

УДК 552.31

© 1996 г. ЛАРИН Н.В., БИНДЕМАН И.Н., СИМАКИН А.Г.

**ПЕТРОЛОГИЯ ВУЛКАНА БОГДАН ХМЕЛЬНИЦКИЙ  
(о-в ИТУРУП, КУРИЛЬСКИЕ о-ва):  
МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ФРАКЦИОННОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ –  
СМЕШЕНИЯ  
В МАГМАТИЧЕСКОЙ КАМЕРЕ**

На основе комплексного геолого-петрологического изучения четвертичных эффузивов вулкана Богдан Хмельницкий, привлечения балансовых расчетов, детальной минералогии и распределения кристаллов по размерам (crystal size distribution) рассмотрены возможность и особенности присутствия процессов фракционной дифференциации и смешения расплавов в магматической камере, определяющих в свою очередь характер эволюции расплава.

PETROLOGY OF BOGDAN KHMELNITSKII VOLCANO ON ITURUP ISLAND, KURILS: A MODEL OF FRACTIONAL DIFFERENTIATION AND MIXING IN A MAGMA CHAMBER, by Larin N.V., Bindeman I.N. and Simakin A.G. A multidisciplinary geological and petrologic study of Quaternary effusives on Bogdan Khmel'nitskii Volcano, the use of balance calculations, detailed mineralogy and crystal-size distribution allow one to examine the possibility and specific features exhibited by the presence of fractional-differentiation and melt mixing in a magma chamber, which in their turn control the evolution of the melt.

(Received November 30, 1995)

*Institute of the Lithosphere, Russian Academy of Sciences, Moscow, 109180, Russia*

**Геологическое строение вулкана.** Вулканические постройки Чирип и Богдан Хмельницкий образуют единую вулканоструктуру, расположенную на п-ове Чирип о-ва Итуруп (рис. 1). Морфологическая характеристика дана Г.С. Горшковым [3]. Отдельные сведения по петрохимии приведены в работах [2, 6].

Вулканический центр Богдан Хмельницкий – Чирип – это голоценовый стратовулкан кустового типа с двумя вершинными кратерами, наложенный на доледниковую постройку с кальдероподобной депрессией. В северной части постройки расположен конус Чирип (1561 м), в 4 км к югу от конуса Чирип находится вершина Богдан Хмельницкий (1589 м). На южной и западной стороне полуострова картируются палеоген-неогеновые вулканогенно-осадочные породы фундамента. Западное побережье сложено четвертичными доледниковыми вулканитами, представленными преимущественно пирокластическими породами (туфы базальтового и андезитового состава) с подчиненным количеством лав базальтов и андезитов. К доледниковому периоду развития вулкана (свыше 10 тыс. лет назад [4]) относится и формирование кальдероподобной депрессии Чирип. Современная, существенно лавовая постройка вулкана, несогласно налегая на доледниковые породы, занимает ~55 км<sup>2</sup> и частично заполняет древнюю кальдеру. Вулканоструктура разбита сериями тектонических нарушений.

Результаты проведенных авторами исследований, основанные на дешифрировании аэрофотоснимков и полевых наблюдениях, позволяют утверждать, что на месте современной депрессии между двумя вулканами располагалась более древняя вулканическая постройка. Доказательством этого является ориентировка древних лавовых

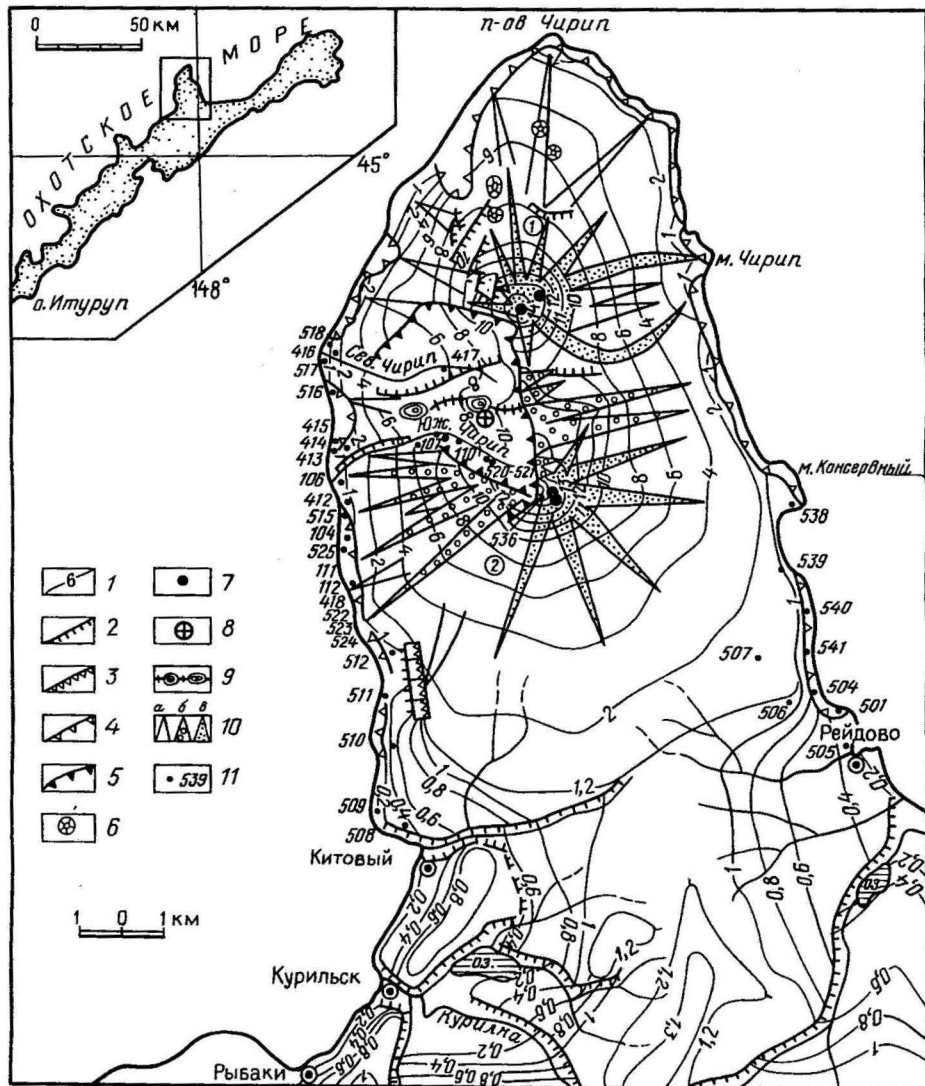


Рис. 1. Геоморфологическая схема района вулканов Чирип (1) и Богдан Хмельницкий (2): 1 – изолинии полигенетической вершинной поверхности (цифры – сотни метров); 2 – подножья новейших тектонических уступов; 3 – бровка новейшего тектонического уступа; 4 – бровки абразивно-тектонических уступов; 5 – бровка кальдероподобной депрессии; 6 – древние побочные кратеры; 7 – основные и субтерминальные кратеры; 8 – фумаролы; 9 – гребень перемычки и полуразрушенные экструзивные куполы в кальдероподобной депрессии; 10 – склоны вулканических построек, сложенные относительно древними, более молодыми и наиболее молодыми породами (а-в соответственно); 11 – точки опробования и номера проб.

