

УДК 552.11 + 552.3

К ПРОБЛЕМЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАГМ И ВЫСОКОКАЛИЕВЫХ БАЗАЛЬТОИДОВ

Г.Б. Флеров

Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

На территории Центральной Камчатки выделена позднемеловая-палеогеновая формация, данные по которой опубликованы в ряде статей [5, 7, 8, 9]. На рис.1 показан район ее

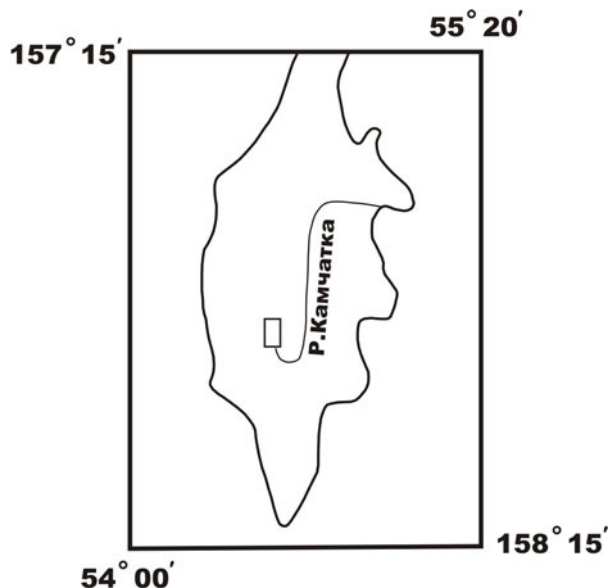


Рис. 1. Принципиальная схема района развития поздне-меловой-палеогеновой формации Центральной Камчатки.

развития, а конкретное расположение выхода вулканитов и интрузивных тел можно найти в [8]. Выходы пород формации прослеживаются прерывистой полосой вдоль восточного склона Срединного хребта, обнажаясь от верховьев р. Кирганик на севере до долины р. Озерная Камчатка на юге. Их структурное положение контролируется глубинным разломом, разделяющим метаморфические породы палеозойского и протерозойского возраста Срединного массива и верхнемеловые вулканогенно-кремнистые накопления ирунейской свиты. Такая геологическая позиция свидетельствует о том, что поступление расплавов в верхние структурные горизонты коры контролировалось единой магмоподводящей системой. Вулканическая фация представлена двумя петрографическими ассоциациями: плагиоклазовой (плагиоклаз во вкрапленниках) и безплагиоклазовой. В петрохимическом отношении плагиоклазовая ассоциация соответствует субщелочной (шошонитовой) серии, безплагиоклазовая щелочной высококалийевой. В составе первой присутствуют базальты, трахибазальты, трахиандезитобазальты, латиты. Ко второй серии относятся лавы состава абсарокита, аполейцитита, лейцитсодержащие шонкинит-порфиры и субвулканические тела и дайки шонкинитов, силлы ортоклазовых пироксенитов. Пространственная сопряженность пород указанных серий в разрезе свидетельствует о синхронности извержений, завершившихся внедрением суб-

вулканических интрузий высококалиевого основного состава и широкомасштабным фосфор-калиевым метасоматозом, структурно связанным с питающими системами палеовулканов. В результате были образованы обширные поля пироксен-ортоклазовых, биотит-ортоклазовых и ортоклазовых метасоматитов с неизменным присутствием апатита. Интрузивная фация представлена дунит-клинопироксенит-габбро-сиенитовым комплексом фазового гомодромного проявления. Формированию комплекса также сопутствовал метасоматоз, проявившийся минеральными ассоциациями флогопит (биотит) + апатит + магнетит в дунитах, пироксенитах и биотит + калишпат + апатит + магнетит в зонах фенитизации по пироксениту и габбро.

На происхождение дунитовых тел существуют две наиболее распространенные точки зрения. Одни исследователи считают дуниты продуктом (кумулятом) кристалло-гравитационной дифференциации базальтовых магм, другие рассматривают их как реститовый остаток плавления субстрата мантии. В то же время имеется точка зрения о возможном существовании и самостоятельных расплавов состава дунита [1, 2]. Детальные исследования Кунчевского дунит-клинопироксенит-габбрового массива с привлечением данных по другим массивам позволяют свидетельствовать в пользу последней [9]. В дунитах массива до 5 % присутствует диопсид, который кристаллизуется в интерстициях зерен оливина, а так же слагает агрегаты, образующие прожилковые микроструктуры, что предполагает инъекции пироксенитового расплава.

