малокальциевых и субкальциевых авгитов и промежуточных пижонитов - толеитовый тренд эволюции. Состав пироксенов из дацитов и риолитов фронтальной зоны прямо связан со степенью обогащения пород железом. Пироксены из "толеитовых" (обогащенных железом) дацитов кальдеры Львиная пасть 27 и подводного вулкана Рикорда 30 в целом более железистые, чем пироксены из амфибол

содержащих известково-щелочных дацитов вулкана Ушишир 14 и пемзовых туфов кальдеры Львиная пасть 27. В первых каймы вкрапленников и микролиты сложены промежуточными, реже железистыми пижонитами, тогда как во вторых - гиперстенами.

Амфиболы широко распространены в лавах тыловой зоны дуги, где встречаются во всех типах пород от базальтов до риодацитов и редки в лавах фронтальной зоны, где установлены только в породах андезитового и дацитового состава.

Вариации содержания щелочей, глинозема, титана, а также железистости амфиболов из разных типов пород тыловой зоны значительны, однако на диаграмме Ca-Mg-(Fe+Mn) они дают достаточно компактный рой (рис.80). Вместе с тем видно, что кальциевость амфиболов хотя и незначительно, но последовательно убывает от базальтов к дацитам и риодацитам, и лишь для амфиболов андезито-базальтов характерен большой и незакономерный разброс. Также последовательно убывает и содержание TiO_2 в амфиболах: 1,6-2,8% - в базальтах, 1,3-2,6 - в андезито-базальтах, 1,4-2,2 - в андезитах, 0,9-1,4% - в дацитах и риодацитах.



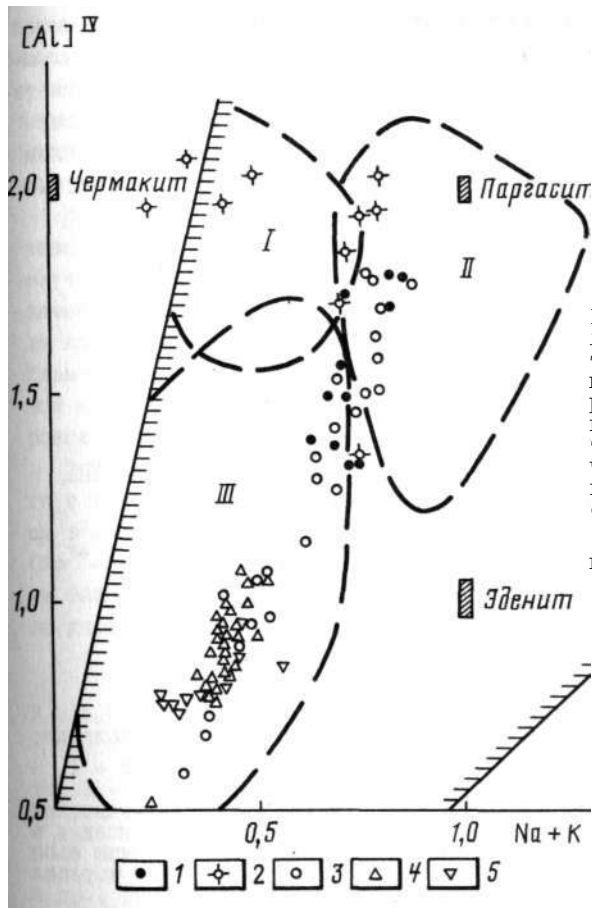
Р и с.80. Состав амфиболов в лавах Курильской островной дуги

1-4 - лавы тыловой зоны: 1 - базальты, 2 - андезито-базальты, 3 - андезиты, 4 - дациты;
5 - лавы фронтальной зоны (дациты)

По соотношению величины Al^{IV} с $Na+K$ и значениями отношения Fe/Mg (58,101) среди амфиболов выделяется несколько минеральных типов. С ростом содержания SiO_2 в лавах, в амфиболах из них в общем увеличивается величина Al и содержание щелочей и возрастает железистость, хотя перекрытие по этим параметрам состава амфиболов из разных типов пород значительное (рис.81). Так, гастингситы установлены в базальтах, андезито-базальтах и андезитах, магнезиально-железистые роговые обманки - во всех типах пород по кремнекислотности, а актинолиновые роговые обманки - в андезитах, дацитах и риодацитах. Особняком стоят чермакитовые амфиболы (с низким содержанием щелочей при высокой глиноземистости), обнаруженные во вкрапленниках андезито-базальтов в ассоциации с гастингситами и магнезиально-железистыми обыкновенными роговыми обманками.

Амфиболы из дацитов фронтальной зоны дуги отвечают по составу магнезиально-железистым обыкновенным и актинолитовым роговым обманкам и по сравнению с амфиболами соответствующего типа пород тыловой зоны отличаются в целом несколько пониженной кальциевостью, глиноземистостью и щелочностью (см. рис.80,81) при сходном содержании TiO_2 .

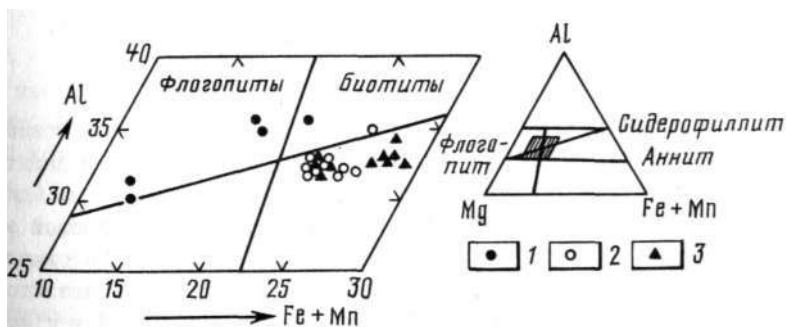
Слюды установлены, как отмечалось, только в лавах тыловой зоны дуги. Все они относятся к ряду флогопит-сидерофиллит, причем слюды из базальтов отвеча-



Р и с.81. Классификация амфиболов в координатах глиноземистость-щелочность. Прямыми линиями ограничена область распространения кальциевых амфиболов и их разновидностей по 58; пунктирными линиями околтурены поля чермакит-феррочермакитов (I), паргасит-гастингситов (II) и обыкновенных роговых обманок (III)

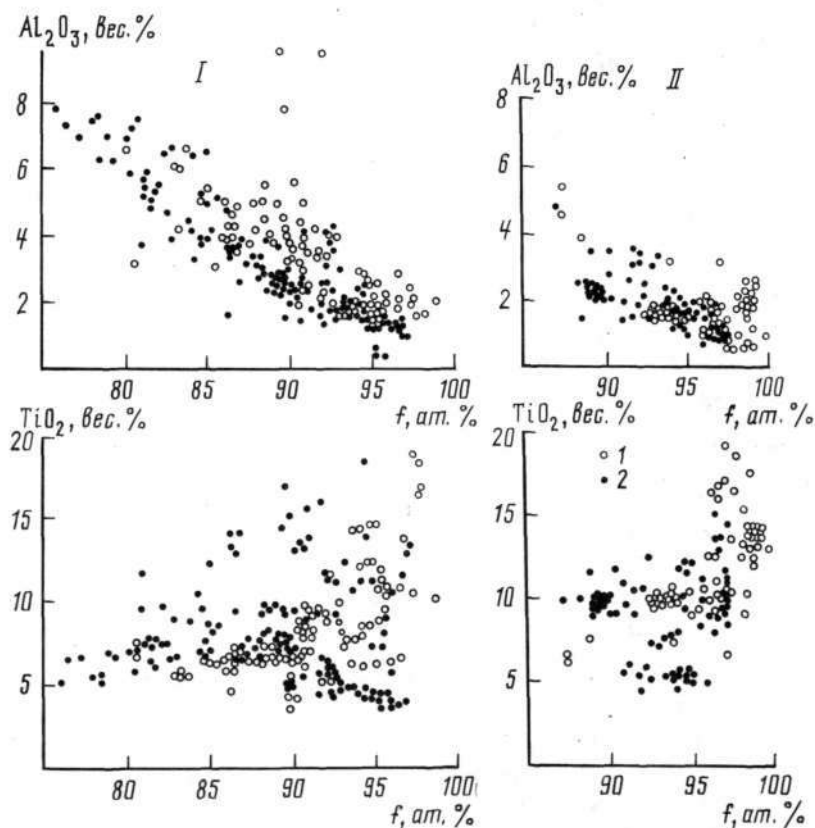
Усл. обозначения те же, что и на рис.80

ют флогопитам, а из андезитов, дацитов и риодацитов - биотитам (рис.82). Железистость слюд дацитов и риодацитов лишь ненамного превышает их железистость в андезитах (соответственно 34-42 и 33-38%). Содержание TiO_2 в слюдах в общем прямо коррелируется с их железистостью, однако в дацитах и риодацитах оно более низкое (3,5-4,0%), чем в андезитах (4,0-4,5%). В целом содержание TiO_2 в слюдах курильских лав соответствует таковому в породах известково-щелочной серии Камчатки (39).



Р и с.82. Состав слюд в лавах Курильской островной дуги
I - базальты, 2 - андезиты, 3 - дациты

Титаномagnetиты. Железистость вкрапленников титаномagnetита увеличивается с ростом кремнекислотности пород, изменяясь в целом от 76-79 в некоторых базальтах до 95-98% в андезитах и дацитах. С ростом железистости титаномagnetитов в них уменьшается содержание глинозема и в общем возрастает содержание титана. Микролиты титаномagnetита по сравнению с вкрапленниками как в целом для изученного комплекса пород, так и в отдельных образцах более железисты, титанисты и менее глиноземисты (рис.83).



Р и с.83. Содержание Al_2O_3 и TiO_2 в титаномagnetитах лав Ку-рильской островной дуги

I - лавы фронтальной, 2 - тыловой зоны. I - вкрапленники, субфенокристаллы и включения в породообразующих минералах; II - микролиты

Титаномagnetиты основных и средних пород тыловой зоны дуги в общем менее железисты, чем соответствующих пород фронтальной зоны, однако в дацитах обеих зон значение железистости титаномagnetитов целиком перекрывается. Одинаковые по железистости титаномagnetиты базальтов более титанисты в тыловой зоне, тогда как в дацитах наблюдается прямо противоположная картина. Максимальная концентрация TiO_2 достигается в микролитах титаномagnetита из андезито-базальтов фронтальной зоны (15-16%), а минимальная (4-6%) - в наименее и наиболее железистых титаномagnetитах соответственно из базальтов и дацитов тыловой зо- --. Пониженное содержание TiO_2 в первых связано, по-видимому, с ранней крис-

таллизацией титансодержащих клинопироксенов, а во-вторых - с совместной кристаллизацией титаномагнетита и ильменита.

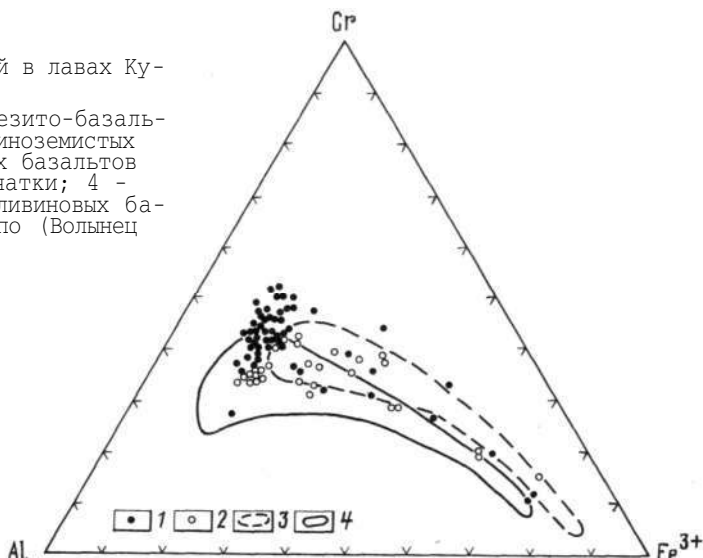
Отметим, что в шпинельсодержащих базальтах и андезито-базальтах тыловой зоны наряду с обычными бевхромистыми присутствуют и хромсодержащие титаномагнетиты. Последние установлены также в виде включений во вкрапленниках оливина из некоторых базальтов фронтальной зоны (кальдера Львиная пасть 27).

Ильмениты. Эти довольно редкие минералы в лавах курильских вулканов встречаются только в II из 50 образцов, проанализированных на микрозонде. Как и в случае титаномагнетитов, железистость вкрапленников и протокристов ильменита заметно изменяется от базальтов (82-85%) к дацитам и риолитам (88-91%), тогда как в микролитах всех типов пород по кремнекислотности она сходна (90-95%) Ильмениты из амфиболсодержащих пород имеют более высокое содержание гематитовой молекулы и более низкое - ильменитовое по сравнению с ильменитами из пироксеновых разностей.

Шпинели встречаются только в базальтах и андезито-базальтах тыловой зоны дуги в виде включений во вкрапленниках оливина и среди микролитов основной массы в наиболее магнезиальных разностях пород. Все они принадлежат к ($Fe^{3+}Cr-Al$) - разностям пикотитового типа и имеют железистость 35-75%. Шпинели базальтов в целом несколько более хромистые и менее железистые, чем шпинели андезито-базальтов (рис.84). Состав и тренд эволюции шпинелей (увеличение

Р и с.84. Состав шпинелей в лавах Курильской островной дуги

I - базальты; 2 - андезито-базальты; 3 - поле шпинелей глиноземистых умеренно- и низкокалиевых базальтов и андезито-базальтов Камчатки; 4 - поле шпинелей щелочных оливиновых базальтов Камчатки. 3,4 - по (Вольнец и др., 1987₁)



Fe^{3+} с начала за счет Al при практически постоянной хромистости, а затем и за счет Al, и за счет Cr) сходны с таковыми для шпинелей из лав умеренно-калиевой известково-щелочной серии, а также щелочных оливиновых базальтов Камчатки (39).

3.2.3. Латеральные вариации ассоциаций породообразующих минералов и их состава

Изложенный материал показывает, что для вулканических пород Курильской островной дуги наблюдается довольно отчетливая поперечная зональность распределения лав с разными ассоциациями вкрапленников, а также состава породообразующих минералов в одинаковых по кремнекислотности породах.

Для средних и кислых пород фронтальной зоны дуги характерно преобладание двупироксеновых ассоциаций вкрапленников, а для тыловой зоны - амфиболсодержащих. На это уже достаточно давно обращали внимание Г.С.Горшков (56), а также В.И.Федорченко и Р.И.Родионова (155). Наши исследования показали, что в лавах тыловой зоны наряду с амфиболами встречаются и слюды, причем оба эти минерала могут наблюдаться во вкрапленниках не только средних и кислых, но даже основных пород. Слюда в лавах фронтальной зоны Курил не установлена.

Характерными породами фронтальной зоны дуги являются крупнопорфировые базальты с вкрапленниками (мегакристами) анортита размерами до 1 см и более. Для базальтов тыловой зоны такие разности не типичны. В средних по составу лавах тыловой зоны по сравнению с аналогичными породами фронтальной зоны значительно чаще встречаются вкрапленники оливина, а в средних-кислых породах - также и кварца.

Для лав тыловой зоны характерно присутствие таких типоморфных акцессорных минералов, как шпинель (в основных породах) и циркон, а также более широкое развитие апатита, чем в лавах фронтальной зоны.

Вкрапленники плагиоклаза в лавах тыловой зоны в целом (за исключением базальтов) менее кальциевые, чем в лавах фронтальной зоны. Плагиоклазы лав тыловой зоны содержат больше K, Ba, Sr и меньше Fe по сравнению с плагиоклазами лав фронтальной зоны. В кислых лавах тыловой зоны вкрапленники плагиоклаза нередко менее кальциевые, чем микролиты.

Оливины лав тыловой зоны более магниезильные, чем оливины лав фронтальной зоны. В случае одинаковых по магниезильности оливинов лав тыловой и фронтальной зон первые характеризуются более высоким уровнем содержания марганца и кальция.