потоков, расположенных между двумя современными вершинами Чирип и Богдан Хмельницкий, и их срезанность бортом депрессии. В то же время природа самой депрессии не вполне ясна: ее формирование могло произойти в результате как эксплозивного кальдерообразования, так и крупномасштабного оползня.

На рис. 1 представлена геоморфологическая схема возрастного расчленения пород вулкана, составленная по данным дешифрирования аэрофотоснимка. В развитии постройки может быть выделено три стадии. В ходе первой был сформирован большой вулканический массив, занимавший почти всю северную часть п-ова Чирип. Во вторую

Таблица 1

## Содержание главных компонентов в породах вулкана Богдан Хмельницкий (вес.%)

Номер пробы	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Потери при прокаливании
106	58,41	0,90	16,4	6,95	0,16	4,30	6,50	3,58	2,32	0,25	0,15
106-2	56,3	0,93	16,5	7,41	0,17	4,55	7,66	3,55	1,99	0,22	0,40
107-1	54,2	0,87	17,2	8,47	0,28	4,56	9,10	3,06	1,56	0,22	–
110-2	56,2	0,89	16,9	7,41	0,18	4,76	8,29	3,19	1,87	0,23	–
110-6	57,4	0,97	16,5	7,37	0,16	4,84	6,91	3,30	2,22	0,26	–
110-10	50,6	1,04	18,0	9,11	0,19	5,91	10,8	2,70	0,87	0,18	0,40
111	51,1	0,95	18,5	8,38	0,17	5,66	10,6	2,85	1,08	0,19	0,35
111г	48,5	0,94	21,3	8,71	0,16	5,06	11,6	2,85	0,38	0,09	–
112	48,7	0,99	17,4	9,07	0,18	7,42	11,8	2,81	0,81	0,18	0,50
112-1	57,8	0,91	16,6	7,40	0,18	3,44	6,84	3,81	1,79	0,24	0,10
413	51,2	0,98	16,6	8,31	0,19	5,86	11,7	2,66	1,07	0,23	0,55
414	60,3	0,78	16,6	5,91	0,16	3,14	5,82	3,68	2,67	0,24	0,20
417-2	56,6	0,75	16,6	7,37	0,18	4,61	7,41	3,21	1,88	0,24	0,30
511	52,97	0,82	16,49	8,11	0,17	8,84	8,84	2,40	1,33	0,20	0,05
536-1	57,52	0,86	17,49	7,34	0,16	3,99	7,41	3,09	1,74	0,21	0,00
509	50,64	0,94	19,56	8,64	0,16	5,36	10,80	2,55	1,13	0,19	0,01
521-2	49,82	1,02	18,07	9,40	0,17	6,54	11,43	2,16	0,93	0,17	0,00
512	58,44	3,38	10,58	9,87	0,19	3,83	9,69	3,05	0,18	0,20	0,40
508	49,67	0,95	20,07	8,49	0,16	5,51	11,12	2,52	0,98	0,19	0,00
521-7	54,11	1,01	18,23	8,09	0,17	4,53	8,62	2,98	1,77	0,24	0,00
504	50,10	1,00	16,71	8,92	0,17	8,64	9,41	2,92	1,37	0,22	0,10
539	57,44	0,85	17,56	6,89	0,16	3,28	6,48	3,43	1,53	0,27	1,80
540	51,27	1,10	19,55	8,82	0,18	4,57	9,94	2,88	1,09	0,25	0,00
541а	51,89	1,11	18,39	9,20	0,18	5,00	9,56	2,93	1,49	0,29	0,00
541б	50,77	0,97	17,23	8,56	0,17	7,48	10,08	3,12	1,03	0,21	0,00

*Примечание.* 106 – Плаггиофировый андезитобазальт; 106-2 – крупнопорфировый пироксен-плаггио-клазовый андезитобазальт; 107-1 – редкопорфировый плаггиофировый базальт; 110-2 – серый плаггиофировый андезитобазальт; 110-6 – оливин-плаггиоклазовый мегаплаггиофировый андезитобазальт; 110-10 – полнокристаллическое включение плаггиоклаз-дуэпироксен-магнетитового состава (микрогаббро); 111 – плаггиофировый оливиновый базальт; 111г – крупное включение – алливалит с оливином красноватого оттенка; 112 – плотный, с редкими пузырями афировый базальт; 112-1 – красноватый плаггиофировый андезитобазальт с редкими включениями габброидов; 413 – афировый базальт; 414 – плаггиофировый андезит серого цвета; 417-2 – плаггиофировый андезитобазальт; 504 – мелкопорфировый базальт; 508 – оливинофировый базальт; 509 – агломератовый поток; 511 – афировый базальт; 512 – плаггиоклаз-клинопироксеновый андезит; 521-2 – черная обильноплаггиофировая оливиновая базальтовая бомба; 521-7 – черный амфиболсодержащий андезитобазальт; 536-1 – плаггиофировая бомба андезитобазальтового состава; 539 – черная афировая субвертикальная дайка андезитобазальтового состава; 540 – оливиновый базальт; 541а – безоливиновый афировый базальт; 541б – оливиновый афировый базальт.

стадию, по-видимому, после перерыва в вулканической деятельности, вулканизм локализовался в месте современной кальдеры, после чего последовало кальдерообразование. В третью, современную стадию вулканизм проявляется в двух независимых центрах – Чирип и Богдан Хмельницкий. Труднодоступность и плохая обнаженность лавовых потоков делают весьма затруднительным построение полной стратиграфической последовательности извержений. Тем не менее в соответствии с выделенными стадиями развития постройки может быть составлена эволюционная последовательность магматизма от первого цикла ее формирования до настоящего времени. Точки опробования потоков, относимых к трем выделенным стадиям, указаны на рис. 1.