Клинопироксениты представлены двумя разновидностями: диопсидитами и биотитовыми пироксенитами, сложенными салитом. Первые формирует дискретное тело и жилы в дунитах, а также магматические брекчии с включениями обломков последних (рис. 2). Вторые обнаружены в виде четко ограниченных прожилков в дуните и ксенолитов в монцогаббро. Изучение петрологии пород массива привело к выводу о генерации в пределах верхней мантии самостоятельных магм дунитового, пироксенитового и базальтового составов [9].

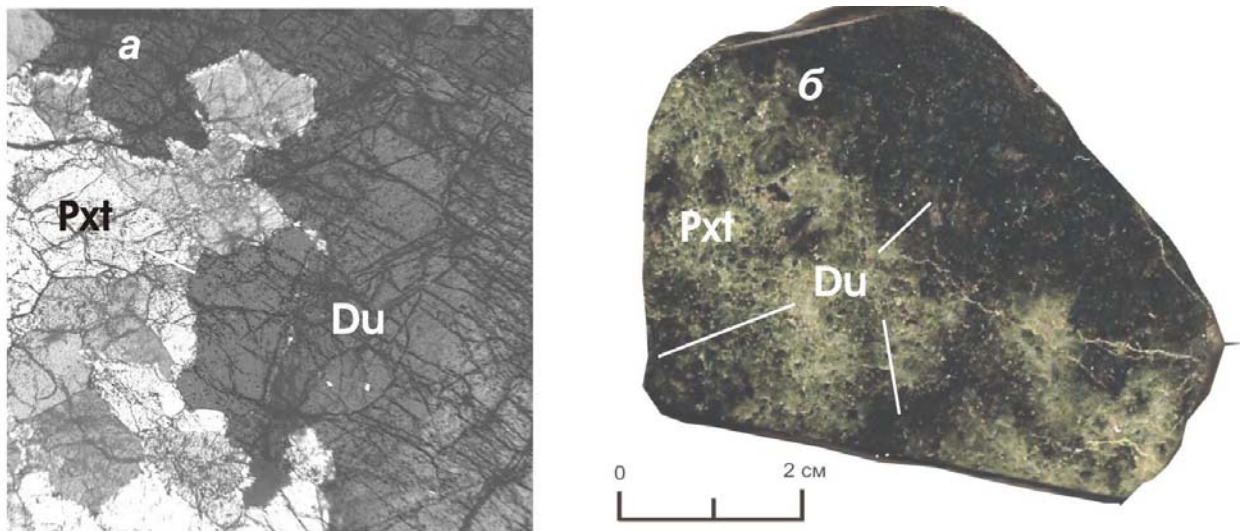


Рис. 2. Инъекции клинопироксенита (Pxt) в дунит (Du): а – шлиф, б – штуф.

Установленная классическая схема кристаллизации магматических расплавов определяет строгую последовательность выделения минеральных фаз, где первой (ликвидусной) фазой является оливин. Однако, в дунитах Кунчевского массива обнаружены включения диопсида в оливин (рис. 3). Округлая форма пироксена, включенного в оливин (рис. 3а), позволяет рассматривать данное включение как реликт ксеногенного минерала, захваченного расплавом и претерпевшего плавление. Включение, изображенное на рис. 3б, по характеру

