

В. Г. Молявко, И. М. Остафийчук, Э. Х. Харазян, К. Г. Ширинян

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНИТОВ АНДЕЗИТО-БАЗАЛЬТ-ДАЦИТОВОЙ ПАРАГЕНЕТИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ ТРАНС-КАВКАЗСКОЙ ЗОНЫ АРМЕНИИ

В последние годы особое внимание исследователей привлекают вопросы выяснения условий формирования и особенностей состава андезитовых магм. Андезитовый вулканизм – самый характерный вулканизм в орогенических районах, прилегающих к континентальным областям.

В пределах Большого и Малого Кавказа и прилегающих к нему территорий северо-восточной Анатолии и северо-западного Ирана эффузивные образования, относящиеся к андезитовой формации, развиты достаточно широко. Типичный представитель этой формации – постпалеогеновый вулканизм большинства районов Грузии и Армении – представлен ассоциацией андезито-базальтов, андезитов, андезито-дацитов и дацитов, а также пирокластическими образованиями аналогичного состава (Схиртладзе, 1958, Милановский, 1956, 1960, Ширинян, 1963).

В задачу авторов входило рассмотрение петрохимических особенностей и распределение элементов-примесей в андезито-базальт-дацитовой серии четвертичных вулканитов (нижний – средний антропоген) Кечутского хребта (Армения), представляющего собой часть Транскавказского поперечного поднятия.

Постройка Кечутского хребта сформирована излияниями цепи короткоживущих, преимущественно моногенных вулканов, лавы которых объединяются Э. Х. Харазяном (1968) в кечутскую свиту. В целом образования этой свиты представляют гомогенную серию, мощностью до 1,2 км, варьирующую по составу от двупироксеновых андезито-базальтов до двупироксеновых и роговообманковых дацитов в верхних частях разреза. При этом в низах свиты залегают лавовые образования, представленные андезито-базальтами, которые выше сменяются андезитами, андезито-дацитами, экструзивными гиагодацитами и их пирокластами.

Завершающий – среднечетвертичный цикл вулканизма Кечутского хребта представлен андезито-базальтами и андезитами, также излившимися в гомогенной последовательности из ряда вулканов в осевой части хребта, представленных, главным образом, простыми шлаковыми, реже лавовыми конусами с относительно небольшим объемом из-

лившихся продуктов.

Для исследования нами опробовались следующие представители разреза вулканитов:

1. Двупироксеновые андезиты-базальты основания восточного склона Кечутского хребта (в западной части т. н. Геташенского лавового языка у с. Благодарное), образующие серию покровов общей мощностью до 200 м;

2. Двупироксеновые андезиты-базальты верхней части той же пачки (западная часть Геташенского лавового языка в обнажениях по р. Каракала);

3. Кварцсодержащие андезиты, приуроченные к возвышенностям, окаймляющим с севера и юга Верхнеахурянскую котловину, из потоков, общей мощностью около 80 м, связанных с моногенными вулканами, шлаковые конусы которых хорошо сохранились в пределах Гукасянского плато (опробовался поток вулкана Воскисар - Кызыллер);

4. Амфиболовые андезиты-дациты средней части разреза, слагающие всю водораздельную часть Кечутского хребта (две выборки на разных стратиграфических горизонтах в восточной части хребта в долине р. Кара-Кала);

5. Экструзивные гиалодациты, развитые как в пределах Кечутского хребта, так и в прилегающих районах Гукасянского (выборка в районе с. Ени-Ель в пределах Арпи-Казанчинской структуры) и Лорийского плато (крупное экструзивное тело в районе сел Сувугбулаг, Ильмазлу и Кызылшафак);

6. Синхронные по времени образования экструзивным куполам туфы ереван-ленинканского типа на Амасийском лавовом плато и по правому борту ущелья р. Ахурян, а также тяготеющие в площадном распространении к северо-западным, юго-восточным склонам массива Арагац, Ширакской равнине и бассейну р. Памбак, но известные и в Приереванском районе (выборки для исследований взяты из туфовых покровов Приереванского поля, карьер Джрвеж, и на северо-восточной окраине с. Артик);

7. Андезиты-базальты вершинной зоны Кечутского хребта (западный конус вулкана Кечут).

Опробование названных представителей разреза производилось выборками в 30-60 проб. Анализировались пробы спектральным методом повышенной воспроизводимости на приборе ДФС-13 с использованием модернизированного полуавтоматического устройства В. Г. Теплякова (аналитик П. Н. Зубарев). Определения щелочных элементов K, Na, Li, Rb производились методом пламенной фотометрии по стандартной методике (аналитик Е. В. Слынько), а общий химический состав оценивался по результатам силикатного анализа (аналитики В. Ф. Мельник, А. И. Стрыгина, А. Е. Бурксер). Все анализы выполнялись в проблемной лаборатории физико-химических исследований горных пород Киевского университета. Обработка данных проводилась с помощью комплексной программы расчета статистических параметров (Жуков, Дядюра, 1967) для ЭВМ "Минск-22".

Породы кечутской свиты характеризуются порфировой структурой с большим или меньшим количеством стекла в основной массе. Структу-

ры последней меняются от микродолеритовой в наиболее основных членах разреза (главным образом, в нижней пачке двупироксеновых лав) через пилотакситовую и микролитовую (в андезитах), гиалопилитовую (в амфиболовых андезито-дацитах) и гиалиновую (в гиалодацитах) до кристалловитропорфировой и кристаллокластической в туфах ереван-ленинканского типа. Количественно-минеральный состав пород кечутской свиты приведен в табл. 1.

Для всей рассматриваемой серии характерен следующий набор темноцветных минералов: ромбический и моноклинный пироксены, базальтическая роговая обманка, кроме того, в основании пачки двупироксеновых андезито-базальтов присутствуют единичные кристаллы оливина.

Примечательно изменение парагенезисов вкрапленников по разрезу. Оливин присутствует, как уже отмечалось, лишь в основании свиты; в низах свиты преобладают клинопироксены, по мере продвижения вверх их доля резко падает, и в гиалодацитах наблюдаются только ортопироксены; базальтическая роговая обманка фиксируется лишь в верхних членах разреза.

Несмотря на значительные колебания в содержании и соотношениях минералов-вкрапленников (особенно темноцветных), характер и состав их, как видно из табл. 1-2, довольно близок во всей рассматриваемой серии пород. Отмечается слабая тенденция к увеличению железистости ортопироксенов в относительно более поздних образованиях, некоторое отличие оптических характеристик клинопироксенов для кварцсодержащих андезитов. Основность плагиоклаза вкрапленников меняется в общем соответственно изменению основности породы. В андезитах плагиоклаз часто зонален, в гиалодацитах присутствуют реликтовые его зерна повышенной основности (табл. 1, 2). Распределение рудного минерала крайне неравномерно, его количество резко возрастает в породах с сильно опацизированной роговой обманкой. С. Р. Тейлор (1972) отсутствие значительных концентраций магнетита и других рудных минералов считает отличительной особенностью известково-щелочных серий.

Последовательность кристаллизации минералов-вкрапленников представляется следующей: оливин-ортопироксен - рудный минерал (I) - плагиоклаз, клинопироксен - амфибол - рудный минерал (II) - основная масса. Состав основной массы значительно варьирует. В зависимости от общего химизма пород в ней наряду с микролитами плагиоклаза присутствует то или иное количество клинопироксена, рудного минерала и стекла.

Необходимо отметить наблюдающееся несоответствие модального и нормативного составов всех минералов (табл. 1), что, по мнению С. И. Набоко (1962), характерно вообще для известково-щелочных лав: минералы вкрапленников по сравнению с нормативом резко обогащаются тугоплавкой фазой - плагиоклазы кальцием, клинопироксены кальцием и магнием.

Пересчет на нормативный состав дает для всех пород исследуемой серии характерный минеральный парагенезис - пироксен - плагиоклаз - кварц, хотя в составе вкрапленников андезито-базальтов основания серии фиксируется оливин, что отражает химизм начальной стадии дифференциации магмы - ее ненасыщенность кремнеземом. Разница в мо-

дальном и нормативном составах вкрапленников плагиоклаза (обогащение их кальцием) увеличивается в лавах с ростом их кислотности - от андезитов до дацитов (табл. 1).