Разрез вулканических пород сложен главным образом лавовыми потоками; ближе к центрам извержений возрастает количество агломератовых потоков и вулканических бомб (размер от 10 см до 1 м). Лавовые потоки имеют удлиненную форму с отношением длины к ширине (20...10):1. Их мощность варьирует в широких пределах – от первых метров до 50 м. В потоках четко видны турбулентные линии течения и чередование полос различной степени окисленности и пористости. Важно отметить, что в вертикальных разрезах наблюдается чередование мощных потоков обильно-порфировых андезитов и андезитобазальтов с маломощными (1–2 м) потоками афировых базальтов. В целом подошвенные части маломощных потоков характеризуются плитчатой отдельностью. Потоки различной мощности закономерно распределены в пределах одного разреза. Многие лавовые и агломератовые потоки содержат гломеропорфировые включения алливалитового, габброидного и троктолитового составов, а потоки андезитов – мелкозернистые меланократовые включения базальтового состава.

О составе пород последнего извержения можно судить по вулканическим бомбам, собранным на вершине вулкана. Эти бомбы представлены амфиболсодержащими андезитами с 57,5%  $\text{SiO}_2$  (табл. 1, обр. 536-1). Порода содержит 25% вкрапленников плагиоклаза, амфибола, ортопироксена, клинопироксена, магнетита и 75% пористого стекла, представляющего собой переохлажденный остаточный расплав. Состав стекловатой основной массы, определенной с помощью площадного сканирования, соответствует дациту. Состав стекла отвечает составу расплава, присутствовавшего в вулканическом жерле перед извержением. В то же время в 1 км западнее вершины обнаружена свежая вулканическая бомба с поверхностью типа хлебной корки. Состав этой бомбы – базальтовый (табл. 1, обр. 521-2), а порода представлена оливковым базальтом.

Причина близкоодновременного извержения бомб существенно различного состава заслуживает детального исследования. Возможно, они связаны с различными выводными каналами.

**Методы исследований и аналитическая процедура.** Породы проанализированы на главные и малые элементы методом рентгенофлуоресцентного анализа и методом пламенной фотометрии на приборе PHILIPS PW-1600 в ГЕОХИ РАН. Прозрачно-полированные шлифы после оптического излучения исследовали на электронном микроскопе Camscap с энергодисперсионной приставкой Link AN-10100 в МГУ им. М.В. Ломоносова и в ИЭМ РАН. Проведено микронзондовое профилирование через вкрапленники и микролиты для определения их состава и характера зональности.

Оптическое изучение включало в себя исследование взаимоотношений минералов, характера зональности и морфологии кристаллов, количественный минеральный подсчет и изучение распределения кристаллов по размерам (для плагиоклазов). Для подсчета кристаллов различного размера использована следующая методика: 1) последовательное фотографирование всей площади шлифа с использованием микроскопа OPTON с препаративодителем и зеркальной фотокамеры Zenit TTL с пленкой 400 DIN, оптимальный размер диагонали кадра 6 мм; 2) проявленные фотопленки проецируются через диапроектор на экран в удобном масштабе, в данном случае масштаб составил 1 : 200, т.е. 1 мм в шлифе равен 200 мм на экране; 3) в каждом кадре последовательно замеряются размеры кристаллов плагиоклаза (далее кристаллов), количество кристаллов определенного размерного интервала (0,2–0,3, 0,3–0,4, 0,4–0,5 мм и т.д.) заносится в соответствующую колонку таблицы, описанные операции повторяются для каждого кадра; 4) просуммировав отдельно каждую колонку, получаем набор  $n$ , а сложив их, получим величину  $N$  – общее число подсчитанных кристаллов в шлифе. Для каждого размерного интервала проводят расчеты и строят соответствующие графики. Полученные результаты приведены далее.

**Петрохимические типы пород.** Породы вулкана образуют непрерывно дифференцированную серию от базальтов (48%  $\text{SiO}_2$ ) до кислых андезитов (60%  $\text{SiO}_2$ ). Преобладающими породами оказываются базальты (60% опробованных потоков), за ними

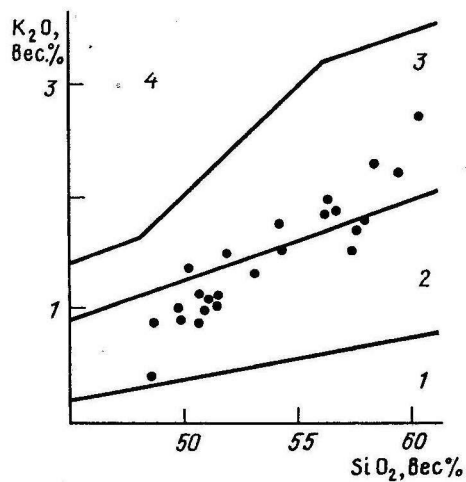


Рис. 2

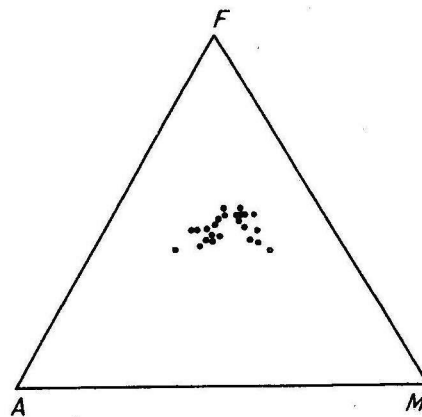


Рис. 3

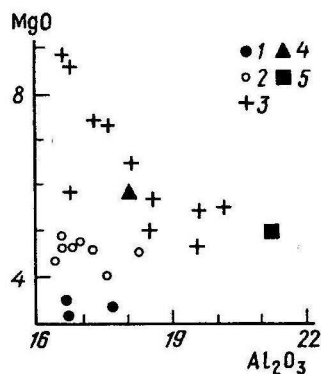


Рис. 2. Положение пород вулкана на диаграмме  $K_2O-SiO_2$ : 1 – поле островодужных толеитов; 2 – поле известково-щелочных пород; 3 – поле известково-щелочных пород повышенной щелочности; 4 – поле шошонитов

Рис. 3. Диаграмма  $AFM$  для пород вулкана

Рис. 4. Соотношение магнезиальности и глиноземистости в эффузивных породах вулкана и во включениях из этих пород: 1 – андезиты; 2 – андезитобазальт; 3 – базальт; 4, 5 – включения соответственно из андезитобазальтов и из базальтов

