

УДК 551.21 : 552(571.66)

ВОЛЫНЕЦ О. Н., ПОНОМАРЕВА В. В., ЦЮРУПА А. А.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕФРОХРОНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ВУЛКАНА КРАШЕНИННИКОВА НА КАМЧАТКЕ

Петрологические исследования пород базальт-дацитовая ассоциации, проявленной на голоценовом вулкане Крашенинникова (Восточный вулканический пояс Камчатки), позволили установить принадлежность всех вулканитов к единой умереннокалиевой «толеитовой» серии, оценить условия кристаллизации магматических расплавов, а также показать, что все разновидности пород вулкана могут быть связаны друг с другом с помощью процесса кристаллизационной дифференциации исходной базальтовой магмы. На основе полученных данных с использованием результатов геолого-тефрохронологических наблюдений сделана попытка реконструировать характер процессов, происходящих в недрах вулканической постройки во время ее формирования, оценить размеры промежуточных очагов и их глубины, а также скорости отсадки кристаллических фаз при дифференциации.

Показана цикличность вулканических проявлений, выраженная в эволюции вещественного состава пород, чередовании периодов активности и покоя, что отражает соотношение между глубинными процессами и проницаемостью среды.

Комплексные исследования выполнены на вулкане Крашенинникова, типичном для Восточного вулканического пояса Камчатки объекте, где проявлена базальт-дацитовая ассоциация пород. История формирования вулкана детально восстановлена с помощью геолого-тефрохронологического метода и радиоуглеродного датирования [8]. Задача настоящего сообщения, с одной стороны, анализ вещественного состава вулканитов с целью петрохимической типизации их, оценки условий кристаллизации магматических расплавов и выяснения механизма связи пород разного состава, а с другой — попытка реконструкции характера процессов, происходящих в недрах вулканической постройки.

Строение вулкана и история его формирования. Вулкан Крашенинникова находится во фронтальной зоне Восточного вулканического пояса Камчатки. Постройка вулкана, сформированная практически полностью в голоцене, расположена внутри верхнеплейстоценовой кальдеры диаметром ~9 км, приуроченной к региональной ослабленной зоне северо-восточного простирания. Вдоль этой зоны на расстояние до 15—20 км от кальдеры тянутся цепочки голоценовых шлаковых конусов (рис. 1). Сам вулкан образован двумя слившимися конусами, на склонах которых имеется более десятка побочных прорывов. Южный конус увенчан провальным кратером. Более молодой Северный конус имеет сложное строение: его вершина срезана кальдерой обрушения диаметром ~2 км, в ней расположен Северный средний конус, в кратере которого находится лавовый конус Паук. Вулкан отнесен к действующим в связи с наличием свежих лавовых потоков [1].

В результате геолого-тефрохронологических исследований [8] в истории формирования вулкана выявлено два гомодромных цикла продолжительностью ~ 4500 лет каждый и третий, возможно незавершенный, длительностью ~ 800 лет. Циклы разделены периодами покоя в 700—1000 лет. Первые два цикла, условно обозначенные нами ЮК и СВ, отвечают формированию соответственно Южного и Северного внешнего конусов, третий (СС) — Северного среднего конуса (рис. 2). Состав пород вулкана изменяется от базальтов до дацитов. Во время циклов ЮК и СВ подавляющая часть базальтового — андезитобазальтового материала поставлялась в течение первых 1000—1500 лет, завершали эти этапы умеренные и слабые извержения (рис. 3). Деятельность Южного и Се-

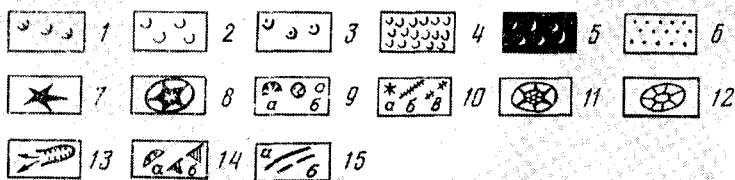
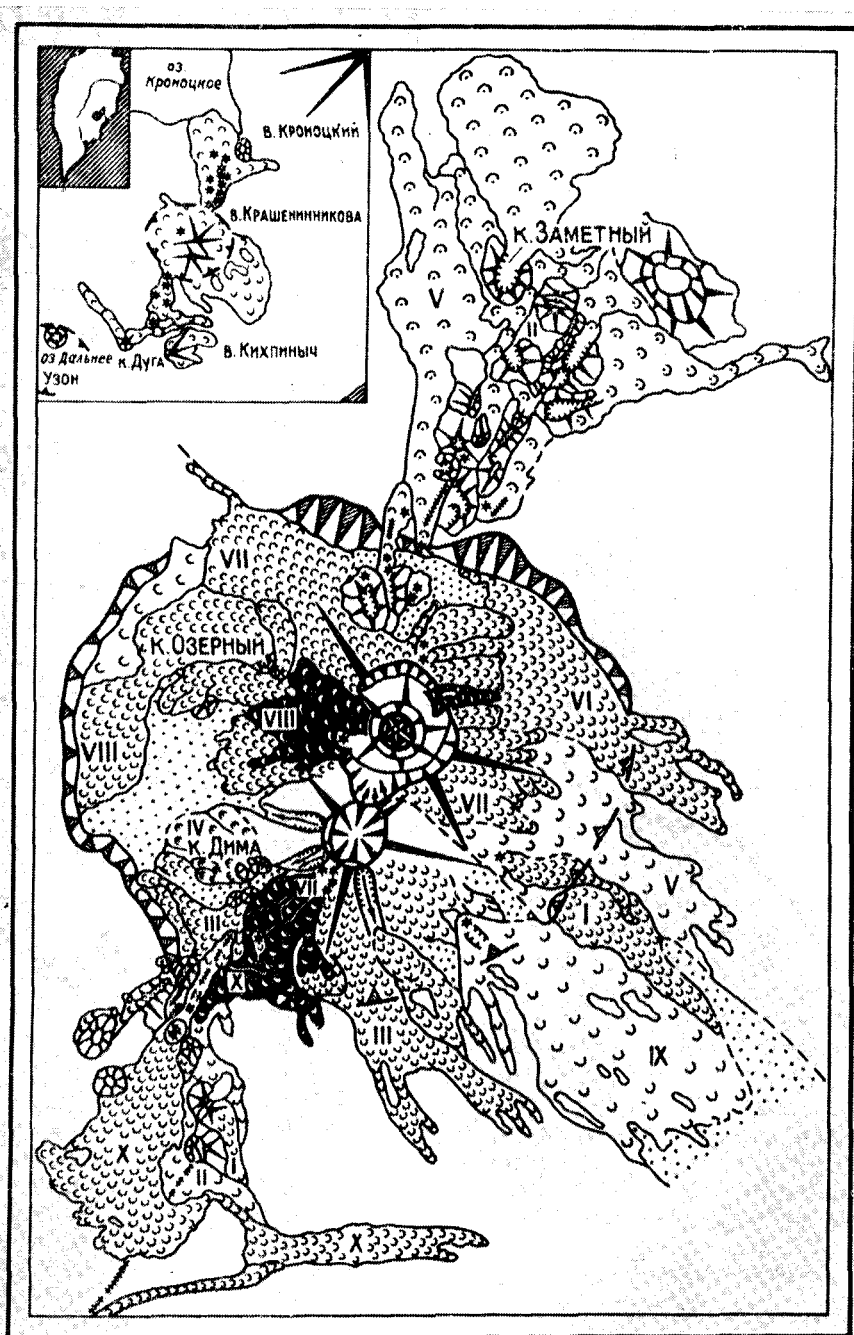


Рис. 1. Схема распространения голоценовых пород различного состава на вулкане Крашенинникова
 / — умеренноглиноземистые базальты; 2 — глиноземистые базальты; 3 — андезитобазальты; 4 — андезиты; 5 — даиты; 6 — вулканогенно-пролювиальные и обвально-осыпные отложения; 7 — конусы стратовулканов; 8 — шлаковые конусы; 9 — кратеры: а — вулканов, б — шлаковых конусов; 10 — не выраженные в масштабе: а — бокки, б, в — цепочки воронок; // — маар; 12 — шлаковые конусы типа тьюя; 13 — стенки обваль-

