

ISSN 0016-7525

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

# ГЕОХИМИЯ

4

Институт  
геологии и геохимии  
АН СССР



«НАУКА»

1990

УДК 550.42 :552.33

© 1990 г.

О. Н. ВОЛЫНЕЦ, А. М. АСАВИН, Л. Н. КОГАРКО

ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА ЩЕЛОЧНЫХ  
И СУБЩЕЛОЧНЫХ ВУЛКАНИТОВ КАМЧАТКИ

Проведено математическое моделирование образования лав вулканических серий Камчатки в процессе кристаллизационной дифференциации. Рассматривается петрография, минералогия и петрохимия шошонит-латитовой и щелочно-базальт-комендитовой серии. Построенные модели фракционирования хорошо согласуются с экспериментальными данными по системе  $Lc-Fo-Q$  и позволяют в рамках кристаллизационной дифференциации объяснить формирование большинства пород дифференцированного ряда. Предлагается новое объяснение механизма образования агапитовых расплавов.

Согласно современным данным, в пределах островных дуг могут быть проявлены три серии лав повышенной щелочности: абсарокит-шошонит-латит-трахитовая, щелочно-оливин-базальт-трахин-комендитовая и калиевая щелочно-базальтовая. Наибольшим распространением среди них пользуются породы первой серии, тогда как находки двух других единичны. Лавы шошонит-латитовой серии встречаются на многих островных дугах юго-западной части Тихого океана [1—3] и в Средиземноморье [4, 5]. Лавы базальт-комендитовой серии установлены на о. Дого, Западная Япония [6], в Папуа-Новая Гвинея, на о-вах Мейр [7—9] и Южном, Новая Зеландия [10]. Щелочные оливиновые базальты описаны также на о-вах Фиджи [11]. Наконец, породы калиевой щелочно-базальтовой серии известны в Средиземноморье [5, 12] и на о. Ява в Индонезии [13]. Все эти серии пород установлены также на Камчатке в западном обрамлении вулканического пояса Срединного Камчатского хребта [14—19].

В настоящей публикации речь пойдет только о лавах щелочно-оливин-базальт-комендитовой и шошонит-латитовой серий. Исследования на Камчатке показывают, что лавы этих двух серий могут иметь близкий или одинаковый возраст, будучи проявленными в смежных территориях, либо сменять друг друга во времени на одном участке. Так, в южной части вулканического пояса Срединного хребта на расстоянии 40—60 км друг от друга расположены плиоцен-раннеплейстоценовые вулканы Белоголовский, Нюлканде, Чернук с щелочно-оливин-базальт-комендитовым составом лав и вулк. Уксичан, сложенный лавами шошонит-латитовой серии. Сходная картина наблюдается и для позднекайнозойских лав провинции Бассейнов и Хребтов в Северной Америке, где образованию бимодальной трахибазальт-трахидацит-щелочно-риолитовой серии предшествовали излияния лав латитового состава [20].

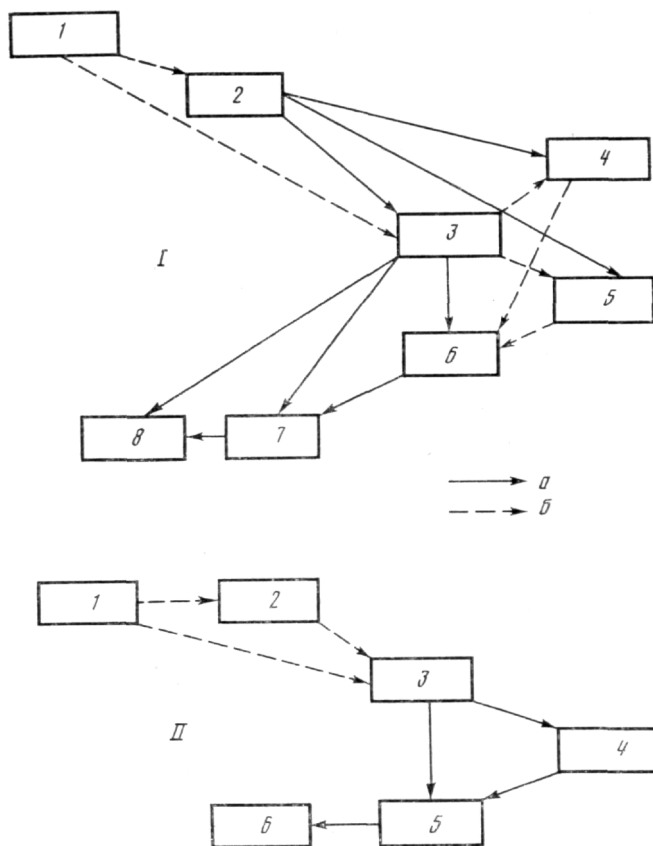
Проявление этих пород на близких или одних и тех же территориях позволяют искать причину различия их геохимических характеристик не только в особенностях вещественного состава глубинного субстрата, но и в условиях генерации исходных магматических расплавов [18, 20]. Возможно, важную роль играют также и различия в характере эволюции расплавов. Специальные петрологические и геохимические исследования привели нас к выводу об отсутствии существенного влияния на состав расплавов процессов ассимиляции корового силикатического материала, гибридизма и контаминации [21]. Большинство исследователей полагает, что члены серий пород повышенной щелочности генетически связаны, причем в качестве главного процесса, обеспечивающего разнообразие пород, принимается обычно кристаллизационная дифференциация. Проверка этой гипотезы для пород щелочно-оливин-базальт-комен-

дитовой и шшонит-латитовой серий Камчатки на примере соответственно вулканов Белоголовского и Уксичана и стала задачей настоящей работы.

## ПЕТРОГРАФИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОРОД

*Щелочно-оливин-базальт-комендитовая серия вул. Белоголовский.* Основными членами этой серии являются щелочные оливиновые базальты, которые вместе с трахиандезибазальтами, трахиандезитами и отчасти трахитами формируют постройку вулкана, тогда как более кислые лавы (трахиты, кварцевые трахиты, трахириолиты, комендиты) слагают различной формы субвулканические тела. В целом кислые лавы оторваны по времени от основных [14, 15]. Схематически последовательность пород в ряду дифференциации представлена на рис. 1 (I).

Из особенностей химического состава пород прежде всего необходимо подчеркнуть их повышенную щелочность (табл. 1). В базальтах она отражается в наличии нормативного нефелина, в комендитах — в появлении акмита, а в породах среднего состава — в обилии нормативных щелочных полевых шпатов. Базальты характеризуются повышенным содержанием  $TiO_2$  (иногда до 2,5%), необычным для островодужных разностей. Все породы вулкана относятся к высокоглиноземистому типу, причем содержание  $Al_2O_3$  слабо изменяется от базальтов до кварцевых трахитов и лишь в трахириолитах и особенно в комендитах заметно убывает. В свя-



Белоголовский (I) и Уксичан (II)

Рис. 1. Схема расчетов последовательности дифференциации пород в сериях вулк. Стрелки указывают направление дифференциации пород: а — расчет удовлетворяет гипотезе кристаллизационной дифференциации, б — не удовлетворяет.

I: 1 — щелочные оливиновые базальты, 2 — трахиандезибазальты, 3 — трахиандезиты, 4 — двуполевошпатовые трахиты, 5 — биотитовые трахиты, 6 — кварцевые трахиты, 7 — трахириолиты, 8 — комендиты. II: 1 — высококалийевые базальты, 2 — шшониты, 3 — латиты, 4 — кварцевые латиты, 5 — трахидациты, 6 — трахириодациты

Таблица 1

Усредненные составы и нормативный пересчет пород серий вулк. Белоголовский и Уксичан, мас.%