следуют андезитобазальты (20%) и андезиты (20%). Фактически все породы вулкана являются порфировыми и содержат > 10% вкрапленников плагиоклаза, оливина, пироксенов, магнетита и, реже, амфибола. Многие породы также содержат 1–5% включений троктолитового, габброидного и габбро-анортзитового состава, которые также образуют дифференцированную серию. По содержанию  $K_2O$  вулканиты относятся к породам повышенной щелочности (рис. 2), что типично для положения вулкана в тыловой части островной дуги. Породы вулкана характеризуются известково-щелочным трендом эволюции (рис. 3). Примечательно, что наибольшие различия составов свойственны базальтам вулкана, среди которых может быть выделено два главных типа: высокомагнезиальные и высокоглиноземистые (рис. 4), причем высокоглиноземистые породы характеризуются также и повышенными содержаниями  $CaO$  и почти всегда содержат крупные кристаллы анортитового плагиоклаза. Для высокомагнезиальных пород свойственны повышенные концентрации оливина. Оба типа базальтов, а также андезитобазальты и андезиты встречаются среди трех выделенных стадий развития постройки; более того, в одном разрезе можно встретить незаконномерное переслаивание обоих типов базальтов. Содержания глинозема и окиси магния не зависят от содержания некогерентных литофильных элементов  $K_2O$  и  $Rb_2O$  (табл. 1 и 2), возрастание концентрации которых указывало бы на степень продвинутой фракционной кристаллизации; для них характерен приблизительно одинаковый уровень содержания указанных элементов.

Содержание редких компонентов в породах вулкана Богдан Хмельницкий (г/т)

Номер пробы	Rb	Ba	Sr	Y	Zr	Nb
106	58	347	296	33	224	8
106-2	46	323	300	33	194	6
107-1	38	294	368	25	146	6
110-2	43	306	306	31	178	7
110-6	54	348	300	33	207	8
110-10	17	212	376	21	105	2
111	22	225	366	22	126	5
111r	6	141	476	15	71	1
112	15	203	362	21	98	2
112-1	34	385	398	26	160	6
413	17	436	421	22	104	5
414	68	428	350	31	231	7
417-2	39	329	365	28	162	7

Перечисленные особенности заставляют предполагать, что высокоглиноземистые и высокомагнезиальные базальты не являются независимыми магмами, как это наблюдалось при Толбачинском извержении [1], а представляют собой результат раздельной аккумуляции плагиоклаза и оливина.

Главная петрогеохимическая особенность магматической серии вулкана – прямолинейность трендов эволюции от базальтов до андезитов на двойных диаграммах (рис. 5). Прямая линия может быть как результатом процессов смешения этих двух магм, так и результатом фракционирования оливин-плагиоклаз-магнетит-клинопироксенового парагенезиса вкрапленников (типичного для базальтов) из исходной базальтовой магмы или быть результатом сочетания процессов смешения и дифференциации.

**Минералогические особенности пород.** В породах вулкана обнаружен следующий набор вкрапленников (по частоте встречаемости): плагиоклаз, моноклинный и ромбический пироксен, оливин, магнетит, амфибол. В основной массе – плагиоклаз, пироксены, оливин, магнетит, ильменит, апатит.

**Плагиоклаз** образует вкрапленники различного размера (от 0,5 до 3–4 мм) и микролиты основной массы. Особенность плагиоклазов практически всех пород вулкана – их широкие вариации составов от № 34 до № 97 при различном характере зональности. Примечательно, что анортитовые плагиоклазы встречаются также и в наиболее кремнекислотных членах вулканической серии – андезитах, а резорбированные вкрапленники более кислого плагиоклаза присутствуют в базальтах. По характеру зональности выделяются кристаллы с прямой и обратной рекуррентной зональностями, а также фактически незональные крупные кристаллы анортита № 90–97. Плагиоклазы с прямой зональностью присутствуют во всех породах вулкана. Они, как правило, идиоморфны и характеризуются широким интервалом зональности – от 20 до 40% анортитового минала в пределах одного зерна. Преобладающий состав ядер при этом варьирует от № 97 до № 70. Микросондовое профилирование выявило несколько разновидностей прямой зональности: монотонная прямая зональность, когда состав меняется плавно от центра к краю кристалла; скачкообразная прямая зональность с различным градиентом уменьшения содержания анортитовой молекулы на разном расстоянии от центра кристалла и осциллярная, в которой отмечаются микроскопические вариации составов в пределах какой-либо зоны.

Плагиоклазы с обратной и рекуррентной зональностью также отмечаются практически во всех породах вулкана, за исключением гломеропорфировых включений. Фактически все они резорбированы или имеют блоковое, сложноугасающее под микроскопом ядро, имеющее состав An 50, типичный для ядер большинства фенокрис-

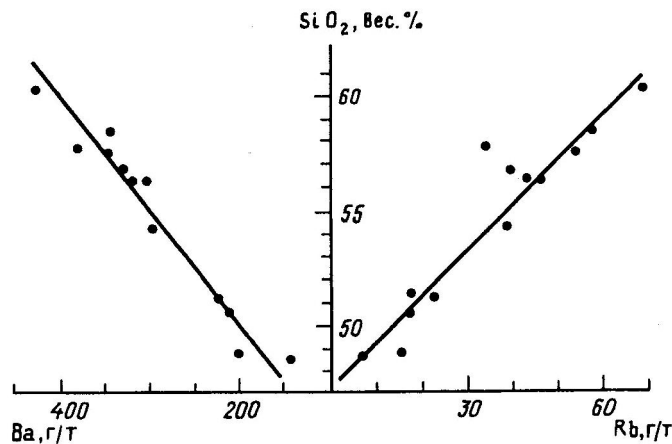


Рис. 5. Диаграмма корреляционных соотношений рубидия и бария с кремнеземом в эффузивных породах вулкана

таллов в андезитах вулкана. Ядро окружено зоной резорбции, представляющей собой смесь частично растворенного плагиоклаза и мельчайших расплавных включений. Состав плагиоклаза в этой зоне резко меняется от № 50 до № 65–75. Зона резорбции окружается каймой с прямой зональностью от № 65–75 до № 55–50.

Осциллярная зональность характеризуется неоднократным чередованием интервалов прямой и обратной зональностей, более сложная рекуррентная зональность представлена двумя подтипами: с интервалами прямой зональности на фоне общей обратной и наоборот. Общие вариации составов в пределах таких скачков не превышают 5–10 номеров. В кристаллах с осциллярной зональностью таких интервалов можно насчитать до 4–5, а в кристаллах с рекуррентной зональностью 1–2.

Незональные анортитовые кристаллы, как правило, имеют более крупные, чем остальные фенокристаллы, размеры (>1 мм) и иногда характеризуются оскольчатым обликом. Они особенно распространены в породах (независимо от их состава), в которых содержатся гломеропорфировые включения анортит-оливинового и анортит-клинопироксенового состава.