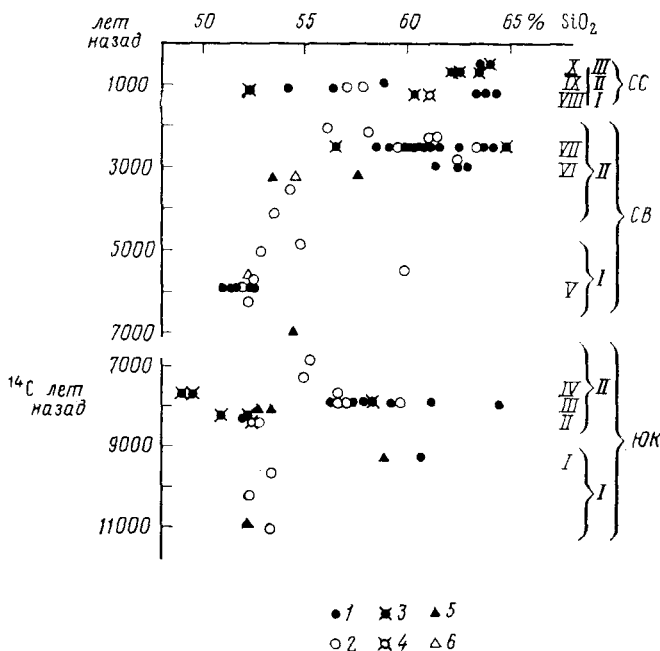


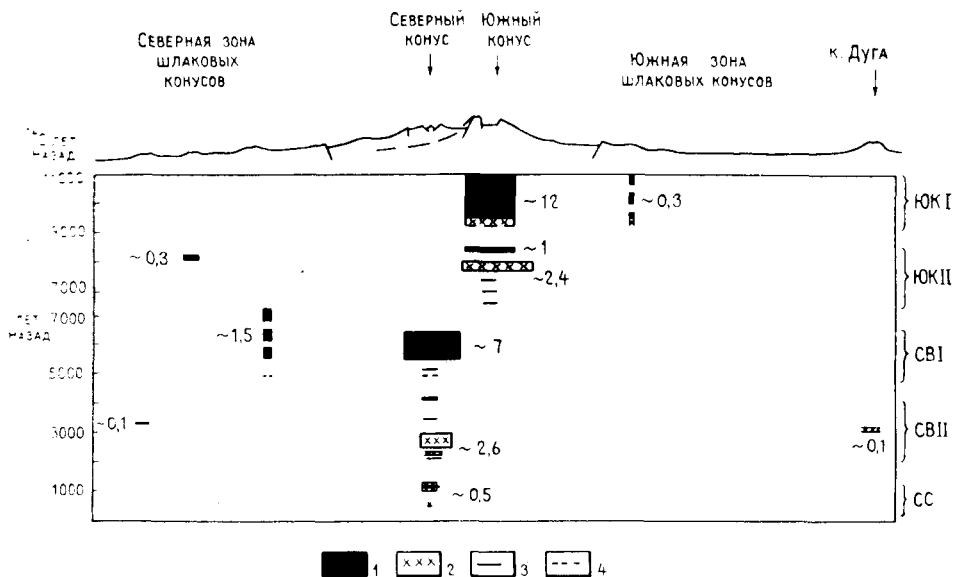
Рис. 2. Эволюция состава пород вулкана Крашенинникова и зон шлаковых конусов во времени

Залитые значки—лава, полые—тефра: 1, 2—вершинных кратеров, 3, 4—внутрикальдерных бокк, 5, 6—зон шлаковых конусов. Справа — этапы вулканической активности и возрастные комплексы лавовых потоков, показанные на рис. 1. Для извержений в интервале 11000—6500 лет назад приводится ^{14}C возраст, для событий в интервале 6500 лет назад — настоящее время — абсолютный возраст (^{14}C возраст с поправкой на изменения концентрации радиоуглерода в атмосфере [8])

верного внешнего конусов возобновлялась (этапы ЮК II и СВ II) после периода покоя 700—1000 лет с извержений небольших объемов базальтового — андезитобазальтового материала. Затем после периода покоя 400—500 лет следовала серия извержений андезитового — дацитового материала, после которых на заключительных стадиях активности циклов ЮК и СВ происходили слабые извержения андезитобазальтовой тефры, а в цикле ЮК еще и побочный прорыв базальтовых лав. Общий объем Южного конуса $\sim 15,5 \text{ км}^3$, Северного внешнего — $10,0 \text{ км}^3$, на долю пород среднекислого состава приходится соответственно 15 и 25%. По объему изверженных пород ($\sim 0,5 \text{ км}^3$) Северный конус резко уступает первым двум. Состав его пород изменяется от андезитов — дацитов через андезитобазальты вновь к андезитам — дацитам. В ходе извержений андезитового — дацитового материала происходило последовательное возрастание вязкости поставляющегося на поверхность магматического вещества и содержания в нем свободной газовой фазы [8, 9]. Вулканическая деятельность в пределах зон шлаковых конусов проявлялась в целом субсинхронно с извержениями пород основного состава внутри кальдеры, т. е. в первой половине этапов активизации; объемы вулкаников и продуктивность в зонах резко уступают внутрикальдерным.

Химический состав и сериальная принадлежность вулкаников. Породы вулкана более дифференцированы (полный ряд от базальтов до дацитов), чем породы зон шлаковых конусов (преимущественно андезитобазальты, редко базальты и андезиты), однако и на самом вулкане пре-

ных цирков (стрелками показано направление движения обвалов); 14 — уступ кальдеры: а — хорошо выраженный в рельефе, б — перекрытый молодыми вулканиками; 15 — границы: а — установленные, б — предполагаемые. Римские цифры — возрастные комплексы лавовых потоков [8]. На врезке показаны голоценовые образования района исследований: в — вулкан, к — конус



НО извергнутых внутри кальдеры и в зонах шлаковых конусов
 1 — высокоглиноземистые базальты — андезитобазальты; 2 — андезиты — дациты; 3 —
 эксплозивные извержения, давшие менее $0,1 \text{ км}^3$ андезитобазальтов; 4 — фреатические
 и фреатомагматические извержения с объемом продуктов менее $0,1 \text{ км}^3$

обладают базальт-андезитобазальтовые разности. Все вулканы характеризуются умеренным содержанием щелочей и по [6] попадают в класс пород нормальной щелочности (табл. 1), а по уровню содержания К — в поле пород умереннокалиевой серии (рис. 4). Среди базальтов наряду с резко преобладающими высокоглиноземистыми разностями установлены и умеренноглиноземистые. Андезитобазальты, андезиты и дациты

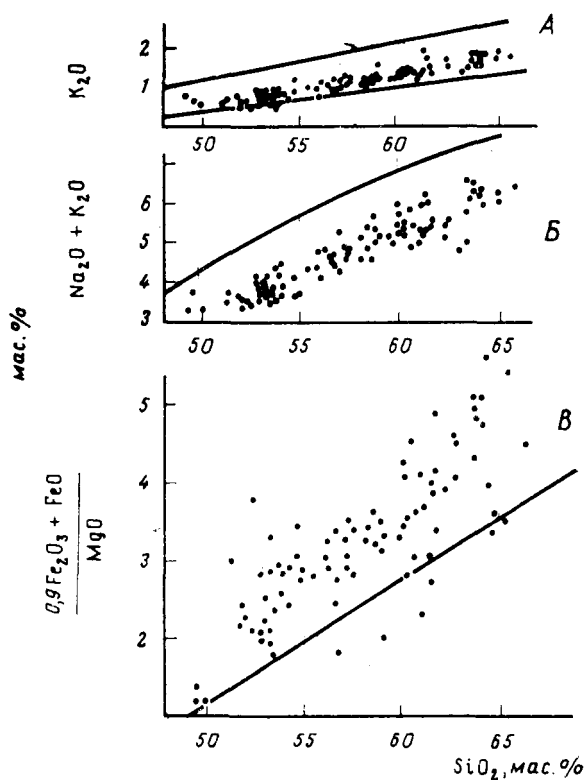
Таблица 1

Химические анализы (мас.%) и объемы различных групп пород вулкана Крашенинникова и зон шлаковых конусов

