

УДК 551.21

РАЗЛИЧНЫЕ ПУТИ ЭВОЛЮЦИИ ВЕРХНЕКОРОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ОЧАГОВ КАЛЬДЕРНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОСТОЧНОЙ КАМЧАТКИ. ЧАСТЬ II. ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИГНИМБРИТООБРАЗУЮЩИХ РАСПЛАВОВ

© 2001 г. Е. Н. Гриб, В. Л. Леонов

Институт вулканологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 683006

Поступила в редакцию 17.04.2000 г.

Приведен сравнительный анализ эволюции кальдерообразующих этапов ряда кальдер Восточной Камчатки. В первой части статьи были рассмотрены геологические позиции кальдер, распространение, объем и возраст связанных с ними пемзово-игнимбритовых отложений. Был также дан сравнительный анализ минерального состава пирокластики всех рассмотренных кальдер. В данной работе, которая является второй частью статьи, с помощью минеральных геотермобарометров восстановлены физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов: температура, фугитивность кислорода, давление водяного пара и общее давление. Приведенные данные указывают на зональное строение верхнекоровых магматических очагов на период, предшествующий кальдерообразующим извержениям. Предложена концептуальная модель развития зональных верхнекоровых магматических камер. В основе ее лежит представление о взаимодействии разноглубинных магматических очагов. Предполагается, что скорость и периодичность поступления базальтов в основание верхнекоровых очагов являются главными факторами, определяющими степень их эволюционированности. На основании этих показателей выделено три возможных режима развития магматической деятельности в подобных структурах.

В статье рассматриваются пирокластические отложения (главным образом игнимбриты), связанные с тремя кальдерными комплексами, приуроченными, соответственно, к Карымскому, Большесемьячскому и Узонскому вулканическим центрам Восточной Камчатки. Кальдеры этих центров располагаются цепочкой северо-восточного простирания и находятся на расстоянии примерно 20-25 км друг от друга. Общие сведения о рассматриваемых в статье кальдерах, распространении и составе связанных с ними игнимбритов приведены в первой части статьи. В данной работе, которая является второй частью статьи, с помощью минеральных геотермобарометров восстановлены физико-химические условия кристаллизации игнимбритообразующих расплавов: температура, фугитивность кислорода, давление водяного пара и общее давление. Приведены данные о зональности магматических камер, из которых происходили извержения, проведен сравнительный анализ физико-химических условий эволюции их расплавов. Показано, что расположенные по соседству магматические камеры развивались разными путями. В заключении рассмотрены возможные причины разнообразия условий существования магматических очагов.

Температура игнимбритообразующих расплавов и окислительно-восстановительные условия.

Температура магматических расплавов оценивалась с помощью магнетит-ильменитового геотермометра [16]. Согласно времени выделения рудных минералов, эти температуры наиболее реально отражают температурный режим в предэруптивной магматической камере. Mt-Im геотермометр позволяет определять и фугитивность кислорода.

Для пемзовых агломератовых туфов In, которыми начинался процесс кальдерообразования в структуре Большого Семьячика (табл. 1), температура оценивалась по магнетит-ильменитовым парам в ортопироксене, встречающемся в ассоциации с биотитом и амфиболом в более поздних порциях пемзовых туфов. Она составила 845-860°C при фугитивности кислорода почти на два порядка выше буфера NNO (рис. 1а, табл. 2). В биотите не было обнаружено пар железо-титанистых окислов. Однако, зная железистость биотита (в среднем - 38.5%) и примерное расположение минеральной ассоциации в пемзовых туфах относительно буфера NNO, можно по диаграмме Д.Р. Уонза и Х.П. Эйгстера [31] приблизительно оценить температуру кристаллизации биотита, которая является функцией соотношения железа и магния в минерале (рис. 15). Она составляет ~800°C при активности кислорода -12.4, что, очевидно, наиболее приближено к температуре и окислительно-восстановительной обстановке игнимбрито-

Таблица 1. Средние составы игнимбритов (мас. %).