Плагиоклазы с прямой, обратной зональностью, а также незональные анортитовые кристаллы сонаходятся в большинстве пород вулкана вне зависимости от их кремнекислотности. При этом, однако, сильно варьирует процентное соотношение выделенных групп плагиоклазов. Наибольшим разнообразием и концентрацией резорбированного плагиоклаза с обратной зональностью отличаются андезитобазальты вулкана. Примечательно, что в этих породах сосуществуют две группы вкрапленников: с прямой (от An 94 до An 60) и с обратной (от An 50 до An 60) зональностями. Первая группа вкрапленников характерна для базальтов, вторая – для андезитов. Таким образом, сонахождение основных и кислых плагиоклазов с прямой и обратной зональностями соответственно является минералогическим свидетельством смешения андезитовой и базальтовой магм, что может объяснить генезис по крайней мере части андезитобазальтов и андезитов.

*Оливин* присутствует как в виде вкрапленников во всех типах пород, так и в виде микролитов в базальтах. Размеры вкрапленников колеблются от 0,1 до 2–3 мм. Иногда оливин встречается как реликт в ядре вкрапленников ортопироксена. Вкрапленники оливина имеют отчетливую зональность, приводящую к вариации состава до 40% фаялитового минала в одном зерне.

В базальтах найдены две генерации оливина. Первая слагает крупные вкрапленники состава Fo<sub>89</sub>–Fo<sub>81</sub>, вторая – мелкие и средние кристаллы состава Fo<sub>66</sub>–Fo<sub>75</sub>. Наряду с этим присутствуют оливиновые вкрапленники с обратной зональностью от

Fe<sub>69</sub> до Fe<sub>81</sub>. Отметим, что оливин в анортит-оливиновых включениях несколько более железистый, чем в базальтах. Микролиты во вкрапленниках базальтов имеют состав Fe<sub>53</sub>. В андезитобазальтах состав оливина меняется в пределах Fe<sub>82</sub>–Fe<sub>54</sub>, в андезитах – Fe<sub>88</sub>–Fe<sub>77</sub>, во включениях в лавах – Fe<sub>80</sub>–Fe<sub>60</sub>. Несмотря на относительно монотонный характер изменения составов оливина в пределах вулканической серии, во многих породах наблюдается бимодальность распределения составов его ядер с максимумами, соответствующими оливину в гломеропорфировых включениях Fe<sub>69</sub>–Fe<sub>75</sub> и в базальтах Fe<sub>89</sub>–Fe<sub>81</sub>.

*Клинопироксен* встречается во всех разновидностях пород и включениях вулкана в виде идиоморфных вкрапленников и кайм обрастания вокруг ортопироксена, а также микролитов. Все клинопироксены по составу относятся к диопсид-салитам, авгитам и ферроавгитам, вкрапленники пижонитов не обнаружены.

Состав клинопироксенов меняется для базальтов в пределах Wo<sub>49</sub>En<sub>42</sub>Fs<sub>9</sub>–Wo<sub>39</sub>En<sub>44</sub>Fs<sub>17</sub>, для андезитобазальтов Wo<sub>46</sub>En<sub>41</sub>Fs<sub>13</sub>–Wo<sub>42</sub>En<sub>41</sub>Fs<sub>17</sub> и андезитов Wo<sub>42</sub>En<sub>48</sub>Fs<sub>10</sub>–Wo<sub>43</sub>En<sub>41</sub>Fs<sub>16</sub>. Таким образом, составы клинопироксенов из разных типов пород практически полностью перекрываются. В то же время в пределах одного зерна состав клинопироксена может сильно меняться. Преобладают вкрапленники с прямой зональностью, в которых состав клинопироксена изменяется от ядра зерна к его краевой части в сторону увеличения ферросилициевой составляющей за счет уменьшения содержания энстатитовой молекулы при постоянной или даже увеличивающейся волластонитовой, что называется салитовым трендом [8]. От центра к краям фенокристаллов возрастают также содержания MnO (от 0,3 до 0,5%), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (от 2 до 3,5%) и TiO<sub>2</sub> (от 0,4 до 1,5%). Клинопироксены из гломеропорфировых включений соответствуют клинопироксенам пород, в которых они содержатся. Более редкие вкрапленники клинопироксена с обратной зональностью меняют свой состав от Wo<sub>46</sub>En<sub>41</sub>Fs<sub>13</sub> до Wo<sub>43</sub>En<sub>44</sub>Fs<sub>13</sub> и встречены в андезитобазальтах.

*Ортопироксен* ряда бронзит – гиперстен встречен во всех разновидностях пород и уступает по распространенности моноклинному пироксену. Большинство вкрапленников гиперстена резорбировано и реакционно замещено с поверхности клинопироксеном. Составы ортопироксенов из базальтов и андезитобазальтов меняются в пределах Wo<sub>2</sub>En<sub>70</sub>Fs<sub>28</sub>–Wo<sub>3</sub>En<sub>70</sub>Fs<sub>27</sub>, для андезитов – Wo<sub>3</sub>En<sub>71</sub>Fs<sub>26</sub>–Wo<sub>3</sub>En<sub>68</sub>Fs<sub>29</sub>. Помимо этого в андезитобазальте встречаются редкие вкрапленники резорбированного феррогиперстена Wo<sub>5</sub>En<sub>45</sub>Fs<sub>50</sub>. Зональность гиперстена проявлена слабо и в большинстве случаев прямая. Составы гиперстенов во включениях весьма сходны с составом вмещающих пород. Содержание TiO<sub>2</sub> в ортопироксенах колеблется в пределах 0,2–0,4%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 0,3–1,4% с ростом к краю зерна, убывая от базальтов к андезитам. Концентрация MnO достигает 0,9% в феррогиперстене; Na<sub>2</sub>O достигает 0,5%.

*Титаномагнетит* образует идиоморфные кристаллы и микролиты в основной массе, встречен во всех разновидностях пород и включений вулкана и представлен в основном титаномагнетитом с титанистостью  $TiO_2/(TiO_2 + FeO) \cdot 100\% = Ti' = 14...23\%$ . Содержание TiO<sub>2</sub> возрастает к краю зерен. В микролитах в основной массе также встречены сосуществующие титаномагнетит (Ti' = 12...11%) и ильменит (Ti' = 36...48%). Последний присутствует также в виде структур распада во вкрапленниках титаномагнетита из лав. Содержание элементов-примесей Mn, V имеет прямую корреляцию с титанистостью минерала; содержание Mg, Al, Cr – обратную. Содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в титаномагнетитах субфенокристов в базальтах меняется от 1,7 до 0,2%, в микролитах дацитов – падает до нуля. Концентрация V<sub>2</sub>O<sub>5</sub> составляет 1,1–1,7%. Содержание глинозема и магнезия во вкрапленниках рудного минерала колеблется в среднем в пределах 1,2–3,5% и 0,8–1,2%, достигая в рудном минерале из включений значений 5,5 и 4,7% соответственно. Нахождение титаномагнетитов во включениях в ранних ликвидусных фазах пород индицирует повышенные давление воды и фугитивность кислорода [5].