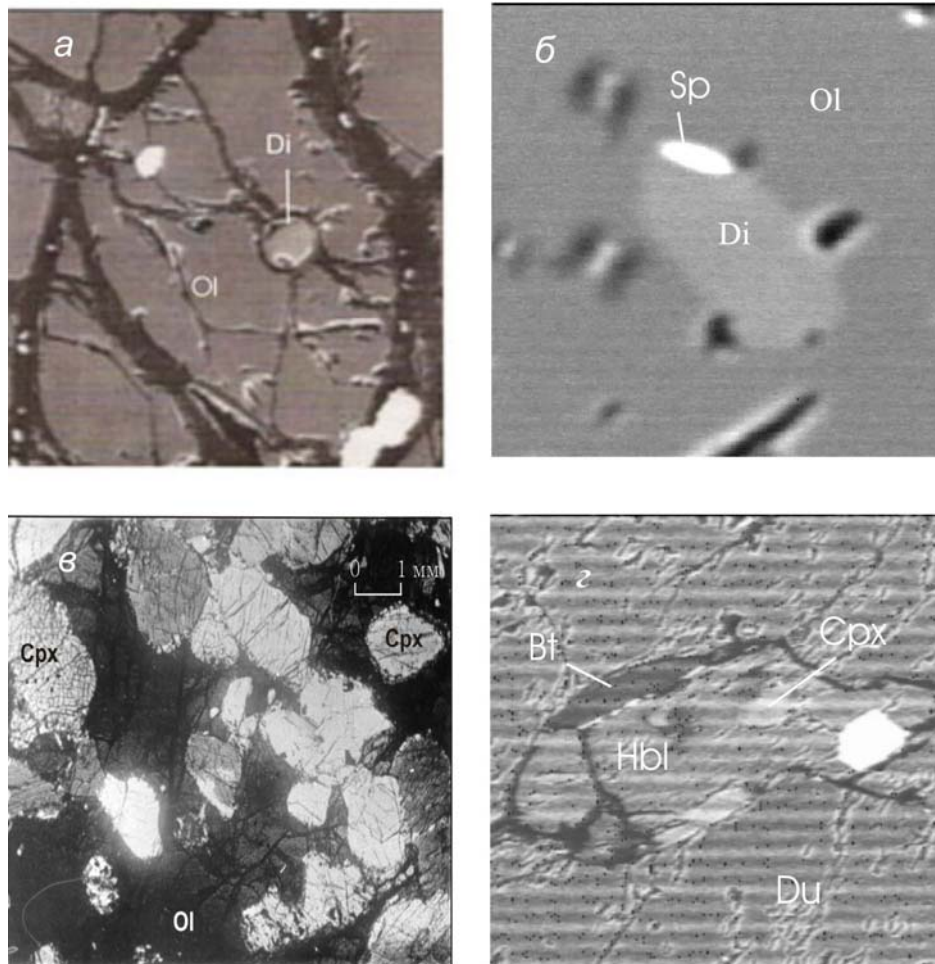


Рис. 3. Взаимоотношения оливина (Ol) и пироксена (Cpx) в дуните: а – включение зерна диопсида в оливине, микрозонд; б – «расплавное» включение состава диопсида в оливине, микрозонд; в – структура цементации оливином пироксена, шлиф; г – ксеногенный кристалл клинопироксенита (Cpx), замещенный амфиболом (Hbl) + биотитом (Bt), микрозонд.

выделения соответствует «расплавному». Его состав отвечает диопсиду, в пределах которого на контакте с минералом-хозяином отмечается обособление шпинели. Подобная шпинель встречается как включение в диопсиде пироксенитовых инъекций в дунит. Представляется, что данное включение изначально представляло собой расплав и мы имеем дело с двумя не смешивающимися жидкостями состава дунита и клинопироксенита. При этом отсутствие выраженной зональности в составе включения от центральной области к краевой более свидетельствует о кристаллизации пироксенитового расплава, чем о диффузионном процессе. Вышесказанное подтверждается и рис. 3в. Кроме того, в дуните обнаружены единичные зерна диопсида овальной, как бы оплавленной формы, по которым в качестве псевдоморфозы развивается хромовый амфибол ($\text{Cr}_2\text{O}_3=1.27-1.64$ и $\text{Na}_2\text{O}=2.1-2.57$, мас.%) и частично флогопит (рис. 3г). Метасоматические амфиболы, сходные по составу с данной псевдоморфозой,

обычны для родингитов из базит-гипербазитовых комплексов Камчатки [3]. В этой связи минеральную ассоциацию клинопироксен – амфибол с определенной степенью вероятности также можно рассматривать в качестве ксеногенной. Таким образом, автор обращает внимание на возможность сосуществования автономных магм состава дунита и клинопироксенита.