Петрохимически вулканы исследуемой ассоциации (андезито-базальт-дацитовый) могут быть отнесены к известково-щелочной серии тихоокеанского типа (а не щелочно-известковой, как утверждает С. Тейлор для внутриматериковых орогенов). Для них характерно повышенное содержание CaO , преобладание Na_2O над K_2O и соответствующие значения известково-щелочных индексов (59 - по Пикоку, 21 - по Куно, 2,26 - 2,80 - по Ритману). Химический состав и петрохимические характеристики рассматриваемых пород приведены в табл. 3, 4 на рис. 1-4.

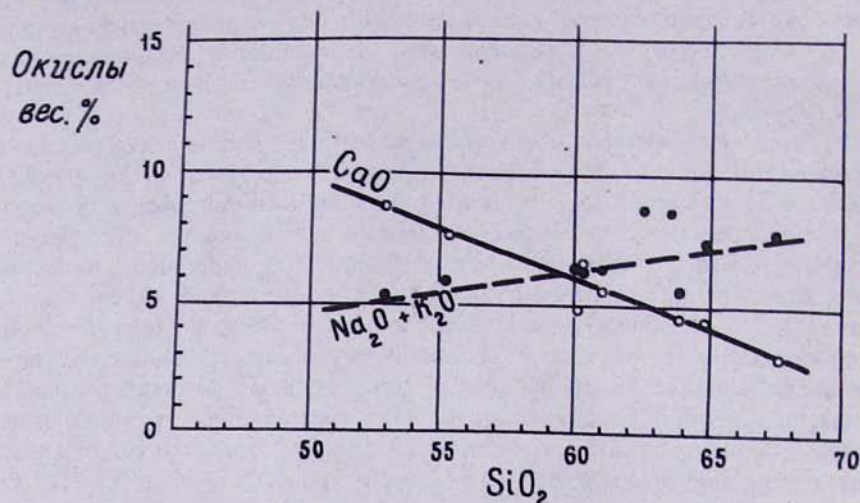


Рис. 1. Вариационная диаграмма Пикета $\text{CaO}-(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})-\text{SiO}_2$ для лав кечутской свиты, туфов и туфолав.

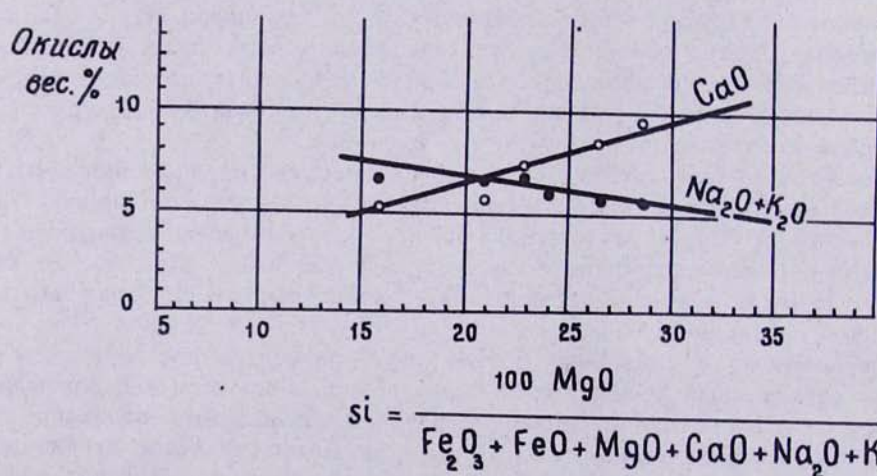


Рис. 2. Диаграмма Х. Куню для лав кечутской свиты (известково-щелочной индекс $\text{Si} = 21$ для точки $\text{CaO} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$)

Таблица 2

Оптические характеристики минералов пород

Порода	Выборка	Ор	Орх	Срх		Нв		Рл (номер)	
		2V	2V	2V ¹	cNg	2V	cNg	центр	перифер.
I	1	-88°	-86 -88	+51-54	41-43	-	-	56-58	
	2	-	-86 -88	+51-54	41-43	-	-	56-58	
II	3	-	-74	+57-58	46-48	-	-	36-38	45-46
III	4	-	-80	+52-53	41-44	-	-	54-57	47-48
	5	-	-76	+54-55	43-44	70-71	II-12	49-54	
IV	6	-	-82	+54-56	41-43	-	-	42-48	24
	7	-	-70	+53-55	41-44	-	-	46-48	
У	8	-	-	+52-53	40-43	-	-		
	9	-	-	+52-53	40-43	-	-	46-47	
VI	10	-	-78	48	36-37	-	-	52-56	

ПРИМЕЧАНИЕ: Ор - оливин; Орх - ортопироксен; Срх - клинопироксен; Нв - базальтическая роговая обманка; Рл - плагиоклаз; I - двупироксеновые андезиты-базальты, II - кварцсодержащие андезиты, III - амфиболовые андезиты-дациты; IV - туфы врезан-денинаканского типа, У - гялодациты, VI - андезиты-базальты вершинной зоны Кечутского хребта.

Соотношение вкрапленников темноцветных минералов

Порода	Выборка	Орх	Срх	Нв	Орх/Σ	Орх+Срх Нв
I	1	2	I	-	I : 0,5	3 : 0
	2	I	6	-	I : 6	7 : 0
II	3	I	5	2	I : 7	3 : I
III	4	I	2	5	I : 7	0,6 : I
	5	I	2	6	I : 8	0,5 : I
У	8	-	I	2	0 : 3	0,5 : I
	9	-	I	I	0 : 2	I : I
VI	10	I	5	-	I : 5	6 : 0

ПРИМЕЧАНИЕ: обозначения те же, что и в табл. 1

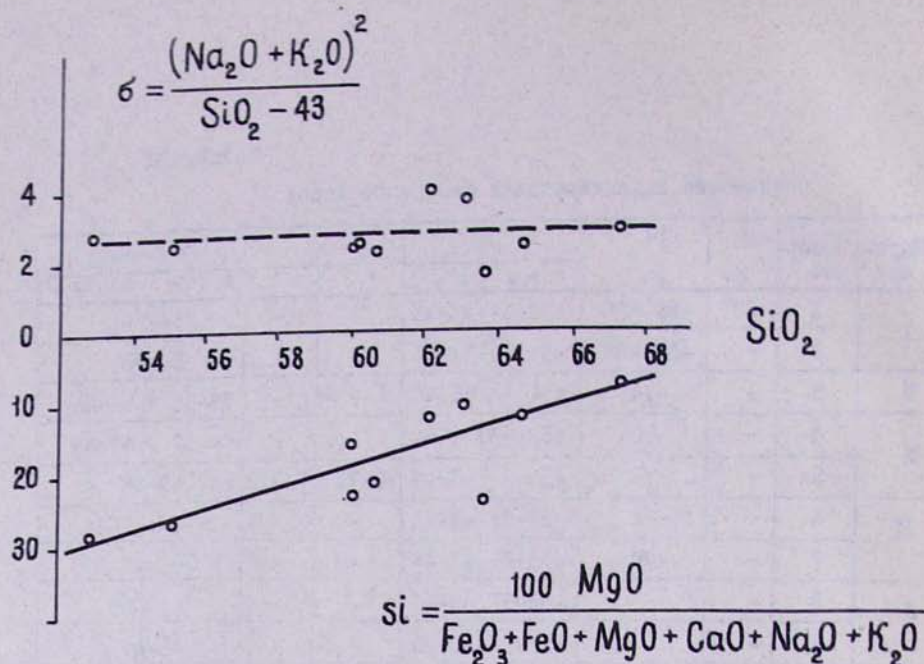


Рис. 3. Характер изменения индексов Ритмана и Куно с ростом SiO_2 для лав кечутской свиты.

По приведенным данным отмечается устойчивое убывание индекса затвердевания Куно (Si) с ростом SiO_2 , в то время как индекс Ритмана (G) колеблется вокруг прямой, параллельной оси абсцисс, причем для начальных членов серии (андезито-базальт-андезит) разброс значений мал, а для более кислых (андезито-дацит-дацит) — значительно увеличивается. Незначительное, но отчетливое увеличение индекса Ритмана (3, 60–3, 90) фиксируется лишь для дацитовых туфов ереван-ленинканского типа. Интересной особенностью вулканитов Кечутского хребта является поведение суммы Стейнера $alkal$. Значение это колеблется в довольно узких пределах (табл. 4), причем не безынтересно снова, что для членов ряда андезит-базальт-андезит оно почти постоянно (22,09–22,76), для андезито-дацит-дацитов 23,40–23,67, а для дацитовых туфов и туфолав — 24,49–24,57, т.е. несколько повышается, но сохраняется постоянным внутри петрографической разновидности.