Пирокластические потоки	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₄	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Количество анализов
Кальдеры Стены-Соболиного											
I	64.14	1.01	15.76	2.95	3.40	0.18	1.82	4.28	4.40	2.06	7
II	63.83	1.04	15.63	3.07	3.26	0.18	1.74	4.80	4.32	2.13	8
III _в	63.44	1.01	16.06	2.98	3.97	0.20	1.65	4.59	4.15	1.95	4
III _н	68.92	0.75	14.99	1.78	2.28	0.10	1.10	2.80	4.80	2.48	5
Кальдера Большой Семячик											
II _п	74.02	0.22	13.90	0.73	1.32	0.10	0.50	2.04	3.90	3.24	4
Ia	71.62	0.40	14.68	0.85	2.09	0.13	0.62	2.62	4.23	2.76	6
Iб	63.57	0.86	16.65	2.76	3.20	0.13	1.81	5.23	4.27	1.64	6
IIa	69.57	0.66	15.37	1.48	2.26	0.12	0.84	2.80	4.82	2.07	9
IIб	71.00	0.63	14.76	1.46	2.25	0.10	0.75	2.14	4.57	2.33	4
IIв	68.61	0.71	15.25	1.72	2.66	0.13	0.90	3.09	4.92	2.01	4
IIг	54.32	1.31	15.74	7.37	5.09	0.24	3.90	7.99	3.07	0.96	2
IIIa	64.97	0.89	15.30	3.65	3.37	0.14	1.44	4.38	3.80	2.06	6
IIIб	61.36	1.02	15.60	3.90	4.27	0.15	2.44	5.72	3.70	1.84	3
Кальдера Узон-Гейзерная											
ЮП _{игн}	70.16	0.81	14.25	1.71	2.01	0.10	1.26	2.95	4.07	2.68	4
ЮП _{игн}	65.71	0.89	15.77	3.14	2.19	0.09	1.60	4.38	3.93	2.30	7
ЮП _{шл}	56.74	1.17	16.31	1.43	8.38	0.17	3.56	7.41	3.86	0.96	3
СП _{игн}	68.55	0.97	14.36	2.26	2.70	0.10	1.22	3.20	3.90	2.64	3
СП _{игн}	66.52	1.07	15.68	1.84	3.43	0.16	1.51	3.86	3.78	2.15	6
СП _{агл}	63.34	0.80	15.73	2.86	3.93	0.14	2.24	5.20	3.77	1.98	2
пл.Ш ₃	68.18	0.83	14.01	2.11	2.83	0.19	1.35	3.72	4.78	2.00	1

Примечание. Цифры для кальдер Стены-Соболиного - номера пирокластических потоков, буквы: в - верхняя часть потока, н - нижняя часть потока; цифры для кальдеры Большой Семячика - этапы развития кальдеры, буквы - индексы, обозначающие пирокластические потоки; буквенные обозначения для Узон-Гейзерной кальдеры: ЮП и СП - южное и северное поля, соответственно; пл. Ш₃ - наиболее молодой пирокластический поток плато Широкое; игн - игнимбриты, шл - шлаки, агл - агглютинаты.

образующего расплава на предэруптивной стадии. Магнетит-ильменитовые пары (вкрапленники) в кварцедержащих риолитовых игнимбритах пласта Ia дают температуры в интервале 812-820°C, а в андезитодацитовых игнимбритах пласта Iб - ~860-870°C. При этом фугитивность кислорода снижается и становится на порядок выше буфера NNO. Фигуративные точки магнетит-ильменитовых пар из игнимбритов второго (риодациты) и третьего (дациты, андезиты) этапов образуют компактные группы, располагающиеся вдоль линии, отвечающей буферу NNO, а рассчитанные температуры составляют соответственно 825-850 и 910-935°C.