Порода	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	PeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O -	H <sub>2</sub> O+	Σ	Число анализов
<i>Вулк. Белоголовский</i>															
Щелочной оливиновый базальт	50,02	1,56	17,79	4,79	5,54	0,15	4,66	7,76	3,96	1,84	0,35	0,42	0,59	99,43	5
	49,42	2,07	17,14	4,57	5,54	0,17	5,76	7,78	3,88	1,74	0,56	0,46	0,84	99,93	12
	48,9	2,50	15,12	4,23	4,60	0,18	7,46	7,63	3,96	1,75	0,56	0,56	2,20	99,82	1
Основная масса	48,86	2,43	16,00	6,00	6,09	0,12	5,47	8,49	4,27	1,58	0,10	—	—	99,42	1
Трахиандезитбазальт	54,85	1,35	18,17	3,61	4,50	0,12	3,17	6,63	4,46	2,36	0,36	0,84	0,36	100,78	3
Трахиандезит	59,10	1,13	17,49	3,20	2,98	0,14	1,80	4,17	5,17	3,13	0,39	0,47	0,72	99,89	7
Основная масса	60,06	1,30	15,23	4,51	4,30	0,14	1,93	3,75	4,79	3,38	0,33	—	0,48	100,20	3
Кварцевый трахит	65,2	0,79	17,19	2,50	1,55	0,17	0,89	1,86	5,43	4,92	0,17	0,41	0,16	101,24	18
Трахитдвуполевошпатовый	65,02	0,82	17,12	2,81	1,90	0,18	1,06	2,4	5,45	4,77	0,28	0,18	0,71	99,86	4
Основная масса	63,75	0,71	15,87	2,92	1,48	0,14	0,40	3,02	6,06	5,0	0,12	0,14	0,18	99,80	2
Трахитбиотитовый	63,81	0,84	17,13	2,46	1,47	0,16	0,85	1,90	5,26	5,10	0,23	0,23	0,42	99,86	2
Основная масса	66,33	0,46	15,8	2,20	1,14	0,06	0,36	1,27	5,71	6,15	0,11	—	—	99,59	3
Трахиролит	70,20	0,13	15,48	1,6	0,62	0,18	0,32	0,69	5,38	4,96	0,05	0,26	0,10	99,97	3
Основная масса	72,72	0,14	13,64	1,6	0,49	0,09	0,08	1,15	5,16	4,63	0,21	—	0,40	100,30	1
Комендит	72,19	Сл.	13,28	1,83	0,88	Не обн.	Сл.	0,96	5,01	4,80	0,04	0,02	0,79	99,80	2
Высококалийевый базальт	50,45	0,76	17,87	4,07	5,64	0,15	5,48	9,98	2,82	2,06	0,17	0,17	0,30	99,98	8
	48,62	0,82	15,14	3,81	6,58	0,18	7,94	12,05	2,84	1,69	0,16	0,16	0,38	100,21	1
Шошонит	55,59	1,14	16,50	3,14	5,24	0,08	3,14	6,42	3,89	3,80	0,34	0,21	0,43	99,71	7
<i>Вулк. Уксичан</i>															
Латит	58,74	0,99	16,88	3,31	3,51	0,14	2,32	5,05	4,04	3,82	0,41	0,28	0,49	99,83	11
Кварцевый латит	62,04	0,94	16,61	2,82	2,23	0,11	1,58	3,64	4,36	4,69	0,32	0,42	0,46	100,22	13
Трахидациит	66,52	0,63	15,81	1,82	1,77	0,10	0,84	1,94	4,62	4,93	0,15	0,30	0,23	99,65	7
Трахиродацит	68,68	0,6	15,20	1,24	1,36	0,10	0,47	1,81	4,76	5,34	0,12	0,21	0,34	100,23	8

Таблица 1 (продолжение)

Порода	Q	Or	Ab	An	Ne	Ac	Wo	Di	Hd	En	Fs	Fo	Fa	Mt
<i>Вулк. Белоголовский</i>														
Щелочной оливинный базальт	—	11,08	34,15	25,84	—	—	5,60	3,85	1,30	1,09	0,37	4,83	1,79	7,08
	—	10,42	33,27	24,56	—	—	4,53	3,34	0,76	3,59	0,82	5,33	1,35	6,72
	—	10,75	32,65	20,00	1,44	—	8,50	6,10	1,64	—	—	9,55	2,84	6,52
Основная масса	—	9,65	29,94	20,50	4,0	—	9,61	6,17	2,81	—	—	5,54	2,78	8,99
Трахиандезибазальт	0,82	14,25	38,58	23,14	—	—	4,38	2,51	1,68	5,56	3,71	—	—	5,35
Трахиандезит	5,58	18,07	43,31	17,34	—	—	3,57	1,95	1,50	1,85	1,42	—	—	5,41
Основная масса	8,25	20,39	41,36	10,30	—	—	3,63	1,80	1,76	3,11	3,03	—	—	6,38
Кварцевый трахит	9,48	29,18	46,13	8,06	—	—	0,50	0,34	0,12	1,89	0,66	—	—	3,64
Трахит двуполовшпатовый	5,81	28,49	48,09	8,57	—	—	1,22	0,77	0,38	1,58	0,77	—	—	4,31
Основная масса	4,26	30,05	52,14	1,37	—	—	5,79	1,01	2,42	—	—	—	—	2,95
Трахит биотитовый	10,93	29,98	43,45	8,75	—	—	0,39	0,27	0,09	1,88	0,6	—	—	3,66
Основная масса	7,69	36,68	47,55	—	—	1,08	2,60	0,93	0,89	—	—	—	—	2,52
Трахиролит	18,13	29,52	45,84	3,45	—	—	—	—	—	0,8	—	—	—	2,01
Основная масса	23,49	27,42	43,75	0,42	—	—	2,21	0,2	0,32	—	—	—	—	2,18
Комендит	23,23	28,94	42,45	—	—	0,68	2,03	—	0,30	—	—	—	—	2,37
Высококалиевый базальт	—	12,38	24,20	30,54	—	—	8,26	5,14	2,63	3,04	1,55	3,99	2,25	6,0
	—	10,12	15,05	23,89	5,03	—	15,31	9,85	4,44	—	—	7,13	3,55	5,6
Шошонит	0,24	22,97	33,65	16,61	—	—	6,67	3,43	3,07	4,59	4,11	—	—	4,67
<i>Вулк. Уксичан</i>														
Латит	6,95	23,17	34,45	17,39	—	—	3,46	1,99	1,31	3,92	2,57	—	—	4,78
Кварцевый латит	15,34	26,40	35,15	11,32	—	—	2,46	1,58	0,71	2,16	0,97	—	—	3,89
Трахидациг	15,59	29,12	39,07	7,85	—	—	0,33	0,22	0,09	1,88	0,80	—	—	2,64
Трахирiodациг	16,87	31,55	40,26	4,35	—	—	1,61	0,97	0,55	0,20	0,11	—	—	1,80

*Примечание.* Пересчет на нормы (CIPW) проводился по составам, использованным при расчетах модели (по девяти основным оксидам). Состав определен химическим силикатным анализом, а кроме того, часть основных масс пород проанализирована рентгенофлуоресцентным методом.

Здесь и далее в таблицах, тексте и на рисунках приняты следующие обозначения: *Lc* — лейцит, *Q* — кварц, *An* — анортит, *Di* — диопсид, *En* — энстатит, *Ne* — нефелин, *Sp* — санидин, *Fa* — фаялит, *Fo* — форстерит, *Or* — ортоклаз, *Ol* — оливин, *Ab* — альбит, *Amf* — амфибод, *Ac* — акмит, *Fs* — ферросидит, *Hd* — геденберит, *Mt* — магнетит, *Wo* — волластонит, *Cpx* — клинопироксен, *Opx* — ортопироксен, *Pl* — плагиоклаз, *Ti-Mt* — титаномagnetит, *Bi* — биотит, *Fsp* — щелочной полевой шпат, *Tr* — тримитит.

зи с повышенной глиноземистостью, несмотря на высокие содержания щелочей, коэффициент агпаитности ( $K_{\text{анп}}^{\text{анп}}$ ) достигает единицы и даже немного превышает это значение только в комендитах. Однако уже в трахитах  $K_{\text{анп}}^{\text{анп}}$ , равные или несколько большие единицы, достаточно обычны, а состав основной массы из трахириолита практически идентичен составу комендита (табл. 1). Все это определенно указывает на агпаитовое направление дифференциации расплавов, что подтверждается присутствием  $\text{CaNa}$ -амфиболов в трахитах, а также щелочных амфиболов — пироксенов — в основных массах комендитов.

Главным минералом среди вкрапленников в щелочных оливиновых базальтах является оливин, менее распространен плагиоклаз, тогда как клинопироксен редок. В трахиандезибазальтах и трихиандезитах в составе фенокристов резко преобладает плагиоклаз, а темноцветные минералы сложены клино- и ортопироксеном. Иногда среди вкрапленников встречается также оливин, а в некоторых разновидностях в качестве главного темноцветного минерала присутствует амфибол. Среди трахитов выделяются два минералогических типа: оливин-клинопироксен-двуполевошпатовые и биотит-плагиоклазовые (с редким клинопироксеном). Кварцевые трахиты биотит-клинопироксен-щелочно-полевошпатовые или двуполевошпатовые. Трахириолиты содержат вкрапленники щелочного полевого шпата и клинопироксена, а комендиты — щелочного полевого шпата и биотита. Для всех средних и кислых пород характерно также наличие вкрапленников титаномагнетита и ильменита. В лавах среднего состава обычны крупные выделения апатита, а в кислых — циркона и ортита.

Состав породообразующих минералов в лавах Белоголовского вулкана изучен с помощью рентгеновского микроанализатора «САМЕВАХ» (Институт вулканологии ДВО АН СССР), а отчасти также на основе силикатных анализов мономинеральных проб (табл. 2).

Полевые шпаты в породах вулкана образуют единую и непрерывную серию составов от кальциевого лабрадора до натриевого санидина со всеми промежуточными разностями, включая калиевый олигоклаз и кальциевый анортоклаз (рис. 2). При этом вкрапленники полевых шпатов в базальтах соответствуют лабрадору, в трахиандезитах — андезину, в трахириолитах и комендитах — натриевому санидину, а среди вкрапленников трахитов могут одновременно присутствовать олигоклаз, кальциевый анортоклаз и натровый санидин.

Железистость ( $f$ ) оливина в лавах Белоголовского вулкана сильно возрастает с ростом кремнекислотности пород, а также в микролитах и краевых зонах вкрапленников по сравнению с центральными частями последних. Так, ядра вкрапленников оливина в базальтах имеют  $f=18-32$ , а краевые зоны их и микролиты  $33-44$ , в трахитах соответственно  $29-57$  и  $38-75\%$ .