Все основные особенности состава вулканитов Кечутского хребта отражены на диаграмме А. Н. Заварицкого (табл. 3, рис. 4). На векторной диаграмме (рис. 4) фигуративные точки рассматриваемых вулканитов образуют сравнительно узкую непрерывную полосу, сильно вытянутую по „ b “ изгибающуюся вправо в верхней своей части, что соответствует изменению состава пород от типичных андезит-базальтов до дацитов несколько повышенной щелочности. Большая часть точек

Содержания окислов в вес.% /среднее по 3-5 анализам/											Числовые характеристики по А.Н.Заварицкому										
Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,91	60,08	60,75	63,71	60,06	62,22	63,11	64,70	67,42	55,09	a	10,65	12,09	12,16	11,11	12,69	16,44	16,14	13,52	14,51	10,88
TiO ₂	0,84	0,70	0,70	0,38	0,80	0,71	0,74	0,66	0,45	0,89	c	6,25	4,46	4,85	5,95	5,62	2,59	2,81	4,12	3,21	6,38
Al ₂ O ₃	17,17	15,73	16,10	17,11	17,27	15,91	15,98	16,23	15,68	17,34	8	21,51	14,78	12,38	8,28	10,36	8,54	7,45	8,20	5,55	18,26
Fe ₂ O ₃	5,07	2,31	1,72	2,08	3,68	2,85	3,56	1,42	1,28	2,34	s	61,60	68,68	70,61	74,66	71,33	72,42	73,60	74,16	76,74	60,48
FeO	3,32	3,36	3,68	2,19	2,42	1,03	0,42	3,31	2,42	5,15	a'	-	-	-	6,2	-	-	-	-	-	-
MnO	0,15	0,10	0,10	0,07	0,10	0,08	0,10	0,07	0,08	0,14	f'	35,91	35,49	41,42	48,66	55,34	41,50	48,32	53,94	62,30	39,12
MgO	5,44	3,60	3,14	2,15	2,34	1,72	1,48	1,64	0,97	4,69	m'	43,35	41,12	43,53	45,14	39,58	34,61	34,22	33,87	29,50	44,24
CaO	8,69	6,52	5,44	4,76	4,88	3,75	3,32	4,20	3,02	7,60	c'	20,74	23,39	15,04	0	5,08	23,89	17,45	12,19	8,20	16,63
Na ₂ O	3,92	3,86	3,72	3,50	3,97	4,84	4,70	4,14	4,36	3,82	Q	-4,34	8,72	12,06	12,16	11,67	9,35	12,10	17,16	21,25	0,84
K ₂ O	1,30	2,50	2,62	2,15	2,43	3,82	3,81	3,03	3,42	1,57	n	82,09	70,12	68,33	71,22	71,29	65,82	65,22	67,50	65,96	78,72
P ₂ O ₅	0,41	0,26	0,28	0,18	0,35	0,25	0,24	0,26	0,16	0,34	t	1,18	0,87	0,86	0,45	0,99	0,85	0,87	0,76	0,50	1,20
H ₂ O	0,40	0,51	0,40	0,63	0,74	0,29	1,19	1,15	0,05	0,24	φ	20,40	13,33	12,04	22,05	31,44	28,96	41,57	14,81	19,66	11,15
п.п.п.	0,44	0,71	1,70	1,28	0,67	2,99	2,15	1,30	0,34	0,82	$\frac{a}{c}$	1,70	2,71	2,51	1,87	2,26	6,34	5,74	3,28	4,52	1,70
Сумма	100,06	100,24	100,35	100,19	99,71	100,46	100,80	100,11	100,55	100,03	$\frac{f}{m'}$	0,83	0,86	0,95	1,09	1,38	1,20	1,41	1,59	2,11	0,91

Примечание: обозначения выборок те же, что и в таблице 1.

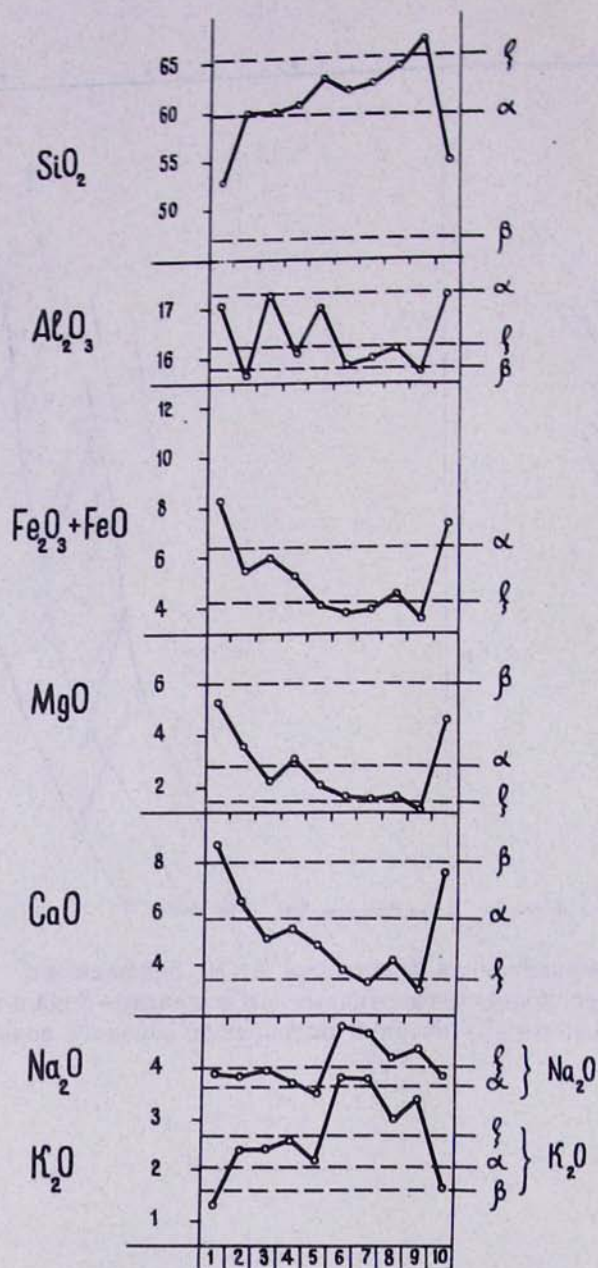


Рис. 5. Сравнение изменения содержаний основных породообразующих окислов в породах андезито-базальт-дацитовой парагенетической ассоциации западной зоны Армении со средними составами базальта, андезита и дацита по Р. Дэли.

Таблица 4

Петрохимические характеристики вулканитов

Параметры	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
$[Fe_2O_3 + FeO]$	8,39	5,67	5,40	4,27	6,10	3,88	3,98	4,73	3,70	7,49
$\frac{Fe_2O_3 + FeO}{Fe_2O_3 + FeO + MgO}$	0,61	0,61	0,63	0,66	0,72	0,69	0,73	0,74	0,79	0,61
$k.o. = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO}$	0,60	0,41	0,32	0,49	0,60	0,51	0,65	0,30	0,35	0,32
$\frac{MgO}{FeO}$	1,64	1,07	0,85	0,88	0,96	1,66	3,52	0,49	0,40	0,91
$a = \frac{100 \cdot Mg}{Mg + Fe^{2+}}$	56,0	45,3	41,0	36,0	43,7	56,5	73,0	28,5	24,4	41,4
$\frac{100 \cdot TiO_2}{Fe_2O_3 + FeO}$	4,41	5,75	5,61	4,72	6,59	6,63	7,00	5,81	4,25	5,23
$[Na_2O + K_2O]$	5,22	6,36	6,34	5,65	6,40	8,66	8,51	7,17	7,78	5,39
$ag = \frac{Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	30,4	40,4	39,4	33,0	37,1	54,4	53,2	44,2	49,6	31,1
$\omega = \frac{CaO + Na_2O + K_2O}{MgO}$	39,1	28,0	26,4	20,6	20,7	13,8	12,5	14,4	9,0	36,1
$\alpha(ka) = \frac{Al_2O_3 + Na_2O + K_2O}{Al_2O_3}$	22,4	22,1	22,4	22,8	23,7	24,5	24,5	23,4	23,5	22,7
$b = \frac{(Na_2O + K_2O) \cdot 2}{SiO_2 - 48}$	2,75	2,37	2,26	1,54	2,40	3,90	3,60	2,37	2,80	2,39
$Si = \frac{100 \cdot MgO}{FeO + Fe_2O_3 + MgO + Na_2O + K_2O}$	28,6	23,0	21,1	24,1	15,8	12,1	10,6	12,1	7,8	26,7
$P = \left(\frac{1}{3} Si + K \right) - (Ca + Mg)$	4,81	12,41	14,29	16,48	15,23	19,09	20,05	18,76	21,90	7,64
$\frac{Al_2O_3}{SiO_2}$	0,32	0,26	0,26	0,29	0,29	0,25	0,25	0,25	0,23	0,32
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,33	0,65	0,70	0,61	0,61	0,79	0,81	0,73	0,78	0,41
$CJ = \sum (An + Di + Fo) \text{ вес.}\%$	42,68	27,69	27,55	28,74	26,65	17,45	14,88	20,36	15,62	77,6
$DD = \sum (Q + Or + Ab) \text{ вес.}\%$	43,66	58,6	61,0	62,44	63,25	76,69	73,17	70,30	77,92	45,96

Примечание: обозначения те же, что и в таблице 1.