Фазовый характер формирования интрузивного комплекса иллюстрируются диаграммой $Mg^{\#} - SiO_2$ (рис. 4). По характеру распределения фигуративных точек на ней отчетливо

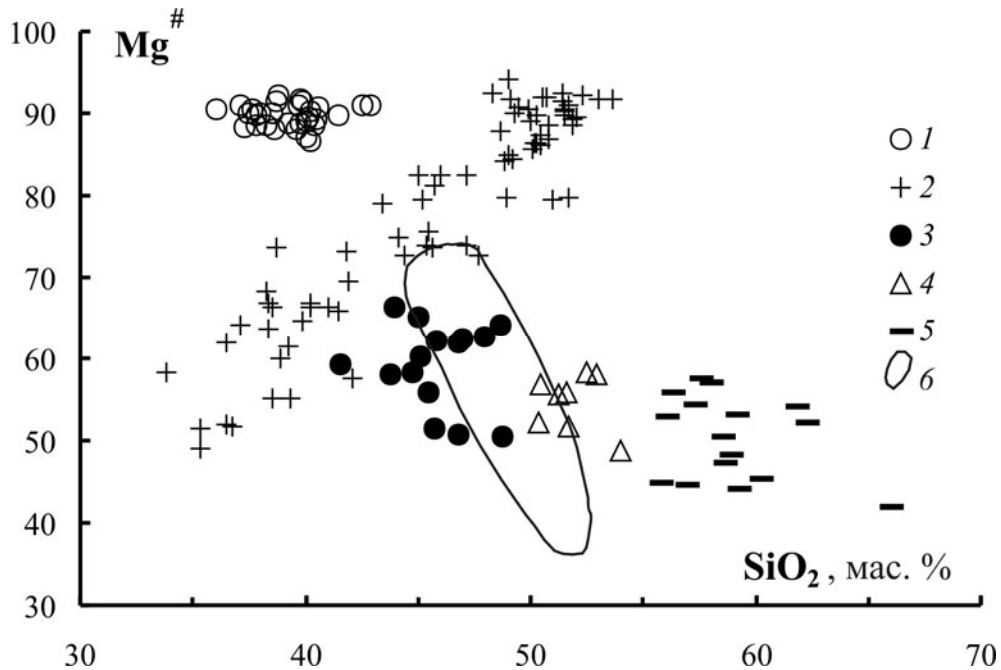


Рис. 4. Диаграммы SiO_2 (мас. %) – $Mg^{\#}$ для пород интрузивного комплекса: 1 – дуниты; 2 – клинопироксениты; 3 – габбро; 4 – монцогаббро; 5 – монцониты + сиениты; 6 – поле составов пород высококальциевой щелочной серии.

выявляется три дискретные совокупности, отличающиеся разноориентированными линиями регрессии, которые представлены породными ассоциациями: 1 – дуниты, 2 – диопсидит – салитовый пироксенит – коэсит, 3 – габбро – монцогаббро – монцонит + сиенит. Фигуративные точки монцогаббро и монцонитов + сиенитов слагают относительно компактные рои и в сочетании с полем габброидов образуют общий тренд эволюции пород отрицательной корреляции, ортогональный по отношению к пироксенитовому. На рис. 5 видно, что поля составов пород ряда габбро – сиенит занимают позиции в пределах площади распределения точек составов пород шошонитовой серии: ряда базальт – трахибазальт – трахиандезит – латит. Очевидно, что такие соотношения свидетельствуют о комагматичности пород разной фациальной принадлежности, продуцированных из одного магматического источника, что подтверждается и геохимическими данными [8]. Петрология пород вышеуказанного ряда и их взаимоотношения позволяют предполагать, что расплавы, отвечающие составам пород вышеупомянутых серий, скорее всего, представляют собой продукты кристаллизационной дифференциации под контролем калиевого флюида базальтовой (габбровой) магмы в промежуточных очагах [5, 7, 9]. Иную направленность имеют вариации пород высококальциевой

серии. На рис. 5 фигуративные точки их составов образуют субвертикальный тренд с острым углом относительно ординат $Mg^{\#}$ и K_2O , занимая отчетливо секущее положение по отношению к трендам пород вышеупомянутых комагматических серий. Если последние характеризуются тенденцией повышения кислотности-щелочности расплавов, то расплавам высокощелочной серии свойственна тенденция с ярко выраженным прогрессивным возрастанием калиевой щелочности. При этом тренд породы высококалиевой серии ориентирован ортогонально по отношению к линии регрессии пироксенитов, а начальные точки его вектора сопряжены с полем последних (см. рис. 4).