Железистость вкрапленников клинопироксена в базальтах, трахиандезитах и отчасти трахитах меняется слабо (авгит), однако в трахириолитах  $f$  сильно повышается (ферроавгит), а в целом с учетом внешних зон вкрапленников и микролитов  $f$  клинопироксена в породах вулкана изменяется в широких пределах от  $20-25$  в базальтах до  $80-90\%$  в трахириолитах и комендитах. При этом в ряде случаев во внешних зонах вкрапленников клинопироксена в трахириолитах установлено присутствие натриевого феррогеденбергита и эгирин-геденбергита. Щелочные пироксены (эгирин-геденбергит и эгирин) характерны наряду со щелочными амфиболами (рибекитом и арфведсонитом) для основных масс комендитов.

В целом тренд эволюции клинопироксена в лавах Белоголовского вулкана сходен с таковым для аналогичной серии пород о-вов Дого и Оки, Западная Япония [6]. Железистость титаномагнетита и ильменита также повышается от базальтов к трахириолитам и комендитам.

*Шошонит-латитовая серия вулкана Уксичан.* Среди вулканических пород кальдеры Уксичан так же, как и на Белоголовском вулкане, проявлены две серии пород: известково-щелочная и шошонит-латитовая.

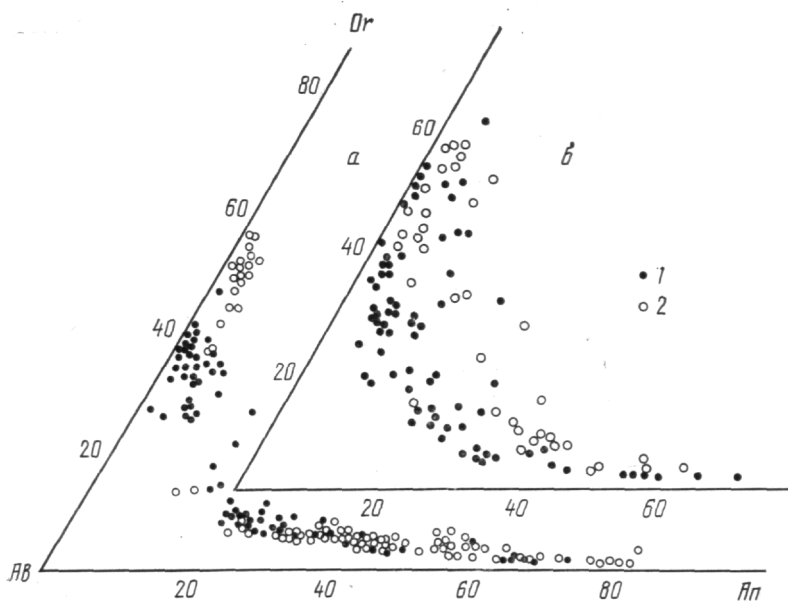


Рис. 2. Составы полевых шпатов в породах серий вулк. Белоголовский (1) и Уксичан (2)  
а — вкрапленники, б — микролиты

Умеренно калиевые базальты и андезибазальты слагают плиоценовую часть докальдерной постройки. Однако в верхней части плиоценового разреза содержание  $K_2O$  в породах возрастает и их следует относить уже к высококалиевым разностям известково-щелочной серии. Породы четвертичной части докальдерного разреза, а также игнимбриты, связанные с формированием кальдеры, принадлежат к шошонит-латитовой серии. Доля кислых пород в плиоценовой части разреза не превышает 5%. В четвертичной части разреза среди лав наряду с преобладающими латитами широко развиты шошониты, тогда как более кислые (кварцевые латиты, трахидациты, трахириодациты) и более основные породы (высококалиевые базальты) редки. Игнимбриты отвечают по составу кварцевым латитам и латитам. В составе посткальдерного комплекса вновь проявлены две серии пород: высококалиевые дациты и андезиты известково-щелочной серии слагают центральные экструзии в кальдере, тогда как экструзии периферических зон кальдеры и связанные с ними лавовые потоки сложены преимущественно трахириодацитами, трахидацитами и реже кварцевыми латитами.

В настоящей работе рассматриваются только породы шошонит-латитовой серии. Все они отличаются повышенным содержанием калия, причем концентрации  $K_2O$  и  $Na_2O$  могут выравниваться уже на уровне латитов и даже шошонитов. Как и лавы Белоголовского вулкана, лавы кальдеры Уксичан относятся к высокоглиноземистому типу, и содержание  $Al_2O_3$  опускается ниже 16% только в трахидацитах и трахириодацитах. Коэффициент агпаитности, даже в породах с максимально высоким (>10%) содержанием щелочей заметно ниже единицы. По отношению  $FeO^{0.67}/(MgO + SiO_2)$  большая часть лав шошонит-латитовой серии на диаграмме Миаширо попадает в поле пород, обогащенных железом, однако часть латитов и кварцевых латитов лежит в поле известково-щелочных разностей. Базальты кальдеры Уксичан в отличие от базальтов Белоголовского вулкана характеризуются низким (<1,3%) содержанием  $TiO_2$  (табл. 1).

Высококалиевые базальты шошонит-латитовой серии — резко порфиновые породы с вкрапленниками оливина, клинопироксена и плагиоклаза. В шошонитах к ним добавляется также ортопироксен и титаномagnetит. Вкрапленники в латитах и кварцевых латитах представлены плаги-

Состав минералов-вкрапленников из пород вулк. Белоголовский, мас.%

Оксид	Щелочный оливниновый базальт					Трахиандезит						Ol, Cpx-двуполевошпатовый трахит					
	Pl	Ol	Cpx	Ti-Mt	Ilm	Pl	Cpx	Opx	Amf	Ti-Mt	Ilm	Pl	Fsp	Ol	Cpx	Ti-Mt	Ilm
SiO <sub>2</sub>	51,19	37,74	51,14	0,07	0,42	57,20	51,98	53,46	41,10	0,16	0,02	61,15	66,08	35,04	51,65	0,13	0,02
TiO <sub>2</sub>	0,07	0,02	1,33	14,19	49,59	0,05	0,73	0,34	4,48	16,07	46,91	0,07	0,10	0,02	0,61	16,87	47,74
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,17	0,00	2,98	4,10	0,1	25,15	2,21	1,00	12,36	2,77	0,24	24,17	19,74	0,00	1,69	0,93	0,03
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	39,55	10,48	—	—	—	—	36,60	11,85	—	—	—	—	35,42	8,40
FeO	0,62	26,87	8,50	38,74	34,87	0,44	10,39	19,82	12,59	41,87	36,54	0,39	0,43	37,97	10,15	43,66	37,54
MnO	0,00	0,51	0,24	0,49	0,73	0,01	0,42	0,73	0,4	0,73	0,71	0,02	0,01	2,15	0,90	1,51	2,57
MgO	0,02	34,44	13,87	3,32	5,1	0,02	14,85	23,00	12,78	2,64	2,86	0,03	0,01	24,36	14,13	0,98	1,59
CaO	13,02	0,20	20,17	0,00	0,39	8,00	18,62	1,69	10,24	0,00	0,01	5,01	1,09	0,19	19,40	0,06	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,82	0,00	0,38	0,03	0,01	6,25	0,46	0,09	2,87	0,00	0,10	7,48	6,90	0,04	0,53	0,03	0,00
K <sub>2</sub> O	0,29	0,00	0,01	0,00	0,0	0,75	0,00	0,00	0,82	0,00	0,00	1,54	5,49	0,06	0,00	0,00	0,00
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,05	0,26	0,05	0,02	0,02	0,01	0,02	0,03	0,02	0,04	0,00	0,03	0,00	0,04	0,02
Σ	99,22	99,79	98,67	100,75	101,74	97,89	99,49	100,14	99,73	100,87	99,28	98,90	99,85	99,80	99,06	99,57	97,98
Количество анализов	8	14	4	6	2	5	7	10	4	8	3	17	20	13	11	6	6
<i>f</i>	—	30,9	25,6	86,9	79,7	—	29,10	33,2	36,3	88,8	88,0	—	—	48,0	(30,5)	96,3	93,4
<i>An(Wo)</i>	64,20	—	(43,7)	—	—	39,7	(38,2)	(3,6)	—	—	—	24,6	5,3	—	(40,7)	—	—
<i>Ab(En)</i>	34,0	—	(41,9)	—	—	55,9	(42,9)	(63,2)	—	—	—	66,4	62,7	—	(41,2)	—	—
<i>Or(Fs)</i>	1,80	—	(14,4)	—	—	4,4	(17,9)	(33,2)	—	—	—	9,0	32,0	—	(18,1)	—	—



Таблица 2 (продолжение)