Активность кислорода в игнимбриобразующих расплавах кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной, согласно расположению точек пар железо-титанистых окислов на диаграмме lgfO₂ - T°C, на порядок выше буфера NNO и сопоставима с таковой в игнимбритах пластов Ia и Iб

кальдеры Большой Семячик. При этом для узонских игнимбритов она несколько выше, чем для карымских. Точки пар окисных минералов в карымских игнимбритах образуют непрерывный ряд в области высоких температур (900-940°C). Для отложений Узон-Гейзерной депрессии температуры по магнетит-ильменитовым парам получены преимущественно для игнимбритов, разлитых к югу от кальдеры Узон [7, 8]. Они образуют три обособленные группы в интервалах 850-870, 910-930 и 960-965°C (рис. 1a). Наиболее высокотемпературные вкрапленники кристаллизуются при более низкой активности кислорода в расплаве. В игнимбритах, связанных с восточной частью депрессии, пар железо-титанистых окислов не встречено. Исключение составляют наиболее молодые спекшиеся туфы риодацитового состава, образующие самый верхний пласт (пл. Ш₃) игнимбритов в разрезе плато Широкое, которые предположительно связаны с восточной частью

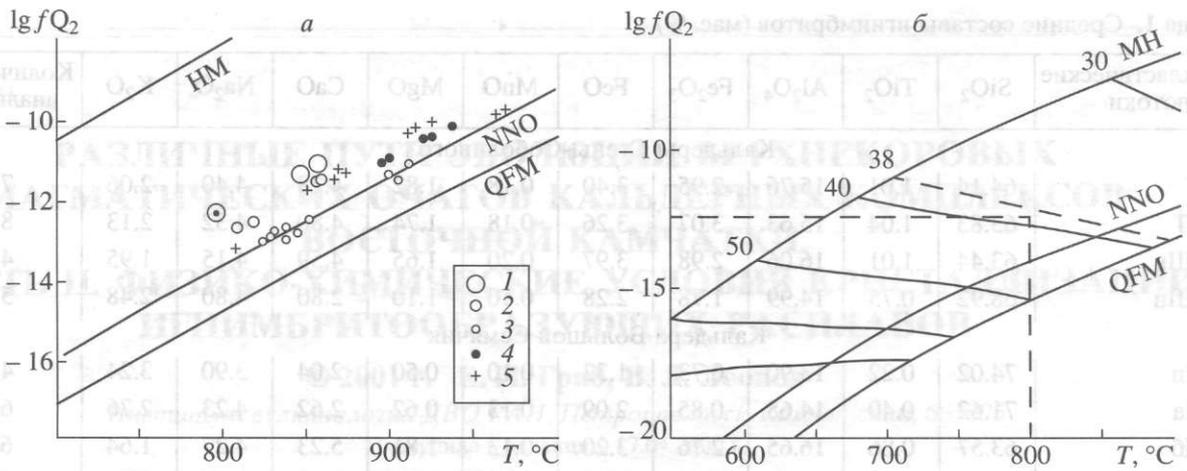


Рис. 1. Фугитивность кислорода и температура кристаллизации, рассчитанные для: *a* – железо-титанистых окислов в пирокластических отложениях (по [16]); *б* – вкрапленников биотита из пемзовых туфов плинианской фазы (Ip) кальдеры Большой Семьячик (по [31]). Условные обозначения на рис. 1а: 1–3 – игнимбриты кальдеры Большой Семьячик: 1, 2 – первый этап игнимбритообразования (1 – пемзовые туфы Ip плинианской фазы; 2 – игнимбриты Ia и Ib); 3 – игнимбриты второго (IIa, б, в) и третьего (IIIa, б) этапов игнимбритообразования); 4 – игнимбриты кальдер Стены-Соболиного; 5 – игнимбриты Узон Гейзерной ВТД. Большой кружок с точкой в центре – fO_2 и $T^{\circ}C$, рассчитанные по биотиту.

депрессии [12]. Магнетит-ильменитовая пара микровкрапленников в пепловой основной массе туфов кристаллизовалась при температуре $\sim 820^{\circ}C$ и низкой активности кислорода.

Давление водяного пара и содержание воды в игнимбритообразующих расплавах. Определенную информацию о водосодержании расплава несут ассоциации минералов-вкрапленников в вул-

Таблица 2. Представительные анализы пар железо-титанистых окислов (мас. %), оценка температур кристаллизации и летучести кислорода.