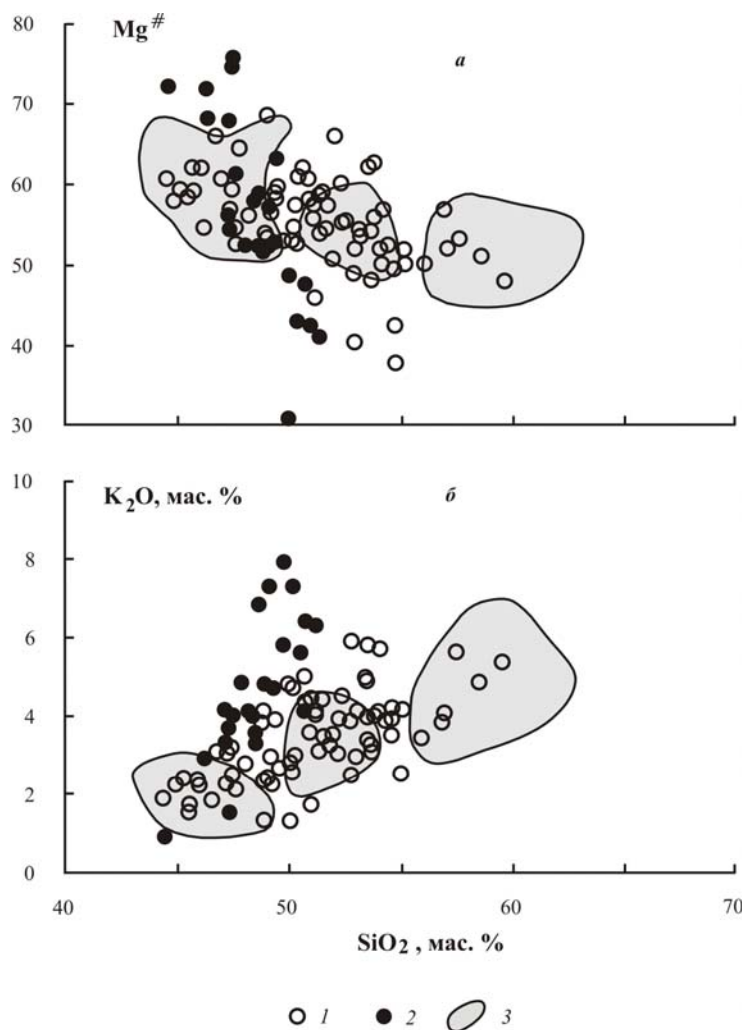


Рис. 5. Диаграммы $SiO_2 - Mg^{\#}$ (а), $SiO_2 - K_2O$ (б) для пород шошонитовой и высококалиевой щелочной серий и ряда габбро – сиенит: 1 - шошонитовая серия; 2 - высококалиевая щелочная серия; 3 – поля соответствующих 3-5 рис. 4.

Следует напомнить о том, что автор пришел к представлению о сосуществовании в позднемеловое-палеогеновое время в пределах литосферы единой магматической системы с разноглубинными (включая промежуточные) очагами состава дунита, пироксенита и габбро (базальта). Информация об этом опубликована и была доложена на ежегодной конференции в 2005 г. [4, 9]. В связи с вышеизложенным, предлагается модель петрогенезиса пород высококалиевой серии формации. Их первично магматическая природа не вызывает сомнения, о чем свидетельствуют факты обнаружения кристаллов лейцита во вкрапленниках клинопироксена из шонкинит-порфира (рис. 6а), субвулканические интрузии шонкинитов, жилы