Оксид	Cpx, Pl-биотитовый трахит						Кварцевый трахит	Трахи риолит				Комендит
	Pl	Cpx	Opx	Bi	Ti-Mt	Ilm	Fsp	Psp	Cpx	Ji-Mt	Ilm	Fsp
SiO <sub>2</sub>	59,64	53,10	53,87	37,06	0,06	0,01	64,46	67,27	50,98	0,07	0,03	66,90
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,39	0,29	6,64	15,03	45,52	0,10	0,0	0,19	10,34	45,64	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,5	1,22	0,91	13,61	1,80	0,15	19,81	18,62	0,54	0,03	0,00	20,17
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	39,31	13,88	—	—	—	47,77	8,29	—
FeO	0,69	10,04	20,53	15,14	42,30	36,03	0,62	0,28	19,37	36,81	35,73	0,39
MnO	Сл.	0,76	1,31	0,20	1,04	1,28	0,03	0,02	2,06	3,09	4,95	0,02
MgO	0,02	13,89	21,35	12,61	1,49	2,09	0,04	0,01	7,53	0,10	0,23	0,01
CaO	6,34	19,56	1,51	0,01	0,00	0,00	1,25	0,18	18,35	0,00	0,10	0,35
Na <sub>2</sub> O	6,95	0,37	0,02	0,95	0,03	0,08	6,80	6,95	0,51	0,02	0,02	7,09
K <sub>2</sub> O	1,39	0,00	0,00	8,67	0,00	0,00	6,00	6,47	—	0,00	0,00	4,60
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	0,01	0,00	0,02	0,03	0,04	—	—	—	0,01	0,01	0,01
Σ	100,04	99,34	99,79	98,90*	101,05	99,08	99,11**	99,88	99,53	98,24	94,99	99,55
Количество анализов	3	6	1	8	5	2	3	7	12	7	5	1
<i>f</i>	—	30,4	31,5	40,5	94,2	90,9	—	—	61,5	99,6	99,0	—
<i>An (Wo)</i>	30,9	(41,3)	(3)	—	—	—	6,0	0,9	—	—	—	1,9
<i>Ab (En)</i>	61,1	(40,8)	(61,5)	—	—	—	59,5	01,4	—	—	—	68,8
<i>Or (Fs)</i>	8,0	(17,8)	(35,4)	—	—	—	34,5	37,7	—	—	—	29,3

\* В составе биотита 3,99 мас.% H<sub>2</sub>O.

\*\* Состав мономинеральной пробы определен химическим силикатным анализом, остальных вкрапленников — на микрозонде.

Таблица 3

## Состав минералов-вкрапленников из лав кальдеры Уксичан, мас.%

Оксид	Высококалийный базальт			Шошонит					Латит				Кварцевый латит				
	<i>Pl</i>	<i>OI</i>	<i>Срх</i>	<i>Pr</i>	<i>OI</i>	<i>Срх</i>	<i>Орх</i>	<i>Ti-Mt</i>	<i>Pl</i>	<i>OI</i>	<i>Срх</i>	<i>Ti-Mt</i>	<i>Pl</i>	<i>Срх</i>	<i>Орх</i>	<i>Ti-Mt</i>	<i>Plт</i>
SiO <sub>2</sub>	50,56	38,20	49,32	52,45	37,96	50,70	54,23	0,07	54,09	38,69	51,71	0,63	57,02	51,28	53,82	0,05	0,07
TiO <sub>2</sub>	0,00	0,02	0,50	0,03	0,00	0,70	0,13	12,16	0,07	0,03	0,67	11,61	0,06	0,08	0,30	11,71	44,57
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,50	0,53	3,47	31,02	0,00	3,02	0,51	4,00	28,51	0,00	2,40	3,96	26,66	2,03	0,81	2,47	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	3,70	2,08	—	—	—	—	41,70	—	—	—	40,06	—	—	—	42,01	13,59
FeO	1,21	23,85 (27,18)*	8,87 (10,28)*	0,80	26,68	9,47	16,09	38,68	0,7	25,39	8,69	35,43	0,52	8,10	15,02	38,92	35,46
MnO	0,00	0,36	0,33	0,03	0,65	0,39	0,97	0,58	0,02	0,68	0,42	0,62	0,02	0,75	1,25	1,08	2,13
MgO	0,16	31,55	13,82	0,06	35,50	14,41	25,55	2,39	0,08	33,98	14,97	3,19	0,03	15,20	25,68	0,95	1,45
CaO	12,66	0,91	20,11	13,01	0,18	19,49	1,37	0,02	10,93	0,19	19,56	0,09	8,51	20,07	1,43	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,58	0,26	0,65	3,50	0,00	0,27	0,01	0,04	4,85	0,10	0,18	0,00	5,97	0,33	0,07	0,12	0,00
K <sub>2</sub> O	0,79	0,18	0,32	0,64	0,00	0,01	0,00	0,00	0,56	0,00	0,01	0,00	0,88	0,0	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,07	0,18	0,10	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	0,03	0,01	0,06	0,00	0,16	—	0,01	0,02	0,13	—	0,07	0,05	0,02	0,07
H <sub>2</sub> O-	—	—	0,05	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	0,72	0,05	0,43	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Σ	100,31**	99,42*	100,05**	101,57	100,97	98,53	98,82	99,79	99,81	99,07	98?62	95,7	99,72	98,56	98,43	97,34	97,47
Количество анализов	4	3	3	4	2	7	2	4	11	3	5	4	16	5	10	6	2
<i>f</i>	—	32,9	30,2	—	30,2	27,8	27,3	90,2	—	30,0	25,5	86,3	—	24,8	26,2	95,9	93,6
<i>An (Wo)</i>	63,0	32,9	(42,2)	64,9	30,2	(41,3)	(2,7)	90,2	53,7	30,0	(41,2)	86,3	41,8	(41,7)	(2,9)	95,9	—
<i>Ab (En)</i>	32,2	—	(40,4)	31,4	—	(42,4)	(70,7)	—	43,0	—	(43,8)	—	53,0	(43,9)	(71,6)	—	—
<i>Or (Fs)</i>	4,8	—	(17,4)	3,7	—	(10,3)	(26,6)	—	3,3	—	(15,0)	—	5,2	(14,4)	(25,5)	—	—

Таблица 3 (продолжение)

Оксид	Трахидацил				Bi, Cpx-двуполевошпат овый трахириодацит							Bi, Pl-трахириодацит	
	Pl	Ol	Orx	Cpx	Pl	Fsp <sub>1</sub>	Fsp <sub>2</sub>	Cpx	Bi	Ti-Mt	Ilm	Bi	Ti-Mt
SiO <sub>2</sub>	57,15	58,32	54,87	49,93	60,36	64,01	65,29	51,16	35,28	0,00	0,05	36,44	0,04
TiO <sub>2</sub>	0,0	0,04	0,30	1,08	0,06	0,10	0,08	0,36	6,01	10,33	50,20	5,62	8,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,22	25,49	0,94	3,37	23,80	21,30	18,98	1,03	12,81	0,48	—	13,55	1,59
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	—	—	47,79	0,05	—	52,11
FeO	1,51	0,50	16,19	10,09	0,40	0,36	0,34	7,17	15,95	37,10	40,65	13,31	34,36
MnO	0,00	Необн.	1,30	0,99	0,02	0,01	0,02	1,07	0,76	2,80	3,28	0,30	1,50
MgO	0,28	Необн.	25,68	14,80	0,01	0,01	0,00	14,63	12,95	0,27	0,41	14,58	1,79
CaO	7,58	7,58	1,40	19,13	5,81	2,65	0,60	20,64	0,04	0,00	0,00	0,00	0,00
Na <sub>2</sub> O	6,07	6,91	0,05	0,05	7,58	8,59	5,61	0,44	0,83	0,02	0,11	0,74	0,02
K <sub>2</sub> O	1,38	0,89	0,01	0,01	1,08	2,41	8,02	0,01	8,64	0,00	0,00	9,72	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,00	—	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	—	—	—	0,04	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01
H <sub>2</sub> O-	0,00	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
H <sub>2</sub> O+	—	—	—	—	—	—	—	—	3,95	—	—	3,96	—
Σ	100,19**	99,73	100,75	99,97	99,12	99,43	98,94	96,55	107,23	98,80	94,77	98,15	99,48
Количество анализов	1	11	4	1	7	2	12	4	6	1	2	14	7
<i>f</i>	—	—	(27,6)	29,6	—	—	—	24,0	41,9	98,8	98,4	34,4	91,8
<i>An</i> ( <i>Wo</i> )	37,5	35,9	(2,8)	(39,5)	28,0	12,6	2,9	(43,5)	—	—	—	—	—
<i>Ab</i> ( <i>En</i> )	54,4	59,1	(70,3)	(42,6)	65,8	73,7	49,9	(42,9)	—	—	—	—	—
<i>Or</i> ( <i>Fs</i> )	8,1	5,0	(26,9)	(17,9)	6,2	13,7	47,2	(13,6)	—	—	—	—	—

\* Общее содержание Fe в виде FeO.

\*\* Состав мономинеральной пробы определен химическим силикатным анализом, остальных вкрапленников — на микрозонде.

оклазом, клино- и ортопироксеном, титаномагнетитом, а в породах с содержанием  $\text{SiO}_2 < 60\%$  нередко присутствует оливин. Среди шошонитов и латитов наряду с умеренно и обильно порфирированными (причем шошониты нередко крупнопорфирированные) присутствуют и субафировые, содержащие не более 5–7% фенокристаллов. Химический состав сходных по содержанию кремнезема порфирировых и субафировых лав практически идентичен. Трахидациты и трахириодациты — мелкопорфирированные, нередко субафировые породы с титаномагнетит-биотит-плагиоклазовыми, титаномагнетит-клинопироксен-биотит-плагиоклазовыми или двуполевошпатовыми (последние характерны только для трахириодацитов) парагенезисами вкрапленников. Иногда в породах ряда латит — трахириодацит наряду с титаномагнетитом присутствует ильменит, а в некоторых трахириодацитах и амфибол. Минеральные парагенезисы вкрапленников в общем равновесные, однако в некоторых шошонитах наблюдаются реакционные соотношения между орто- и клинопироксеном, а в двуполевошпатовых трахириодацитах — между плагиоклазом и щелочным полевым шпатом.