Клинопироксены лав тыловой зоны более кальциевые, менее железистые и содержат больше Ti, Al, а в базальтах - и Cr, чем клинопироксены лав фронтальной зоны. Ядра вкрапленников клинопироксена в вулканитах тыловой зоны отвечают главным образом диопсидам и салитам, реже - высококальциевым авгитам; в породах основного состава встречаются также хромдиопсиды, фассаиты, титанавгиты. В лавах фронтальной зоны ядра вкрапленников клинопироксена преимущественно авгиты, реже (в базальтах) отмечаются также салиты. Ортопироксены вкрапленников из лав тыловой зоны в целом менее железистые, чем из лав фронтальной зоны, хотя в обоих случаях среди них присутствуют бронзиты и гиперстены.

Эволюция пироксенов в лавах фронтальной зоны идет по толеитовому тренду с образованием малокальциевых и субкальциевых умеренно-железистых авгитов, пижонитов и ферропижонитов в каймах вкрапленников и в микролитах. Для пироксенов лав тыловой зоны характерен известково-щелочной тренд: каймы вкрапленников и микролиты лишь ненамного отличаются от ядер вкрапленников по железистости и содержанию кальция. В андезитах микролиты пироксена отвечают по составу бронзит-гиперстену и нередко более магниезильные, чем вкрапленники.

По сравнению с лавами тыловой зоны амфиболы в лавах фронтальной зоны встречаются редко и преимущественно в кислых разностях пород. При этом амфиболы дацитов фронтальной зоны отличаются несколько меньшей кальциевостью, щелочностью и глиноземистостью.

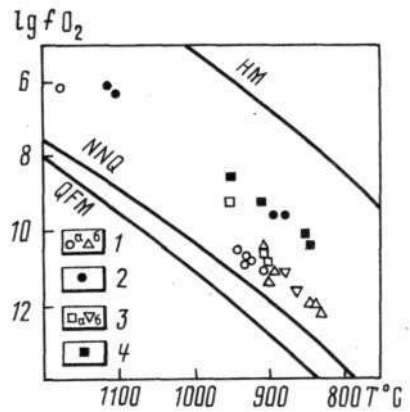
Титаномagnetиты основных-средних пород тыловой зоны в общем менее железисты, чем титаномagnetиты аналогичных пород фронтальной зоны.

3.2.4. Условия кристаллизации

Сведения о температурах кристаллизации магматических расплавов получены на основе различных геотермометров: плагиоклазового (208), двупироксенового (252), магнетит-ильменитового (235). Данные по последнему геотермометру наиболее ограничены, однако весьма важны, поскольку дают представление не только о температуре кристаллизации магнетит-ильменитовых пар, но и о фугитивности кислорода при кристаллизации расплавов. Согласно полученным материалам, кристаллизация вкрапленников и протокристов титаномagnetита-ильменита в базальтах происходила при температурах 885-1180 °С: а в средних и кислых лавах - в интервале температур 850-950 °С при значении P_{O_2} между буферами NNQ. и НИ. При этом амфиболовые разности кристаллизовались при P_{O_2} , на 1,0-1,5 порядка более высоком, чем пироксеновые (рис.85). Микролиты титаномagnetита-ильменита из основных масс оливин-пироксеновых базальтов и андезито-базальтов фронтальной зоны кристаллизовались при температурах и значениях P_{O_2} , близких к таковым для вкрапленников пироксеновых кислых лав. Учитывая различную относительную распространенность амфибол- и пироксеносодержащих ассоциаций вкрапленников в средних и кислых лавах, различие в трендах кристаллизации пироксенов в породах из разных зон дуги, а также повышенную степень окисленности железа в лавах тыловой зоны (9; см. также разд.3.1), можно полагать, что магматические расплавы из тыловой зоны дуги кристаллизовались при заметно более высоких значениях P_{O_2} , чем расплавы фронтальной зоны дуги.

Р и с.85. Температура-фугитивность кислорода при кристаллизации Fe- и Ti- фазы в лавах Курильской островной дуги

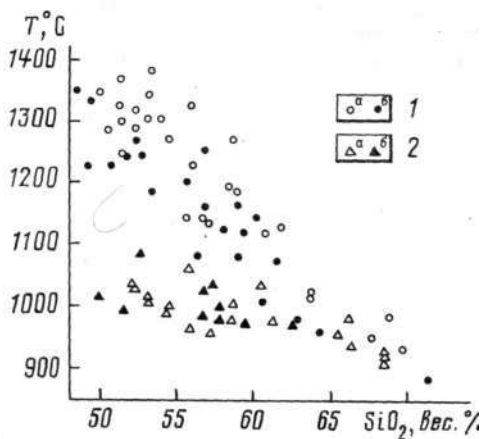
1 - оливин-пироксеновые базальты фронтальной зоны; 2 - амфиболсодержащие базальты и андезито-базальты тыловой зоны; 3 - пироксеновые дациты, риодациты и риолиты фронтальной зоны; 4 - амфиболовые дациты фронтальной зоны, биотит-амфиболовые андезито-дациты, дациты, риодациты тыловой зоны. 2, 4Да, 3а - фенокристы и включения во вкрапленниках темноцветных минералов; 16, 36 - микролиты



Температуры кристаллизации пироксенов по двупироксеновому геотермометру Вуда и Ванно закономерно уменьшаются с ростом кремнекислотности лав от 1040-1085 °С в базальтах через 1000-1060 °С в андезитах до 950-980 °С в риодацитах (рис.86). При этом каких-либо существенных различий в температурах кристаллизации пироксенов из лав разных зон дуги не обнаруживается.

Согласно экспериментальным данным, верхний предел устойчивости амфибола в базальтовых расплавах при умеренных давлениях воды 1000 °С (71), а в андезитах 950 °С (73). Эти значения ниже минимальных температур кристаллизации пироксенов и согласуются с петрографическими наблюдениями, указывающими на более позднюю кристаллизацию амфибола по сравнению с пироксенами.

Более высокая в целом кальциевость вкрапленников плагиоклаза в лавах фронтальной зоны по сравнению с лавами тыловой зоны предполагает либо более высокие температуры, либо более высокие значения P_{H_2O} при кристаллизации их. Последнее предположение не согласуется, однако, с характером ассоциаций вкрап-



Р и с.86. Температура кристаллизации вкрапленников плагиоклазов (1) и пироксенов (2) в лавах фронтальной (а) и тыловой (б) зон Курильской островной дуги

ленников и экспериментальными данными. Так, судя по работе (73), кристаллизация двупироксеновых андезитов Тихоокеанской окраины происходит при концентрациях воды 1-3 мас.%, а амфиболовых - при концентрациях воды более 3,5 мас.% (4,0-5,5 мас. % и выше). Согласно (71), кристаллизация амфибола в базальтовых расплавах возможна при P_{H_2O} не менее 1,4 кбар, т.е. при концентрации воды 3-4 мас.%, тогда как содержание воды для обычных высокоглиноземистых базальтов клочечковской группы вулканов на Камчатке оценивается в 1,0-1,5 мас.% (73). Таким образом, более широкое распространение амфиболсодержащих парагенезисов вкрапленников в средних и кислых лавах тыловой зоны дуги по сравнению с лавами фронтальной зоны, а также наличие в лавах тыловой зоны вкрапленников амфибола в базальтах и андезито-базальтах позволяют предполагать и более высокие концентрации воды в магматических расплавах, извергавшихся в тыловой зоне дуги. В соответствии с изложенным при расчетах по плагиоклазовому геотермометру Кудо-Вейла для плагиоклазов лав тыловой зоны брались значения температур при $P_{H_2O} = 1,0$ кбар, тогда как для плагиоклазов лав фронтальной зоны - при $P_{H_2O} = 0,5$ кбар для пород базальт-андезитового ряда и только для дацитов-риодацитов этой зоны - при $P_{H_2O} = 1,0$ кбар. Результаты расчетов, показанные на рис.86, отражают более высокие в целом температуры кристаллизации плагиоклазов лав фронтальной, чем тыловой, зоны для всего ряда пород по кремнекислотности.

Обращает на себя внимание также то обстоятельство, что только в породах дацит-риолитового состава наблюдается сходство температур кристаллизации плагиоклазов (по геотермометру Кудо-Вейла) и пироксенов (по геотермометру Вуда и Банно). Для более основных пород рассчитанные температуры кристаллизации плагиоклазов заметно более высокие, чем пироксенов (см. рис.86). Это указывает, по-видимому, на более раннюю кристаллизацию плагиоклазов по сравнению с пироксенами в основных и средних породах и связано, очевидно, с высокой глиноземистостью островодужных магм. Из этого же рисунка следует, что интервал температур кристаллизации вкрапленников с ростом кремнекислотности пород в целом сокращается.

¹Исключение составляют некоторые умеренно-глиноземистые (магнезиальные) базальты тыловой зоны, где плагиоклаз кристаллизуется после оливина и клинопироксена.

3.2.5. Фракционирование минеральных фаз и проблема связи основных и кислых расплавов

Полученные в результате микросондовых исследований данные о составе минеральных фаз в разных по основности лавах курильских вулканов позволили провести проверку гипотезы о связи основных и кислых расплавов с помощью механизма кристаллизационной дифференциации. Важность такого рода анализа подчеркивается тем обстоятельством, что на многих вулканах Курильской островной дуги проявлены ассоциации пород широкого диапазона кремнекислотности — от базальтов до дацитов (риодацитов), причем на каждом отдельном вулкане лавы разной кремнекислотности обычно принадлежат к единой петрохимической серии и характеризуются наследованием особенностей редкоэлементного состава. Проверка гипотезы фракционирования была выполнена с помощью компьютерных программ, составленных в ИГЕМ АН СССР, и проводилась для трех объектов: подводного вулкана 6.10 в тыловой зоне дуги, кальдер Немо и Львиная пасть во фронтальной зоне дуги.

Расчеты по главным петрогенным компонентам велись с использованием метода наименьших квадратов по программе МИГ (автор программы А.Д.Бабанский). Рассчитывались последовательные стадии фракционирования от основных разностей к кислым. Для каждого шага фракционирования использовались следующие данные: химический состав более основной породы (исходный расплав); состав ядер вкрапленников породообразующих минералов этой породы по данным микросондового анализа (фракционирующие минеральные фазы); химический состав более кислой породы (результатирующий расплав). Расчет велся добавлением к результирующему расплаву минеральных фаз исходного расплава. К удовлетворительным относились такие результаты расчетов, в которых сумма квадратов разностей между истинными и рассчитанными значениями содержаний петрогенных элементов не превышала единицы ($Z\sigma^2 < 1$). В результате устанавливались весовые проценты каждой из фракционирующих фаз и доля остаточного расплава. В некоторых вариантах расчета для достижения баланса масс оказалось необходимым не фракционировать, а наоборот, аккумулировать какую-то минеральную фазу. Поскольку в породах, химические свойства которых при моделировании давали устойчиво отрицательные значения для фаз-фракционатов, при микроскопическом изучении в шлифах не установлены признаки кумулятивных структур, соответствующие варианты расчетов (за одним исключением) не использовались.

Моделирование процессов фракционирования по редким элементам проведено для трех групп их: крупнокатионных литофильных элементов (Rb, Ba, Sr), элементов группы железа (Cr, Co, Ni) и некоторых редкоземельных элементов (La, Sm, Yb). При проведении расчетов для микроэлементов использовалась программа, написанная А.В.Абрамовым на основе уравнения Рэлея, с помощью которой можно определить концентрацию каждого отдельного элемента в результирующем расплаве при последовательном фракционировании исходного расплава в условиях закрытого магматического резервуара: $C^1 = C^0 F^{D-1}$, где C^1 — концентрация микроэлемента в результирующем расплаве; C^0 — концентрация элемента в исходном расплаве; p — весовая доля результирующего расплава; D — комбинированный коэффициент распределения микроэлемента. Доля результирующего расплава, также значения комбинированных коэффициентов распределения рассчитывались исходя из весовых процентов фракционирующих фаз, полученных в ходе

коэффициентов распределения заимствованы из литературы (17), поскольку для курильских вулканитов таких данных пока нет. Так как коэффициенты распределения зависят от многих переменных, таких, в частности, как валовый химический состав расплава, состав отдельных минеральных фаз, температуре и давлению, мы отдаем себе отчет, что использование в расчетах значений, полученных не непосредственно для конкретных курильских вулканитов, может приводить к определенным неточностям.

Следует подчеркнуть, что все выполненные расчеты исходили из предпосылки о фракционировании расплавов в условиях закрытой системы, т.е. в условиях, когда магматический резервуар в ходе фракционирования не пополнялся новыми порциями магмы.

Химический состав минералов, на основе которых производилось теоретическое моделирование, приведен в табл.3 приложения. Результаты расчетов представлены в табл.16-18.

Подводный вулкан 6.10. Расположен в тыловой зоне Курильской островной дуги, вблизи о-ва Броутона. При драгировании его вершины и склонов подняты клинопироксен-оливиновые и клинопироксен-оливин-плаггиоклазовые базальты, оливин-двупироксен-плаггиоклазовые андезиты-базальты, оливин-ортопироксен-биотит-амфибол-плаггиоклазовые андезиты и биотит-амфибол-плаггиоклазовые риодациты. Рудная фаза в базальтах и отчасти андезиты-базальтах представлена (Fe^{3+} -Ст-Al)-шпинелью (включения в оливине), а в средних и кислых лавах - титаномagnetитом (мелкие вкрапленники и включения в темноцветных минералах). Преобладающими типами пород являются базальты и риодациты (см.гл.2 "Каталог..."), тогда как андезиты-базальты и андезиты редки. Базальты содержат включения ультраосновных пород, а андезиты - включения амфиболовых габбро.

Масс-балансовые расчеты по петрогенным окислам выявляют в общем хорошую сходимость теоретически вычисленного и природного состава, хотя в рассчитанном составе андезиты-базальтов и андезитов несколько повышены содержания TiO_2 и K_2O (табл.16). На первых двух шагах фракционирования (базальт-андезиты-базальт и андезиты-базальт-андезит) фракционирующие фазы представлены (в порядке увеличения весовых содержаний) плаггиоклазом, клинопироксеном, оливином и magnetитом. На следующем шаге (андезит-риодацит) из числа темноцветных минералов фракционируют амфибол, биотит и magnetит. Однако риодацит в этом случае может быть получен только при условии аккумуляции небольшого количества ортопироксена (или оливина по другому варианту расчета). В целом доля риодацитовых расплавов, которые могут быть получены при последовательных стадиях фракционирования базальтов вулкана 6.10, достигает 10%..

Сходимость теоретически вычисленного и природного состава по микроэлементам хорошая только для Rb (см. табл.16) и отчасти для Ba, тогда как по остальным элементам, особенно La и Sm, - низкая.