Компоненты	Базальт		Андезитобазальт	Андезит	Андезитодацит	Дацит
	умеренноглиноземистый	высокоглиноземистый				
SiO ₂	49,27	51,66	53,53	59,13	62,54	65,23
TiO ₂	1,14	1,00	1,15	1,05	1,07	0,94
Al ₂ O ₃	16,98	18,84	16,15	15,50	14,52	14,02
Fe ₂ O ₃	2,82	2,80	3,74	1,88	1,48	1,20
FeO	7,57	7,86	8,05	7,22	6,81	6,10
MnO	0,19	0,18	0,20	0,18	0,21	0,15
MgO	7,40	4,35	4,25	2,81	2,02	1,41
CaO	9,86	9,32	7,78	6,09	5,31	4,18
Na ₂ O	2,40	2,56	2,87	3,19	3,29	4,01
K ₂ O	0,84	0,91	1,08	1,44	1,70	1,96
H ₂ O ⁻	0,20	0,03	0,06	0,13	0,51	0,24
H ₂ O ⁺	0,64	0,33	0,42	0,41	0,13	0,24
P ₂ O ₅	0,19	0,18	0,27	0,30	0,36	0,27
Сумма	99,50	100,02	99,55	99,33	99,95	99,95
Al ₂ O ₃						
Fe ₂ O ₃ +FeO+MgO	0,95	1,26	1,01	1,30	1,41	1,61
FeO _{общ}	1,37	2,39	2,69	3,17	4,03	5,09
MgO						
Fe ₂ O ₃	0,27	0,26	0,32	0,21	0,18	0,16
Fe ₂ O ₃ +FeO						
Объем, км ³	0,02		~22		~5,4	0,1

Примечание. Анализы выполнены в ЦХЛ Института вулканологии ДВО АН СССР, аналитики Г. П. Новоселская, А. М. Округина, Н. А. Соловьева.

Рис. 4. Положение фигуративных точек пород вулкана Крашенинникова и зон шлаковых конусов на классификационных диаграммах А — показано поле умереннокалиевых пород по [15], Б — нижняя граница поля субщелочных пород по [6], В — граница между полями «известково-щелочных» и «толеитовых» пород по [15]



соответствуют высокоглиноземистому типу. Характерной особенностью вулканитов является отчетливая эволюция в сторону обогащения железом, причем общая железистость их с ростом кремнекислотности возрастает сначала резко (до $SiO_2 = 54\%$), а затем вплоть до дацитов — постепенно. На диаграмме Миаширо фигуративные точки вулканитов лежат в основном в поле «толеитов». Степень окисленности железа в лавах несколько увеличивается от базальтов к андезитобазальтам, а далее с ростом SiO_2 постепенно снижается, достигая минимума в дацитах. Особенности химического состава пород вулкана Крашенинникова и зон шлаковых конусов (рис. 4) позволяют отнести их к умереннокалиевой толеитовой серии по [15], тогда как породы других голоценовых вулканов этого района принадлежат по принятой классификации к другим петрохимическим сериям: лавы вулканов Кихпиньч и Кроноцкий — к низкокалиевой, а вулкана Тауншиц — к умереннокалиевой известково-щелочной.

В табл. 1 приведены представительные анализы всех разновидностей пород вулкана Крашенинникова. Именно для этих образцов (за исключением высокоглиноземистого базальта, близкого по составу к использованному образцу андезитобазальта) выполнялись микрозондовые исследования и проводились все расчеты.

Петрография и химия минеральных фаз. Большинство базальтов, а также часть андезитов содержат умеренное количество вкрапленников (10–25%), причем среди базальтов максимальные содержания (20–25%) характерны для умеренноглиноземистых разновидностей, а минимальные (10–15%) — для высокоглиноземистых. Содержание вкрапленников в андезитобазальтах и дацитах — всегда низкое ($\leq 5\%$). Субафировые разности встречаются также среди андезитов и высокоглиноземистых базальтов. В составе вкрапленников и субфенокристаллов во всех типах пород присутствуют плагиоклаз, клино- и ортопироксен. В базальтах и некоторых андезитобазальтах к ним присоединяются оливин, пиджонит, а в андезитах и дацитах — титаномагнетит. Для андезитов и дацитов характерно постоянное присутствие гломеропорфировых сростков плагиоклаза с пироксенами и титаномагнетитом. Во всех породах вкрап-

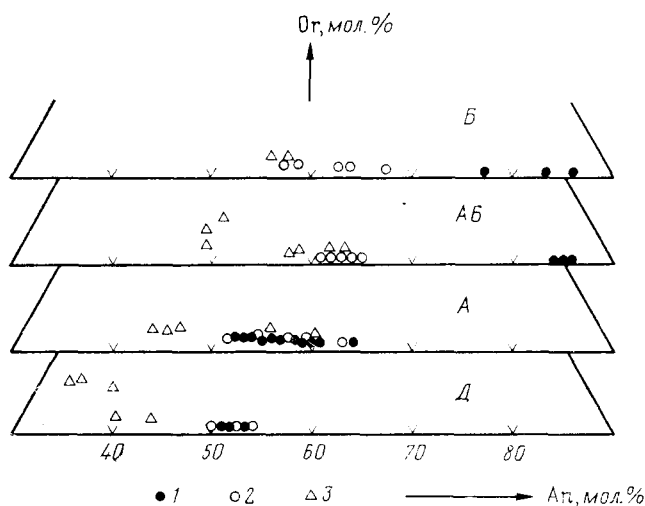


Рис. 5. Состав плагиоклазов пород вулкана Крашенинникова 1 — ядра вкрапленников; 2 — края вкрапленников и субфенокристаллов; 3 — микролиты. Б — умеренноглиноземистый базальт, АБ — андезитобазальт; А — андезит, Д — дацит

ленники темноцветных минералов обнаруживают реакционные взаимоотношения с расплавом с образованием кайм пижонита вокруг зерен оливина, пижонита и (реже) субкальциевого авгита вокруг орто- и клинопироксена. Размеры вкрапленников плагиоклаза редко превышают 1,5 мм,glomerопорфировые сростки обычно не более 2 мм в поперечнике. Структуры основных масс умеренноглиноземистых базальтов интерсертальные, а большинства других пород — гиалопилитовые.

Вкрапленники плагиоклаза зональны, причем зональность может быть как прямой, так и обратной или повторяющейся. Разница в составе ядер и внешних зон обычно не превышает 2—6% Ан и лишь в основных породах достигает 15—24% Ан. В последнем случае края всегда более натровые, чем ядра и соответствуют по составу субфенокристаллам или микролитам. Состав вкрапленников и субфенокристаллов в базальтах и андезитобазальтах сходен, а в более кислых разностях последовательно становится менее кальциевым. Микролиты в каждом типе пород более натровые, чем вкрапленники и субфенокристаллы (рис. 5). Они содержат заметно больше Fe и K (а в основных и средних породах и Mg), чем вкрапленники (табл. 2). Это может быть связано не столько с характером эволюции расплавов, ведущим к обогащению остаточных жидкостей Fe и K, сколько со значительно более высокой скоростью кристаллизации микролитов и соответственно с большей дефектностью их структур.