*Амфибол* довольно редок и встречается, как правило, в андезитах и во включениях в базальтах, достигая 3% среди вкрапленников. По составу относится к ряду титанистых роговых обманок. Амфибол часто опациitized, и периферия зерна сложена пылевидным агрегатом магнетита.

*Апатит* встречен во всех породах в основной массе в виде игольчатых кристаллов, иногда в значительных количествах.

*Гломеропорфиновые включения.* Многие лавовые потоки содержат 1–5 об.% пористых гомеогенных включений габброидов, троктолитов, алливалитов. Размеры включений варьируют в широких пределах – от миллиметров до полуметра. Они характеризуются крупно- или среднезернистым строением; большинство включений имеют повышенную пористость. Включения содержат 5–35% остаточного интерстициального стекла базальтового состава, сходного с составом базальтов вулкана. Составы центров вкрапленников минералов из лав и включений очень схожи. Эти наблюдения позволяют считать включения родственными для лав кумулятами.

*Меланократовые гомеогенные включения.* Для потоков андезитов (обр. 538 и 516) свойственны также мелкозернистые редкопорфиновые включения базальтового состава. Эти включения имеют округлую форму и размеры в интервале 0,5–25 см. Они характеризуются каркасным строением основной массы, состоящей из игольчатых микролитов плагиоклаза и пироксенов (до 50–60%), погруженных в вулканическое стекло. Включения могут содержать до 5% вкрапленников, типичных для базальтов вулкана (плагиоклаз, оливин, пироксены).

Структура включений несет в себе черты, свидетельствующие о процессах быстрой кристаллизации – удлиненный облик микролитов, каркасное строение. Генезис подобных включений часто рассматривается как результат быстрого застывания высокотемпературной базальтовой магмы в ходе смешения с более холодной магмой – фракционатом.

**Распределение кристаллов по размерам.** Для проверки предложенных гипотез аккумуляции фенокристаллов и смешения магм авторами применен метод распределения кристаллов по размерам [7, 10]. Для этого в шлифах глиноземистого базальта (обр. 508), андезитобазальта (обр. 521-7) и андезита (обр. 112-1) определены размеры всех присутствующих кристаллов плагиоклаза и построены кривые зависимости частоты встречаемости кристалла данного размера среди всех кристаллов в шлифе ( $\ln(n/N)$ ) от их размера. В теории метода работы [10] обосновано и на примере кристаллизующегося лавового озера Макаопухи на Гавайях показано, что случаю равновесной кристаллизации соответствует прямая линия в указанных координатах, отвечающая уравнению зарождения и роста кристаллов [9]. При фракционной кристаллизации, сопровождаемой удалением из системы выросших кристаллов, в интервале крупных размеров кристаллов наблюдается загиб кривой вниз от линии равновесной кристаллизации, так как крупные кристаллы фракционируют эффективнее. При добавлении в систему кристаллов наблюдается обратная картина: загиб кривой вверх в интервале размеров, соответствующих размерам добавленных кристаллов. Близкая закономерность отмечена и для случая смешения магм: изгиб кривой вверх для соответствующих размеров добавленных вместе с другой магмой кристаллов.

Из рис. 6 видно, что для всех изученных образцов свойственны процессы аккумуляции крупных (>1 мм) кристаллов, соответствующих незональным кристаллам анортита.

Таким образом, существование мегаплагиопорфиновых лав с повышенной глиноземистостью обусловлена не процессом медленной самостоятельной кристаллизации магмы, а процессами аккумуляции кристаллов.

Для образцов андезитобазальта и андезита устанавливается изменение наклона кривой или же ее загиб вверх в интервале размеров 0,5–1 мм; кристаллы этих размеров в изученных шлифах соответствуют резорбированным кристаллам с обратной зональностью. Это является независимым доказательством смешения магм, содержащих вкрапленники разного состава и размера.

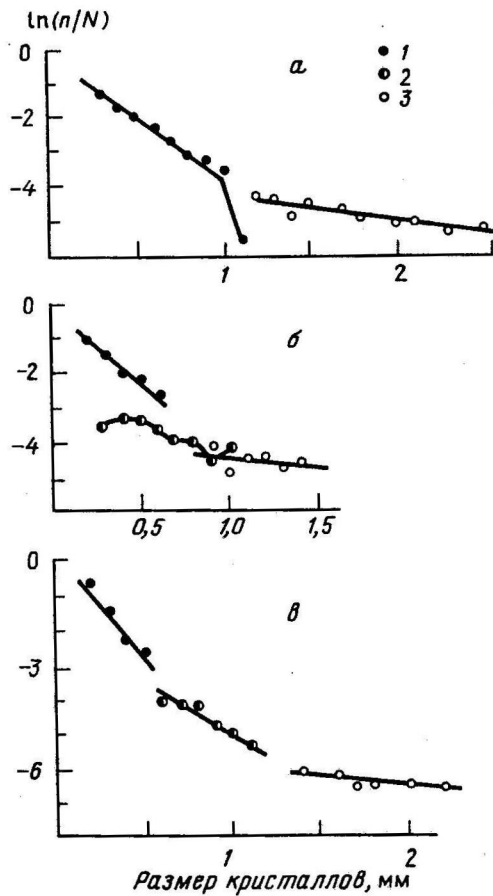


Рис. 6

Рис. 6. Распределение кристаллов по размерам: 1 – плагиоклазы, равновесные с расплавом; 2 – резорбированные плагиоклазы; 3 – незональные анортиты; а – высокоглиноземистый базальт; б – андезитобазальт; в – андезит

Рис. 7. Отношение расчетных и наблюдаемых содержаний микроэлементов для дочернего расплава (обр. 106). Модель фракционной дифференциации

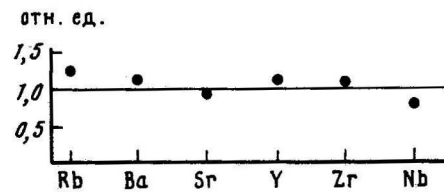


Рис. 7

**Балансовые расчеты** проводились с целью проверки применимости к исследуемым породам гипотез фракционной дифференциации и смешения. В табл. 3 приведены результаты моделирования процесса аккумуляции кристаллов с получением андезита (обр. 106) из базальта (обр. 112) путем удаления кристаллов наблюдаемого парагенезиса вкрапленников (Срх, Мт, ОI, Pl), составы которых определяли с помощью микрозонда. Таблица 4 иллюстрирует получение андезитобазальта путем смешения андезита и базальта по схеме: базальт (обр. 112) 71,5% + андезит (обр. 106) 28,5% = андезитобазальт (обр. 111) 100%; базальт (обр. 509) 40,9% + андезит (обр. 536-1) 59,1% = андезитобазальт (обр. 521-7) 100%. Оба расчета дают удовлетворительные результаты (сумма квадратов остатков не превышает единицы). Модель фракционной дифференциации подтверждается сравнением расчетных и наблюдаемых содержаний микроэлементов в исследуемых образцах (рис. 7). Все расчеты выполнены в программе NEWPET.