Кальдера Немо расположена во фронтальной зоне дуги, на северном фланге на о-ве Онекотан. Состав пород кальдеры изменяется в целом от базальтов до риодацитов, причем лавы и туфы докальдерной постройки представлены базальтами и андезиты-базальтами; игнимбритами, спелкшиеся туфами и пемзами, связанные с формированием кальдеры - андезитами и дацитами, а лавы посткальдерной постройки - андезиты-базальтами и андезитами. Риодациты встречены только в стекловатых обломках в пемзах завершающего этапа кальдерообразующих извержений. Здесь же обнаружены многочисленные полнокристаллические оливин-анортитовые, оливин-пироксен-анортитовые включения. Все породы кальдеры характери-

336

Результаты масс-балансовых расчетов по модели фракционирования для лав подводного вулкана 6.10

Компо- нент	Порода							
	Базальт	Андезито-базальт		Андезит		Риодацит		
	Образец							
	ВІ5-88/6	ВІ5-88/5		ВІ5-88/3		ВІ5-88/І		
	І	І	ІІ	І	ІІ	І	ІІ	
SiO ₂	48,97	56,23	56,19	62,59	62,57	71,21	71,21	
TiO ₂	0,85	0,82	1,37	0,53	0,86	0,23	0,03	
Al ₂ O ₃	15,48	17,30	17,40	16,66	16,77	14,11	14,23	
Cr ₂ O ₃	0,06	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	
FeO	8,72	7,01	6,97	4,85	4,83	2,15	2,16	
MnO	0,17	0,16	0,21	0,15	0,14	0,10	0,17	
MgO	10,68	5,50	5,54	2,55	2,60	0,62	0,57	
CaO	11,44	8,63	8,69	5,66	5,68	2,02	2,04	
Na ₂ O	1,90	2,73	3,04	3,40	2,82	3,56	2,85	
K ₂ O	0,79	1,62	1,92	2,27	2,81	3,13	3,10	
								а б
Rb	12	30	31	52	54	76	82	85
Ba	200	390	522	620	704	880	812	754
Sr	480	600	793	530	816	420	668	683
Cr	400	140	98	77	109	18	40	14,7
Co	43	32	18	12	28	6	6,4	6,5
Ni	209	79	23	38	46	18	15	16
La	14	16,59	36,07	-	-	19,0	-	-
Sm	4,4	4,81	10,77	-	-	2,5	-	-
Yb	2,2	3,61	5,26	-	-	1,4	-	-
				а	б			
M _х , %	26,1Пл	26,95Пл		25,73Пл	27,16Пл			
	11,68Ол	5,85Ол		20,32Ам	19,69Ам			
	20,17Кпр	11,41Кпр		4,02Би	5,73Би			
	4,15Мт	2,92Мт		2,33Мт	1,39Мт			
F, %				-6,670пр	-3,730л			
Σr ²	36,59	53,88		55,92	51,34			
	0,5	0,7		0,1	0,1			

п р и м е ч а н и е : Здесь и в следующих двух таблицах типы состава: I - природные, II - теоретически вычисленные; FeO* - суммарное содержание железа; M_х - весовые доли фракционирующих фаз: Пл - плагиоклаз, Ол - оливин, Кпр - клинопироксен, Опр - ортопироксен, Ам - амфибол, Би - биотит, Мт - магнитит; F - весовая доля остаточного расплава; Zr² - сумма квадратов разностей отклонений.

зуются титаномagnetит-двутироксен-плагиоклазовыми ассоциациями вкрапленников, причем в базальтах и некоторых андезито-базальтах к ним присоединяется оливин. Объем пород докальдерной постройки оценивается в 20 км³, посткальдерной постройки - 6 км³ (114), а игнимбригов и пемз, связанных с формированием кальдеры, - 45-50 км³ (74).

Расчеты по петрогенным окислам (табл.17) показывают, что все разновидности вулканических пород кальдеры Немо могут быть получены за счет последовательных этапов фракционирования единого расплава, отвечающего высокоглиноземистому базальту. При этом на первых двух шагах фракционирования (базальт-андезито-базальт и андезит-базальт-андезит) в число удаляемых фаз входят плагиоклаз, клинопироксен, оливин, магнетит, а на поздних (андезит-дацит, дацит-риодацит) - место оливина занимает ортопироксен. Доля фракционируемых фаз вплоть до дацитов остается близкой и не очень высокой (25-30%), а при переходе от дацита к риодациту резко уменьшается (3,3%). Доля остаточных дацитовых расплавов достигает 38%.

Т а б л и ц а 17

Результаты масс-балансовых расчетов по модели
Фракционирования для лав кальдеры Немо

Компо- нент	Порода								
	Базальт	Андезито-базальт		Андезит		Дацит		Риодацит	
	Образец								
	59I8	830I		H-3		59I2		59I3/4	
	I	I	II	I	II	I	II	I	II
SiO ₂	51,06	55,67	55,65	60,45	60,40	66,20	66,19	68,38	68,38
TiO ₂	0,91	0,72	0,62	0,89	0,91	0,76	0,68	0,63	0,75
Al ₂ O ₃	18,07	16,60	16,60	15,29	15,29	14,25	14,26	14,73	14,71
Cr ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01
FeO*	10,85	7,89	7,89	8,58	8,57	6,28	6,29	4,70	4,70
MnO	0,23	0,17	0,25	0,22	0,18	0,19	0,22	0,13	0,18
MgO	4,58	4,70	4,71	2,24	2,28	1,20	1,20	1,06	1,08
CaO	9,92	8,70	8,73	6,28	6,36	4,12	4,12	4,14	4,16
Na ₂ O	2,84	3,10	3,58	3,77	4,18	4,26	4,19	4,19	4,43
K ₂ O	0,42	1,09	0,56	1,14	1,09	1,30	1,54	1,53	1,35
Rb	4	18	5,3	11,1	25,5	13	14,9	24	13,5
Ba	90	270	119	200	382	240	268	440	251
Sr	360	360	441	330	463	290	340	290	302
Cr	13	53	14	20	53	Сл	19,6	9,2	-
Co	20	21	17	14	25	9,4	12	13,5	9,6
Ni	13	25	11	7,4	25	3,5	7,0	10	3,5
La	3,1	4,7	4,1	10,0	6,6	7,0	13,4	-	7,3
Sm	2,0	2,76	2,6	9,5	3,9	3,9	12,7	-	4,1
Yb	3,0	2,8	3,9	8,9	3,9	4,4	11,2	-	4,6
	14,93Пл	15,54Пл		14,77Пл		0,36Пл			
M _x ,%	1,080л	3,430л		5,82Кпр		0,56Кпр			
	3,66Кпр	9,52Кпр		1,860пр		0,510пр			
	5,52Мт	0,79Мт		3,62Мт		1,89Мт			
F, %	75,43	69,96		73,90		95,70			
Σ r ²	0,5	0,2		0,1		0,1			

дацит-риодацит) - место оливина занимает ортопироксен. Доля фракционируемых фаз вплоть до дацитов остается близкой и не очень высокой (25-30%), а при переходе от дацита к риодациту резко уменьшается (3,3%). Доля остаточных дацитовых расплавов достигает 38%.

В отличие от петрогенных окислов сходимость рассчитанных и природных данных по микроэлементам низкая, за исключением некоторых элементов для отдель-

ных шагов фракционирования (например, концентраций P3Э при переходе базальт-андезитобазальт).

Кальдера Львиная пасть расположена во фронтальной зоне дуги, на южном ее фланге, на о-ве Итуруп. Породы докальдерной постройки изменяются по составу от базальтов до дацитов, хотя преобладают базальты и андезитобазальты. Для всех них (включая дациты) характерно наличие вкрапленников плагиоклаза, оливина, клино- и ортопироксена, титаномагнетита. С формированием кальдеры связано образование мощной толщи пемз, сложенных титаномагнетит-пироксен-амфибол-кварц-плагиоклазовыми дацитами. Основные и средние породы нередко содержат мегакристы анортита (иногда с вростками оливина) и включения оливиновых габбро. Объем пород докальдерной постройки составляет 70-100 км³, а объем пемз, связанных с формированием кальдеры, оценивается в 20 км³ (74).

Как и в предыдущих случаях, расчет по петрогенным окислам показывает хорошую сходимость теоретического и реального состава пород, тогда как при расчете по редким элементам наблюдается существенный дисбаланс, хотя разница между рассчитанными и природными концентрациями Ba, Sr, Rb, Ni и Co обычно не превышает 30-50% (табл.18). В состав фракционирующих фаз входят плагиоклаз, оливин, клинопироксен, магнетит (а для шага андезит-дацит и ортопироксен). Доля фракционирующих фаз изменяется от 40 (шаг базальт-андезитобазальт) до 12% (шаг андезитобазальт-андезит). Доля остаточных дацитовых расплавов при последовательных стадиях дифференциации расплава высокоглиноземистого базальта достигает 35%.

Подводя итог, можно констатировать, что модель фракционной кристаллизации с участием в кумулусе магнетита при расчетах по главным породообразующим окислам достаточно хорошо удовлетворяет природным характеристикам продуктов извержений курильских вулканов как во фронтальной, так и тыловой зоне дуги. Существенная разница в рассчитанной доле остаточных кислых расплавов для вулканов разных зон дуги связана с использованием в качестве стартовых расплавов разных по магнезиальности базальтов: высокомагнезиальных в тыловой зоне и низкомагнезиальных (высокоглиноземистых) во фронтальной зоне (поскольку высокомагнезиальные разности базальтов на взятых для расчета вулканах отсутствуют). Ранее (см. разд. "Геохимическая зональность") подчеркивалось, что находки магнезиальных базальтов во фронтальной зоне дуги вообще единичны. Вместе с тем там же отмечалось, что распространенность кислых лав во фронтальной зоне дуги в 2 раза с лишним выше, чем в тыловой зоне. Если приведенные расчеты справедливы, и кислые расплавы действительно получаются при фракционировании базальтовых магм, не является ли факт большей распространенности кислых лав во фронтальной зоне дуги, чем в тыловой, косвенным свидетельством в пользу меньшей магнезиальности первичных базальтовых выплавов во фронтальной зоне дуги?

Слабая в большинстве случаев сходимость природных и рассчитанных данных по редким элементам, видимо, в существенной мере может быть связана с использованием коэффициентов распределения, взятых из литературных данных, а не полученных экспериментальным путем для курильских лав. Другой возможный источник ошибок - точность аналитических методов определения редких элементов.

Для всех трех изученных объектов была проверена также модель образования андезитов путем смещения базальтовых и дацитовых жидкостей (по петрогенным окислам). Для обоих вулканов фронтальной зоны эта модель оказалась вполне реалистичной. Для кальдеры Немо андезит (обр. Н-3) может быть получен при

Результаты масс-балансовых расчетов по модели фракционирования для лав кальдеры Львиная пасть

Компо- нент	Порода									
	Базальт Андезито-базальт			Андезит		Дацит		Дацит		
	Образец									
	В17-645		В17-646		В17-642		В15-344		В17-615	
	I	I	II	I	II	I	II	I	II	
SiO ₂	49,82	54,38	54,36	58,5I	58,5I	65,00	64,99	66,43	66,43	
TiO ₂	0,82	1,03	1,22	0,80	0,70	0,80	0,67	0,52	0,50	
Al ₂ O ₃	19,29	15,50	15,50	16,95	16,95	15,22	15,22	15,4I	15,40	
Cr ₂ O ₃	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	0,0I	
FeO*	10,50	12,10	12,08	7,86	7,86	6,77	6,79	4,35	4,35	
MnO	0,19	0,23	0,23	0,16	0,22	0,15	0,14	0,13	0,12	
MgO	4,89	3,53	3,57	2,94	2,92	2,06	2,09	1,42	1,4I	
CaO	10,88	8,26	8,30	8,08	8,07	5,02	5,04	4,62	4,62	
Na ₂ O	2,14	2,63	3,09	3,13	2,99	3,72	3,92	3,84	3,86	
K ₂ O	0,19	0,67	0,32	0,60	0,76	0,96	0,86	1,15	1,02	
Rb	8	13	13,4	10	14,9	8	14		8,5	
Ba	120	200	200	240	229	220	34I		234	
Sr	290	325	375	290	37I	230	369		243	
Cr	5I	30	60	3I	29	<10	30		10,5	
Co	34	30	24	15	27	12	16		12	
Ni	15	15	12,9	10	9	5	10		4,8	
La	6,7	5,3	11,2	8,4	6,1	6,45	11,9		6,9	
Sm	3,9	2,4	6,5	3,15	2,7	4,4	4,4		4,7	
Yb	3,2	2,7	5,4	4,85	3,1	5,6	6,7		5,9	
	28,52Пл	0,97Пл		18,23Пл		2,34Пл				
	6,010л	0,260л		7,51Кпр		1,130л				
M _x ,%	4,95Кпр	5,28Кпр		1,950пр		2,30Кпр				
	1,25Мт	5,26Мт		2,33Мт		2,63Мт				
F, %	58,35	87,3		69,38		93,54				
Σ r ²	0,4	0,1		0,1		0,02				

смешении 37,6% высокоглиноземистого базальта (обр. 5918) и 62,4% дацита (обр. 5912; $Zr^2 = 0,6$). Аналогично для кальдеры Львиная пасть андезит (обр. В15-642) можно получить при взаимодействии 50,4% базальта (обр. В17-645) с 50,1% дацита (обр. В17-615; $Zr^2 = 0,6$) или при смешении 42,8% того же базальта с 57,2% дацита (обр. В15-344; $Zr^2 = 0,68$). Однако для подводного вулкана 6.10 в тыловой зоне дуги ни андезиты (обр. В15-88/3), ни андезито-базальты (обр. В15-88/5) не могут быть получены при смешении расплавов высокомагнетитового базальта (обр. В15-88/6) и риодацита (обр. В15-88/1): сумма квадратов разностей Zr^2 оказалась соответственно равна 7,8 и 8,9.

3.2.6. Заключение

Наблюдающиеся различия в ассоциациях и составе породообразующих минералов фронтальной и тыловой зон Курильской дуги связаны, с одной стороны, с различиями в химическом и редкоземельном составе расплавов, а с другой - с разными термодинамическими условиями их кристаллизации (в первую очередь, с различиями расплавов по fO_2 и X_{H_2O}).

Действительно, такие особенности состава минералов лав тыловой зоны по сравнению с соответствующими минералами лав фронтальной зоны, как повышенное содержание K, Ba, Sr и пониженное - Fe в плагиоклазах; повышенная магнезиальность оливинов, клинопироксенов и титаномагнетитов из пород основного состава; повышенное содержание Ti в клинопироксенах из пород основного-среднего состава, Ti - в титаномагнетитах базальтов, Cr - в клинопироксенах базальтов, а также наличие только в лавах этой зоны слюды, (Cr-Al)-шпинели и достаточно широкое распространение в них акцессорного циркона - прямо коррелируются с обогащением лав тыловой зоны по отношению к лавам фронтальной зоны K, Ba, Sr, Zr, P3Э, а пород основного состава также Mg, Cr, Ti и обеднением всех пород железом (8,9; см. также разд.3.1).

С другой стороны, резкое различие в распространенности амфиболеодержащих и двупироксеновых ассоциаций вкрапленников в лавах фронтальной и тыловой зон дуги, а также различие в них трендов эволюции пироксенов свидетельствуют о том, что кристаллизация магматических расплавов в этих зонах протекала при разных значениях fO_2 и X_{H_2O} более низких - в лавах фронтальной зоны. Для fO_2 это подтверждается прямым определением летучести кислорода по магнетит-ильменитовому геотермометру; а для X_{H_2O} - следует из сравнения природных данных с данными экспериментальных работ. Установлено также, что ликвидусные температуры кристаллизации плагиоклаза лав тыловой зоны ниже, чем лав фронтальной зоны.

Заметим, что к сходному выводу о латеральной изменчивости содержания H_2O и температур кристаллизации в четвертичных магмах северо-восточной Японии (во фронтальной зоне выше температуры кристаллизации расплавов и ниже концентрации H_2O) пришел на основании изучения ассоциаций вкрапленников М.Сакуяма (238). Сходные данные были также приведены ранее для вулканических поясов Камчатки С39).

Проведенные модельные расчеты показывают, что разные по кремнекислотности лавы как фронтальной, так и тыловой зоны дуги могут быть связаны друг с другом с помощью механизма кристаллизационной дифференциации при условии участия в кумулусе магнетита.

Отмеченная в некоторых андезитах и дацитах тыловой зоны обратная зависимость ортопироксенов и плагиоклазов с обогащением микролитов по сравнению с вкрапленниками соответственно Mg и Ca, присутствие как в породах тыловой, так и фронтальной зоны неравновесных кварц-оливиновых ассоциаций вкрапленников, а также резко различных по составу генераций вкрапленников плагиоклаза - все это является, по-видимому, следствием достаточно широкого проявления процессов смешения магматических расплавов. В ряде случаев проявление процессов смешения подтверждается наличием гетеротакситовых (с резко различным составом полос) лав и пемз, описанных ранее на вулканах Головина, Менделеева, в кальдере Немо (34) и установленных в ходе работ НИС "Вулканолог" на вулкане Броутона. Данные модельных расчетов также указывают на возможность образования некоторых андезитов за счет смешения кислых и основных расплавов.