Таблица 6

КОЭФИЦИЕНТЫ ПРОПОРЦИОНАЛЬНОСТИ ГЕОХИМИЧЕСКИ
СОПРЯЖЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ-ПРИМЕСЕЙ

Параметр	I		II		III		IV		V		VI	
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Cr/Ni	1,12	1,2	1,8	1,55	1,76	-	-	-	-	-	1,3	
Ni/Co	8,7	2,4	1,2	2,0	0,6	-	-	-	-	-	1,08	
Ti/Mn	8,74	4,56	5,55	6,17	6,61	10,2	7,7	11,12	7,18	5,59		
Ni ₁₀₀ /Mn	6,22	8,88	2,51	8,20	0,89	1,0	-	0,88	-	1,56		
Co ₁₀₀ /Mn	1,71	1,70	2,11	1,80	1,52	-	-	-	-	1,51		
V ₁₀ /Mn	0,55	0,74	0,90	1,20	0,79	1,97	1,14	1,48	1,59	0,78		
Co ₁₀ ⁴ /MgO	8,10	8,40	8,66	-	8,97	-	-	-	-	2,26		
Ni ₁₀ ⁴ /MgO	11,82	6,72	4,86	4,89	2,81	-	-	-	-	2,82		
MgO/FeO	1,64	1,07	0,85	0,88	0,96	1,66	8,52	0,49	0,40	0,91		
Ti ₁₀₀ /FeO	4,41	5,75	5,61	4,72	6,59	6,65	7,00	5,81	4,25	5,28		
Cr ₁₀ ⁴ /Al ₂ O ₃	4,0	1,9	1,1	0,95	0,55	0,43	0,1	0,42	0,08	0,84		
Mo ₁₀ /Pb	2,52	2,15	2,50	1,45	2,69	4,8	1,52	1,51	1,43	1,86		
Ni ₁₀ ³ /Ti	8,4	4,6	5,0	4,7	8,6	7,1	5,2	4,9	9,6	2,6		
Mo ₁₀₀ /Cr	8,06	9,75	16,8	8,9	29,1	75,5	97	23,0		13,0		
Zr ₁₀₀ /Ti	1,02	0,76	0,67	0,86	1,13	0,76	1,25	0,62	0,75	0,57		
Zn ₁₀ /Ni	0,61	0,78	0,98	0,98	0,70	1,80	0,90	1,25	1,12	0,61		
Pb/Zn	1,0	2,1	4,0	3,0	7,8	13,0	10,8	14,2	(20)	8,9		
Ga/Zn	0,16	0,22	0,22	0,81	0,24	0,87	0,80	0,84	0,88	0,24		
K/Na	0,43	0,76	0,79	0,66	0,77	0,94	0,91	0,89	0,89	0,54		
K/Rb	532	516	416	828	846	857	819	291	299	495		
MgO/Li	6100	8786	2984	1971	1984	1086	1007	906	567	5070		

Примечание: обозначения выборок те же, что и в таблице 5.

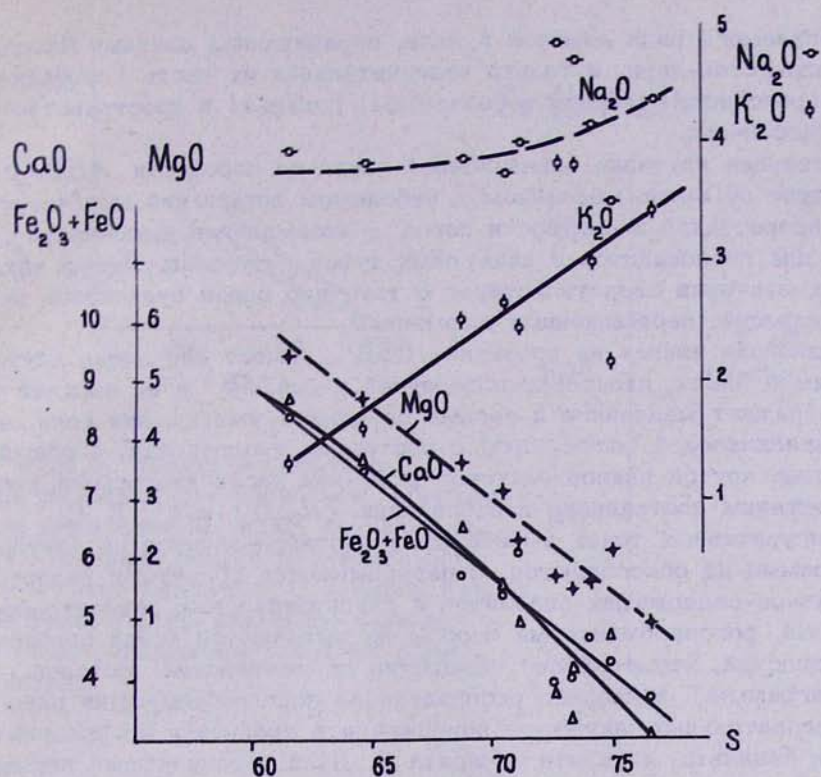


Рис. 6. Изменение породообразующих окислов с ростом кремнекислотности лав.

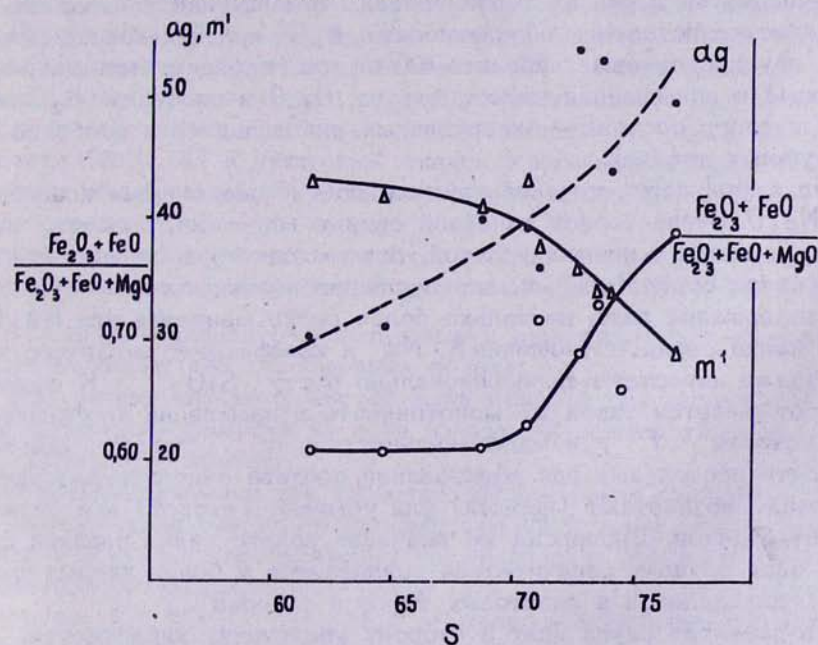


Рис. 7. Характер изменения агпайтности (аg), железистости (f') и магнезиальности (m') с ростом кислотности лав.

рассматриваемого ряда ложится в поле, ограниченное линиями Лассен-Пик и Иеллоустон-парк, и только незначительная их часть (принадлежащая двупироксеновым андезито-базальтам) попадает в пространство Пеле - Лассен-пик.