Состав вкрапленников полевых шпатов в лавах кальдеры Уксичан изменяется от битовнита и Лабрадора в высококальциевых базальтах и шошонитах до олигоклаза, анортоклаза и санидина в кварцевых трахитах (табл. 3). Тройные полевые шпаты для лав кальдеры Уксичан менее характерны, чем для лав Белоголовского вулкана, а вкрапленники щелочных полевых шпатов отличаются несколько более высокими содержаниями ортоклазовой молекулы. В кварцевых трахитах в ряде случаев обнаруживаются реакционные каймы анортоклаза и санидина вокруг вкрапленников плагиоклаза. Отмечены слабые вариации железистости и кальциевости клинопироксена (известково-щелочная тенденция) в разных по кремнекислотности породах и низкое ( $< 0,5\text{--}0,7\%$ ) содержание  $\text{TiO}_2$  в клинопироксене. Ортопироксен шошонитов, латитов и кварцевых латитов отвечает гиперстену и практически не имеет вариаций по составу ( $f = 24\text{--}28\%$ ,  $Wo = 2,4\text{--}3,2\%$ ), однако в шошонитах вокруг вкрапленников ортопироксена иногда наблюдаются реакционные каймы субкальциевого авгита ( $Wo = 18\text{--}30\%$ ,  $f = 29\text{--}31\%$ ), что считается нетипичным для пород шошонит-латитовых серий.

Биотит, отмеченный во вкрапленниках трахириодацитов, трахидацитов и кварцевых латитов, характеризуется умеренной железистостью ( $f = 33\text{--}48\%$ ), глиноземистостью ( $12,2\text{--}13,7\%$   $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) и несколько повышенным содержанием титана (до  $5,5\text{--}6,0\%$   $\text{TiO}_2$ ), все же более низким, чем в биотите из лав Белоголовского вулкана. Содержание  $\text{TiO}_2$  и  $\text{Al}_2\text{O}_3$  во вкрапленниках титаномагнетита постепенно убывает с ростом кремнекислотности пород. Во всех темноцветных минералах (оливине, пироксене, титаномагнетите, ильмените) с увеличением их железистости возрастает содержание  $\text{MnO}$ , однако оно никогда не достигает значений, характерных для наиболее железистых минералов из лав Белоголовского вулкана.

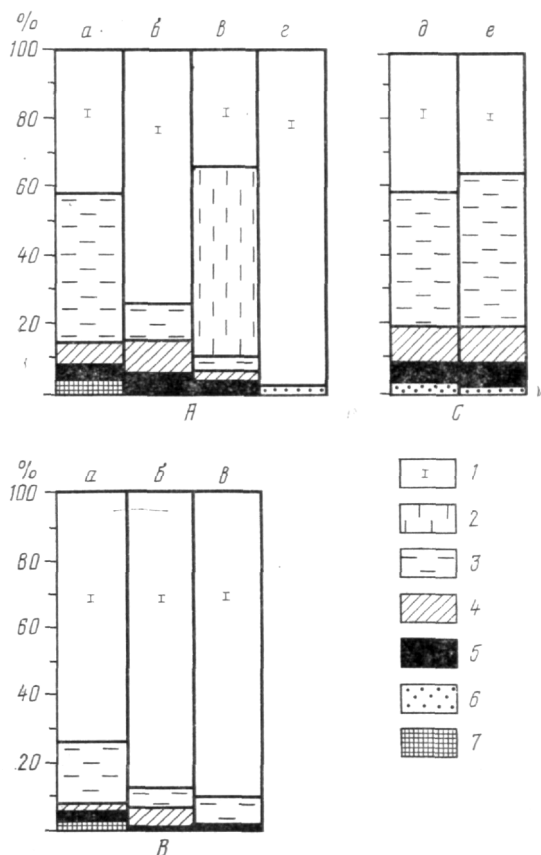
Проведенные исследования показали тесную геологическую связь пород в сериях вулканов Уксичан и Белоголовский, наличие общих петрохимических особенностей (повышенная железистость, глиноземистость, щелочность определенного типа), что позволяет отличать эти породы от лав известково-щелочной базальт-дацитовой серии и предполагает их генетическую взаимосвязанность. Наблюдается закономерное изменение составов пород от начальных к конечным членам дифференцированных рядов, сопряженное с изменением парагенезиса минералов-вкрапленников и составов полевых шпатов, магнетита, пироксена. Все эти данные могут быть объяснены в рамках процесса кристаллизационной дифференциации.

## МОДЕЛЬ ПРОЦЕССА КРИСТАЛЛИЗАЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ РАСПЛАВОВ

Для расчетов брали пару пород определенной серии, соответствующих по составу материнскому (исходному) и дочернему (производному) расплавам, а также составы минералов-вкрапленников исходной породы. Вычисления проводили на ЭВМ «ЕС-1010» по программе «Минерал» (автор А. И. Шапкин ГЕОХИ АН СССР). Расчет представлял собой поиск (по методу наименьших квадратов) пропорций между кристаллизующимися минералами-вкрапленниками и дочерним расплавом ( $F$ ), которые являются решением системы из девяти уравнений, описывающих

Рис. 3. Модель фракционной кристаллизации расплавов вулк. Белоголовский (А, С) и Уксичан (В)

А, С: а — трахиандезибазальт — трахиандезит, б — трахиандезит — кварцевый трахит, в — кварцевый трахит — трахириолит, г — трахириолит — комендит, д — трахиандезибазальт — трахит двуполевошпатовый, е — трахиандезибазальт — трахит биотитовый; В: а — латит — кварцевый латит, б — кварцевый латит — трахидацит, в — трахидацит — трахириодацит. 1 — расплав (штрих — величина максимальной ошибки определения доли фаз), 2 — калиевый полевошпат, 3 — плагиоклаз, 4 — клинопироксен, 5 — титаномагнетит, 6 — ортопироксен, 7 — оливин



баланс масс (по основным компонентам:  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , и т. д.) между исходным расплавом и совокупностью дочерней породы с минералами-вкрапленниками материнской породы. Критериями достоверности проведенных расчетов являются положительные значения величин пропорций минералов, сумма членов пропорции, равная 100%, низкие ошибки определения доли фаз и величина  $\Sigma R^2$  (сумма квадратов разностей между вычисленным и реально наблюдаемым составом исходной породы, отн. %). При величине  $\Sigma R^2 < 1$  расчет признается достоверным. При  $\Sigma R^2 > 1$  полученное соотношение не соответствует модели кристаллизационной дифференциации. Для проверки модели хода фракционирования между дифференциатами мы проводили проверочные расчеты минуя один или два члена ряда. На рис. 1 схематически показаны результаты расчетов, соответствующие и несоответствующие рассматриваемой модели. В табл. 4 приведены основные варианты расчетов, для которых среднеквадратичные отклонения минимальны. Соотношение фаз в ходе кристаллизации расплавов согласно построенной модели представлено на рис. 3. Рассмотрим подробно полученные данные по отдельным сериям.

Расчет процесса кристаллизационной дифференциации вулканических серий вулканов Белоголовский и Уксичан

Исходный расплав	Конечный расплав	F, мас.%	Доли минералов, мас.%							Невязки расчета		
			OI	Cpx	Amf	Ti-Mt	Opx	Pl	Fsp	$\Sigma R^2$	отн. % абсолютная ошибка определения доли фаз, отн. %	$\Sigma$ фаз, мас. %
<i>Вулк. Белоголовский</i>												
Щелочной оливиновый базальт *	Трахиандезибазальт	60,57	—	12,71	12,18	3,82	—	8,8	—	1,58	2,58—3,19	98,07
		69,65	2,16	12,05	—	6,29	—	8,06	—	2,06	2,94—3,13	98,21
		60,82	—	14,17	16,02	3,0	—2,55	6,6	—	1,48	2,83—3,56	98,13
Трахиандезибазальт	Трахиандезит *	24,7	7,2	7,12	—	9,18	—	40,27	—	6,13	4,9—5,4	89,1
	То же	41,76	3,07	6,07	—	4,1	—	44,06	—	0,66	1,56—1,77	99,06
	Трахиандезит	55,83	—0,13	6,87	—	3,92	—	31,43	—	1,82	2,59—2,94	98,93
	Трахит двуполевошпатовый	40,3	—	11,15	—	6,03	2,92	39,97	—	0,43	1,26—1,47	100,3
	Трахит двуполевошпатовый *	—5,9	33,43	—	—	8,13	56,00	71,49	—	3,0	3,24—3,78	96,3
	Трахит биотитовый	33,73	—	10,73	—	6,81	2,62	45,45	—	0,56	1,39—1,62	99,3
Трахиандезит	То же	86,9	—	11,08	—	5,61	—1,35	—0,72	—	2,03	2,64—3,19	101,5
	Трахит биотитовый *	69,3	—	8,5	—	6,63	0,44	16,12	—	2,47	2,84—3,34	100,1
	Трахит двуполевошпатовый	95,7	—	10,07	—	4,48	—1,38	—5,52	—	1,98	2,71—3,16	103,3
	Трахит двуполевошпатовый *	79,3	—	4,13	17,2	1,07	—2,15	2,0	—	0,64	1,73—2,35	101,4
Трахиандезит *	Кварцевый трахит	74,9	—	9,5	—	5,34	—	10,95	—	0,71	1,39—1,58	100,7
	Трахирiolит	33,0	—	11,05	—	7,78	—	17,44	30,05	0,5	1,19—1,51	99,73
	То же	33,5	—	9,98	—	7,68	1,03	19,41	27,85	0,47	1,32—1,68	99,6
	Комендит	34,5	—	9,98	—	7,43	1,07	21,01	25,9	0,53	1,43—1,79	99,9
		33,7	—	11,1	—	7,54	—	18,88	28,8	0,57	1,28—1,6	100,0