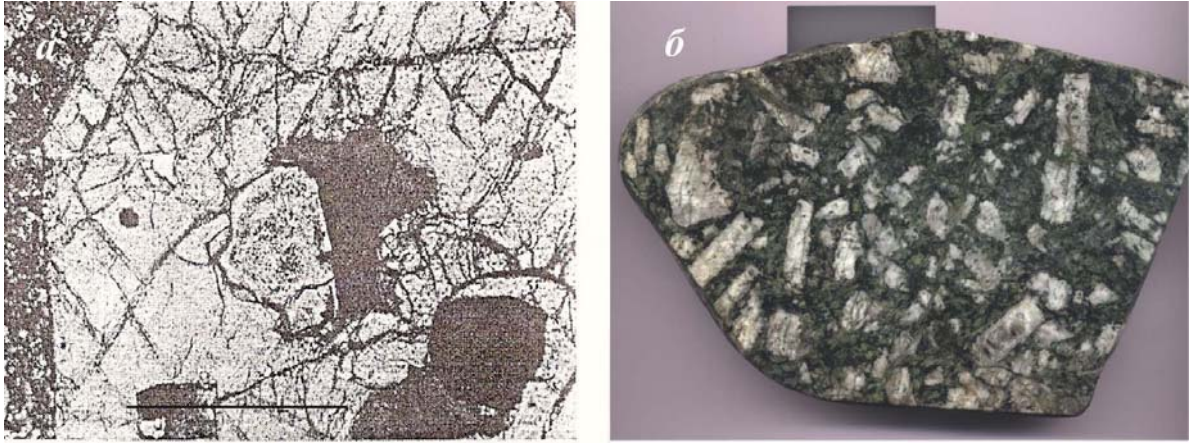


Рис. 6. Породы: а – шонкинит-порфир: включение лейцита во вкрапленнике пироксена, микрозонд; б – ортоклазовый метасоматит по пироксениту, итүф.

шонкинит-порфиров, секущие пироксен-ортоклазовые метасоматиты по вулканитам [5, 6]. В то же время, наряду с последними, в Левоандриановском массиве отмечаются высококальциевые метасоматиты по пироксениту гастингсит-пироксен-ортоклазового состава (рис. 6б), [5]. Их химический состав сопоставим с составами шонкинита и метасоматита по вулканитам (табл.). Создается впечатление определенной парагенетической связи пироксенитов и калиевых метасоматитов.

Таблица. Химические составы высококальциевых пород

Компоненты	Ортоклазовый пироксенит	Шонкинит	Метасоматит по пироксениту		Метасоматит по вулканиту
SiO ₂	47.30	48.70	51.70	53.74	51.65
TiO ₂	0.40	0.56	0.47	0.51	0.64
Al ₂ O ₃	5.60	12.99	17.13	16.13	14.26
Fe ₂ O ₃	-	5.96	2.29	4.32	5.71
FeO	10.60	5.26	6.03	3.40	2.98
MnO	0.20	0.25	0.19	0.18	0.18
MgO	13.40	5.42	3.61	2.44	5.22
CaO	16.30	10.16	8.13	7.50	7.61
Na ₂ O	0.50	1.58	1.95	2.24	0.87
K ₂ O	1.50	6.84	6.24	8.10	7.70
P ₂ O ₅	0.30	0.79	1.92	0.77	0.44
H ₂ O ⁻	0.85	0.22	0.16	0.12	0.02
П.П.П.	1.97	1.69	0.09	0.42	2.47
Сумма	98.90	100.42	99.91	99.87	98.98

Представляется, что флюидный поток, попадая в магматические очаги пироксенитового состава, ощелачивает магму, которая и является исходной для шонкинитов и их лейцитовых разновидностей, а его инфильтрация сквозь земную кору способствовала формированию ортоклазовых метасоматитов в жерлах палеовулканов и интрузивных массивах. Обращает на

себя внимание геологический факт, что высококалиевый базальтовый вулканизм и связанный с ним широкомасштабный метасоматоз в эпоху раннего кайнозоя проявился на камчатском полуострове локально. Вряд ли это случайно. По всей видимости, это обусловлено геодинамикой на стыке двух крупных тектонических блоков: Срединного массива и позднемелового складчатого комплекса. С консолидацией литосферы большее значение приобретает дизъюнктивная тектоника, что, в частном случае, способствовало активизации зоны глубинного разлома. Следствием этого явилось возникновение глубоких разломов, уходящих в область генерации ультраосновных магм, что стимулировало подъем высокощелочных расплавов.