Значительная крутизна вариационной линии по плоскости ASB свидетельствует об очень медленном и небольшом повышении щелочности по мере возрастания кислотности пород. Максимальная щелочность характерна для гиалодацитов и дацитовых туфов и туфолов. Левый наклон некоторых векторов свидетельствует о том, что среди вулканитов присутствуют разности, пересыщенные алюминием.

Вариационная кривая на проекции CSB имеет вид очень крутой почти прямой линии, несколько повернутой к оси SB в ее верхней части, что отражает медленное и весьма небольшое уменьшение роли кальция в плагиоклазовой части пород с ростом их кислотности, а общий сравнительно крутой наклон векторов в нижней части диаграммы является следствием постоянного преобладания Na_2O над K_2O .

Рои фигуративных точек амфиболовых андезито-дацитов на векторной диаграмме не обособляются, а перекрываются областями распространения кварц-содержащих андезитов и двупироксеновых андезито-базальтов, т.е. роговообманковые породы не выделяются среди пироксеновых разностей, что отражает тождество их химических составов.

На диаграмме 5 приведено распределение породообразующих окислов для последовательных продуктов извержения в сравнении со средними составами базальта, андезита и дацита Р. Дэли. Исследуемые породы, как видно, образуют плавную переходную серию по SiO_2 , $[Fe_2O_3 + FeO]$

MgO , CaO ограниченную составами базальта и дацита. При этом отчетливо выделяется и ряд их особенностей: повышенная глиноземистость и известковистость и обедненность K_2O крайних основных членов ряда (двупироксеновых андезито-базальтов основания толщи и вершинной зоны) и повышенная щелочность по Na_2O и особенно K_2O образований кислого состава - экструзивных гиалодацитов и особенно дацитовых туфов и туфолов.

Все вулканиты серии характеризуются почти постоянными концентрациями Na_2O очень тесной линейной связью магнезии, извести, окислов железа и калия с кремнекислотой, причем для трех первых компонент знак связи отрицательный, для последней - положительный (рис. 6). Градиент содержаний лишь несколько более резко меняется для Na_2O у кислого конца серии. Отношение $K:Na$ и коэффициент аглаитности (ag) также нарастают пропорционально росту SiO_2 . К сожалению, не отмечается такая же монотонность в изменении коэффициентов железистости f' и магнезиальности m' (рис. 7). Эти величины, почти постоянные для образований состава андезито-базальт-андезит, резко возрастают (первый) или убывают (второй) для андезито-дацитов-дацитов. Дисперсия же значений вокруг линии главной тенденции во всех случаях значительно усиливается у более кислых производных (гиалодацитов и дацитовых туфов и туфолов).

То есть развитие серии идет в сторону увеличения кислотности, щелочности, железистости последовательных продуктов извержения, в общем хорошо соответствуя изменению среднего состава дифференци-

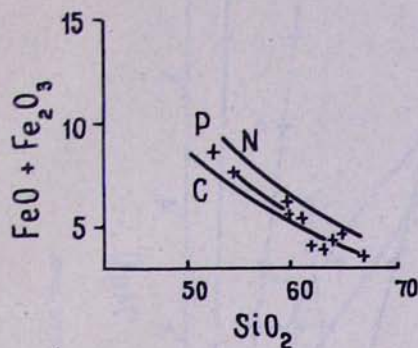


Рис. 8. Изменение состава лав, приводящее к расплавам, обогащенным кремнеземом, по Е. Ф. Осборну. N — средний состав по Ноккольдсу, P — лавы Парикутин, C — серия Каскад, крестиками даны андезито-базальт-дацитовые образования западной зоны Армении.

Si (ат.кол.)

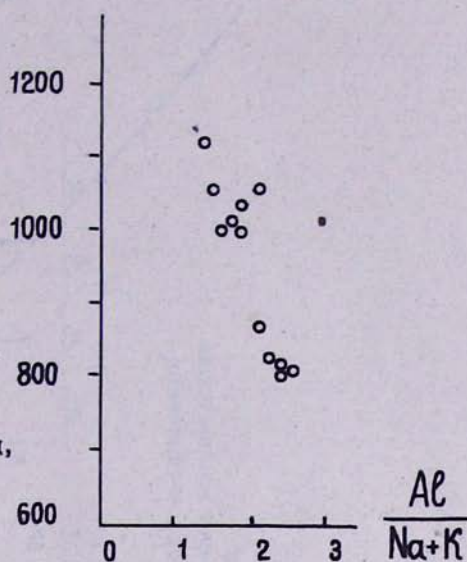


Рис. 9

тов по Ноккольдсу (рис. 8) и развитию известково-щелочных серий, приближаясь к линии лав Парикутин и Каскад, по Е. Ф. Осборну (E.F. Osborn, 1959) в условиях постоянного или возрастающего давления кислорода.

Рассчитанные индексы кристаллизации Полдерваарта и Паркера CI и дифференциации Торнтона и Таттла DI плавно постепенно изменяются (первый уменьшается, второй увеличивается). При этом наблюдается относительная устойчивость показателей для пород определенного состава (табл. 4) и некоторый скачок в изменении параметров при сохранении общей направленности на границе андезито-базальт — андезит — андезито-дацит.

Отмечавшийся уже неоднократно разрыв в изменении химизма наиболее явно проступает на диаграмме Si — [Al : (Na + K)] (рис. 9), где базальт — андезито-базальтовые и андезито-дацит — дацитовые разности образуют два разобщенных облака.

Ряд четких закономерностей выявляется и при исследовании поведения элементов-примесей на фоне изменения общего химизма вулкани-тов Кечутского хребта.

Элементы-примеси для удобства рассмотрения сведены в группы на основании их геохимических ассоциаций в породообразующих минералах и исходя из совокупности геохимических факторов (размер иона, валентность, тип связи):

группа F — Mn, Cr, Ni, Co, V — железо-магнезиальные элементы, двух- и трехвалентные, с координационным числом 6 (здесь же удобно рассматривать и Ti).