3.3. ИЗОТОПНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

В последние годы началось активное изучение четвертичных вулканических пород Курильской островной дуги в отношении изотопного состава Sr, Nd, O, Be. В существенной мере эти работы были стимулированы детальными геолого-петрологическими и геохимическими исследованиями, проводившимися в пределах Курильской островной дуги экспедициями НИС "Вулканолог", по материалам которых получена значительная часть изотопных данных (9,35,62,162). Другая часть данных получена в результате работ, проведенных на Курильских островах сотрудниками ИГЕМ АН СССР (62), ГИН АН СССР (62) и МГУ. Во всех опубликованных статьях с той или иной степенью детальности рассматриваются вопросы изотопной зональности, так что здесь мы в основном лишь суммируем наблюдения разных авторов.

3.3.1. Sr- изотопная зональность

В настоящее время опубликовано более 170 анализов изотопного состава стронция для лав 46 четвертичных вулканов Курильской островной дуги, из которых 14 являются подводными. С учетом же данных по северному (Южная Камчатка) и южному (северо-восточный Хоккайдо) окончаниям дуги количество определений превышает 220 для 64 вулканов (табл.19). Определения эти получены в лабораториях ГИН АН СССР (33,35,159), ИГЕМ АН СССР (9,62), Копенгагенского университета (175), а для участка северо-восточного Хоккайдо - в геологической службе Японии (199,203)¹.

В целом вариации величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в четвертичных лавах Курильской островной дуги (0,70271-0,70433) лежат в пределах, характерных скорее для энциматических (внутриокеанических), чем для энсиалических островных дуг. Так, по сводке (211) величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах островных дуг Идзу, Марианской, Бисмарка, Фиджи, Южно-Сандвичевой изменяются в интервале 0,7031-0,7043 при величине средних 0,7036-0,7038 и количестве определений для каждого случая от 24 до 54. Сходные, хотя и более низкие, интервалы вариаций Sr- изотопных отношений для лав дуги Фиджи приведены в работе (188) (0,70305-0,70390), для дуги Идзу-Огасовара - в работе (229) (0,7034-0,7039), а для лав островных дуг Идзу, Марианской, Новобританской, Алеутской - в работе (249) (0,70317-0,70378). В то же время для энсиалических островных дуг эти величины обычно выше. Так, во фронтальной зоне северо-восточной Японской дуги величины Sr-изотопных отношений лежат в пределах 0,7038-0,7045 (228), а для дуги юго-западной Японии - еще выше - 0,70357-0,70684 (216).

Как было показано ранее (31,35), для разных по кремнекислотности вулканических пород Курильской островной дуги не устанавливаются систематические различия в величине Sr- изотопных отношений. Это положение хорошо иллюстрируется данными табл.20, согласно которым средние-основные лавы отдельных участков и вулканов Курильской дуги статистически не различаются по величине отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$. В принципе то же можно сказать о составе лав и родственных включений, а также валовом составе лав, вкрапленников в них и минералов родственных включений. Это позволяет использовать весь массив анализов для рас-

¹ Следует отметить, что данные, полученные для одних и тех же образцов лав для участка дуги северо-восточного Хоккайдо в разные годы, сильно отличаются (199,203). Ранее (35) мы пользовались материалами из работы (203; , здесь - более поздние данные (199).

чета средних значений величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ отдельных вулканов и групп вулканов на разных участках дуги (см. табл.19).

Полученные средние значения для отдельных вулканов использованы для построения карты Sr- изотопной зональности Курильской островной дуги (рис.87), а средние для разных участков дуги - для проверки статистической значимости отличий Sr- изотопных отношений для этих участков (табл.21). Как следует из рис. и табл.21, на всем протяжении дуги значение Sr- изотопных отношений в тыловой зоне ее ниже, чем во фронтальной, хотя интервалы определений частично перекрываются, а разница в средних для разных участков дуги в целом невелика и заметно колеблется (0,00023 - для Южной Камчатки, 0,00007 - для поперечной зоны Броутона и 0,00041 - для Южных Курил). Парное сравнение средних значений величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для лав фронтальной и тыловой зон каждого участка с помощью t- критерия Стьюдента показывает, однако, что выявленные отличия в каждом случае, за исключением участка поперечной зоны Броутона, являются существенными. При этом различия между дисперсиями для всех сравниваемых пар (кроме Южных Курил) по F-критерию Фишера незначимы. Таким образом, следует признать, что, несмотря на заметные вариации отношений

Sr/Sr в лавах на отдельных участках дуги, сходный размах колебаний и в общем небольшое по абсолютным значениям отличие средних значений этих величин для лав фронтальной и тыловой зон, в пределах Курильской островной дуги существует статистически значимая поперечная Sr-изотопная зональность, нарушающаяся лишь в центре дуги, в месте "излома" ее в районе пролива Буссоль.

Вдоль дуги по каждой из вулканических зон величины отношений Sr/Sr также заметно изменяются: минимальные значения наблюдаются в центре дуги (участок поперечной зоны Броутона), а к северному и южному окончаниям ее они постепенно возрастают, причем максимальные значения по каждой зоне достигаются на участке северо-восточного Хоккайдо (см. табл.21). При этом размах колебаний величины отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах фронтальной зоны заметно выше, чем в лавах тыловой зоны. Сравнение средних для разных по простиранию дуги с помощью методов математической статистики, проведенное нами ранее (35), показало существенное различие их для участков фронтальной зоны и однородность - для тыловой. Однако использование новых дополнительных данных собственно по Курилам (175), а также новых данных по северо-восточному Хоккайдо (199) показывает, что и в тыловой зоне Курильской островной дуги средние значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ статистически неоднородны (табл.22) и, следовательно, наблюдающуюся Sr-изотопную зональность и во фронтальной и в тыловой зоне дуги следует считать статистически значимой. При этом во фронтальной зоне дуги существенно отличаются друг от друга все участки, кроме Южных Курил и северо-восточного Хоккайдо. В тыловой зоне продольная зональность статистически значимо проявляется на концах дуги: средние значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ на трёх собственно Курильских участках тыловой зоны дуги в первом приближении можно считать однородными, тогда как участки Южной Камчатки и северо-восточного Хоккайдо значимо отличаются от них повышенными величинами Sr-изотопных отношений (см. табл.22). При этом среднее значение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для участка тыловой зоны собственно Курил (0,70302±0,00011, $n = 48$) в точности соответствует значению, рассчитанному ранее (35,62).

Принципиально та же картина зональности получается, если рассматривать только минимальные значения Sr-изотопных отношений в лавах различных участков дуги (35). Такой подход имеет определенную идеологическую основу, так как

Изотопный состав стронция в лавах Курильской островной дуги

Участок дуги	Местоположение	Зона	Вулкан	n	X	б	X _{min} - X _{max}	H, км	Источник информации	
Ю.КМЧ	о-в Парамушир, п-ов Камчатка	Ф	Ксудач	16	0,70340	0,00007	0,70325-0,70347	140	159, 175	
		Ф	Ильинский	6	0,70328	0,00009	0,70321-0,70341	140	159	
		П	Горелый	2	0,70317	0,00006	0,70311-0,70323	155	Н.д.	
		Т	Опала	1	0,70301	-	-	200	Н.д.	
		Т	Большие Иголки	1	0,70316	-	-	195	35	
		Т	Явинский	2	0,70308	-	0,70304-0,70312	190	35	
		Т	Ухо	1	0,70330	-	-	190	35	
		Ф	Эбеко	7	0,70315	0,00008	0,70306-0,70333	147	32, 175	
		Ф	Неожиданный	5	0,70323	0,00008	0,70309-0,70331	146	175	
		Ф	Ветровой	7	0,70315	0,00016	0,70294-0,70335	145	175	
		Ф	Вернадского	4	0,70320	0,00007	0,70308-0,70327	143	175	
		Ф	Чикурачки	1	0,70314	-	-	147	62	
		Ф	Немо	1	0,70318	-	-	130	62	
		Ф	3.13	1	0,70326	-	-	140	62	
		С.К.	о-в Экарма	П	Экарма	1	0,70311	-	-	155
Ф	Кетой			1	0,70331	-	-	138	35	
Ф	Ушишир			1	0,70311	-	-	135	62	
Ф	Уратман			8	0,70322	0,00011	0,70304-0,70338	133	Н.д.	
Ф	Прево			6	0,70321	0,00009	0,70310-0,70334	132	33, 35	
Ф	Заварицкого			29	0,70327	0,00012	0,70301-0,70339	131	33, 62, 175	
о-в Атласова	Т			Алаид	23	0,70306	0,00007	0,70293-0,70314	190	33, 62, 175
	Т			1.1 (Пригорьева)	1	0,70297	-	-	205	35
	Т			2.1 (Гелянкина)	1	0,70284	-	-	200	62
ИЗБ	о-в Чиринкотан			Т	2.3. (Авось)	1	0,70297	-	-	185
		Т	Чиринкотан	1	0,70313	-	-	187	62	
		о-в Маканруши	Т	Маканруши	1	0,70305	-	-	170	62
			П	5.6 (Лисянского)	1	0,70306	-	-	152	62
			П	5.5	1	0,70316	-	-	167	62
			Т	5.4 (Пегас)	1	0,70309	-	-	176	62
			Т	5.3	1	0,70298	-	-	185	62
			Ф	Мильна	7	0,70302	0,00008	0,70290-0,70312	140	33, 35, Н.д.
			Ф	Горящая Сопка	1	0,70310	-	-	145	Н.д.
		о-в Чирпой	П	Чирпой	1	0,70319	-	-	180	62
П	6.11 (кальдера Горшкова)		1	0,70287	-	-	175	62		
о-в Броутона	Т	Броутона	8	0,70295	0,00011	0,70271-0,70306	217	62, 35		
	Т	6.10	5	0,70296	0,00009	0,70287-0,70312	225	35, 62		
	Т	6.7	1	0,70326	-	-	-	62		
Ю.К	о-в Итуруп	Ф	Демон	1	0,70322	-	-	144	62	
		Ф	Кальдера Медвежья	1	0,70317	-	-	138	35	
		Ф	Львиная пасть	1	0,70346	-	-	136	35	
		Ф	Бературубэ	1	0,70341	-	-	123	62	
	о-в Кунашир	Ф	Менделеева	12	0,70347	0,00004	0,70341-0,70355	129	35, 175	
		Ф	Горячий пляж	1	0,70407	-	-	129	62	
		Ф	Головница	5	0,70349	-	0,70349-0,70360	123	33, 62, 175	
		Ф	Фрегат	3	0,70358	0,00006	0,70351-0,70365	-	35	
	о-в Итуруп	П	Руруй	1	0,70323	-	-	152	62	
		П	Тятя	5	0,70330	0,00007	0,70324-0,70343	138	35, 175	
		П	Атсонупури	1	0,70316	-	-	152	Н.д.	
		П	Чирип	1	0,70294	-	-	173	35	
П		Вогдана Хмельницкого	1	0,70293	-	-	168	62		
Т		8.17	1	0,70312	-	-	185	35		
о-в Итуруп	Т	8.1	2	0,70305	-	0,70280-0,70331	207	35		
	Т	8.10	1	0,70311	-	-	164	35		

Участок дуги	Местоположение	Зона	Вулкан	n	X	б	$X_{\min} - X_{\max}$	H, км	Источник информации
СВХ	о-в Хоккайдо	П	Shiretoko-iwozan	I	0,70325	-	-	150	199
		П	Rausodake	I	0,70327	-	-	144	199
		Ф	Atsanupuri	I	0,70336	-	-	138	199
		Ф	Mashu	4	0,70348	0,00003	0,70347-0,70353	130	199
		Ф	Kutcharo	2	0,70342	-	0,70336-0,70348	141	199
		Ф	Акан	2	0,70355	-	0,70353-0,70357	133	199
		Ф	Ме-Акан	2	0,70363	-	0,70358-0,70368	132	199
		П	Shikaribetsu	2	0,70425	-	0,70417-0,70433	158-	199
		П	Tokachi	I	0,70356	-	-	173	199
		Т	Shokanbetsu	I	0,70341	-	-	-	199
Т	Rishiri	3	0,70327	0,00020	0,70306-0,70345	-	199		

Примечание: Участки дуги: Ю.КМЧ - Южно-Камчатский; СК - Северо-Курильский; ПЗБ - поперечной зоны Брутона; ЮК - Южно-Курильский; СВХ - северо-восточного Хоккайдо. Зона: Ф - фронтальная, П - промежуточная, Т - тыловая. Цифры в графе "вулкан" - номер подводного вулкана по каталогу; n - количество анализов, X - среднее значение, б - стандартное отклонение, $X_{\min} - X_{\max}$ - вариации значений; H - глубина до сейсмофокальной зоны. В графе "Источник информации" буквы Н.д. - неопубликованные данные, полученные В.С.Тригорьевым (ГМН).

Таблица 20

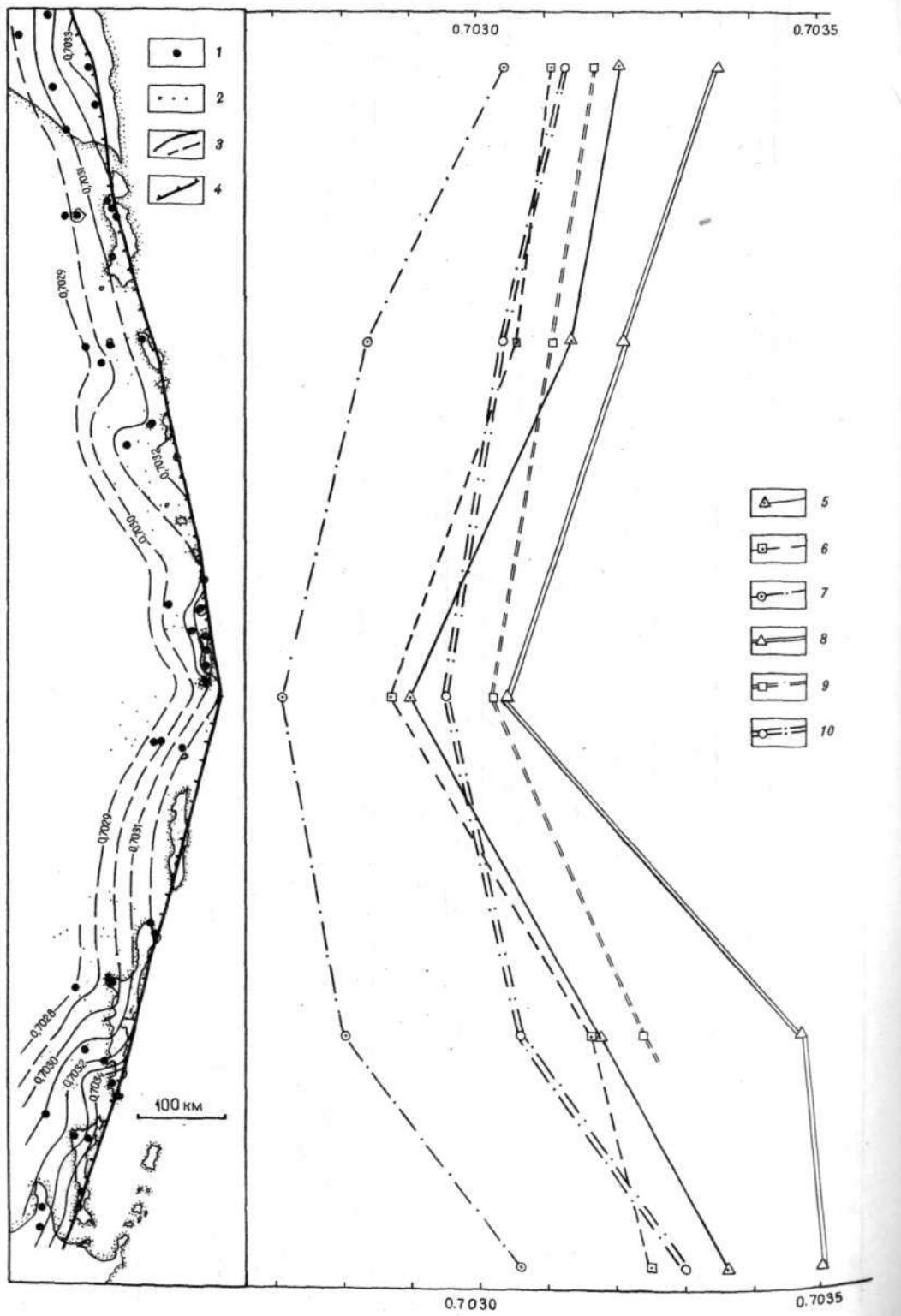
Статистические параметры распределения величин отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в разных по основности лавах Курильской островной дуги и оценки параметров сравнения средних пар основные-средние породы