Оливины нередко имеют структуры распада с относительно магниезиальной матрицей ($\Phi_{0,73-0,80}$) и железистыми ламеллями ($\Phi_{0,4-0,52}$) пластинчатой формы. Некоторые кристаллы оливина с такими структурами окружены пористыми каймами, близкими по составу к оливину ламеллей. Аналогичные каймы развиваются иногда по границе оливина с реакционно замещающим его пижонитом. Оливины ламеллей отличаются нестехиометричностью состава (избытком Si при дефиците других катионов) и повышенными концентрациями Al и Ca. Еще более ярко проявленная нестехиометричность и высокие содержания Al, Ca и Ti наблюдаются в оливинах из кайм вокруг вкрапленников (ан. 4 в табл. 3). Нераспавшиеся зерна оливина имеют промежуточный состав — $\Phi_{0,64-0,68}$. Оливины со сходными особенностями описаны на Камчатке в некоторых четвертичных базальтах (Э. Ю. Балуев, устное сообщение) [13] и во всех случаях имеют состав хризолита или магниезиального гиалосидерита. Очевидно, что распад оливина есть следствие неравновесности его по отношению к расплаву и, возможно, представляет собой предвари-

Составы плагиоклазов пород вулкана Крашенинникова, мас. %

Компоненты	Умеренноглиноземистый базальт		Андезитобазальт			Андезит		Андезитодацит		Дацит		
	В (3)	СФ, М (3)	Вя (3)	Вк, СФ (3)	М (8)	В (7)	М (2)	В (9)	М (2)	В (6)	М (3)	
SiO ₂	47,04	53,43	45,87	51,12	53,93	55,48	56,07	54,03	56,17	54,97	58,11	
TiO ₂	0,01	0,09	0,01	0,03	0,17	0,03	0,05	0,03	0,05	0,01	0,08	
Al ₂ O ₃	33,26	28,68	33,07	29,56	26,58	28,87	26,85	28,78	27,64	27,85	24,25	
FeO	0,78	1,38	0,84	1,01	1,80	0,79	1,13	0,90	1,21	0,58	1,20	
MnO	0,02	0,02	0,02	0,02	0,05	0,02	0,07	0,02	0,01	0,01	0,03	
MgO	0,09	0,18	0,04	0,12	0,29	0,05	0,09	0,08	0,07	0,08	0,09	
CaO	16,41	12,18	17,11	13,55	11,64	11,21	9,55	11,94	10,64	10,76	8,33	
Na ₂ O	1,92	4,27	1,68	4,26	4,81	4,81	6,06	4,54	5,12	5,45	6,42	
K ₂ O	0,06	0,28	0,04	0,12	0,38	0,24	0,34	0,21	0,30	0,20	0,50	
Сумма	99,57	100,51	98,68	99,79	99,65	101,50	100,23	100,54	101,21	99,91	99,01	
Мол. %	Аб	17,4	38,3	15,1	36,0	41,9	43,1	52,4	40,3	45,8	47,3	56,6
	Ор	0,3	1,3	0,2	0,7	2,2	1,4	1,9	1,2	1,7	1,1	3,0
	Ан	82,3	60,3	84,7	63,3	55,9	55,5	45,7	58,5	52,5	51,6	40,4

Примечание. Анализы (табл. 2–4) выполнены на рентгеновском микроанализаторе «Камебакс» в Ин-те вулканологии ДВО АН СССР, аналитики Т. М. Философова и В. М. Чубаров; В — вкрапленники, СФ — субфенокристаллы, К — каймы вокруг вкрапленников и субфенокристаллов, М — микролиты, я — ядра, к — краевые зоны; в скобках указано количество определений для подсчета среднего.

тельную ступень перед замещением его ортопироксеном, о чем в нашем случае свидетельствуют оторочки железистого оливина на границе с каймами пижонита. По мнению И. М. Гайдамако (устное сообщение), причина распада — высокотемпературное окисление оливина вследствие повышения fo₂ в расплаве.

Составы пироксенов в лавах вулкана весьма изменчивы, а направление эволюции их в породах основного и среднекислого состава различается, хотя в целом тренд эволюции может быть назван толеитовым (табл. 4, рис. 6). В базальтах и андезитобазальтах в ядрах вкрапленников и субфенокристаллов установлены умереннокальциевые и субкальциевые авгиты, пижониты и редкие бронзиты. Во внешних зонах фенокристаллов при слабо изменяющемся содержании Fe заметно увеличивается концентрация Са, и составы пироксенов смещаются в область авгитов. Те же разновидности пироксенов отмечены среди микролитов, однако микролиты пижонитов и субкальциевых авгитов в целом более железистые, чем фенокристаллы. С увеличением кремнекислотности пород вкрапленники и микролиты пироксенов последовательно становятся более железистыми, однако ядра вкрапленников клинопироксенов не выходят за пределы авгитов, а ортопироксенов — за пределы гиперстенов. Пироксены внешних зон вкрапленников и особенно реакционных кайм и микролитов намного более железистые, чем ядра, причем содержание Са в них в случае клинопироксеновых ядер сильно уменьшается, а в случае ортопироксеновых — увеличивается. Эти фазы в андезитах отвечают в основном магнезиально-железистым пижонитам и малокальциевым авгитам, ферроавгитам и ферропижонитам, а в дацитах — ферропижонитам.

Рудная фаза представлена титаномагнетитом, причем вкрапленники его присутствуют только в дацитах, андезитах и кислых андезитобазальтах. С ростом кислотности пород микролиты титаномагнетита становятся все более железистыми, в них возрастает содержание Ti, а концентрация Al₂O₃ и степень окисленности железа уменьшается. Так же изменяется состав этих минералов от вкрапленников к микролитам в андезитодацитах и дацитах.

Остаточные интерстиционные стекла в андезитобазальтах отвечают К-Na андезитам и дацитам, в андезитодацитах — К-Na, а в дацитах — Na-K риолитам. Как правило, составы стекол отличаются от составов

Составы оливинов и титаномагнетитов пород вулкана Крашенинникова, мас. %

Компоненты	Оливины							Титаномагнетиты					
	умеренноглиноземистый базальт				андезитобазальт			умеренно-глиноземистый базальт	андезит	андезитодацит		дацит	
	1 (2)	2 (5)	3 (4)	4 (1)	5 (2)	6 (2)	7 (1)	М (2)	М (2)	В (3)	М (5)	В (5)	М (5)
SiO ₂	36,87	38,21	37,35	38,46	36,50	38,14	37,15	0,17	0,16	0,32	0,46	0,10	0,23
TiO ₂	0,02	0,01	0,04	0,97	0,02	0,02	0,02	9,13	17,84	13,44	18,52	17,42	18,30
Al ₂ O ₃	0,00	0,00	0,11	1,28	0,02	0,00	0,15	2,31	1,93	4,64	0,79	1,97	1,26
Cr ₂ O ₃	0,01	0,01	0,02	0,00	0,03	0,02	0,03	0,12	0,03	0,06	0,04	0,02	0,03
Fe ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	—	49,20	32,27	37,17	29,40	32,33	29,79
FeO	30,99	22,82	40,68	36,67	28,33	20,18	39,19	35,91	45,46	41,99	46,17	44,49	45,35
MnO	0,52	0,47	0,44	0,39	0,45	0,46	0,33	0,53	0,61	0,46	0,47	0,59	0,65
MgO	32,29	38,80	21,05	20,65	34,75	42,57	22,52	2,13	1,06	0,97	0,26	1,22	0,68
CaO	0,21	0,16	0,55	1,33	0,23	0,16	0,53	0,16	0,25	0,26	0,18	0,02	0,26
Na ₂ O	0,11	0,05	0,02	0,10	0,08	0,02	0,11	0,05	0,03	0,08	0,22	0,04	0,00
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Сумма	101,04	100,53	100,26	99,83	100,41	101,57	100,03	99,71	99,64	99,40	96,51	98,19	96,56
f. ат. %	35,4	25,2	52,3	50,4	31,7	21,4	49,6	90,6	96,0	96,1	99,0	95,4	97,4
$\frac{Fe^3}{Fe^3+Fe^2}$, ат. %	—	—	—	—	—	—	—	55,2	39,0	44,3	36,4	39,5	37,1

Примечание. 1,5 — нераспавшиеся кристаллы; 2,6 — матрица, вмещающая ламеллы; 3,7 — ламеллы распада; 4 — кайма вокруг зерен оливина. Цифры в скобках — количество анализов для подсчета среднего. «—» — не опр.