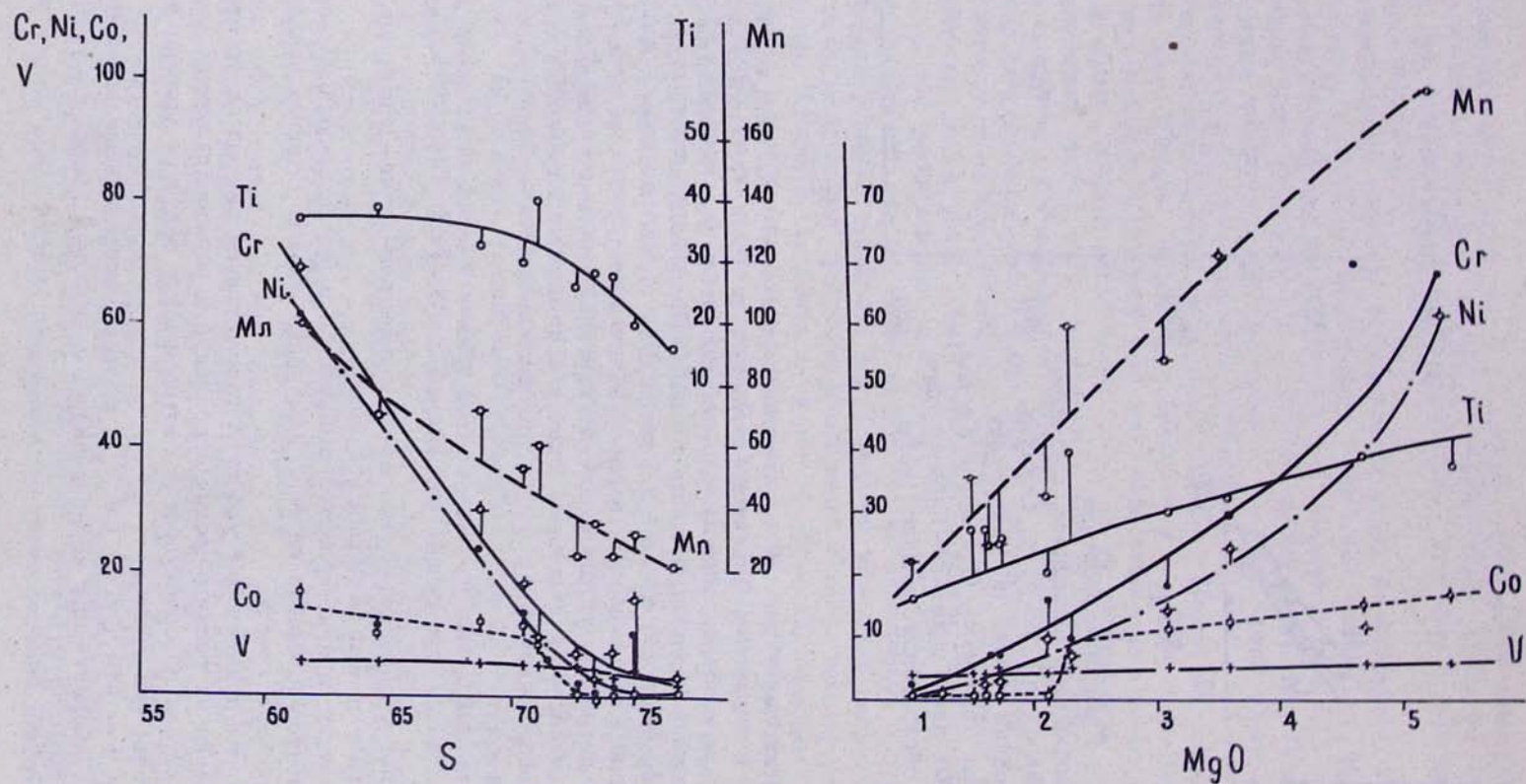


Рис. 10. Диаграммы поведения элементов-примесей группы F в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности лав.

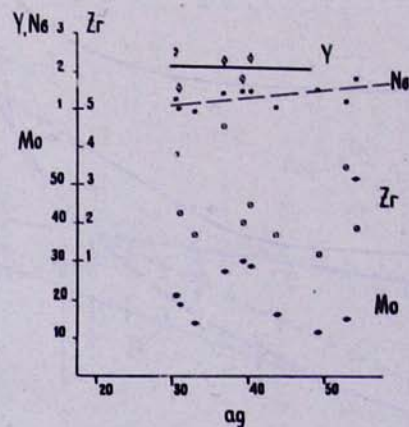
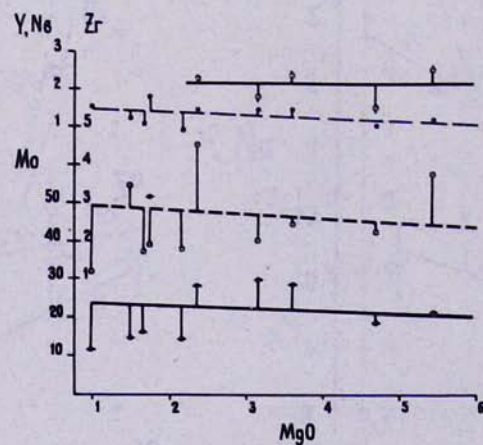
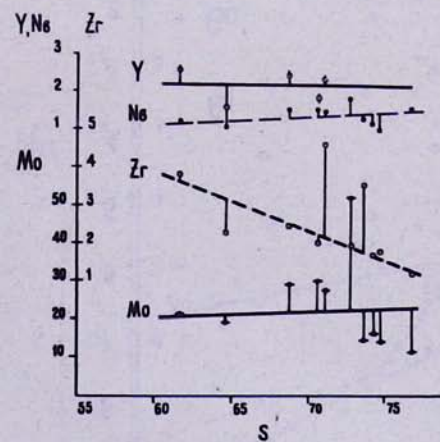


Рис. 11. Диаграммы поведения элементов-примесей группы R в зависимости от изменения кислотности и магнезиальности лав.

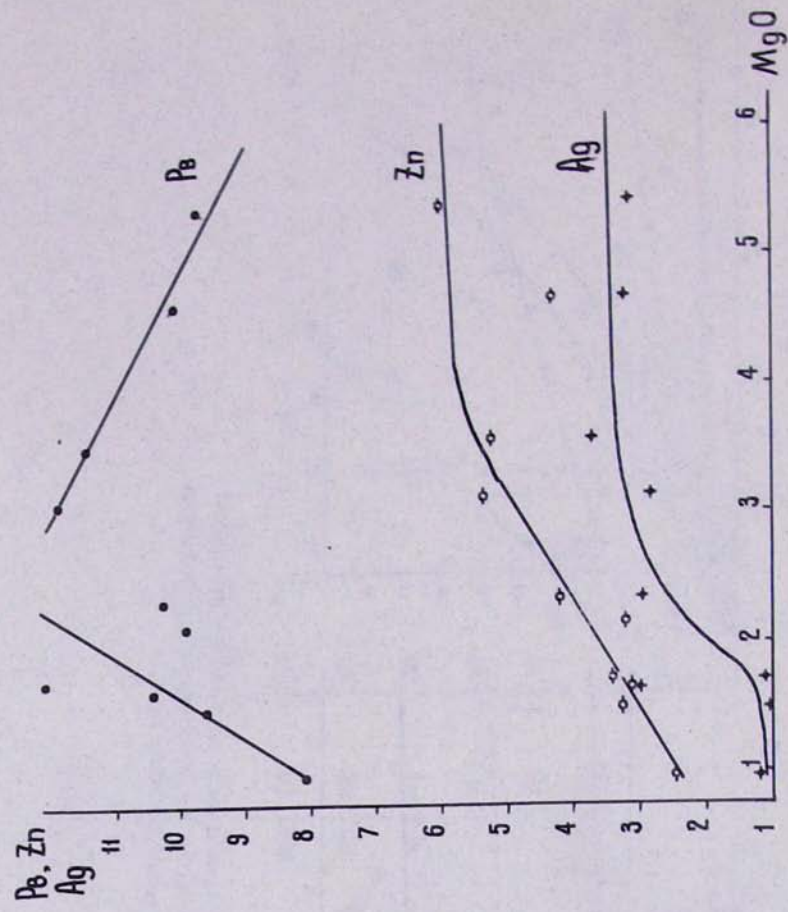
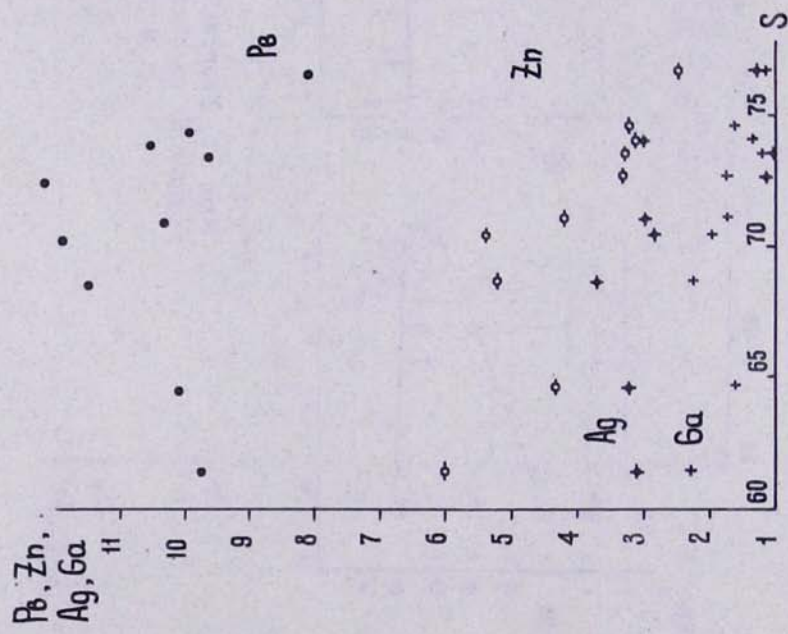