Выводы.

1. В пределах верхней мантии возможно сосуществование автономных магм состава дунита и клинопироксенита.

В редакцию журнала «ПЕТРОЛОГИЯ»

2. Акад. О.А. Богатикову Высококалиевая базальтовая магма – результат флюидно-магматического взаимодействия флюида, несущего калиевый и фосфорный компоненты, и магмы пироксенитового состава.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Иванов О.К. Концентрически зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Ур. ГУ, 1997. 448 с.
2. Маракушев А.А. Петрогенезис. М.: Недра, 1988. 294 с.
3. Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1999. 155 с.
4. Флеров Г.Б. Позднемеловой-палеогеновый интрузивный магматизм Камчатки как отражение плюмовой геодинамики / Материалы ежегодной конференции, посвященной дню вулканолога. Петропавловск-Камчатский, 2005.
5. Флеров Г.Б., Колосков А.В. Щелочной базальтовый магматизм Центральной Камчатки. М.: Наука, 1976. 147 с.
6. Флеров Г.Б., Колосков А.В., Москалева С.В. Лейцит и анальцит в верхнемеловых-палеогеновых базальтоидах Центральной Камчатки. // Докл. РАН. 1998. Т. 362. № 1. С. 87-89.
7. Флеров Г.Б., Селиверстов В.А. Минералогия и петрология позднемеловых-палеогеновых калиевых вулканитов Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1999. № 6. С. 3-21.

8. Флеров Г.Б., Федоров П.И., Чурикова Т.Г. Геохимия позднемеловых-палеогеновых калиевых пород ранней стадии развития Камчатской островной дуги // Петрология. 2001. Т. 9. № 2. С. 189-208.
9. Флеров Г.Б., Полетаев В.А. Петрология Кунчевского дунит-клинопироксенит-габбрового массива Центральной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 2005. № 3. С. 1-14.

УДК 551.21

ЭРУПТИВНАЯ АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА КАРЫМСКИЙ В 2005-06 гг.

(КРАТКОЕ СООБЩЕНИЕ)

В.И. Андреев¹, А.Ю. Озеров¹, С.Л. Сенюков², М.Г. Гавриленко¹

¹*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: via@kscnet.ru*

²*Камчатский филиал геофизической службы РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006; e-mail: ssl@emsd.ru*

Введение

В 2005-06 гг. продолжалось вершинное извержение вулкана Карымский, начавшееся в 1-2 января 1996 года [5, 6, 7, 8]. Извержение было исследовано комплексом вулканологических, геологических, аэровизуальных и сейсмологических методов.

Для непрерывного мониторинга эруптивной деятельности использовались данные автоматической сейсмической станции Карымская (KRY), расположенной у юго-восточного подножья вулкана на расстоянии 1 300 м от его кратера на абсолютной отметке 847,4 м. Исследовались локальные поверхностные землетрясения ($2 < K_s < 6$), большинство из которых представляют сигналы, генерируемые газо-пепловыми взрывами в кратере вулкана. Обслуживание сейсмической станции и обработка данных проводились сотрудниками Камчатского филиала Геофизической службы РАН. Режимные наблюдения выполнялись полевыми отрядами Института вулканологии и сейсмологии ДВО РАН.

Режим эксплозивной активности

Эруптивная деятельность вулкана Карымский в 2005-06 гг. имела неравномерный характер. В целом извержение характеризовалось вулканским типом эксплозивной активности разной силы. Временами оно приобретало черты извержения плинианского типа.

Общий ход извержения 2005-2006 гг. приведен на рис. 1. Для рассматриваемого периода деятельности вулкана количество землетрясений почти полностью соответствует количеству взрывов в кратере (исключение составляет август-декабрь 2005 г., об этом будет