Зона дуги	Участок дуги, вулкан	Базальты, андезито-базальты			Андезиты, андезито-дациты			Дациты, риодациты			t-критерии Стьюдента	
		n	x	б	n	x	б	n	x	б	t	t _{q=0,05}
Фронтальная	Южно-Камчатский	5	0,70331	0,00009	5	0,70343	0,00013	1	0,70337	-	1,70	2,31
	Северо-Курильский	32	0,70320	0,00012	34	0,70324	0,00009	5	0,70315	0,00010	1,55	2,00
	Южно-Курильский	9	0,70344	0,00009	9	0,70346	0,00012	4	0,70348	0,00006	0,40	2,12
Тыловая	Южно-Камчатский	5	0,70315	0,00011	1	0,70312	-	-	-	-	-	-
	Северо-Курильский	25	0,70304	0,00008	3	0,70307	0,00006	-	-	-	0,62	2,06
	Южно-Курильский	3	0,70296	0,00014	3	0,70296	0,00002	2	0,70311	-	-	-
Фронтально-тыловая	Кальдера Заварицкого	12	0,70324	0,00010	10	0,70331	0,00006	4	0,70316	0,00011	1,94	2,09

Таблица 21

Статистические параметры распределения величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги и оценки критериев сравнения средних и дисперсий для пар фронтально-тыловая зона

Участки дуги	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$									t-критерий Стьюдента		F-критерий Фишера	
	Фронтальная зона			Промежуточная зона			Тыловая зона			t _{выч.}	t _{табл. при q=0,05}	F _{выч.}	F _{табл. при q=0,05}
	n	x	б	n	x	б	n	x	б				
Южно-Камчатский	22	0,70336	0,00009	2	0,70317	0,00006	5	0,70313	0,00010	5,06	2,06	1,23	2,84
Северо-Курильский	76	0,70322	0,00011	3	0,70311	0,00004	30	0,70304	0,00011	7,59	1,98	1,00	1,62
Поперечная зона Брутона	6	0,70302	0,00007	3	0,70305	0,00013	13	0,70295	0,00013	1,23	2,11	3,45	4,68
Южно-Курильский	28	0,70347	0,00010	10	0,70324	0,00013	5	0,70306	0,00019	7,30	2,04	3,61	2,73
Северо-восточный Хоккайдо	11	0,70350	0,00009	3	0,70402	0,00041	4	0,70330	0,00017	3,02	2,16	3,56	3,71



подразумевает, что минимальные значения ближе всего соответствуют первичным изотопным меткам субстрата, а любое загрязнение ведет к увеличению Sr-изотопных отношений. Однако при таком методе анализа материалов невозможно провести статистическую проверку значимости наблюдающихся различий или сходства.

Заметим, что концентрация Rb, Sr, а также величина отношения Rb/Sr в лавах тыловой зоны дуги выше, чем в лавах фронтальной зоны (см. разд.3.1). Такое соотношение между величинами отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и Rb/Sr указывает, по-видимому, на геологически недавнее обогащение Rb источника магматических расплавов в тыловой зоне дуги.

Наличие поперечной Sr-изотопной зональности, аналогичной установленной в пределах Курильской островной дуги (при сходной геохимической зональности в отношении Rb, Sr и величины Rb/Sr), показано для ряда других островных дуг, например для северо-восточной части Японской дуги (228), Идзу-Огасовара (229) Фиджи, Восточных Алеут, Сулавеси (Индонезия), Новой Зеландии (186,187). Так, в северо-восточной Японии величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ изменяется от 7038-0,7045 во фронтальной части дуги до 0,70311-0,70313 в глубоком тылу ее (228), В пределах восточной части Алеут (включая п-ов Аляска) вариации величины Sr-изотопного отношения во фронтальной части дуги лежат в пределах 0,70291-0,70369 ($x = 0,70323$, $n = 45$)¹, а в тыловой (острова Амак и Богослов) - 0,70279-0,70316 ($x = 0,70302$, $n = 15$) (205,217,219).

Случаи проявления в островных дугах продольной Sr-изотопной зональности менее известны, хотя и встречаются. Так, анализ литературных материалов по фронтальной зоне Алеутской дуги (205,217,219,224,230,249) показывает, что вдоль дуги от п-ова Аляска к центральным Алеутам наблюдается постепенное уменьшение минимальных значений величин отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: 0,70305 - п-ов Аляска; 0,70291 - Восточные Алеуты; 0,70284 - Центральные Алеуты, а затем в западных Алеутах снова повышение - 0,70301. Однако средние значения изотопных отношений остаются практически неизменными: соответственно 0,70328 ($n = 20$, 0,70320 ($n = 34$), 0,70323 ($n = 42$) и 0,70321 ($n = 5$). При этом считается, что кора в районе п-ова Аляска и о-ва Унимак континентальная, на восточных Алеутах - промежуточная, а в районе Центральных и Западных Алеут - океаническая

Для большинства вулканов Курильской островной дуги, изученных в отношении изотопного состава стронция, были получены оценки глубин до сейсмофокальной зоны. Расчеты проведены нами на основе карты изоглубин до центральной плоскости сейсмофокальной зоны, опубликованной в работе (143). Полученные оценки в большинстве случаев достаточно хорошо согласуются с более ранними данными

Средние значения рассчитанные нами.



Рис. 87. Распределение величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в четвертичных лавах Курильской островной дуг. На карте показаны изолинии средних значений. На карте: 1 - вулканы, по которым имеются определения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах; 2 - изолинии средних значений указанных величин, 3 - вулканический фронт. На графике: 4-6 - минимальные значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах фронтальной (4), промежуточной (5) и тыловой (6) зоны; 7-9 - средние значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах фронтальной (7), промежуточной (8) и тыловой зоны

Статистические оценки критериев сравнения величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для отдельных участков Курильской островной дуги

Сравниваемые участки фронтальной зоны	Число наблюдений n	Критерий Стьюдента для K -объектов		Сравниваемые участки тыловой зоны	Число наблюдений n	Критерий Стьюдента для K -объектов	
		$t_{\text{выч.}}$	$\frac{t_{0,05; f}}{k}$			$t_{\text{выч.}}$	$\frac{t_{0,05; f}}{k}$
Южная Камчатка	143	$t_1 = 3,14$	2,62	Южная Камчатка	57	$t_1 = 1,45$	2,66
Северные Курилы		$t_2 = 19,33$		Северные Курилы		$t_2 = 0,63$	
Поперечная зона Броутона		$t_3 = 7,16$		Поперечная зона Броутона		$t_3 = 3,47$	
Южные Курилы		$t_4 = 18,30$		Южные Курилы		$t_4 = 0,18$	
Северо-восточный Хоккайдо		$t_5 = 8,40$		Северо-восточный Хоккайдо		$t_5 = 4,74$	
Южная Камчатка	137	$t_1 = 1,96$	2,62	Южная Камчатка	53	$t_1 = 2,33$	2,68
Северные Курилы		$t_2 = 24,3$		Северные Курилы		$t_2 = 0,82$	
Южные Курилы		$t_3 = 12,40$		Поперечная зона Броутона		$t_3 = 3,43$	
Северо-восточный Хоккайдо		$t_4 = 8,00$		Южные Курилы		$t_4 = 0,67$	
Южная Камчатка	61	$t_1 = 6,24$	2,47	Северные Курилы	48	$t_1 = 1,43$	2,48
Южные Курилы		$t_2 = 2,29$		Поперечная зона Броутона		$t_2 = 2,47$	
Северо-восточный Хоккайдо		$t_3 = 2,33$		Южные Курилы		$t_3 = 0,74$	
Юные Курилы	39	$t = 0,86$	2,02				
Северо-восточный Хоккайдо							

(118) и лишь для поперечной зоны Броутона и профиля о-в Парамушир-о-в Атласова заметно различаются. Анализ соотношения значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для отдельных вулканов и соответствующих глубин до сейсмофокальной зоны, проведенный нами ранее (35), показал наличие между этими величинами значимой отрицательной линейной корреляции. Расчет по новым значениям глубин (рис.88) подтвердил правомерность этого вывода: значение коэффициентов линейной корреляции $r = -0,65$ при $t_{\text{выч}} = 11,97$ и $t_{0,05} = 1,97$.

Однако указанная зависимость может рассматриваться как линейная, по-видимому, только в первом приближении. Так, значения коэффициента корреляции, рассчитанные отдельно для разных участков дуги*, неодинаковы, а для поперечной зоны Броутона величина r вообще меньше критической, что не подтверждает наличие здесь линейной корреляции (табл.23). Напомним, что ранее для этого участка дуги было показано статистическое отсутствие различий между средними значениями Sr-изотопных отношений в лавах фронтальной и тыловой зон. При этом среднее значение отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах поперечной зоны Броутона - 0,70298 ($n = 22$) близко к среднему для лав тыловой зоны Курил - 0,70302 ($n = 48$).

Т а б л и ц а 23

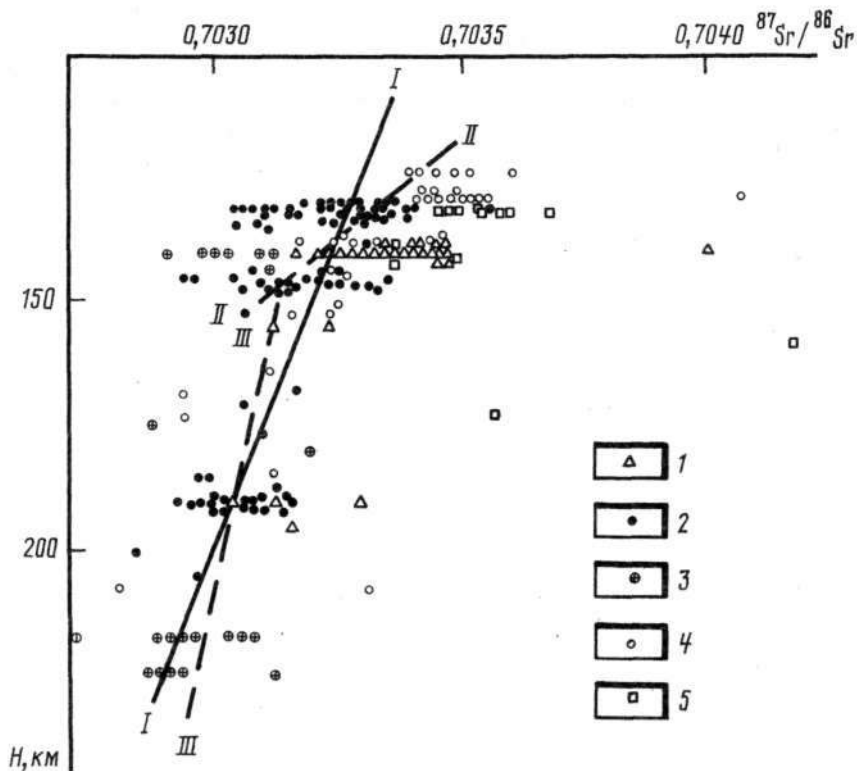
Статистические оценки значимости коэффициентов линейной корреляции r_{xy} между величиной $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и глубиной

Район	n	r_{xy}	t-критерий Стьюдента	
			$t_{\text{выч}}$	$t_{0,05}; f$
Курильская островная дуга (в целом)	198	-0,65	11,97	1,97
Собственно курильская часть дуги	162	-0,69	12,06	1,97
Южно-Камчатский участок	30	-0,57	3,67	2,05
Северо-Курильский участок	104	-0,65	8,64	1,98
Участок поперечной зоны Броутона	22	-0,33	1,56	2,08
Южно-Курильский участок	36	-0,78	7,27	2,03
Собственно курильская часть дуги с вулканами, для которых $N \leq 150$ км	106	-0,54	6,54	1,98
Собственно курильская часть дуги с вулканами, для которых $N > 150$ км	56	-0,42	3,40	2,00

Примечание: n - число наблюдений; r_{xy} - коэффициент корреляции; $t_{\text{выч}}$ - вычисленное значение критерия t; $t_{0,05}, f$ - табличное значение критерия t при 5%-ном уровне значимости и f степенях свободы.

Более внимательный анализ рис.88 показывает заметное различие характера вариаций величины Sr-изотопных отношений для вулканов с малыми и большими значениями глубин до сейсмофокальной зоны N. При малых значениях N (115-150 км величины Sr-изотопных отношений колеблются в широких пределах (от 0,7029-0,7030 до 0,7039-0,7041), тогда как при увеличении N (до 180 км и более) размах вариаций уменьшается и значения отношений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ асимптотически приближаются к некой постоянной величине, лежащей в пределах 0,70280-0,70310. Такой вид зависимости близок к показательной или гиперболической функции, что,

*Такой расчет для участка северо-восточного Хоккайдо не проводился в связи с ограниченностью исходных данных 351



Р и с.88. Соотношение величины $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги с глубиной до сейсмофокальной зоны Н

1-5 - участки дуги: I - Южно-Камчатский, 2 - Северо-Курильский, 3 - поперечной зоны Броутона, 4 - Южно-Курильской, 5 - северо-восточный Хоккайдо. I-III - линии регрессии для вулканов собственно Курильской части дуги: I - для всех вулканов, II - для вулканов с H 150 км, III - для вулканов с H 150 км. Уравнение регрессии: I) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70381 - 4,0510^{-6} H$, II) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70481 - 1 \cdot 10^{-6} H$, III) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70350 - 2,44 \cdot 10^{-6} H$

по-видимому, имеет определенный геологический смысл, указывая на гетерогенность магм и наличие по крайней мере двух источников их.

Первый источник - это вещество со значениями Sr-изотопных отношений, лежащими в указанных пределах и, возможно, отвечающими недеплезированной островодужной мантии. В качестве Sr-изотопной метки его можно принять либо среднее значение, полученное для лав тыловой зоны собственно Курил, - $0,7030 \pm 0,0001$ (см. также (62)), либо по другой интерпретации - минимальное из обнаруженных в курильских лавах значение ($0,70271$).

Второй источник - вещество с отношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,7040$. Смешение материала этих источников в разной пропорции дает весь наблюдающийся спектр частных значений Sr-изотопных отношений. При этом слабоконтаминированные лавы встречаются в основном на вулканах с большими значениями H (в тыловой зоне), тогда как для лав вулканов с малыми значениями H (во фронтальной зоне) степень контаминации в целом намного выше, хотя и сильно колеблется.

Подробно вопрос о причинах изотопной зональности и источниках магматических расплавов разбирается в разд.4.

3.3.2. Nd-изотопная зональность

В 26 образцах четвертичных лав Курильской островной дуги, отобранных в основном в рейсах НИС "Вулканолог", выполнены определения изотопного состава неодаима. Определения проводились Д.З.Журавлевым в ИГЕМ АН СССР на масс-спектрометре МИ-1320. Охарактеризовано 26 вулканов, в том числе 9 подводных (табл.24). В тех же образцах, где выполнен изотопный анализ Nd, определен и изотопный состав Sr(9,62).