Рис. 12

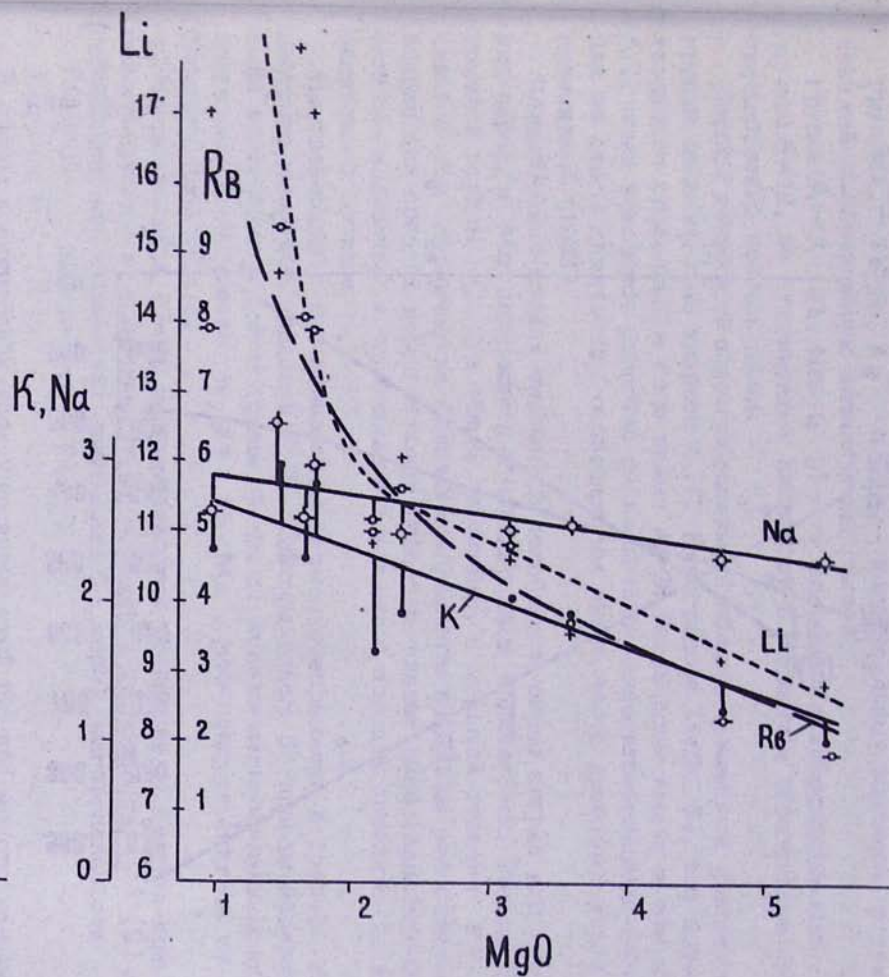
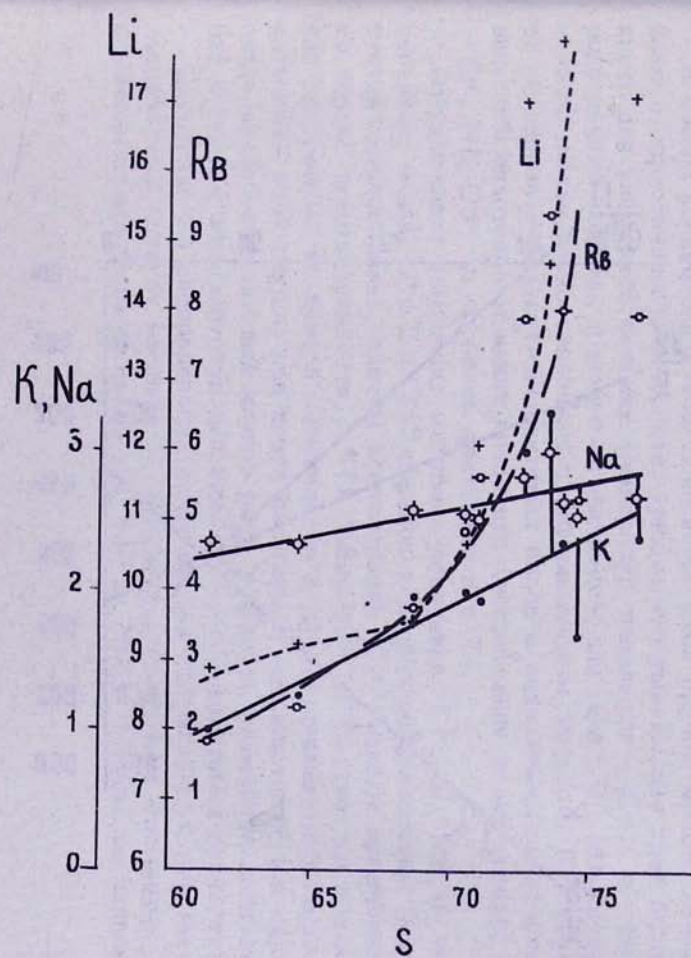


Рис. 13

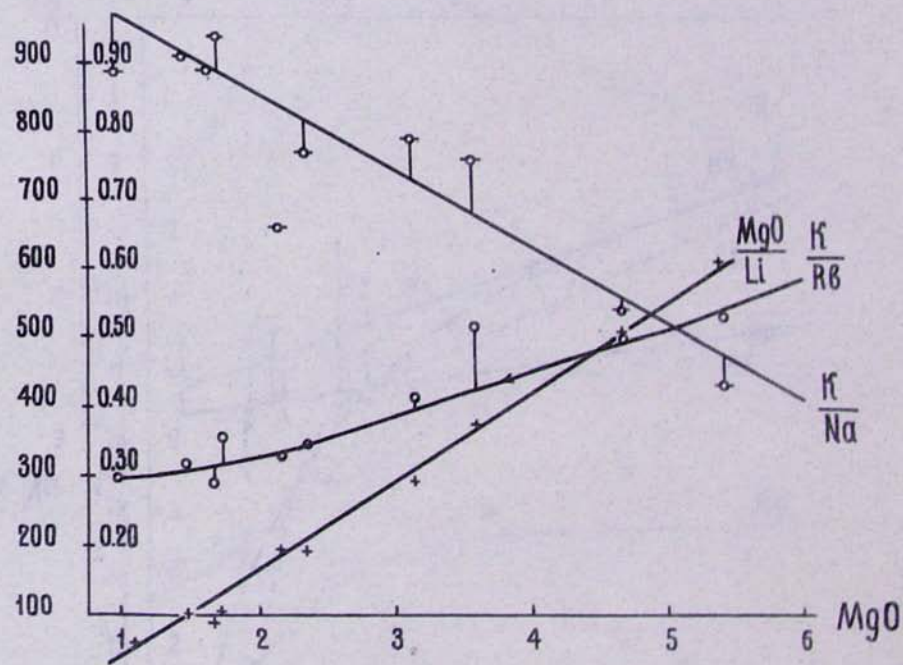
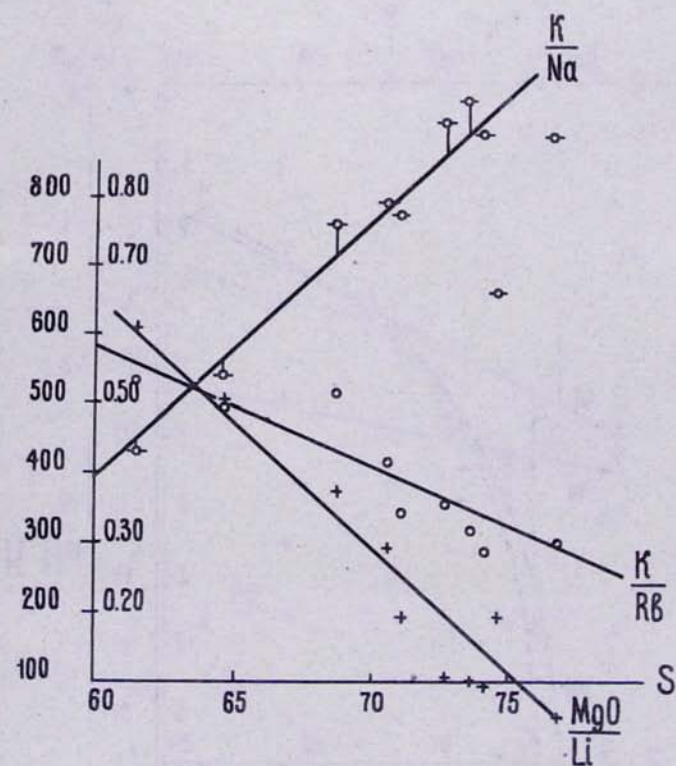


Рис. 14

группа R — Mo, Zr, Y, Nb — катионы с большим радиусом и зарядом;

группа C — Pb, Zn, Ag и Ga — халькофильные элементы с тенденцией к образованию ковалентных связей;

группа A — K, Rb, Na и Li — элементы с координационным числом 8–12, по отношению к кислороду в силикатах образующие преимущественно ионные связи.