Исходный расплав	Конечный расплав	F, мас.%	Доли минералов, мас.%							Невязки расчета		
			Ol	Cpx	Amf	Ti-Mt	Opx	Pl	Kfs	$\Sigma R^2$ , отн.%	абсолютная ошибка опреде- ления доли фаз, отн.%	$\Sigma$ фаз; мас.%
<i>Вулк. Белоголовский</i>												
Кварцевый тра- хит	Трахирioлит*	31,04	—	3,15	—	3,46	—	—	02,35	0,84	1,37—1,74	100,00
		33,53	—	2,69	—	3,43	—	3,96	50,2	0,79	1,48—1,88	99,82
Трахит двуполе- вошпатовый*	Кварцевый трахит	94,08	—	3,42	—	0,19)	—	—1,95	3,81	2,46	2,84—3,33	99,55
Трахит биоти- товый *	То же	92,37	—	1,74	—	—0,54	—	—25,14	31,84	0,96	1,77—2,08	100,26
Трахирioлит*	Комендит	99,42	—	—	—	—	—	—	2,13	0,34	0,75—0,79	101,55
<i>Вулк. Уксичан</i>												
Высококалиевый базальт	Шошонит	46,47	3,61	15,8	—	3,08	—	30,84	—	2,22	3,06—3,37	99,8
	Латит	34,27	—	17,58	—	4,76	6,19	36,43	—	1,4	2,34—2,65	99,2
Шошонит	»	81,23	1,87	5,7	—	2,21	—	8,21	—	0,92	1,91—2,07	99,21
		79,95	—	6,01	—	2,48	2,02	8,63	—	1,08	2,05—2,24	99,07
		78,38	1,19	5,29	6,02	—	—	7,58	—	1,77	2,65—3,37	98,47
Латит	Кварцевый латит	73,42	2,28	2,04	—	3,17	—	18,17	—	0,37	1,13—1,31	99,08
		73,98	—	4,32	—	3,63	—	16,99	—	0,79	1,47—1,71	98,88
	Трахидацит	65,96	1,03	6,99	—	4,49	—	20,71	—	0,34	1,05—1,25	99,17
		66,23	—	8,01	—	4,7	—	20,16	—	0,42	1,05—1,25	99,09
Кварцевый латит	То же	88,2	—	5,05	—	1,44	—	5,53	—	0,55	1,19—1,36	100,02
Трахидацит	»	90,28	—	—	—	1,42	—	8,22	—	0,33	0,83—0,92	99,92
		91,81	—	—	—	1,39	—	10,93	—4,16	0,32	0,89—0,99	99,96
		85,05	—	0,83	—	1,49	—	7,14	5,65	0,29	0,94—1,11	100,17

\* В расчете использован состав основной массы породы, для остальных — валовой.

*Базальт-комендитовая серия лав вулк. Белоголовский.* Интересным и неожиданным результатом расчетов оказалось то, что наиболее основной член серии — щелочной оливиновый базальт не удалось связать процессом кристаллизационной дифференциации с другими породами вулк. Белоголовский. Расчеты проводились как по валовому составу пород, так и по основной массе щелочного базальта (вариант приведен в табл.4), однако все варианты дают сумму среднеквадратичных отклонений, значительно превышающую единицу или отрицательные коэффициенты при минеральных фазах. Согласно модели исходная магма рассматриваемой серии по составу соответствовала трахиандезибазальту. Эволюция этого расплава осуществлялась по двум направлениям. Одно из них привело к образованию комендитов, а другой тип фракционирования — трахитов.

Эволюция расплава по «комендитовому направлению» включает ряд дифференциатов: трахиандезибазальт — трахиандезит — кварцевый трахит — трахириолит — комендит. Главным минералом кумулуса на первом этапе дифференциации является плагиоклаз (>80%), кроме него фракционирует оливин, титаномагнетит и авгит. Расчет следующего шага, до кварцевого трахита, показывает, что количество плагиоклаза в кумулусе резко падает, исчезает оливин и возрастает доля титаномагнетита и авгита (рис. 3). Фракционирование этих минеральных фаз приводит к повышению концентрации кремнезема в остаточных расплавах (увеличивается содержание нормативного кварца в породах). Начиная с этапа кварцевый трахит — трахириолит, во фракционировании принимает участие калиевый полевой шпат, причем он сразу занимает ведущую роль в составе кумулуса. Доля плагиоклаза продолжает снижаться, резко уменьшается доля авгита. Эволюция расплава по «трахитовому направлению» дает следующий ряд: трахиандезибазальт — двуполевошпатовый трахит — биотитовый трахит. Соотношение выпадающих фаз при образовании трахитов практически идентично — ведущая роль в кумулусе принадлежит плагиоклазу при участии двух пироксенов и магнетита. Доля клинопироксена в кристаллическом осадке превышает количество ортопироксена. Повышение коэффициента агпаитности в основных массах некоторых трахитов до единицы (рис. 4), по-видимому, связано с кристаллизацией анортоклаза. Интересно отметить, что когда при расчете использовали составы основных масс, а не валовой состав трахитов, не удалось получить решения уравнения баланса масс, удовлетворяющее модели кристаллизационной дифференциации (табл. 4). Это свидетельствует о том, что условия фракционирования в глубинном промежуточном очаге значительно отличались от параметров кристаллизации расплавов на поверхности. Использование вместо валового состава породы составов основных масс с формальной стороны техники расчетов должно давать различные результаты, так как соотношение твердых фаз в породе в общем случайно и не отражает таковое при фракционировании.

Главным отличием «трахитового» фракционирования от «комендитового» является присутствие в составе кумулуса в первом случае ортопироксена, а при формировании комендитовой серии оливина (рис. 3). Кроме того, в трахитовой линии дифференциации в составе кумулирующих фаз выше доля авгита и магнетита и ниже — плагиоклаза. Фракционирование ортопироксена в трахитовой серии приводит к генерации остаточных жидкостей с меньшими концентрациями кремнезема по сравнению с комендитовой серией.

*Шошонит-латитовая серия лав вулкана Уксичан.* Наиболее основными породами, располагающимися в начале дифференцированного ряда лав кальдеры Уксичан, являются высококалиевый базальт и субщелочной андезит-базальт (шошонит). Попытки «связать» эти породы друг с другом и с латитом при помощи процесса кристаллизационной дифференциации оказались неудачными. Для данных переходов система линейных уравнений баланса масс по макрокомпонентам неустойчива; некоторые варианты расчета дают отрицательные коэффициенты для фаз; среднеквадратичные отклонения других вариантов больше единицы



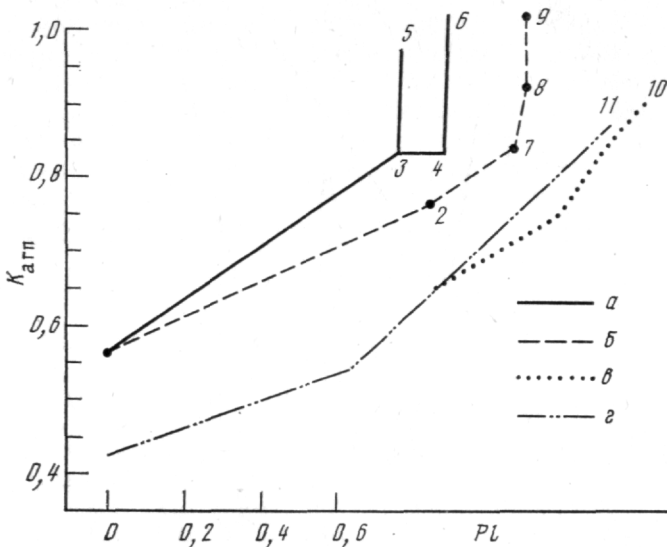


Рис. 4. Изменение величины коэффициента агаптности в ходе эволюции расплавов а — трахитовая серия, б — комендитовая в — латитовая, г — щелочно-базальтовая серия о-ва Св. Елены.