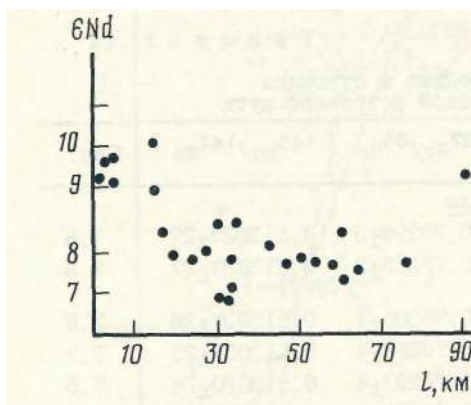
Т а б л и ц а 24

Результаты изотопного анализа неодаима и стронция в четвертичных вулканитах Курильской островной дуги

Номер образца	Порода	Местоположение	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	ϵ_{Nd}
<u>Северные Курилы</u>					
ВII-575	Б	Т, Алайд	0,70299 \pm 3	0,513027 \pm 27	7,6
4/2-8I	АБ	Ф, о-в Парамушир, в.Чикурачки	0,70315 \pm 3	0,513037 \pm 27	7,8
ВII-506	АБ	Т, в.Макаруши	0,70305 \pm 4	0,513037 \pm 28	7,8
ВII-72/5	Б	Т., п.в.2.I Беянкина,	0,70284 \pm 4	0,513035 \pm 23	7,7
ВII-75/3	АБ	Т, п.в.2.3 Авось	0,70297 \pm 4	0,513020 \pm 19	7,5
830I	АБ	Ф, о-в Онекотан, кальд.Немо	0,70138 \pm 4	0,513101 \pm 20	9,0
ВII-527	А	Т. в.Чиринкотан	0,70313 \pm 4	0,513012 \pm 23	7,3
ВII-572	А	П, в.Экарма	0,70311 \pm 3	0,513086 \pm 17	8,7
ВII-III3/2	А	Ф, п.в.3.II Ловушки	0,70326 \pm 3	0,513128 \pm 28	9,6
ВII-549	Д	Ф, о-в Янкича, в.Ушишир	0,70311 \pm 5	0,513104 \pm 26	9,1
I40-8I	А	Ф, о-в Симушир, кальд.Заварицкого	0,70304 \pm 3	0,513153 \pm 18	10,1
5I5-30/I	А	Т, п.в.5.4 Пегас	0,70298 \pm 4	0,513034 \pm 26	7,7
5I5-29/I	А	Т, п.в.5.4 Пегас	0,70309 \pm 8	0,513054 \pm 16	8,1
5I5-25/2	Б	П, п.в.5.6 Лисянского	0,70316 \pm 4	0,512993 \pm 8	6,9
5I5-27/I	АБ	П, п.в.5.6 Лисянского	0,70306 \pm 3	0,513036 \pm 17	7,8
<u>Поперечная зона Броутона (Центральные Курилы)</u>					
I35-8I	А	Ф, о-в Симушир; в.Мильна	0,70290 \pm 4	0,513046 \pm 20	8,0
5I5-86/I	Б	Т, п.в. Вавилова	0,70326 \pm 5	0,513112 \pm 22	9,3
5I5-307	А	Т, о-в Броутона	0,70306 \pm 5	0,513073 \pm 21	8,5
5I5-327	А	П, о-в Чирпой, в.Черного	0,70319 \pm 5	0,513090 \pm 24	8,8
5I5-40/I	Б	П, п.кальд.6.II Горшкова	0,70287 \pm 5	0,513041 \pm 24	7,9
<u>Южные Курилы</u>					
5I5-404	Б	Ф, о-в Итуруп, в.Демон	0,70322 \pm 4	0,513066 \pm 21	8,4
I07/8I	А	Ф, о-в Итуруп, в.Берута-рубе	0,70341 \pm 4	0,513111 \pm 17	9,2
I77/8I	А	П, о-в Итуруп, в.Хмельницкого	0,70293 \pm 4	0,513035 \pm 48	7,7
II3/8I	А	П, о-в Итуруп, в.Атсонупури	0,70316 \pm 3	0,512992 \pm 19	6,9
36/I5-77	А	П, о-в Кунашир, в.Руруй	0,70323 \pm 5	0,513003 \pm 19	7,1
38/20-77	Р	Ф, о-в Кунашир, в.Менделеева	0,70407 \pm 5	0,513135 \pm 27	9,7
40/8-88	А	Ф, о-в Кунашир, к.Головнина	0,70340 \pm 5	0,513133 \pm 20	9,7

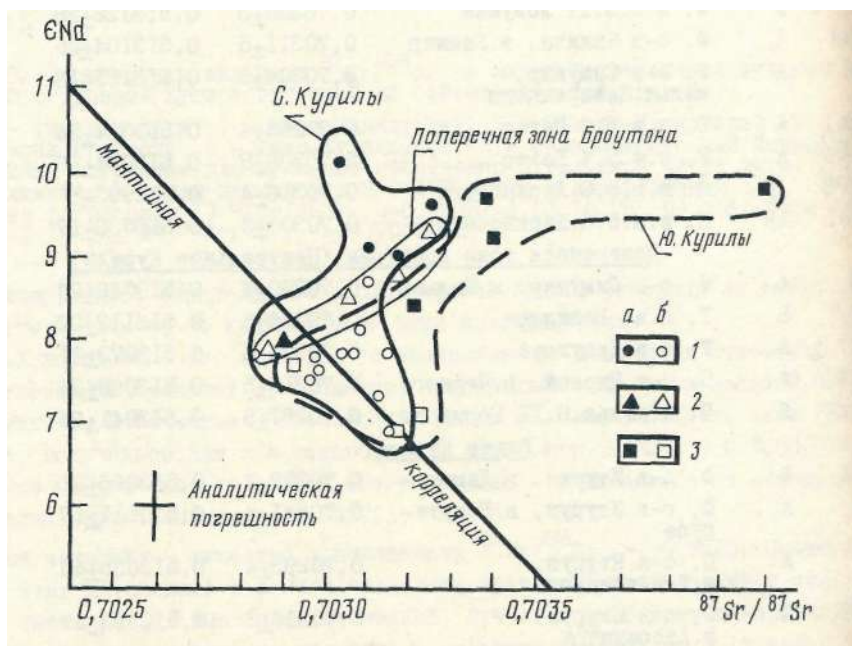
Принятые сокращения: Б - базальт, АБ - андезитго-базальт, А - андезит, Д - Дациг, Р - риолит, Ф - фронтальная зона, П - промежуточная зона, Т - тыловая зона, в - вулкан, п.в. - подводный вулкан, кальд. - кальдера

Анализ показывает, что значение ϵNd в лавах зависит от положения вулканов относительно вулканического фронта (рис.89): максимальные значения ϵNd равные 9-10, наблюдаются на вулканах, расположенных вблизи фронта, тогда как с удалением от него значения ϵNd уменьшаются до 7-8. Таким образом, в пределах Курильской островной дуги наблюдается достаточно отчетливая поперечная Nd-изотопная зональность, сходная со Sr изотопной зональностью.



Р и с.89. Соотношение величины Nd в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги с расстоянием от вулканического фронта (I)

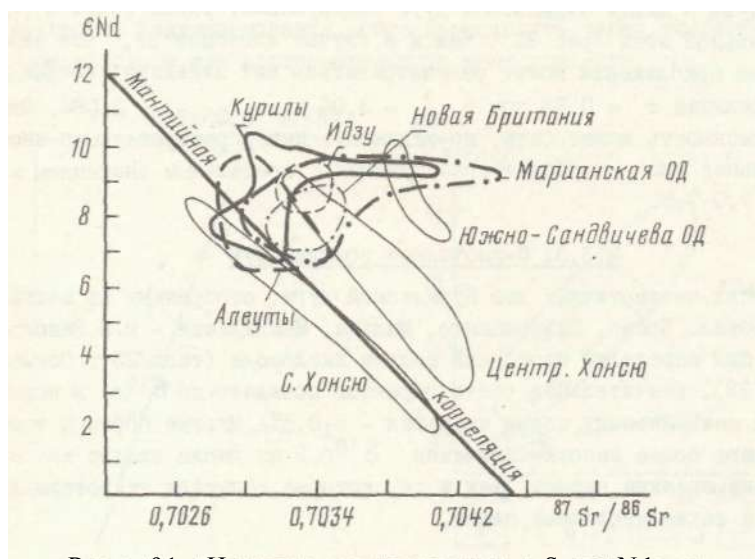
На диаграмме соотношения изотопных характеристик Sr и Nd, данные для четвертичных вулканитов Курильской островной дуги (рис.90), занимают в целом довольно компактную область ($\pm 0,03\%$ по $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $0,08\%$ по $^{87}Sr/^{86}Sr$),



Р и с.90. Изотопные характеристики Sr и Nd в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1-3 - участки дуги: 1 - Северо-Курильский, 2 - поперечной зоны Броутона, 3 - Южно-Курильский, а - лавы фронтальной, б - тыловой и промежуточной зоны

хорошо совпадающую с областями для островных дуг Идзу, Алеутской, Марианской, Новой Британии (рис.91). В пределах этой области наблюдается уменьшение величин $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵNd при переходе от фронтальной к тыловой зоне дуги. При этом фигуративные точки анализов лав тыловой зоны лежат в области так называемой мантийной корреляции (182), а лав фронтальной зоны - несколько смещены вверх и вправо - в сторону больших значений $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и ϵNd (см. рис.90).



Р и с.91. Изотопные характеристики ^{87}Sr и Nd в лавах некоторых островных дуг. Данные по островным дугам из работ 181,183,194,217,227.

Лишь для поперечной зоны Броутона зональность, как и в случае Sr-изотопных отношений, нарушается. Образец андезита с вулкана Мильна о-ва Симушир (фронтальная зона) попадает в поле пород тыловой зоны, а образец андезита вулкана Чирпой, о-в Чирпой (промежуточная зона), и базальта подводного вулкана 67 (тыловая зона) - в поле пород фронтальной зоны. При этом базальт вулкана 67 по особенностям вещественного состава, включая данные по РЗЭ, соответствует породам фронтальной зоны дуги, и возможно, появление его в тылу дуги связано с ледовым разносом. Однако два других образца отобраны из наземных вулканов и действительно представляют некое исключение. Добавим, что лавы вулкана Мильна по своим геохимическим характеристикам резко отличаются от лав фронтальной зоны (91) (см. также разд.3.3.1).

Установленный на Курильской ОД тип поперечной изотопной зональности островных лав отличается от типов зональности для вулканов Центрального и Северного Хонсю, описанных в работе (227), где в первом случае от фронтальной к тыловой зоне наблюдается уменьшение ϵSr и возрастание ϵNd , а во втором - обратная картина. Таким образом, можно констатировать, что характер поперечной изотопной зональности может быть различным, будучи, по-видимому, обусловленным неодинаковым вкладом различных источников в состав генерируемых в островных обстановках магм.

Сравнение изотопных данных для Северных и Южных Курил с помощью диаграммы $\epsilon\text{Nd} - ^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (см. рис.90) показывает, что поля фигуративных тречек разных по простиранию участков Курильской островной дуги практически совпадают для

тыловых зон и несколько различаются для фронтальных. При этом смещение полей происходит за счет небольшого увеличения значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ от Северных к Южным Курилам при практически постоянной величине ϵNd . Эти данные еще раз показывают отсутствие в пределах Курильской островной дуги продольной зональности по изотопному составу Nd при наличии такой зональности по изотопному составу Sr по крайней мере во фронтальной зоне дуги (см. разд.3.3.1).

Величина ϵNd в лавах Курильской дуги обнаруживает также связь с глубиной до сейсмофокальной зоны (рис.92). Как и в случае изотопов Sr, эта зависимость в первом приближении может рассматриваться как линейная: коэффициент линейной корреляции $r = 0,53$ при $t_{\text{внч}} = 3,06$ и $t_{0,05;24} = 2.064$. Однако и здесь эта зависимость может быть, по-видимому, интерпретирована по-иному - как показательная или гиперболическая функция с предельным значением в лавах тыловой зоны 7,0-7,5.

3.3.3. 0-изотопная зональность

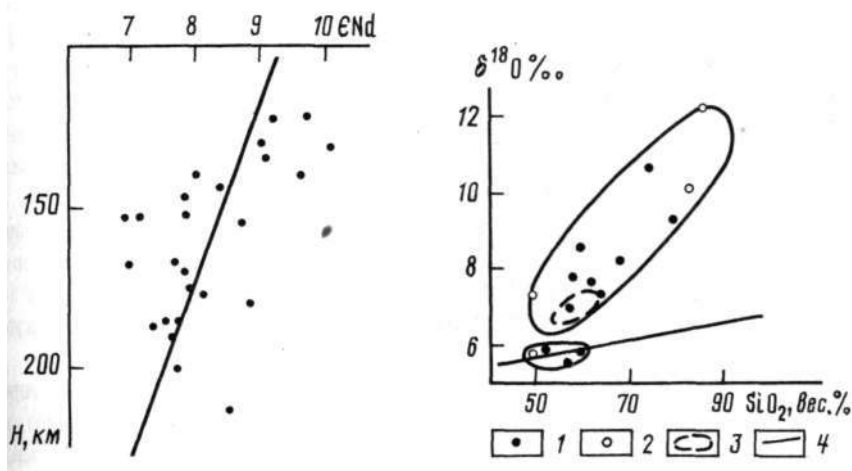
В 14 образцах четвертичных лав Курильской дуги, отобранных из шести вулканов: Алайд, Эбеко, Прево, Заварицкого, Мильна, Менделеева, - В.И.Виноградовым с соавторами был определен изотопный состав кислорода (табл.25). Согласно этим данным (33), значительная часть образцов попадает по $\delta^{18}\text{O}$ в нормальный для глубинных неизменных пород интервал - $6 \pm 0,5\%$. Многие образцы тем не менее обнаруживают более высокие значения $\delta^{18}\text{O}$. В их число входят как петрографически неизменные породы, так и те, которые испытали гидротермальную переработку, а также некоторые пемзы.

Т а б л и ц а 25

Изотопный состав O и Sr в современных лавах Курильской островной дуги (33)

Образец	Вулкан	Порода	$\delta^{18}\text{O}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	δ^{10}_2
<u>Фронтальная зона</u>					
I869	Эбеко	Измененный андезит	+10,8	0,70322	79,94
I872		Свежий андезит	+8,7	0,70312	59,83
I960	Прево	Андезит	+7,8	0,70334	58,II
2009		То же	+7,7	0,70327	6I,98
I958	Заварицкого (купол I957 г.)	"	+5,9	0,70356	59,04
I963		Пемза	+8,3	0,70315	68,02
I96I	Тятя	Базальт	+5,9	0,70324	5I,54
2074		Пемза	+9,4	0,70368	78,62
I959	Менделеева	Андезит	+7,0	0,70348	62,93
200I		То же	+5,6	0,70355	56,27
I975	Мильна	"	+7,0	0,70302	57,66
<u>Тыловая зона</u>					
I824	Алайд	Субщелочной базальт	+7,4	0,70295	49,52
I83I		То же (прорыв Олимпийский, I972 г.)	+5,8	0,70293	49,62
2038		Пемза	+10,2	0,70468	82,28
2042		То же	+12,4	0,70470	85,38

На диаграмме $\delta^{18}\text{O}-\text{SiO}_2$ отчетливо выделяются два широких тренда (рис.93). Часть точек, отвечающих составу пород вулканов Тятя, Заварицкого и Мильна, группируются вблизи линии, характеризующей фракционирование изотопов кислорода в процессе-магматической дифференциации. Согласно В.И.Виноградову (33), соответствующие породы можно рассматривать как образованные или преобразованные при высоких температурах. Если вещество коры и участвовало в их образовании, то изотопный состав его кислорода был уравновешен с кислородом мантийного происхождения. Уравновешивание могло происходить через высокотемпературные растворы морского или континентального происхождения.