**Петрогенезис.** То, что породы вулкана, и прежде всего базальта, содержат полиминеральный парагенезис вкрапленников (табл. 5) и несут черты фракционной

Таблица 3

## Результаты моделирования процесса получения андезита из базальта путем удаления кристаллов

Компонент	Материнский расплав (112)	Удаляемые кристаллы				Дочерний расплав (106)		Ошибка расчетов
		Срх	Ап93	Мт	О1	анализ	расчет	
SiO <sub>2</sub>	49,24	50,45	44,03	0,00	40,46	57,94	57,77	0,17
TiO <sub>2</sub>	0,85	0,76	0,00	9,09	0,00	0,80	0,71	0,09
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,75	3,45	33,83	3,60	0,00	16,10	16,12	-0,02
FeO	8,67	8,14	0,50	80,98	9,84	6,71	6,71	0,00
MnO	0,06	0,38	0,00	0,48	0,00	0,17	0,23	-0,06
MgO	7,68	14,15	0,34	4,84	48,53	4,27	4,42	-0,14
CaO	12,16	22,48	19,37	0,00	0,15	6,86	7,15	-0,29
Na <sub>2</sub> O	2,79	0,19	0,89	0,00	0,00	3,98	5,43	-1,46
K <sub>2</sub> O	0,80	0,00	0,05	0,00	0,00	2,19	1,68	0,50
Доля материнского расплава	1,0	0,178	0,252	0,042	0,059	0,469	-	-
Доля удаляемых кристаллов, %		33,5	47,5	8,0	11,0			

кристаллизации и смешения, свидетельствует о том, что среди пород вулкана не встречены ликвидусные расплавы, которые могли бы рассматриваться в качестве первичных магм для вулканической серии. Об этом же свидетельствуют достаточно высокая железистость и фактически нулевые содержания никеля в оливине базальтов, указывающие на то, что базальты не являются первичными мантийными выплавками. Глиноземистые и магнезиальные разности базальтов также не являются первичными вулканическими сериями, а связаны с процессами аккумуляции основного плагиоклаза и оливина уже в процессе далеко зашедшей дифференциации. В этом смысле вулкан оказывается достаточно "скучным" для изучения особенностей первичных магм тыловой зоны. В то же время приведенные выше петрографические данные о сонахождении вкрапленников разного состава и разной зональности в пределах вулканической серии, вариации их количеств делают весьма продуктивным рассмотрение явлений фракционной дифференциации и смешения в магматическом очаге.

Содержания некогерентных литофильных элементов в породах разной кремнекислотности, а также балансовые расчеты свидетельствуют, что андезиты вулкана могли бы быть получены при 50%-ном фракционировании исходной базальтовой магмы с изначальным содержанием 0,8% K<sub>2</sub>O. Однако присутствие среди базальтов (а также андезитобазальтов и андезитов) двух групп вкрапленников и/или аккумулярованных кристаллов анортита и оливина указывает на то, что и сами базальты вулкана являются гибридными магмами. Степень гибридности возрастает среди андезитобазальтов и вновь уменьшается в андезитах. Таким образом, вся вулканическая серия вулкана является гибридной; среди рассмотренных образцов отсутствуют породы, являющиеся результатом "чистой" кристаллизации. Иными словами, ни один из трех процессов петрогенезиса (фракционная кристаллизация, смешение магм и аккумуляция кристаллов) не проявился изолированно; для вулканической серии характерно сочетание этих процессов во времени и в пространстве. В этом случае наилучшим объяснением разнообразия пород на вулкане является модель долгоживущего и непрерывно дифференцирующегося очага, периодически подпитываемого новыми порциями высокотемпературных магм из нижнего магматического резервуара. Такой очаг не может быть однородным во всем объеме, так как плотность расплавов уменьшается в ряду базальт – андезитобазальт – андезит. Экспериментальное и численное моделирование процессов смешения базальтовых и андезитовых расплавов

Таблица 4

## Результаты расчетов смещения базальта и андезита (вес. %)

Компонент	Базальт (обр. 112)	Андезит (обр. 106)	Андезитобазальт		Разность*	Базальт (обр. 509)	Андезит (обр. 536-1)	Андезитобазальт		Разность*
			обр. 111	расчет				обр. 521-7	расчет	
SiO <sub>2</sub>	49,01	58,54	51,37	51,65	-0,11	50,65	57,53	54,24	54,49	-0,25
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,90	0,95	0,97	-0,02	0,94	0,86	1,01	0,90	0,11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,51	16,44	18,60	17,18	1,42	19,57	17,52	18,28	18,26	0,02
FeO	9,13	6,97	8,42	8,50	-0,08	8,64	7,35	8,11	7,84	0,27
MnO	0,18	0,16	0,17	0,17	0,00	0,16	0,16	0,17	0,16	0,01
MgO	7,47	4,31	5,69	6,56	-1,13	5,36	4,00	4,54	4,53	0,01
CaO	11,88	6,56	10,66	10,33	0,33	10,80	7,42	8,64	8,76	-0,12
Na <sub>2</sub> O	2,83	3,59	2,86	3,04	-0,18	2,55	3,10	2,99	2,86	0,13
K <sub>2</sub> O	0,82	2,33	1,09	1,24	-0,15	1,13	1,74	1,77	1,48	0,29
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,18	0,25	0,19	0,20	-0,01	0,19	0,21	0,24	0,20	0,04

\* Разность между составами реального и рассчитанного андезитобазальта.