Компонент	Кальдеры		Кальдера Узон-Гейзерная							
	Стены-Соболиного		ЮП _{инг}		ЮП _{инг}		ЮП _{инг}		пл. Ш ₃	
TiO ₂	11.04	42.04	12.30	44.13	11.33	42.98	12.12	42.24	12.05	46.75
Al ₂ O ₃	1.93	0.00	2.28	0.35	2.20	0.41	2.25	0.24	1.54	0.05
Fe ₂ O ₃	45.04	20.47	44.04	17.41	44.46	20.12	43.23	21.38	43.66	10.78
FeO	39.96	34.11	39.27	35.64	39.19	33.55	39.39	32.25	40.69	39.18
MgO	1.09	1.64	1.96	2.07	2.10	2.98	2.16	3.22	0.45	0.91
MnO	0.44	0.73	0.80	0.43	0.89	0.96	0.83	0.72	0.89	1.25
$T^{\circ}C$	935.7		885.8		933.9		965.8		817.7	
fO_2	10.7		11.8		10.5		10.0		13.5	
Кальдера Большой Семьячик										
	Ip		Ia		Iб		IIa		IIIa	
TiO ₂	7.61	41.47	9.64	44.35	10.17	42.37	12.58	45.20	11.17	42.92
Al ₂ O ₃	1.33	0.22	0.69	0.03	1.11	0.00	0.76	0.04	0.82	0.06
Fe ₂ O ₃	52.33	21.22	50.11	16.48	50.06	19.50	44.80	15.60	48.42	20.31
FeO	36.74	34.92	38.45	36.43	37.89	34.33	39.40	34.79	38.42	31.34
MgO	0.37	0.78	0.67	1.27	0.88	1.39	1.43	2.52	0.88	2.81
MnO	0.75	1.07	0.75	1.19	0.60	1.20	1.27	1.34	0.82	1.31
$T^{\circ}C$	858		811.7		869.7		839.8		882	
fO_2	11.6		12.9		11.7		12.6		11.5	

Примечание. Первый анализ в паре – титано-магнетит, второй – ильменит; остальные условные обозначения см. табл. 1.

канических породах. Абсолютное преобладание среди фемических минералов биотита и амфибола, как это наблюдается в пемзовых туфах пласта 1а кальдеры Большой Семячик, указывает на высокое содержание воды в расплаве и значительную степень эволюционированности магматической системы. А. Эварт с соавторами [17] на основании термодинамических расчетов установили, что в пирокластических отложениях вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия), содержащих биотит и роговую обманку, концентрация воды в расплаве может достигать 5-8%, а в пироксеносодержащих - 4.5%.

Прямые определения воды в расплавах включений в минералах с помощью ионного микроанализатора, осуществляемые в последние годы, во многом подтвердили эти расчеты. В высококремнистой тефре Обсидианового купола вблизи кальдеры Лонг-Вэлли (США) содержание воды определялось в различных минералах [18]. В полевых шпатах расплава во включениях содержал 4.1% H₂O, в пироксенах - 3.4%. Наиболее высокие значения получены для вкрапленников амфибола - 4.8% H₂O. Анализы стекла основной массы по сравнению с фенокристаллами дали наиболее низкие (0.4-1.5%) значения концентрации воды, что объясняется, по-видимому, явлениями дегазации расплава в процессе извержения.

В нашем случае при отсутствии прямых определений содержания воды в игнимбритообразующих расплавах, качественные оценки этого показателя можно осуществить на основании сопоставления температур и P_{H₂O} кристаллизации плагиоклаза и пироксена, рассчитанных по геотермометрам [15, 24, 30]. Для игнимбритов кальдеры Большой Семячик совместная кристаллизация этих минералов происходила при температурах 900-930°C в риолитах 1а и ~1000°C в андезитодацитах 1б и давлении воды, соответственно, 2.0 и 1.5 кбар (результаты экстраполяции). Но уже в риодацитах второго этапа (II а, б, в) температура возрастает (950-970°C), P_{H₂O} снижается и находится в пределах 0.5-1.0 кбар. Дацитовый расплав в магматической камере перед началом третьего этапа был еще более сухим. При температуре совместной кристаллизации плагиоклаза и пироксена 950-1000°C в игнимбритах IIIа, б давление воды составляло 0.5 кбар. Таким образом, для кальдеры Большой Семячик отмечается снижение P_{H₂O} в игнимбритообразующем расплаве по разрезу и во времени, что согласуется с одновременным снижением активности кислорода и может указывать на снижение обводненности расплава в процессе формирования кальдеры. Подтверждением этому может служить увеличение степени железистости пироксенов в игнимбритах риодацитового (IIа, б, в) и дацитового (IIIа, б) составов. Осушению рас-

плава, наряду с явлениями декомпрессии в результате каждого предшествовавшего этапа игнимбритообразования, могут способствовать также периодические инъекции базальтов в основание магматической камеры.