Р и с.92. Соотношение величины Nd в лавах четвертичных вулканов Курильской островной дуги с глубиной до сейсмофокальной зоны Н. Уравнение линии регрессии: $\text{Nd} = 11,16-0,018\text{H}$

Р и с.93. Соотношение величины $\delta^{18}\text{O}$ и концентраций SiO_2 в четвертичных лавах Курильской островной дуги 33

1,2 - Курилы: 1 - фронтальная зона, 2 - тыловая зона; 3 - поле андезитов Японской островной дуги; 4 - линия, характеризующая фракционирование изотопов о в процессе магматической дифференциации: 3,4 - по 215

Другая группа точек на рис.93 располагается выше линии изотопного равновесия (вулканы: Алайд, Эбеко, Прево, Заварицкого, Мильна, Тятя и Менделеева). Соответствующие им вулканы не могли образоваться в ходе магматической дифференциации с фракционированием изотопов кислорода. Для обеспечения значений $\delta^{18}\text{O}$ в них выдвигаются различные модели, предусматривающие участие в магматическом процессе осадочного компонента или относительно низкотемпературных гидротермально-измененных пород типа пропилитов. Точки, располагающиеся в верхней части диаграммы, отвечают пемзам, нередко присутствующим в лавах вулканов Алайд и Тятя в виде включений.

Сравнение значений $\delta^{18}\text{O}$ для лав вулканов тыловой и фронтальной зон Курильской дуги не выявляет их различия. Одновременно существенных отличий не устанавливается и с андезитами Японской островной дуги, где также отсутствует зональность по изотопному составу кислорода (215,216). Согласно точке зрения В.И.Виноградова (33), это свидетельствует о контаминации магматических расплавов курильских вулканов коровым веществом.

3.3.4. Ве-изотопная зональность

В 13 образцах - продуктах исторически датированных извержений девяти вулканов Курильской островной дуги - выполнены 14 определений количества изотопа Ве (табл.26). Такие же данные получены для 10 образцов восьми вулканов Камчатки (II определений). Кроме того, для трех образцов курильских лав и двух - камчатских определены концентрации стабильного изотопа $^9\text{Ве}$. Это первые материалы по изотопам Ве для Курило-Камчатской островодужной системы. Анализы выполнены в отделе земного магнетизма Института Карнеги в г.Вашингтоне, США, под руководством профессора Ф.Тера. Первичные материалы и их предварительный анализ опубликованы в (162, 221).

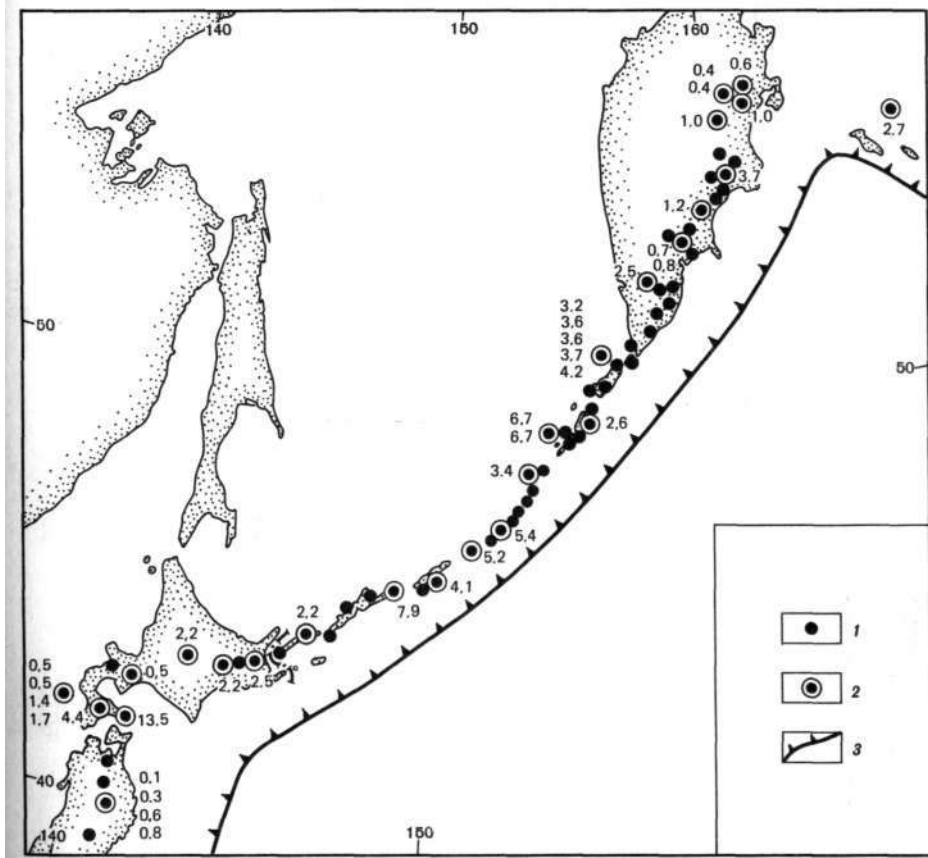
Интерес к изучению Ве в лавах определяется тем обстоятельством, что этот короткоживущий космогенный изотоп (период полураспада 1,5 млн лет) может рассматриваться как геохимический трассер, фиксирующий участие океанических осадков в процессах магнообразования в островодужных системах. $^{10}\text{Ве}$ накапливается в пелагических осадках, покрывающих дно океана, где концентрация его на 3 порядка превышает концентрацию в базальтах срединно-океанических хребтов и океанических островов ($1 \cdot 10^9$ против $< 1 \cdot 10^6$ ат./г). Соответственно в лавах островных дуг в случае участия в магмагенезисе исходных для них расплавов пелагических осадков должно наблюдаться повышенное ($> 1 \cdot 10^6$ ат./г) содержание $^{10}\text{Ве}$ по сравнению с лавами вулканов, не связанных с зонами субдукции (237, 244).

Установлено, что в образцах курильских лав Ве присутствует в количестве (2,2-7,9) 10^6 ат./г, тогда как в лавах камчатских вулканов его содержание значительно ниже и варьирует от нуля до $3,7 \cdot 10^6$ ат./г, причем лишь для двух вулканов - Опала и Крашенинникова - количество определенного $^{10}\text{Ве}$ превышает $1,2 \cdot 10^6$ ат./г. Заметим, что, согласно многим исследователям, курильский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы не заканчивается на широте Северных Курил, а продолжается на территорию Камчатского полуострова, захватывая южную его часть вплоть до Начикинской складчато-глыбовой поперечной зоны, аналогично тому, как на юге курильский сегмент продолжается на территорию о-ва Хоккайдо. Таким образом, одна из полученных "высоких" цифр (вулкан Опала) относится, скорее всего, к курильскому сегменту Курило-Камчатской островодужной системы, хотя сам вулкан располагается на п-ове Камчатка.

Анализ полученных результатов показывает, что на северном и южном флангах курильского сегмента, там, где островная дуга переходит на более консолидированные структуры, наблюдается тенденция к уменьшению содержаний $^{14}\text{Ве}$ (рис.94), что позволяет говорить о проявлении в пределах дуги продольной зональности по $^{10}\text{Ве}$. Подчеркнем, что эта тенденция прямо противоположна характеру изменения вдоль дуги величины отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, которое на флангах дуги увеличивается (см. разд. о Sr-изотопной зональности).

Вместе с тем в области сочленения Курильской дуги с дугой Хонсю содержание Ве во фронтальной части дуги резко возрастает (244). При этом на юго-востоке о-ва Хоккайдо наблюдается последовательное уменьшение концентрации

Ве от фронта к тылу дуги: $13,5 \cdot 10^6$ ат./г для вулкана Эсан, $4,4 \cdot 10^6$ - для вулкана Камагатаки и $1,5 \cdot 10^6$ ат./г для вулкана Осима-Осима (рис.94), т.е. имеет место отчетливая поперечная зональность. Интересно отметить, что дальше на юг содержание Ве опять уменьшается и на о-ве Хонсю для вулканов Фунагата и Фудзи составляет менее $1 \cdot 10^6$ ат./г, т.е. лежит в тех же пределах, что и для большинства вулканов Камчатки. Можно предположить, что подобный харак-



Р и с.94. Латеральные вариации величины ^{10}Be в современных лавах Курильской островной дуги, Камчатки и Северной Японии

1 - действующие вулканы; 2 - вулканы, в лавах которых определены концентрации ^{10}Be ; цифры - значения концентраций в 10^6 ат./г; 3 - Курило-Камчатский глубоководный желоб. Данные по Японии приведены по 244

тер распределения ^{10}Be обусловлен каким-то масштабным процессом, на который локально наложены более мелкие процессы. Так, в частности, наличие двух противоположных по направленности и длительно существующих океанских течений, с юга и севера сходящихся у о-ва Хоккайдо, вполне могло привести к значительно более быстрому накоплению там осадочного материала, обогащенного ^{10}Be , субдуктирование которого вызвало появление отрицательного тренда. При этом, несомненно, очень важную роль играла и региональная специфика основных геодинамических параметров процесса субдукции на разных участках Курило-Камчатской системы - угла наклона и скорости конвергенции литосферных плит, наличие продольных и поперечных тектонических нарушений в районе глубоководного желоба, а также вещественный состав и мощность осадков, покрывающих Тихоокеанскую плиту.

Отметим также относительно повышенное содержание ^{10}Be ($6,7 \cdot 10^6$ ат./г - по определениям в двух образцах) в лавах вулкана Чиринкотан в тыловой зоне Северных Курил. Лавы вулканов Креницына на о-ве Онекотан и Сарычева на о-ве Ма-туа, расположенных в 70-100 км от него, соответственно к северу и югу и во

Содержание ^{10}Be , ^9Be в современных лавах Курило-Камчатской островодужной системы
и Северной Японии

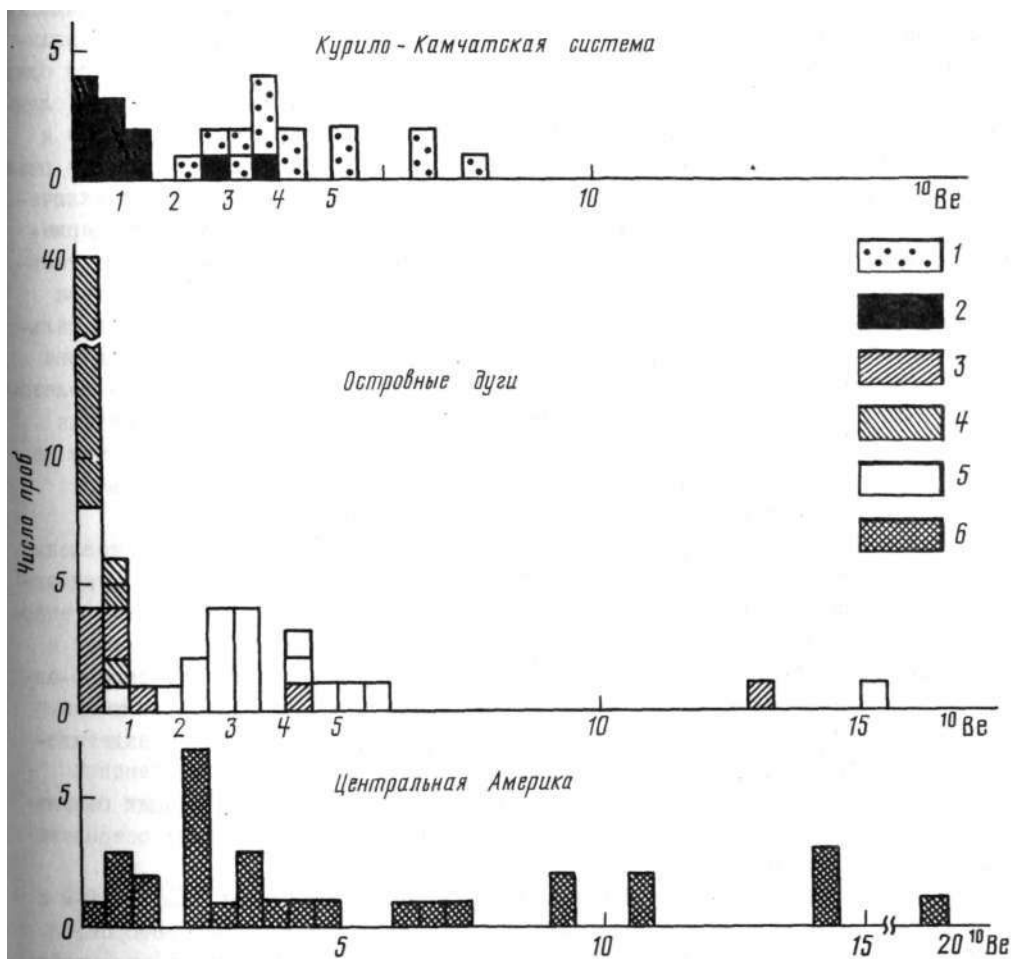
№ п/п	Вулкан, остров	Дата извержения	Порода	Номер образца	Структурная зона	^{10}Be , г/т	^9Be , г/т	$^{10}\text{Be}/^9\text{Be}$ (I ⁰ -II)
<u>Курилы</u>								
1.	Тяга, о-в Кунашир	1973	Базальт	8342/2	Фронтальная	2,2	0,40	8,2
2.	Медвежий, о-в Итуруп	1882	Андезит	В15-392	"-	7,9	0,26	45,5
3.	Берга, о-в Уруп	1937	"-	III-Б	"-	4,1	-	-
4.	Черного, о-в Чирной	1857	"-	В-15-325	"-	5,2	0,44	17,7
5.	Заварицкого, о-в Симушир	1957	"-	ФБ-37	"-	5,4	-	-
6.	Сарычева, о-в Матуа	1976	Андезито-базальт	М-764	"-	3,4	0,46	11,1
7.	Чиринкотан, о-в Чиринкотан	1980	Андезит	В-II-527	Тыловая	6,7	0,83	12,1
8.	Тоже	1980	"-	В-II-527А	"-	6,7	-	-
9.	Креницына, о-в Онокотан	1952	"-	8322/3	Фронтальная	2,6	-	-
0.	Алайд, о-в Атласова	1934	Базальт	2/3-8I	Тыловая	3,6	-	-
1.	Тоже	1972	"-	В-II-575	"-	3,6;3,7	0,69	7,8
2.	"-	1972	"-	В-II-576	"-	3,2	-	-
3.	"-	1981	"-	A-3(6) A-8I	"-	4,2	0,69	9,1
<u>Камчатка</u>								
4.	Опала	500(^{14}C)	Риолит	86-204	Тыловая	2,5	-	-
5.	Авачинский	1938	Андезито-базальт	29147	Фронтальная	0,7;0,8	0,35	3,0
6.	Карымский	1976	Андезит	Кр-4-76	"-	1,2	0,70	2,6
7.	Крашенинникова	1400(^{14}C)	Дацит	629/2	"-	3,7	-	-
8.	Толбачик	1975	Базальт	6010	Тыловая	1,0	0,41	3,7
9.	"-	1976	"-	ТОЛ-I	"-	0,0	-	-
20.	Безымянный	1977	Андезит	6462	Фронтальная	1,0	-	-
21.	Ключевской	1932	Андезито-базальт	3-8	"-	0,4	-	-
22.	"-	1983	"-	II5/83	"-	0,4	0,67	0,9
23.	Шивелуч	1980	Андезит	8037	"-	0,6	0,69	1,3
<u>Северная Япония</u>								
24.	Раусудаке, о-в Хоккайдо	?	?	?	"-	2,5	-	-
25.	Меакан, о-в Хоккайдо	?	?	?	"-	2,2	-	-
26.	Такачи, о-в Хоккайдо	?	?	?	Тыловая	2,2	-	-
27.	Турумаи, о-в Хоккайдо	?	Андезит	0805-04	Фронтальная	0,5	-	-
28.	Усу, о-в Хоккайдо	1978	"-	0805-03	"-	0,2	-	-
29.	Эсан, о-в Хоккайдо	?	?	0805-012	"-	13,5	0,2	91,9
30.	Каматагаке, о-в Хоккайдо	?	"-	0805-02	"-	4,4	0,37	17,9
31.	Осима-Осима, о-в Осима-Осима	1741(?)	Базальты, дациты	0805-01	Тыловая	0,5;0,5	0,57	3,9
32.	Фунагата, о-в Хонсю		Базальт, андезит	?	Фронтальная	0,8;0,6 0,3;0,1	-	-
33.	Фудзи, о-в Хонсю	864	Базальт	0803-03	"-	0,2	-	-

Примечание: Проанализированы образцы из следующих коллекций: НИС "Вулканолог" - 2,4,7,8; А.В.Колоскова - 1,9; В.Н.Пискунова - 3; Г.В.Флерова - 5; В.Н.Андреева - 6,20; А.А.Цветкова - 10; Г.П.Авдейко - 13; И.В.Мелекесцева - 14; М.Ю.Пузанкова - 15; И.Б.Симбирева - 16; В.В.Пономаревой - 17; О.Н.Вольнца - 18; Д.И.Фрих-Хара - 19; А.Н.Озерова - 21,22; Ю.М.Дубика - 23.