Породы кечутской свиты обеднены, в общем, примесями фемической группы относительно кларков А. П. Виноградова (табл. 5), что подтверждает сделанный в свое время А. С. Гинзбергом вывод о том, что "... имея некоторое сходство с базальтами, андезито-базальты Армении по своим химическим особенностям очень часто приближаются к андезитам" (1938).

Концентрации редких элементов колеблются около кларка для средних пород, а Mo содержится в надкларковых количествах. Элементы-примеси группы C, в общем, угнетены, в меньшей степени Rb сильнее Ag. Количества щелочных элементов понижены относительно кларка для средних пород в более основных членах ряда (андезито-базальты-андезиты) и приближаются к нему в породах андезито-дацит-дацитового состава.

По сравнению с распределением элементов-примесей в среднем известково-щелочном андезите С. Р. Тейлора (табл. 5) породы исследуемой ассоциации в целом также обеднены железо-магнезиальными компонентами и обогащены K, Rb, Pb, Mo, что следует считать их специфической чертой.

На диаграммах 10–14 рассматривается поведение элементов-примесей по группам в зависимости от изменения кислотности $f(S)$, (собственно, это эквивалент диаграммы Харкера), магнезиальности $f(MgO)$, щелочности $f(aq)$

Группа F.

В общем концентрации всех элементов этой группы монотонно убывают с нарастанием кислотности, причем это уменьшение идет более круто для элементов высоких температур плавления — Cr и Ni родственных магнию, и менее интенсивно — для Co, V, Mn геохимически более тесно связанных с двухвалентным железом. При переходе от андезито-базальт-андезитовых пород к андезито-дацит-дацитовым наблюдается изменение градиента (искривление линии тренда) для Cr, Ni, Co и особенно явно для Ti.

Относительно изменения магнезии поведение Cr, Ni, Mn, V, когерентно, а для Co и Ti переход к дацитовым разностям фиксируется скачкообразно, причем концентрации Co падают практически до порога чувствительности, а Ti наоборот, возрастает до появления экстремума на кривой. Отмечается и резкое падение содержаний элементов этой группы при почти постоянной железистости для андезито-базальт-андезитовых членов ряда и пологое изменение концентраций с ростом железистости для андезито-дацит-дацитовых разностей.

Дисперсии же распределения концентраций возрастают к верхам разреза, как следует из табл. 5, для всех исследуемых элементов, но в максимальной степени снова для Cr и Ni. В этом же направле-

нии происходит и изменение статистического характера функции распределения.

Направленная дифференциация вещества отчетливо прослеживается и по соотношениям химических элементов рассматриваемой группы (табл. 6) в направлении от основания к верхним частям разреза, что связывается с исчезновением оливина (основного концентратора Cr и Ni) увеличением содержания плагиоклаза, появлением роговой обманки. Весьма характерным при этом является соотношение $Cr:Ni:Co$. Отношения Ti/Mn , Cr/Al_2O_3 интерпретируемые часто как "индикаторы глубинности" формирования изверженных пород, закономерно меняются согласно изменению химизма и последовательности извержения рассматриваемых вулканитов: первый прямо связан с ростом S и обратно — с ростом MgO , второй — наоборот.

Группа R. В отличие от элементов группы железа-магния, редкие элементы варьируют значительно слабее (что, возможно, определяется не всегда достаточной чувствительностью анализа). Слабо отмечается лишь некоторая тенденция к снижению их концентраций с ростом

MgO и возрастанию с увеличением щелочности. Повышение кислотности вулканитов в последовательности их извержения (15% между крайними членами ряда) не сказывается на изменении уровня концентраций редких элементов, хотя именно они обычно концентрируются при процессах фракционной кристаллизации. Эта "некогерентность" элементов-примесей группы R также является характерной особенностью рассматриваемых образований.

Группа C. Резко выраженной зависимости от кислотности, магнезиальности, щелочности химические элементы рассматриваемой группы не обнаруживают. Однако, во всех случаях отмечается изменение поведения линий тренда при переходе к разностям дацитового состава.

Коэффициенты пропорциональности, Pb/Zn монотонно увеличиваются согласно росту щелочности, Zn/Mn возрастает когерентно SiO_2 но снова с усилением градиента на дацитовых разностях, Zn/Ni особенно резко меняется при переходе от андезито-базальт-андезитовых к андезито-дацит-дацитовым разностям (1-4 против 8-20), поскольку в ходе магматической эволюции захватывается сильнее.

Группа A. Изменение содержаний K и Na происходит линейно, прямо пропорционально росту кислотности и обратно пропорционально магнезиальности, для Rb же и особенно Li градиент концентраций возрастает в дацитовых разностях. K/Rb — отношение линейно уменьшается с ростом кислотности, функции Ноккольдса и уменьшением MgO в общем оставаясь в начальных членах ряда несколько выше среднего значения для изверженных пород по Аренсу, а в более кислых — приближаясь к нему. Mg/Li отношение ведет себя аналогично.

Сопоставление и обобщение всех приведенных данных позволяет выделить основные характерные черты генетически связанной серии вулканитов андезито-базальт-дацитового ряда в пределах Кечутского хребта.

1. Вулканиты андезито-базальт-дацитовой ассоциации западной зоны Армении образуют петрографически когерентную серию, по составу варьирующую от двупироксеновых андезито-базальтов с оливином до дацитов с широким развитием переходных разностей.

2. Петрохимически известково-щелочной характер серии, в соответствии с показателями Пикока, Куно, Ритмана, Заварицкого.

3. Существование направленной эволюции состава продуктов последовательных извержений и ясно выраженный гомодромный ее характер, следствием чего является: а) линейность петрохимических трендов щелочности $/K_2O, Na_2O, ag/$, суммы окислов железа, извести, магнезии в ряду возрастающей кислотности; б) узкие колебания коэффициента Стейнера, линейное убывание индекса затвердевания Куно, индекса кристаллизации CJ и возрастание индекса дифференциации DJ , отсутствие направленности в изменении индекса Ритмана; в) монотонное убывание отношений $K/Rb, Mg/Li$ и изменение соотношений Cr, Ni, Co (от $Cr > Ni > Co$ в начальных до $Cr < Ni < Co$ в конечных производных).

4. Обоеднение элементами-примесями фемической группы и обогащение "коровыми элементами" $/K, Rb, Pb, Mo$ по отношению к среднему известково-щелочному андезиту Тейлора.

5. Отсутствие заметного концентрирования редких элементов-примесей $/Zr, Nb, Mo, Y/$ несмотря на значительное увеличение SiO_2 (15%) в последовательных порциях излияния.

6. Нелинейность изменения градиента концентраций некоторых примесных элементов и их соотношений, а также железности и магнезиальности пород в ряду андезито-базальт-андезито-дацит-дацит.

7. Данные для главных петрогенных и примесных химических элементов в образованиях андезит-дацитового и дацитового составов при нанесении на диаграммы $f(S), f(MgO), f(ag)$ как правило, показывают значительный разброс, обнаруживая часто существенные разрывы в составах (особенно по соотношению $Al/Na + K$

ЛИТЕРАТУРА

- Гинзберг А. С. Петрография республики Армения. Петрография СССР, сер. 1, вып. 2, Изд. АН СССР, 1938.
- Жуков Н. Н., Дядюра В. А. Комплексный статистический анализ геолого-геофизической информации. Тр. II Сибир. совещ. по прим. матем. методов и ЭВМ в геологии. Новосибирск, 1967.
- Милановский Е. Е. О неогеновом и антропогеновом вулканизме Малого Кавказа. Известия АН СССР, сер. геол., № 10, 1956.
- Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории альпийской геосинклинальной области юга СССР. Советская геология, № 4, 1960.
- Набоко С. И. Петрохимические особенности молодых и современных лав Камчатки. Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". Изд. АН СССР, 1963.
- Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Изд. АН Груз. ССР, 1958.
- Тейлор С. Р. Геохимия андезитов. Сб. "Распространенность элементов в земной коре". Изд. "Мир", 1972.
- Харазян Э. Х. Новейшие вулканические образования верховьев бас-

сейна р. Ахурян. Известия АН Арм. ССР, Науки о земле, № 5, 1968.

Ширинян К. Г. Петрохимические особенности молодого вулканизма Армении. Сб. "Петрохимические особенности молодого вулканизма". Изд. АН СССР. 1963.

Osborn E. F. Role of oxygen pressure in the crystallization of basaltic magmas. Amer. Y. Sci. v. 257, N 9, 1959.