1 — трахиандезибазальт, 2 — трахиандезит, 3 — двуполевошпатовый трахит, 4 — биотитовый трахит, 5, 6 — основная масса трахитов, 7 — кварцевый трахит, 8 — риолит, 9 — комендит, 10 — трахириодацит, 11 — трахифонолит,  $Pl$  — содержание плагиоклаза в кумулусе, отн. ед. (см. текст)

(табл. 4). Неудача в расчетах, так же как и для щелочных базальтов вулк. Белоголовский, связана с необходимостью фракционирования фельдшпатоидов для перехода температурного барьера в случае дифференциации нефелин нормативных расплавов. Наши петрографические исследования показали, что такие минералы не кристаллизуются в породах шошонит-латитовой серии. Моделирование позволяет предполагать, что развитие вулканической системы Уксичан определялось внедрением трех самостоятельных, не связанных между собой процессами кристаллизационной дифференциации типов расплавов. В то же время полученные данные дали возможность расположить остальные породы в единый ряд: латит — кварцевый латит — трахидацит — трахириодацит. Удалось птих переходов с проверочным расчетом по ряду латит — трахидацит (табл. 4). На ранних этапах кристаллизации латитовой магмы главным минералом кумулуса (>70%) являлся плагиоклаз, а доля авгита и титаномангнетита была невелика. На стадии формирования трахидацита доля плагиоклаза уменьшается и возрастает количество авгита. Такие соотношения сходны с пропорциями фаз при образовании кварцевого трахита серии вулк. Белоголовский. В ходе дальнейшей эволюции содержание плагиоклаза в кумулусе снова возрастает. В отличие от «комендитового» тренда кристаллизация латитовой серии заканчивается без участия калиевого полевого шпата, что, видимо, объясняется меньшей дифференцированностью расплавов вулк. Уксичан.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Проведенные расчеты позволили построить количественные модели образования большинства пород серий (за исключением наиболее основных) в процессе кристаллизационной дифференциации двух расплавов. Исходным для лав вулк. Белоголовский явился трахиандезибазальтовый расплав, а для лав вулк. Уксичан — латитовый. Начальные члены дифференцированных рядов — щелочной оливиновый базальт, шошонит, высококалиевый базальт — оказались несвязанными с остальными породами процессами фракционирования. Одновременное развитие в исследо-

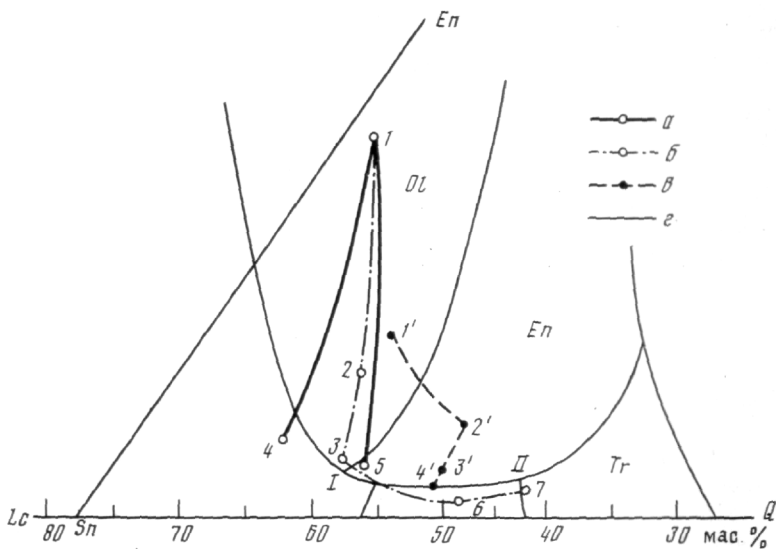


Рис. 5. Диаграмма  $Lc - En - Q$  с трендами серий

а — рахитовая, б — комендитовая, в — латитовая, e — границы фазовых полей. I — перетектическая точка  $Lc - Fo - En$ , II — эвтектическая точка  $Q - Sn - En$   
 I — трахиандезит, 2 — двуполовошпатовый трахит, 3 — биотитовый трахит, 4 — трахиандезит, 5 — кварцевый трахит, 6 — трахириолит, 7 — комендит, 1' — латит, 2' — кварцевый латит, 3' — трахидацит, 4' — риодацит

ванном районе, кроме того, пород известково-щелочной базальт-дацитовой серии позволяет сделать вывод, что при формировании вулк. Белоголовский и Уксихан существовал ряд изолированных друг от друга, долгоживущих магматических очагов, в которых осуществлялась эволюция различных типов магм.

Перейдем к рассмотрению возможных причин, обусловивших различия путей эволюции исследованных серий (трахитовая и комендитовая — вулк. Белоголовский и латитовая — вулк. Уксихан). Изменение составов расплавов можно наглядно описать в пределах тетраэдра  $Lc - Q - An - Fo$ . В этой системе находятся поля главных минералов, участвующих во фракционировании, и по химическому составу она близка к исследованному известково-щелочным магмам. Кроме того, такое рассмотрение позволяет качественно сравнить природные данные с экспериментальными исследованиями фазовых равновесий в данной системе. Наиболее интересная картина получается при рассмотрении одной из сторон тетраэдра — плоскости  $Lc - Q - Fo$ . Это объясняется тем обстоятельством, что плагиоклаз и магнетит являются постоянно присутствующими фазами и поэтому находятся как бы в избыточном количестве, и, кроме того, общий калиевый характер расплавов заставляет их группироваться близко к лейцитовому углу диаграммы. Для построения проекций трендов на треугольник  $Lc - Fo - Q$  мы использовали рассчитанные по методу CIPW составы пород (табл. 1). Общее количество пироксеновых минералов (кроме волластонитового) условно принимали за энстатит. Сумму энстатитового, кварцевого и ортоклазового компонентов приводили к 100%, и точки составов наносили на треугольник  $Sn - En - Q$ , который является частью диаграммы плавкости  $Lc - Fo - Q$ . Результаты представлены на рис. 5. На диаграмму также нанесены границы фазовых полей в сухих условиях [22]. Из рис. 5 видно, что пути эволюции некоторых изученных серий отличаются от закономерностей кристаллизации в сухой системе. Однако экспериментальные исследования сухих систем  $Lc - Q - An - Fo$ ,  $Lc - Q - An - Di$ ,  $Ne - Q - Di$  и под давлением флюида ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , F) [23—28] показали, что повышение активности летучих компонентов приводит, согласно кислотно-основному взаимодействию, к значительному расширению полей кристаллизации энстатита и санидина. Следует отме-

титель, что простое повышение давления приводит к такому же эффекту, но в меньшей степени. В результате из исходного расплава трахиандезит-базальтового состава (рис. 5, точка 1) в сухих условиях будет кристаллизоваться оливин, а при высоком парциальном давлении летучих — ортопироксен. Можно предполагать, что трахитовая серия, дифференциация которой проходила с существенным фракционированием ортопироксена, формировалась либо в более глубоких промежуточных очагах, либо при более высокой активности летучих компонентов. В этом случае (при расширении поля кристаллизации энстатита за линию  $Sn-En$ ) ортопироксен становится конгруэнтно плавящейся фазой и точка 1 (рис. 5) из перетектической превращается в эвтектическую —  $O1\ En-Lc$ . Трахитовая линия заканчивается в этой точке с образованием двухполюшпатовых или биотитовых трахитов. Точки 5 и 4 (рис. 5) могут также соответствовать положению эвтектике II ( $Q-En-Sn$ ), если влияние давления флюида в достаточной степени расширит поле кварца и калиевого полевого шпата. Комендитовая серия пород вулк. Белоголовский, по-видимому, формировалась при низких давлениях летучих компонентов, в результате на начальных этапах фракционировал оливин. Точка 3 (рис. 5), состав которой соответствует кварцевым трахитам, по всей вероятности, отвечает положению перетектической точки I (рис. 5) в природной системе, и в связи с инконгруэнтным характером плавления энстатита и санидина расплав может эволюционировать в область более кислых составов до эвтектической точки II — ( $Q-En-Sn$ ) (рис. 5). Отсутствие ортопироксена и преобладание калиевого полевого шпата в рассчитанной модели фракционирования при переходе кварцевый трахит — риолит связано с резко лейкократовым характером находящихся в области перетектической линии  $En-Sn$  расплавов (содержание энстатитового минала  $< 5\%$ ). Кристаллизация калиевого полевого шпата приводит к быстрому обеднению расплава алюминием. Присутствие в составе калиевого полевого шпата анортитового минала (до  $10\%$ , рис. 2) обуславливает изменение отношения  $Al/(Na + K)$  в остаточных расплавах. Коэффициент агпаитности в комендитах и риолитах может превысить единицу. В 1945 г. Боуэн предложил механизм, объясняющий появление пересыщенных щелочами расплавов за счет удаления из них плагиоклаза с высоким содержанием анортитового минала — «плагиоклазовый» эффект. Интересно оценить влияние этого механизма на величину  $K_{ar}^{an}$  в исследованных сериях. На основании графика  $K_{ar}^{an}$  — доля плагиоклаза в кумулусе мы рассмотрели роль «плагиоклазового» эффекта в различных вулканических сериях (рис. 4). Из рис. 4 видно, что хотя «плагиоклазовый» эффект и вызывает повышение коэффициента агпаитности, однако в природных условиях кристаллизация плагиоклаза не приводит к формированию агпаитовых пород. Резкое повышение  $K_{ar}^{an}$  и появление пересыщенных щелочами составов наблюдается только  $ar^{an}$  в тех случаях, когда во фракционировании принимает участие щелочной полевой шпат (трахириолиты, комендиты, основные массы двухполюшпатовых и биотитовых трахитов). Таким образом, появление агпаитовых расплавов определяется растворимостью анортитового минала в калиевом полевым шпате, которая зависит, по-видимому, от активности кремнезема в расплаве [29].