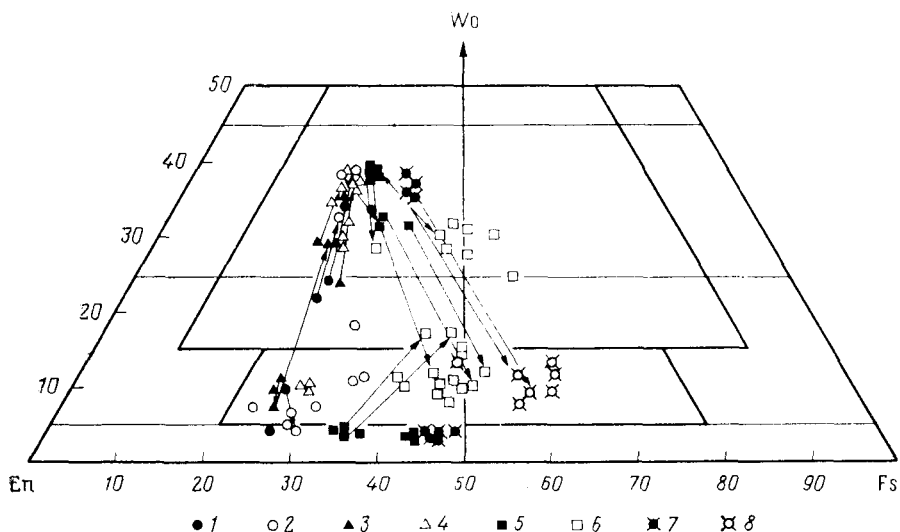


Рис. 6. Состав пироксенов пород вулкана Крашенинникова
 Пироксены: 1, 2 — умеренноглиноземистых базальтов, 3, 4 — андезитобазальтов, 5 — андезитов, 7, 8 — дацитов. 1, 3, 5, 7 — ядра вкрапленников; 2, 4, 6, 8 — края вкрапленников и микролиты. Стрелками показано изменение состава в отдельных кристаллах от ядра к краю

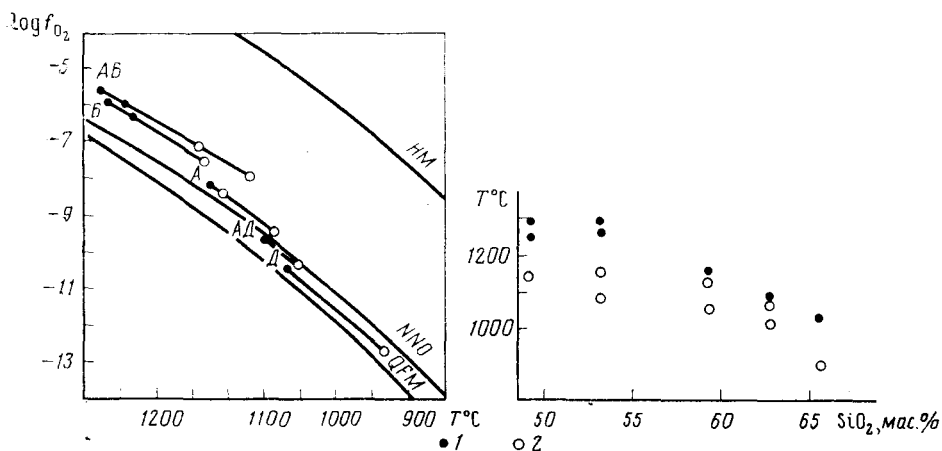


Рис. 7. Фугитивность кислорода и температуры кристаллизации вкрапленников и микролитов в породах вулкана Крашенинникова
 1 — вкрапленники; 2 — микролиты. Буквенные обозначения см. рис. 5.

реальных пород избытком CaO и дефицитом FeO, а для кислых стекол и Na₂O. Эти отличия связаны, по-видимому, с неравновесными условиями кристаллизации микролитов (например, пониженное содержание FeO — с выделением тонкодисперсной рудной фазы). Судя по дефициту суммы окислов, содержание H₂O в андезитовых и дацитовых остаточных стеклах не превышает 2, а в риолитовых — 3—4%.

Условия кристаллизации магматических расплавов и модель фракционирования. Данные по составу вулкаников позволяют оценить некоторые параметры кристаллизации расплавов (табл. 5) и обсудить механизм, с помощью которого породы разного состава могут быть связаны между собой. Температуры кристаллизации оценивались по плагиоклазовому [17] и дупироксеновому [21] геотермометрам. При расчетах по плагиоклазовому геотермометру субликвидусные температуры определялись по среднему составу ядер вкрапленников и валовому составу пород (что оправдывается низким содержанием вкрапленников в лавах), а субсолидусные — по среднему составу микролитов и интерстиционных стекол. Учтены, что во всех средних и кислых лавах наблюда-

Средние химические составы пироксенов пород вулкана Крашенинникова, мас%

Компо- ненты	Умеренноглиноземистый базальт				Андезитобазальт				Андезит				
	СФя (4)	СФк (3)	СФ, М, К (7)	К, М (4)	СФ, М (11)	СФ (6)	М, СФ (6)	М (1)	Вя (4)	Вк, М (8)	Вя (3)		
SiO ₂	51,14	51,47	53,68	52,54	50,08	50,16	52,64	49,94	51,53	51,88	52,86		
TiO ₂	0,68	0,72	0,35	0,51	0,71	0,63	0,41	0,65	0,66	0,47	0,30		
Al ₂ O ₃	3,26	3,55	1,89	2,08	3,16	2,92	2,38	3,47	2,38	1,05	0,75		
Cr ₂ O ₃	0,04	0,02	0,01	0,01	0,04	0,05	0,02	0,01	0,03	0,01	0,00		
FeO	13,36	11,21	16,87	19,54	11,36	12,76	16,01	14,56	14,70	26,42	25,84		
MnO	0,39	0,32	0,45	0,53	0,30	0,33	0,41	0,34	0,49	0,86	0,84		
MgO	17,16	15,46	23,85	18,66	15,59	17,13	22,79	18,22	14,31	15,27	18,86		
CaO	13,44	17,43	3,09	6,28	17,30	14,65	4,59	11,28	16,22	5,21	1,93		
Na ₂ O	0,20	0,23	0,07	0,17	0,19	0,22	0,12	0,00	0,20	0,07	0,00		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,01	0,01	0,08	0,00	0,00	0,00	0,00		
Сумма	99,67	100,51	100,27	100,34	98,76	98,86	99,46	98,47	100,52	101,24	101,38		
f, ат. %	31,2	29,5	29,0	37,6	29,6	30,0	28,8	31,5	37,3	50,1	44,3		
мол. %	{	Во	28,0	36,4	6,2	13,1	36,0	30,1	9,3	23,4	33,8	10,9	3,9
		Эн	49,6	44,8	66,6	54,2	45,1	48,9	64,6	52,5	41,5	44,5	53,5
		Фс	22,4	18,8	27,2	32,7	18,9	21,0	26,1	24,1	24,7	44,6	42,5

Компо- ненты	Андезитодацит					Дацит					
	Вя (5)	Вк (2)	Вя (4)	Вк (2)	М (5)	М (4)	Вя (4)	Вя (8)	К, М (7)		
SiO ₂	51,48	51,85	52,78	51,78	50,68	52,45	51,78	51,58	50,81		
TiO ₂	0,49	0,49	0,29	0,47	0,66	0,41	0,40	0,32	0,34		
Al ₂ O ₃	1,90	1,47	0,99	1,20	1,33	1,02	1,22	0,58	1,25		
Cr ₂ O ₃	0,01	0,03	0,02	0,01	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02		
FeO	12,39	17,65	21,37	23,10	20,75	24,52	15,04	26,03	28,29		
MnO	0,44	0,57	0,62	0,73	0,66	0,74	0,57	0,83	1,03		
MgO	14,02	14,29	21,77	14,97	11,45	15,59	12,55	17,38	12,00		
CaO	18,36	13,94	1,99	8,14	13,93	5,24	17,08	1,86	4,64		
Na ₂ O	0,17	0,18	0,04	0,09	0,21	0,09	0,21	0,06	0,18		
K ₂ O	0,00	0,00	0,00	0,00	0,05	0,05	0,01	0,00	0,04		
Сумма	99,25	100,48	99,86	100,47	99,72	100,13	98,86	98,64	98,61		
f, ат. %	33,9	41,9	36,2	47,2	51,2	47,7	41,1	46,4	57,9		
мол. %	{	Во	38,4	29,0	4,0	17,1	29,9	11,2	36,5	4,0	10,6
		Эн	40,7	41,3	61,3	43,8	34,2	48,5	37,4	51,4	37,6
		Фс	20,9	29,7	34,7	39,1	35,9	42,3	26,1	44,6	51,8