Таблица 5

**Количественно-минеральный состав в различных петрографических типах пород  
вулкана Богдан Хмельницкий**

Номер пробы	Тип	Состав пород, вес. %			Вкрапленники, % в шлифе					Резорбированный Pl
		SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	MgO	Pl	OI	Срх	Орх	Ti-Mt	
540	A	51,27	19,55	4,57	10	+	+	< 1	+	*
509	A	50,64	19,56	5,36	10	1	1	1	+	*
508	A	49,67	20,07	5,51	14	2	1	+	+	*
111	A-M	51,10	18,50	5,66	19	3	3,3	0,3	0,3	**
521-2	A-M	49,82	18,07	6,54	8	5	8	+	+	*
511	M	52,97	16,49	8,34	10	7	3	< 1	+	*
504	M	50,10	16,71	8,64	3	8	2	1	+	***
521-7	аб	54,11	18,23	4,53	20	< 0,5	6	1	0,2	**
106-3	a	58,41	16,44	4,3	15	2	5,5	1,1	3	*

*Примечание.* А – высокоглиноземистый базальт; М – высокомагнезиальный базальт; А-М – переходный тип базальтов; аб – андезитобазальт; а – андезит; "+" – присутствует в количестве < 0,5%; "\*" – присутствует; "\*\*\*" – много; "\*\*\*\*" – фактически все кристаллы.

[11] показало, что их смешение невозможно в процессе пополнения очага из-за сильных различий в вязкостях. Новая порция высокотемпературной базальтовой магмы опускается на дно, формируя самостоятельный конвектирующий слой и усиливая конвекцию в остальной части очага. В таком случае неоднократное поступление новых порций магмы в очаг, совмещенное с процессами отделения кристаллов от расплава в его верхней и центральной частях, с неизбежностью приведет к плотностной, температурной и химической его расслоенности по вертикали.

Представляется, что выделенные типы вкрапленников проливают дополнительный свет на эту дифференциацию условий по вертикали:

- вкрапленники плагиоклаза с непрерывной прямой зональностью скорее всего кристаллизовались в самой высокотемпературной магме в нижней части очага в процессе ее медленного охлаждения;
- вкрапленники плагиоклаза с непрерывной обратной зональностью подвергались медленному разогреванию внутри андезитового или андезитобазальтового расплава;
- вкрапленники с рекуррентной зональностью – прямой или обратной – могут отражать как несколько этапов термальных возмущений, связанных с пополнением очага, или быть результатом попадания в разное время в разнотемпературные конвектирующие слои в пределах очага;
- резорбированные вкрапленники, по-видимому, являются результатом попадания вкрапленников вмещающего расплава в новую порцию высокотемпературной магмы, где они и подвергались интенсивному температурному и химическому взаимодействию с вмещающим расплавом. Крупные кристаллы анортита, а также оливина являются, по-видимому, ксенокристаллами – продуктом дезинтеграции гломеропорфировых включений (продуктов протокристаллизации).

Породы вулкана, образующие непрерывно дифференцированную серию от базальтов до андезитов, не образуют единой гомодромной вулканической серии. В составленной стратиграфической последовательности лавовых потоков ясна сложная картина извержений базальтов, андезитобазальтов и андезитов (как гомодромная, так

и антидромная). Процессы гомодромного развития лучше всего объясняются моделью фракционирования кристаллов по схеме: оливин → оливин + плагиоклаз → оливин + +плагиоклаз + клинопироксен + титаномагнетит → плагиоклаз + клинопироксен + титаномагнетит.

Примечательно, что андезитовые потоки содержат гломеропорфировые сегрегации троктолитов, алливалитов и габброидов, рассматриваемых как кумуляты. Кроме того, балансовые расчеты хорошо подтверждают фракционирование как ведущий процесс петрогенезиса в части генезиса андезитов из базальтов, т.е. гомодромную эволюцию (табл. 3). Из табл. 3 видно, что андезиты могут быть получены из базальтов как результат 50%-ного фракционирования; при этом андезитовый расплав составит до 50% от исходной базальтовой магмы.

Антидромная эволюция от андезитов до андезитобазальтов находит свое объяснение в рамках модели смешения новых порций базальтовых магм и андезитового фракционата. Помимо балансовых расчетов смешение магм доказывается тем, что подавляющее большинство андезитобазальтов вулкана содержит неравновесные минеральные ассоциации, плагиоклазы и пироксены с обратной зональностью. Кроме того, существуют текстурные доказательства того, что процессы смешения расплавов базальтового и андезитового составов происходят, но не всегда проходят до конца, и можно наблюдать образцы полосчатых пород с контрастным составом отдельных полос, а также мелкозернистые меланократовые пористые включения базальтового состава в андезитах.

Можно констатировать, что вулкан Богдан Хмельницкий не закончил своей эволюции. Многократная смена состава пород во времени и сложные тектонические процессы (кальдерообразование и/или оползни), миграция центров извержений – все это свидетельствует о том, что ресурс вулкана далеко не исчерпан. Петрологические данные позволяют утверждать, что магматический очаг вулкана периодически подпитывается новыми порциями высокотемпературных базальтовых магм, что в свою очередь может быть причиной извержений.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Большое трещинное Толбачинское извержение: Камчатка, 1975–1976 / Под ред. Федотова С.А. М.: Наука, 1984. 637 с.
2. *Говоров Г.И.* Базальт-андезитовые ассоциации современных островных дуг // *Щеглов А.Д., Зимин С.С.* Тихоокеанская окраина Азии, магматизм. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1991. С. 44–58.
3. *Горшков Г.С.* Вулканизм Курильской островной дуги. М.: Наука, 1967. 288 с.
4. Камчатка, Курильские и Командорские острова / Под ред. Лучицкого И.В. М.: Наука, 1974. 443 с.
5. *Осборн Е.Ф.* Экспериментальные исследования давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // *Химия земной коры.* Т. 2. М.: Наука, 1964. С. 80–92.
6. *Федорченко В.И., Абдурахманов А.И., Родинова Р.И.* Вулканизм Курильской островной дуги: геология и петрогенезис. М.: Наука, 1989. 238 с.
7. *Cashman K.V., Marsh B.D.* Crystal size distribution (CSD) in rocks and the kinetics and dynamics of crystallization; 2. Makaopuhi lava lake // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. № 3. P. 295–305.
8. *Conrad W.K., Kay R.W.* Ultramafic and mafic inclusion from Adak Island: crystallization history, and implication for the nature of primary magmas and crystal evolution in the Aleutian Arc // *J. Petrol.* 1984. V. 25. № 1. P. 88–125.
9. *Kirkpatrick R.J.* Kinetic of crystallization of igneous rocks // *Reviews in Mineralogy / Eds Kirkpatrick R.J., Lasaga A.C.* Min. Soc. Amer. 1981. V. 8. P. 321–389.
10. *Marsh B.D.* Crystal size distribution (CSD) in rocks and kinetics and dynamics of crystallization; 1. Theory // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1988. V. 99. № 3. P. 277–291.
11. *Turner J.S., Campbell I.H.S.* Convection and mixing in magma chambers // *Earth Sci. Rev.* 1986. V. 23. P. 255–352.

Институт литосферы РАН,  
Москва

Поступила в редакцию  
30.11.1995