фронтальной зоне содержат лишь $(2,6-3,4)10^6$ ат./г ^{10}Be . Вряд ли следует искать объяснение этим фактам исходя из предпосылки о большей доле осадочного компонента в магматическом источнике тыловой зоны по сравнению с магматическим источником фронтальной зоны. Как известно, вулкан Чиринкотан расположен примерно в 250 км от оси глубоководного желоба, а расстояние до сейсмофокальной зоны под ним составляет около 190 км. Исходя из теоретических представлений о тектонике плит маловероятно, что степень контаминации островодужного источника осадочным материалом будет возрастать по мере удаления от фронта конвергирующих плит и заглупления зоны Заварицкого-Беньофа. Поэтому мы считаем, что наличие относительно обогащенных ^{10}Be пород в тылу курильского сегмента островодужной системы, как и любых других островных дуг Мирового океана, скорее всего, является не закономерным, а случайным событием, например за счет существования грабенов или "карманов" на поверхности субдуцируемой плиты в области ее перегиба, где мощность молодых осадков, а следовательно, и суммарное количество ^{10}Be в них резко повышены. Подобные явления задокументированы, в частности, в районе Японского и Центральноамериканского глубоководных желобов и обусловлены тектоническими причинами (154,220). В пользу подобной интерпретации свидетельствуют особенности распределения ^{10}Be в лавах вулканов северо-восточного Хонсю, где, как уже отмечалось, на фоне низких концентраций этого изотопа во фронтальной зоне, к северу и югу от юго-западной оконечности о-ва Хоккайдо, в пределах сравнительно узкой поперечной зоны, наблюдаются значительно более высокие содержания ^{10}Be , последовательно убывающие от фронта к тылу дуги.

В целом курильский сегмент Курило-Камчатской островодужной системы вполне сопоставим с такими дугами, как, например, Алеутская, а также с Центральноамериканскими Кордильерами (Гватемала, Никарагуа), для которых ранее было установлено участие осадочного компонента в процессе магмогенезиса (244). в то же время количество ^{10}Be в камчатских лавах, за указанным исключением, соизмеримо с количеством ^{10}Be в породах Зондской и Марианской островных дуг, дуги Хальмахера, а также абиссальных толеитов и молодых платобазальтах (траппах), не превышающим $1,0 \cdot 10^6$ ат./г (рис.95). Причины подобного характера распределения ^{10}Be , по-видимому, могут быть следующие: 1) большая степень распада ^{10}Be в осадках камчатского сегменте дуги, вызываемая более длительной их транспортировкой до уровней магмогенерации (Камчатка ~2,4; Курилы ~2,1 млн лет). Простейшие расчеты показывают, что камчатские лавы за счет этого должны быть в среднем на 15% беднее ^{10}Be , чем курильские; 2) разубоживание в районе Камчатки наиболее молодых, обогащенных ^{10}Be пелагических осадков, составляющих верхнюю часть субдуцируемой осадочной колонны, терригенным материалом с низким содержанием ^{10}Be (скв.192 Д*ДР); 3) преимущественная аккреция верхнего слоя осадочной колонны вблизи Камчатки и его субдукция в районе Курил; 4) значительная контаминация камчатских лав веществом древней континентальной коры; 5) преимущественное вхождение осадочного компонента в источник курильских магм по сравнению с камчатским источником.

Таким образом, в пределах Японо-Курилокамчатской островодужной системы наблюдается продольная зональность концентраций ^{10}Be в лавах, а в отдельных участках этой системы и поперечная зональность.



Р и с.95. Распространение ^{10}Be в лавах островных дуг и активных континентальных окраин

1 - Курилы; 2 - Камчатка; 3 - Япония; 4 - Зондские, Марианские острова и дуга Хальмахера; 5 - Алеуты; 6 - Центральная Америка; 3-6 - приведены по 244

3.4. ЗОНАЛЬНОСТЬ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЛУБИННЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЛАВАХ

Описанию включений в лавах Курильской островной дуги посвящена специальная монография (155). Более новые данные приводятся в целом ряде публикаций (36,44,59,121,161), причем в части из них специально рассматриваются лишь недавно обнаруженные на Курилах ультраосновные включения (36,161). Поэтому здесь мы остановимся только на сравнительной характеристике включений из вулканитов фронтальной и тыловой зон дуги, основываясь как на собственных, так и на литературных данных.

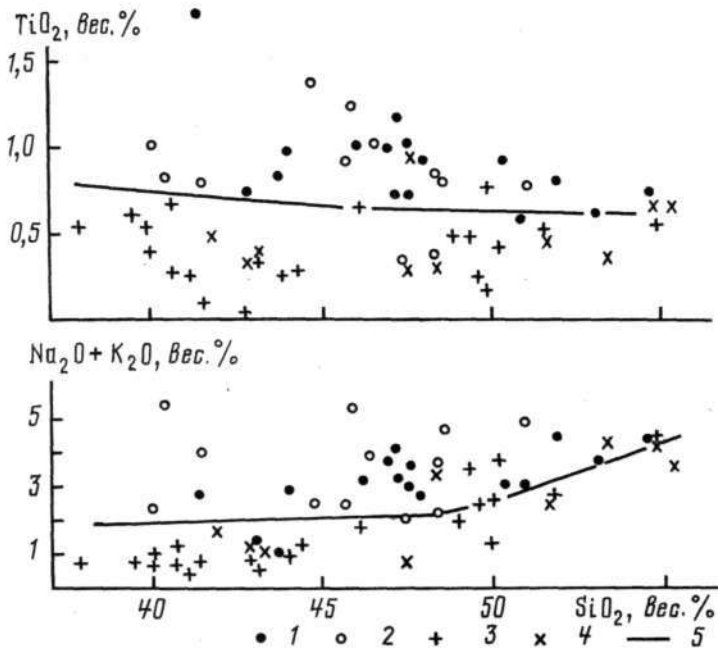
Глубинные включения в лавах фронтальной зоны обнаружены на многих вулканах по всему простиранию дуги от о-ва Парамушир на севере до о-ва Кунашир на юге. Представлены они преимущественно разнообразными оливин-пироксеновыми

габброидами (габбро, габбро-нориты, габбро-анортозиты), среди которых выделяется специфическая группа крупнокристаллических анортитовых разностей (алливалиты, троктолиты, эвкриты). Наряду с габброидами постоянно встречаются близкие к ним по составу пироксен-плагиоклазовые (+ оливин) кристаллические сланцы. Среди редких типов включений отмечены биотит-пироксен-плагиоклазовые и зеленые сланцы, плагиоклаз-пироксеновые и гранат-пироксен-плагиоклазовые гнейсы (вулканы о-ва Парамушир). В ряде случаев наблюдаются гранитоидные включения (вулканы островов Парамушир, Симушир, Кунашир). Находки амфиболсодержащих габброидов, диоритов, а также ультраосновных включений в лавах фронтальной зоны единичны. Так, амфиболовые габбро обнаружены на вулкане Сарычева (о-в Матуа), амфиболовые диориты - на вулкане Мильна (о-в Симушир) и в кальдере Головнина (о-в Кунашир). Амфиболиты установлены на вулкане Татаринова (о-в Парамушир). Наконец, в плиоценовом субвулканическом массиве мыса Шелехова на о-ве Парамушир наряду с включениями амфиболовых габброидов отмечены включения горнблендитов, на вулканах Татаринова, Чикурачки, Эбеко на том же острове - включения плагиоклазовых пироксенитов, а на вулкане Медвежьем (о-в Итуруп) встречен ксенолит серпентинита (59,155).

В тыловой зоне Курильской островной дуги глубинные включения установлены в базальтах вулкана Алаид (габбро, амфиболовые габбро, гипербазиты), андезитах вулкана Чиринкотан (амфиболовые габброиды, кристаллические сланцы, гипербазиты), андезитах вулкана Броутона (амфиболовые габброиды, гипербазиты) и базальтах побочного подводного конуса (подводный вулкан 6.10), на северо-западном подводном склоне его - гипербазиты. Кроме того, отдельные включения полнокристаллических амфиболовых габбро встречаются в андезитах и андезитодацитах подводных вулканов Южно-Итурупской, Броутонской и Чиринкотанской групп, а микроксенолиты гипербазитов - в шлифах из амфиболсодержащих базальтов, андезито-базальтов и андезитов ряда подводных вулканов между островами Чиринкотан и Броутона.

В наиболее представительной коллекции включений, собранной нами в 11-м и 15-м рейсах НИС "Вулканолог" на вулкане Чиринкотан, соотношение габброидов, метаморфических пород и гипербазитов примерно 10:1:1. Габброиды и метаморфические породы здесь обычно амфиболсодержащие, причем в метаморфических породах, кроме того, нередко встречается биотит. Преобладающий тип габброидов - оливин- и амфиболсодержащие габбро-нориты, встречаются также габбро-анортозиты и габбро. Среди метаморфических пород преобладают амфибол-пироксен-плагиоклазовые сланцы, а среди гипербазитов - плагиоклазсодержащие шпинелевые лерцолиты и гарцбургиты (37). Нередко проявляется процесс габброизации включений метаморфических пород и гипербазитов, выражающийся в образовании вокруг них оторочек, а внутри - прожилков и неправильных пятнистых выделений амфибол-пироксеновых габброидов.

Таким образом, устанавливается довольно существенная разница в ассоциациях и составе глубинных включений, проявленных в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской дуги. Так, в вулканитах фронтальной зоны практически отсутствуют включения ультраосновного состава, тогда как в лавах тыловой зоны не установлены гранитоидные включения. Среди включений габброидов и кристаллических сланцев в вулканитах фронтальной зоны развиты почти исключительно разновидности с безводными парагенезисами темноцветных минералов. В составе габброидных включений в вулканитах тыловой зоны преобладают амфиболсодержащие разности, причем анортитовые габбро здесь крайне редки (вулкан Алаид) и не-



Р и с.96. Содержание щелочей и титана в габброидах и метаморфических включениях в четвертичных лавах Курильской островной дуги

1,2 - включения в лавах фронтальной, 3,4 - тыловой зоны; 5 - линия, разграничивающая поля состава включений из разных вулканических зон. 1,3 - габброиды; 2,4 - метаморфические породы. Использованы данные (155), а также неопубликованные данные авторов

редко также содержат амфибол. Включения метаморфических пород в вулканитах тыловой зоны, как правило, амфибол- и биотитсодержащие. Включения габброидов и метаморфических пород в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской дуги различаются также по химическому и редкоэлементному составу (рис.96, табл.27). Последние заметно обогащены TiO₂, щелочами, а также Rb, Ba, Sr, Ni, Cr, Zn и обеднены Co, V, Pb и Sn.

Заметим, что различия, наблюдающиеся в минеральном, химическом и редкоэлементном составе габброидных и метаморфических включений в лавах фронтальной и тыловой зон Курильской дуги соответствуют проявленной здесь поперечной минералогической и геохимической зональности четвертичных вулкаников, что указывает, по-видимому, на родственность включений и лав. Родственность эту можно трактовать двояко: либо включения представляют собой продукты глубинной кристаллизации магматических расплавов, либо они являются отторженцами среды магмообразования. В первом варианте часть включений можно, по-видимому, рассматривать как протокумуляты, возникшие на ранних этапах дифференциации магматических расплавов, тогда как другую - как обломки интрузивных пород, образовавшихся при полной кристаллизации не дошедших до поверхности слабодифференцированных магматических расплавов. При этом следует допустить, что часть таких протокумулятов и интрузий была метаморфизирована на уровне амфиболитовой или гранулитовой фации глубинности.

Химический и редкоземельный состав габброидных и метаморфических включений в лавах северного участка Курильской островной дуги

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	46,00	48,63	47,04	46,51	40,91	47,97	42,64	43,21	50,93
TiO ₂	0,93	0,67	0,52	0,98	0,42	0,63	0,42	0,97	0,36
Al ₂ O ₃	18,84	20,08	20,01	16,42	18,32	19,63	20,84	17,65	20,08
Fe ₂ O ₃	6,01	3,65	5,26	6,03	7,85	3,33	6,75	8,78	4,30
FeO	4,79	6,34	5,70	6,76	5,81	6,08	5,41	5,93	4,57
MnO	0,20	0,18	0,16	0,25	0,23	0,13	0,12	0,18	0,08
MgO	7,78	6,08	5,96	9,33	9,60	9,12	6,79	11,26	6,10
CaO	12,02	11,96	12,01	10,22	14,87	8,38	14,23	6,48	8,25
Na ₂ O	2,24	1,83	2,07	2,59	0,63	2,86	1,27	2,19	2,76
K ₂ O	0,46	0,34	0,44	0,44	0,13	0,37	0,13	2,32	1,22
P ₂ O ₅	0,17	0,05	0,10	0,18	0,06	0,15	0,07	0,14	0,19
П.П.П.	0,29	0,21	0,68	0,17	0,97	1,19	1,00	0,44	0,98
	99,73	100,02	99,95	99,85	99,80	99,84	99,67	99,55	99,82
Rb	11	7	6	5	7	2	3	5	2
Li	8,3	3,5	-	12	-	-	-	64	-
Ba	3,9	3,1	-	23	-	-	-	2,9	-
Sr	210	130	-	470	-	-	-	840	-
V	770	310	-	635	-	-	-	440	-
Cr	365	460	-	435	-	-	-	420	-
Co	182	133	-	290	-	-	-	151	-
Ni	38	79	-	43	-	-	-	48	-
Pb	76	42	-	119	-	-	-	84	-
Sn	2,8	7,0	-	4,9	-	-	-	4,5	-
n ₂	1,8	3,2	-	2,8	-	-	-	1,9	-
	8	4	-	4	-	-	-	5	-

примечание: 1-3 - габброиды: 1 - тыловая зона дуги, о-в Чиринкотан; 2,3 - фронтальная зона дуги: 2 - о-в Онекотан, 3 - о-в Парамушир; 4-9 - метаморфические породы: 4 и 8 - тыловая зона дуги, о-в Чиринкотан; 5,6,7,9 - фронтальная зона дуги, о-в Парамушир; 4 - амфибол-пироксен-плаггиоклазовые сланцы; 5 - оливин-пироксен-плаггиоклазовые сланцы; 6 - пироксен-плаггиоклазовые сланцы; 7 - амфиболиты; 8,9 - биотит-пироксен-плаггиоклазовые сланцы. 1,2,4,8 - данные авторов, 3,5,6,7,9 - по материалам (I55). п - количество анализов для подсчета среднего: n₁ - для силикатных анализов, n₂ - для редких элементов.