ются гломеропорфировые сростки вкрапленников плагиоклаза и пироксенов (что предполагает их близодновременную кристаллизацию), можно оценить совместные температуры кристаллизации этих минералов и соответственно по плагиоклазовому геотермометру, величину P_{H_2O} . Сложнее оценить P_{H_2O} для базальтовых — андезитобазальтовых расплавов, так как в них плагиоклаз кристаллизуется раньше пироксенов. В этом случае использовалось сравнение температур кристаллизации по плагиоклазовому геотермометру [17] и методу расчета по валовому составу породы [14]. Рассчитанные значения температур кристаллизации вкрапленников рассматриваются как оценки температур расплавов перед извержением, а микролитов — как оценки температур, характеризующих этап появления расплавов на поверхности. Летучесть кислорода в расплавах оценивалась на основе химических составов пород по [16, 20]. Наконец, была рассчитана вязкость расплавов (по [7]) по химическому составу пород и полученным оценкам температур расплавов.

Оценки параметров кристаллизации расплавов

Номер образцов	Порода	Фаза	T° кристаллизации плагиоклаза по [17]				T° кристаллизации пироксенов по [21]	Принятые оценки T° кристаллизации	P _{H₂O} , кбар	-lg f _{O₂}		lgη
			P _{H₂O} , кбар							по [20]	по [16]	
			0,001	0,5	1,0	5,0						
624/1	Умеренноглиноземистый базальт	Вкрапленники *	1318	1265	1230	975	1233	1265	0,5	5,7	5,9	2,3
		Микролиты	—	—	—	—	1130	1230 1130	1,0 0,001	6,0 7,3	6,3 7,5	2,4 2,9
721	Андезитобазальт	Вкрапленники	1342	1285	1249	979	1270 1244	1277 1246	0,6 1,0	5,4 5,9	5,4 5,9	2,6 2,8
		Субфенокристаллы, микролиты	1140	1091	1050	727	1192	1140	0,001	7,1	7,1	3,3
		Микролиты	1065	1021	979	627	—	1065	0,001	8,1	8,0	3,7
Ю-1	Андезит	Вкрапленники	1122	1075	1036	724	1124	1123	0,001	8,7	8,2	3,6
		Микролиты	—	—	—	—	1109	1109	0,001	8,9	8,5	3,7
		»	—	—	—	—	1034	1034	0,001	10	9,5	4,1
763	Андезитодацит	Вкрапленники	1108	1060	1018	670	1053	1056	0,5	10,2	9,6	4,2
		Микролиты	1057	999	940	—	1048	1052	—	—	—	—
		»	1000	944	878	—	—	1000	0,001	11,1	10,4	4,5
623	Дацит	Вкрапленники	1068	1019	972	—	1018	1019	0,5	11,2	10,4	4,5
		Микролиты	880	828	722	—	1055	880	0,001	13,6	12,7	5,4

* Для вкрапленников плагиоклаза ликвидусная температура кристаллизации по методу [14] составляет 1225°, «—» — не опр.

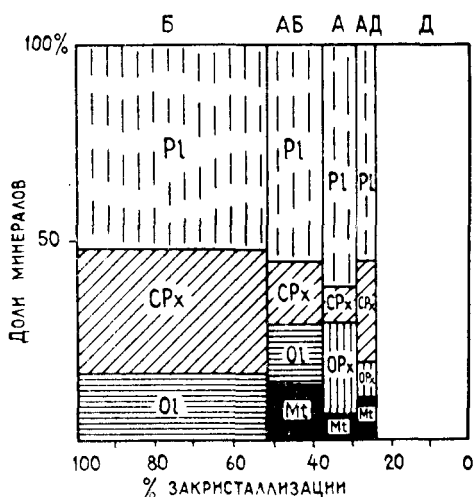
Температуры кристаллизации вкрапленников и микролитов близки в базальтах и андезитобазальтах и далее последовательно снижаются с ростом содержания SiO_2 в породах (табл. 5, рис. 7). Температуры кристаллизации микролитов на $50\text{--}200^\circ$ ниже, чем вкрапленников, причем максимальные различия наблюдаются для андезитобазальтов. Разница в температурах расплавов перед извержением между крайними по кремнекислотности типами их достигает $210\text{--}250^\circ\text{C}$. Согласно полученным данным (табл. 5), значения $P_{\text{H}_2\text{O}}$ в расплавах базальтового и андезитобазальтового состава до извержения были выше ($0,5\text{--}1$ кбар), чем в расплавах андезитового и дацитового состава ($0\text{--}0,5$ кбар). Таким образом, кристаллизация вкрапленников в магматическом очаге практически не привела к накоплению воды в остаточных расплавах. Действительно, согласно уравнению из работы [4], насыщающая концентрация H_2O в базальтовом расплаве при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5\text{--}1$ кбар составляет $2,3\text{--}3,1$ мас.%, а в андезитовом расплаве при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5$ кбар — $3,0$ мас.% (при 1100°). По-видимому, это обусловлено малой глубиной области дифференциации магматических расплавов и наличием связи этой зоны с поверхностью, что способствовало активной дегазации расплавов. Расчеты летучести кислорода показали, что самые высокие значения f_{O_2} , характерны для андезитобазальтов, а в более кислых породах наблюдается последовательное понижение этой величины (рис. 7).

Значительные трудности возникают при попытке оценить уровень глубины кристаллизации магматических расплавов. Очевидно только, что общее давление в области кристаллизации не может быть менее принятого значения $P_{\text{H}_2\text{O}}$, т. е. $0,5\text{--}1$ кбар для расплавов основного состава и $0,5$ кбар для расплавов среднего и кислого состава. Согласно экспериментальным данным для двупироксеновых андезитов вулкана Безымянного [5], совместная кристаллизация ассоциации плагиоклаз+клинопироксен+ортопироксен в андезитовых расплавах, содержащих 3 мас.% H_2O , возможна в интервале давлений от $1,5$ до $8\text{--}10$ кбар. С учетом полученных ранее данных об уровне кристаллизации вкрапленников в вулканических породах [2] более вероятным представляется минимальный предел по давлению.

Полученные оценки температур и содержания H_2O в андезитовых лавах вулкана Крашенинникова близки к значениям этих параметров для двупироксеновых андезитов вулкана Безымянного по экспериментальным данным (температуры расплавов перед извержением от $1000\text{--}1050^\circ$ до $1100\text{--}1150^\circ$, содержание H_2O — $1\text{--}3$ мас.%), однако оценки летучести кислорода заметно различаются. Если для андезитов вулкана Крашенинникова значения f_{O_2} близки или прямо соответствуют буферу NNO , то для андезитов вулкана Безымянного они \sim на $1 \lg f_{\text{O}_2}$ выше $/\text{o}$, $/\text{o}$. Такое различие хорошо согласуется с отличиями в степени окисленности железа в породах (меньшей для андезитов вулкана Крашенинникова), а также с различиями в составе пироксенов из основных масс пород — магнезиально-железистые пижониты и малокальциевые авгиты в случае вулкана Крашенинникова и гиперстены и авгиты в случае вулкана Безымянного.