Особенностью латитовой серии является низкое содержание магния, что, по всей вероятности, приводит к исчезновению поля ортопироксена на диаграмме плавкости  $Q-Fa-Fo$ , согласно экспериментальным данным [30]. В таких системах поле кристаллизации оливина расширяется вплоть до эвтектических составов с кварцем. Это подтверждается совместным присутствием оливиновых вкрапленников ( $Fo_{40-60}$ ) с тридимитом основной массы в кварцевых латитах. На заключительных этапах дифференциации латитовой серии образуются трахириодациты, состав которых, очевидно, близок к области эвтектики  $Q-Sn-Pl-Fo$ , проекция которой на плоскость упрощенной системы  $Lc-Fo-Q$  попадает в точку 4' (рис. 5).

Следует подчеркнуть, что появление калиевого полевого шпата только на заключительных стадиях не позволяет этой фазе участвовать во фракционировании и привести к возникновению агпаитовых расплавов. Система  $Lc-Q-Fo$ , на основании которой проведено рассмотрение изученных вулканических серий Камчатки, не отражает всех сложностей многокомпонентных природных расплавов. Однако принципиальные особенности их дифференциации можно удовлетворительно объяснить, рассматривая кристаллизацию в рамках этой диаграммы с учетом вариаций флюидного режима, общего давления, степени равновесности процессов, протекающих в разноглубинных промежуточных очагах.

Ранее нами была рассчитана модель дифференциации для щелочно-базальтовых нефелиннормативных серий океанических островов Южной Атлантики [31]. Сопоставление особенностей дифференциации субщелочных серий Камчатки и щелочных серий островов Атлантического океана показывает определенное сходство в их развитии. Однако в случае нефелиннормативных расплавов доля темноцветных минеральных фаз гораздо выше. Как в островных, так и в островодужных сериях наряду с сухими расплавами существовали магмы, дифференциация которых происходила при повышенном давлении летучих компонентов. В более щелочных островных сериях в этих условиях кристаллизуется амфибол (керсутит), а в кварцнормативных по составу породах вулк. Белоголовский — ортопироксен. В результате в первом случае формировались более кремнеземистые остаточные жидкости (пантеллеритовая тенденция), а во втором случае — темп накопления кремнезема резко снижался и формировались трахиты. Эволюция в сухих условиях калиево-натриевой магмы вулк. Белоголовский определила образование высококремнеземистых пород, причем широкое развитие фракционирования калиевого полевого шпата привело к агпаитовому характеру этих расплавов (пересыщенных натрием). Наши расчеты показали, что сужение полей кристаллизации калиевых полевых шпатов в натриевых щелочных магмах океанических островов приводит к миаскитовому составу конечных членов дифференцированного ряда.

## ВЫВОДЫ

1. Изучение двух вулканических серий Камчатки — шошонит-латитовой и базальт-комендитовой по совокупности данных — геологических, минералогических, петрохимических — показало, что главным процессом, отвечающим за возникновения многообразия пород, была кристаллизационная дифференциация. В то же время высококалиевые базальты и шошониты вулк. Уксичан, а также щелочные оливиновые базальты вулк. Белоголовский являются самостоятельными типами первичных расплавов. Для объяснения генезиса этих пород и связи их с остальными членами серий необходимо привлекать иные петрологические механизмы.

2. Выявлено, что исходный трахиандезибазальтовый расплав вулк. Белоголовский эволюционировал по двум направлениям: комендитовому и трахитовому. Комендитовая линия эволюции осуществлялась без участия ортопироксена, а трахитовая — с фракционированием ортопироксена. Латитовая серия вулк. Уксичан по соотношениям кристаллизующихся фаз близка к комендитовой.

3. Формирование агпаитовых расплавов в серии вулк. Белоголовский обусловлено фракционированием калиевого полевого шпата с повышенным содержанием анортитового минала. Расчеты показали, что «плаггиоклазовый» эффект приводит к повышению коэффициента агпаитности, однако только «микроклиновый» эффект способен привести к формированию агпаитовых пород.

4. Приложение экспериментальных данных по фазовым равновесиям; в системе  $Lc-Fo-Q$  к построенной модели образования пород позволяет заключить: комендитовая серия отвечает эволюции трахиандезибазальта в малоглубинных сухих условиях, трахитовая серия формировалась при повышенном давлении флюида, что привело к значительному расшире-

нию фазовых полей санидина и ортопироксена. Латитовая серия, по-видимому, также была сформирована при низких величинах парциального давления летучих компонентов.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Mackenzie D. E., Chappel B. M.//Contribs Mineral. and Petrol. 1972. V. 35. № 1. P. 50.
2. Mackenzie D. E.//Volcanism in Australasia. Amsterdam. Elsevier Sci. Publ. 1976. P. 221.
3. Jagues A. L.//Geol. Soc. Amer. Bull. 1976. V. 87. № 6. P. 861.
4. Keller J.//Contribs Mineral and Petrol. 1974. V. 46. № 1. P. 25.
5. Ghara M. R., Lireg L., Munne R.//Chem. Geol. 1979. V. 26. № 1/2. P. 29.
6. Uchimizu M.//J. Fac. Sci. Univ. Tokyo Sec. geol. 1966. V. 15. № 1. P. 85.
7. Smith I. E. M.//Volcanism in Australia, Amsterdam: Elsevier Sci. Publ. 1976. P. 275.
8. Smith I. E. M., Jonsen R. W.//J. Geophys. Res. 1981. V. 86. № 11. P. 10257.
9. Smith I. E. M., Chappel B. W., Ward G. K., Freeman R. S.//Earth and Planet. Sci. Lett. 1977. V. 37. № 2. P. 230.
10. Price R., Taylor S. R.//Contribs Mineral and Petrol. 1980. V. 72. № 1. P. 1.
11. Ninkovich D., Hays J. D.//Earth and Planet. Sci. Lett. 1972. V. 16. № 3. P. 331.
12. Nicholly W.//J. Volcanol. and Geotherm. Res. 1983. V. 19. P. 337.
13. Gill Y. B.//Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 68. № 3. P. 443.
14. Патока М. Т., Успенский В. С.//Докл. АН СССР. 1977. Т. 233. № 6. С. 1168.
15. Патока М. Т. Плиоцен-четвертичные кислые щелочные породы центральной части Срединного хребта Камчатки: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Владивосток: Геол. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1983. 23 с.
16. Вольнец О. Н., Пеполитов Э. И., Патока М. Т., Аношин Г. Я.//Геохимия магматических пород океана и зон сочленения океан — континент. Новосибирск: Наука, 1984. С. 108.
17. Вольнец О. Н., Антипин В. С., Аношин Г. Н. и др.//Докл. АН СССР. 1985. Т. 284. № 1. С. 205.
18. Вольнец О. Н., Аношин Г. Н., Антипин В. С.//Геология и геофизика. 1986. № 8. С. 10.
19. Вольнец О. Н., Пеполитов Э. И., Патока М. Г., Аношин Г. Н.//Докл. АН СССР. 1984. Т. 274. № 5. С. 1185.
20. Кузьмин М. И. Геохимия фанерозойских магматических пород и геодинамические условия их формирования в подвижных поясах: Автореф. дис. ... докт. геол.-минерал. наук. Иркутск: Ин-т геохимии СО АН СССР, 1981. 51 с.
21. Пеполитов Э. И., Вольнец О. И. Геохимические особенности четвертичного вулканизма Курило-Камчатской островной дуги и некоторые вопросы петрогенезиса. Новосибирск: Наука, 1981. 182 с.
22. Luth W. C.//J. Amer. Ceram. Soc. 1967. V. 50. P. 174.
23. Wendland R. F.//Carnegie Inst. Geophys. Labor. Year. Book. 1977. V. 76. P. 435.
24. Kushiro I.//Amer. J. Sci. 1969. V. 267A. P. 269.
25. Luth W. C.//J. Petrol. 1967. V. 8. № 3. P. 373.
26. Foley S. F., Taylor W. R., Green D. H.//Contribs. Miner. and Petrol. 1986. V. 91. № 1. P. 46.
27. Egger D. H.//Carnegie Inst. Geophys. Labor. Year Book. 1974. V. 73. P. 215.
28. Roedder E.//Amer. Mineral. 1951. V. 36. № 3/4. P. 282.
29. Rahman S., Mackenzie W. S.//Amer. J. Sci. 1969. V. 267. A. P. 391.
30. Барсуков В. Л., Когарко Л. Н., Поляков А. И. и др.//Геохимия. 1979. №11.. С.1587.

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского АН СССР, Москва

Поступила в редакцию 06.06.88

O. N. VOLYNETS, A. M. ASAVIN, L. N. FOGARKO

#### PROBLEMS OF GENESIS OF ALKALINE AND SUBALKALINE VOLCANITES OF KAMCHATKA

Mathematical modelling of formation of lavas of volcanic series of Kamchatka in the process of crystallization differentiation has been made. Petrography, mineralogy and petrochemistry of shoshonite-latite and alkaline basalt-comendite are considered. The fractionation models are in a good agreement with experimental data on the system  $Lc - Fo - Q$  and permit to explain the formation of the most part of rocks of the differentiation sections by mechanism of crystallization differentiation. New explanation of mechanism of formation of agpaitic melts is suggested.