Анализ экспериментальных и петрографических данных позволил А. А. Кадику с соавторами [5] обосновать возможность образования андезитовых расплавов из базальтовых магм за счет фракционирования минеральной ассоциации плагиоклаз \pm оливин+клинопироксен+ортопироксен+магнетит при летучести кислорода в исходных магмах \sim на $1 \lg f_{\text{O}_2}$ выше буфера NNO и содержания H_2O $1,5$ мас.%. Полученные оценки параметров кристаллизации базальтовых — андезитобазальтовых расплавов вулкана Крашенинникова аналогичны требуемым для исходных магм по летучести кислорода (рис. 7) и несколько более высокие по содержанию воды. Гипотеза о связи всех пород вулкана Крашенинникова с помощью механизма кристаллизационной дифференциации была проверена расчетным путем на основе данных о составе минералов-вкрапленников (табл. 2—4) и химических составах этих образцов пород (табл. 1). Расчеты проводились в ГЕОХИ АН СССР по программе «Ми-

Рис. 8. Количественно-минеральный состав кумулуса и доля остаточного расплава при последовательных ступенях дифференциации



нерал». Результаты расчетов (рис. 8) показывают, что все типы пород, известные на вулкане Крашенинникова и в зонах шлаковых конусов, могут быть связаны друг с другом с помощью такого механизма.

Неясным остается лишь вопрос о том, какой базальт — умеренно- или высокоглиноземистый — соответствует исходному расплаву для всей серии пород. Преобладание среди пород вулкана и зон шлаковых конусов высокоглиноземистых базальтов — основных андезитобазальтов, а также проявление их в начале каждого этапа активизации вулкана позволяют предполагать, что именно они отвечают поступившим из глубины расплавам, за счет кристаллизационной дифференциации которых в приповерхностных условиях возникли все остальные типы пород. В этом случае умеренноглиноземистые базальты могут рассматриваться как кумулятивные разности. Действительно, объем умеренноглиноземистых базальтов ничтожен по сравнению с другими типами пород. Состав минералов-вкрапленников в них практически такой же, как в основных андезитобазальтах. При этом оливин базальтов значительно более железистый (Fo_{64-65} в зернах без следов распада и Fo_{72-8} в матрице распавшихся зерен), чем должен быть равновесный оливин в породах с такой магнезиальностью и степенью окисленности железа — Fo_{85} (рассчитано по [19]). Однако, согласно модельным расчетам, умеренноглиноземистые базальты в случае кумулятивного генезиса должны содержать вдвое больше вкрапленников (48%), чем они реально несут (20—25%). Следовательно, вопрос о происхождении умеренноглиноземистых базальтов пока не может быть решен однозначно. Нельзя исключить вариант, что за счет кристаллизационной дифференциации расплавов такого состава в глубинном источнике магматического вещества образуются высокоглиноземистые базальты, которые в дальнейшем при дифференциации на менее глубинных уровнях в системе канал — очаг продуцируют все остальные типы пород вулкана.

Доля остаточных дацитовых расплавов при кристаллизационной дифференциации высокоглиноземистого базальта — основного андезитобазальта может достигать 46%. Доля кумулюсной фазы постепенно снижается с каждым шагом фракционирования и составляет всего лишь ~ 15% при переходе от андезитодацита к дациту. Для всех этапов дифференциации преобладающим минералом кумулюсной фазы является плагиоклаз (56—62% кумулуса). В число темноцветных минералов кумулуса на ранних этапах дифференциации (базальт — андезитобазальт) входят оливин и клинопироксен, на следующем этапе (андезитобазальт — андезит) к ним присоединяется магнетит. На поздних этапах дифференциации вместо оливина появляется ортопироксен. Доля магнетита в кумулусе составляет 6—13% (2—4% от объема кристаллизующегося расплава).

Обсуждение результатов. Проведенные исследования позволили установить принадлежность пород вулкана Крашенинникова и зон шлаковых конусов к единой петрохимической серии и показали, что все разновидности пород могут быть связаны друг с другом с помощью процесса кристаллизационной дифференциации исходной базальтовой магмы. Это заключение, а также данные о тесной связи вулканической активности в пределах кальдеры и зон шлаковых конусов позволяют предполагать питание всех этих вулканических аппаратов из единой глубинной линзы магматического расплава. Значительно (на порядок) больший объем внутрикальдерной постройки по сравнению с объемом пород зон шлаковых конусов дает возможность полагать, что подача вещества из глубинного очага сосредоточена под кальдерой. Начало каждого этапа активности вулкана с базальт-андезитобазальтовых извержений, синхронных в целом извержениям в зонах шлаковых конусов, по-видимому, указывает на единые импульсы подачи «избыточного» вещества из глубинного очага. В голоцене, т. е. за все существование вулкана Крашенинникова, можно насчитать пять таких импульсов, происходивших через 2300—3000 лет (рис. 2). Реализация импульсов, т. е. характер вулканизма, была сходной при формировании Южного и Северного внешнего конусов, схема развития которых может быть представлена следующим образом.

Интенсивный основной вулканизм начальных стадий формирования каждого конуса связан с быстрым поступлением материала из глубинного источника на поверхность. Об этом свидетельствуют как низкое содержание и малые размеры вкрапленников, так и высокая (максимальная для всех изученных пород) разница температур кристаллизации вкрапленников и микролитов именно в основных андезитобазальтах. Учитывая, что данные для кальдер близких размеров говорят о первичной амплитуде обрушения обычно не более 500 м [18], можно предполагать, что формирование Южного конуса началось на отметках не менее —500—0 м. Более слабые извержения в конце первого этапа активности каждого конуса и следовавшие за ними периоды покоя указывают на уменьшение расхода магмы и, наконец, полное прекращение подачи ее из глубины. После перерыва 700—1000 лет новые импульсы глубинной активности привели к возобновлению извержений базальт-андезитобазальтового материала через те же каналы (этапы ЮК II и СВ II). Однако характер вулканизма (редкие существенно эксплозивные извержения вершинных кратеров и излияние лав преимущественно через бокки у подножия вулкана) свидетельствует о затрудненности подачи вещества через центральные кратеры, возможно, вследствие частичного затвердевания расплава в подводящем канале и сужении его в период покоя. По-видимому, по той же причине именно в это время внутри кальдеры происходило формирование промежуточных магматических очагов. Удобной тектонической границей для размещения таких очагов, видимо, явился раздел между кровлей опущенных блоков докальдерной постройки и материалом вулканических конусов, сформированных на первых этапах активности (т. е. глубины от —500 до 0 м).

Достаточно крупные объемы (2,4—2,6 км³) андезитовых — дацитовых пород, проявившиеся в пределах кальдеры после периода покоя 400—500 лет, завершившего базальт-андезитобазальтовые извержения начала этапов ЮК II и СВ II, явились, по-видимому, продуктами дифференциации расплавов состава высокоглиноземистого базальта в этих промежуточных очагах. Существовало в разное время по крайней мере два таких очага, соответствующих заключительным этапам формирования Южного и Северного конусов. Пока под кальдерой шла дифференциация расплава, подача вещества на поверхность продолжалась, о чем свидетельствуют происходившие именно в это время извержения в зонах шлаковых конусов. Логично предположить, что и дифференцирующийся расплав продолжал выжиматься к поверхности, внедряясь в постройку каждого конуса в виде криптокупола. На это указывают следующие факты: 1) после перерыва между извержениями среднего — кислого ма-

териала длительностью ~200 лет (этап СВ II) произошел выброс $0,3 \text{ км}^3$ тефры, представленной обломочками затвердевших ювенильных андезитов; вряд ли можно предположить образование «пробки» такого объема при застывании узкого эруптивного канала; 2) образование по завершении этапов ЮК II и СВ II крупных провальных кратеров, по-видимому, произошло как реакция на опустошение промежуточного очага; 3) близость температур кристаллизации вкрапленников и микролитов в андезитах указывает на условия кристаллизации вкрапленников, близкие к поверхностным. Для объяснения возрастания вязкости в течение серии извержений пород среднекислого состава можно предположить выжимание верхних порций андезитового расплава, недосыщенного летучими, при большом сопротивлении вышележащих пород, а затем, после излияния их и выработки канала, резкое отделение летучих из основного объема андезитовой магмы.

Серии извержений андезитового — дацитового материала завершились выбросами андезитобазальтовой тефры, что позволяет полагать, что большая часть объема среднекислых расплавов, образовавшихся при дифференциации андезитобазальтовой магмы, в ходе этих извержений была вынесена на поверхность. Это допущение, наряду с данными о положении центров извержений, поставивших в пределах кальдеры лавы разного состава, а также результатами модельных расчетов, дает возможность оценить размеры промежуточных очагов и возможную скорость отсадки кристаллической фазы.

Величина смещения центра извержения при формировании Северного конуса относительно жерла Южного конуса (~2 км), а также расстояние от кратеров этих конусов до побочных жерл, поставивших лавы базальт-андезитобазальтового состава (не более 2—3 км), позволяет предполагать, что максимальные горизонтальные диаметры промежуточных очагов вряд ли превышали 2—3 км. С учетом модельных расчетов, согласно которым из одного объема андезитобазальтовой магмы при фракционировании кристаллической фазы может быть получено ~0,7 объема остаточного андезитового расплава, минимальный объем очага, продуцировавшего $2,4\text{--}2,6 \text{ км}^3$ пород андезитодацитового состава, должен быть $3,3\text{--}3,6 \text{ км}^3$. Тогда мощность линзы андезитобазальтового расплава, участвовавшего в дифференциации, должна лежать в пределах от 1,15 до 0,45 км, а скорость отсадки кристаллической фазы при длительности периода покоя перед извержением средних — кислых пород з 400—500 лет должна составлять 1—3 м/год. Полученная величина в среднем на порядок меньше скорости отсадки в идеальных условиях (без учета конвекции и пр.), оцененной по формуле Стокса с использованием рассчитанных значений вязкости (табл. 5), т. е. не превышает предельно допустимых скоростей.

Возможно, однако, что дифференциация осуществляется не посредством оседания кристаллов, а за счет нарастания их на стенки, кровлю и дно магматической камеры, причем конвекционные течения в расплаве подводят к стенкам все новые порции вещества [11]. Учитывая предполагаемые размеры промежуточного очага (общая площадь порядка $9\text{--}25 \text{ км}^2$), а также объем кристаллической фазы ($0,9\text{--}1,2 \text{ км}^3$), которую надо удалить из андезитобазальтового расплава для получения $2,4\text{--}2,6 \text{ км}^3$ андезитов, и время дифференциации (400—500 лет), скорость нарастания кристаллической фазы на стенки камеры можно оценить величиной $1 \cdot 10^{-3}\text{--}1 \cdot 10^{-4}$ мм/мин. Полученные значения близки к скоростям роста породообразующих минералов в базальтовом каменном лнтье: $(1\text{--}2) \cdot 10^{-3}$ мм/мин по [12] или $2 \cdot 10^{-4}$ мм/мин для магнетита, $2 \cdot 10^{-3}$ мм/мин для пироксена, $6 \cdot 10^{-3}$ мм/мин для плагиоклаза по [3]. Вместе с тем отсутствие в продуктах вулкана сколь-нибудь значительного количества полнокристаллических включений, а также наличие признаков, указывающих на кумулятивную природу умеренноглиноземистых базальтов, скорее свидетельствуют о первом из возможных способов дифференциации — за счет отсадки кристаллической фазы.

Таким образом, сочетание геолого-тефрохронологических и петрологических методов исследований позволило обосновать возможность образования андезитовых — дацитовых пород вулкана Крашенинникова путем кристаллизационной дифференциации расплава состава высокоглиноземистого базальта — андезитобазальта, проходившей в течение 400—500 лет в близповерхностных камерах, длительность существования которых сопоставима со временем дифференциации.

Цикличность вулканических проявлений на вулкане Крашенинникова, отчетливо выраженная в эволюции вещественного состава пород, чередовании периодов активности и покоя и изменении морфологии постройки, по-видимому, отражает соотношение между глубинными процессами, поставляющими магму к поверхности, и проницаемостью среды. Главными факторами проницаемости среды были состояние (степень затвердевания) вулканического канала, гидростатическое давление магмы в нем, степень залечивания проницаемых зон в породах основания вулкана магмой, а также вес уже сформированного аппарата. Влияние этих факторов начинает проявляться, очевидно, на отметках чуть глубже подошвы вулкана и выше, т. е. в его постройке, и наряду с объемом подаваемого вещества объясняет смещение или наследование эруптивного канала скорее, нежели уровень гидростатического равновесия магмы в мантийных колоннах [10]. Объем же вещества, поступающего к поверхности, и приуроченность его подачи к кальдере определяются прежде всего более глубинными причинами. С учетом данных модельных расчетов можно заключить, что объемы расплавов состава глиноземистых базальтов — андезитобазальтов, подающиеся в каждый импульс, в целом уменьшаются (12; 5; 8,5 и 3,7 км³ для последовательных этапов формирования Южного и Северного внешнего конусов и 0,7 км³ для Северного среднего конуса).

Авторы благодарны А. М. Асавину, выполнившему расчеты по модели фракционирования, а также О. А. Брайцевой, И. В. Мелекесцеву, И. В. Флоренскому и А. И. Цюрупе, сделавшим ряд ценных замечаний.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Влодавец В. И., Пийп Б. И.* Каталог действующих вулканов Камчатки//Бюл. вулк. станций. 1957. № 25. С. 5—95.
2. *Вольнец О. Н., Колосков А. В.* Минералогические критерии фаций глубинности магматических образований//Взаимосвязь разноглубинного магматизма. М.: Наука. 1982. С. 5—43.
3. *Заварзкий А. Н., Соболев В. С.* Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 383 с.
4. *Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И.* Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
5. *Кадик А. А., Максимов А. П., Иванов Б. В.* Физико-химические условия кристаллизации и генезис андезитов. М.: Наука, 1986. 158 с.
6. Классификация и номенклатура магматических горных пород. М.: Недра, 1981. 160 с.
7. *Персиков Э. С.* Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
8. *Пономарева В. В.* Вулкан Крашенинникова: история формирования и динамика активности//Вулканология и сейсмология. 1987. № 5. С. 28—44.
9. *Пономарева В. В., Цюрупа А. А.* О протяженных потоках жидкой кислой лавы на вулкане Крашенинникова//Вулканология и сейсмология. 1985. № 3. С. 85—92.
10. *Селянгин О. Б., Брайцева О. А., Егорова И. А. и др.* Геологические и тефрохронологические исследования современного вулкана//Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука, 1979. С. 31—49.
11. *Уэйджер Л., Браун Г.* Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
12. *Хан Б. Х., Быков Н. И., Кораблев В. П., Ладохин С. В.* Затвердевание и кристаллизация каменного литья. Киев: Наук. думка, 1969. 159 с.
13. *Хренов А. П., Ананьев В. В., Балудев Э. Ю., Литасов Н. Е., Озеров А. Ю.* Петрология продуктов извержения Ключевского вулкана (прорыв Предсказанный, 1983). Вулканология и сейсмология. 1985. № 1. С. 47—70.
14. *French W. J., Cameron E. P.* Calculation of the temperature of crystallization of silicates from basaltic melts//Mineral Mag. 1981. V. 44. № 333. P. 19—26.
15. *Gill J.* Orogenic andesites and plate tectonics. Berlin etc. Springer. 1981. 390 p.
16. *Killinc C., Carmichael I. S. F., Rivers M., Sack R. O.* The ferric-ferrous ratio of natural silicate liquids equilibrated in air//Contrib. Mineral. Petrol. 1983. V. 83. № 1/2. P. 136—140.

17. *Kudo A. W., Weill D. F.* An igneous plagioclase thermometer//Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 25. № 1. P. 52—65.
18. *Oki Y., Aramaki S., Nakamura K., Nakamata K.* Volcanoes of Hakone, Izu and Oshima. Hakone town office. 1978. 88 p.
19. *Roeder P. L., Emslie R. F.* Olivine-Liquid equilibrium//Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. № 4. P. 275—289.
20. *Sack R. O., Carmichael I. S. F., Rivers M., Chiorso M. S.* Ferric-ferrous equilibria in natural silicate liquids at 1 bar//Contrib. Mineral. Petrol. 1980. V. 75. № 3. P. 369—376.
21. *Wood B. J., Banno S.* Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex system//Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 42. № 2. P. 109—124.

Институт вулканологии ДВО АН СССР.
Петропавловск-Камчатский

Поступила в редакцию
11.VI.1987