Для игнимбритов кальдер Стены-Соболиного совместная кристаллизация плагиоклаза и пироксена происходила в интервале 930-950 и 970-1000°C, соответственно, для риодацитов и андезитодацитов и P_{H₂O} 1 кбар. В случае игнимбритов Узон-Гейзерной депрессии совместная кристаллизация этих минералов происходила в интервалах 900-940 (риодацит), 960-970 (дацит) и 1000-1010°C (андезит). Давление водяного пара составило 0.5-1.0 кбар.

Используя имеющиеся в литературе прямые определения концентрации воды в кислых расплавах и учитывая полученные нами величины P_{H₂O} и активности кислорода, можно сделать ориентировочные оценки концентрации воды в кислых магмах рассматриваемых кальдер. Для высокоэволюционированного риолитового расплава плинианской фазы кальдеры Большой Семячик, в которой темноцветные минералы представлены преимущественно биотитом и роговой обманкой, содержание воды может быть ~5-6%, что, согласно [11], является концентрацией насыщения в кислых магмах. В игнимбритах 1а и 1б, учитывая повышенную активность кислорода, но пироксеносодержащую ассоциацию фемических минералов, содержание воды в расплаве может быть принято, соответственно, 4 и 3%. Для пирокластических отложений второго и третьего этапов отмечается резкое снижение активности кислорода в расплаве и P_{H₂O}. Согласно [11], значениям P_{H₂O} 0.25-0.75 кбар в гранитоидной магме при температуре 800-900°C и P_{общ} 1-2 кбар отвечает содержание воды 1-3%.

В предэруптивных камерах кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной активность кислорода в магмах андезитового и дацитового составов относительно высокая - на порядок выше буфера NNO и соответствует таковой для игнимбритов 1а и 1б (кальдеры Большой Семячик). Это позволяет принять концентрацию воды в расплаве соответственно 3 и 4%. Об относительно повышенной обводненности расплава свидетельствует низкая железистость пироксенов (при ранней кристаллизации титаномагнетита) и игнимбритах указанных кальдер. Для Узон-Гейзерной депрессии это прежде всего относится к игнимбритам, связанным с кальдерой Узон. Можно отметить также повышенное содержание железо-титанистых окислов в этих игнимбритах, относительно пирокластике, связанной с восточной частью депрессии. Повышенная железистость пироксенов и незначительное количество вкрапленников рудных мине-

ралов в последних указывают на "сухость" расплава под этой частью кальдеры, что может быть связано с более высоким положением кровли очага [1].

Общее давление находится в соответствии с глубиной становления магматических очагов. Глубина расположения верхней кромки малоглубинных магматических камер может быть ориентировочно оценена на основании анализа геологического строения толщ, вмещающих интрузивное тело, моделирования напряжений в кровле над возмущающим источником [9], использования эмпирических зависимостей, связанных с вариациями концентраций отдельных компонентов в минералах при изменении давления в вулканоплутонических формациях, а также геофизическими методами.

Для гранитоидных магматических тел установлена эмпирическая зависимость содержания алюминия в роговых обманках от величины общего давления [21]. М. Джонсоном и М. Рутенфордом [23] эта зависимость была усовершенствована и использована для оценки глубины корового магматического очага под кальдерой Лонг-Вэлли в Калифорнии, т.е. применена для вулканических пород. В пемзовых туфах (Ip) плинианской фазы кальдеры Большой Семячик амфибол отличается низкой глиноземистостью (5-6%), что, согласно этой зависимости, отвечает общему давлению 1-1.5 кбар или глубинам 3-5 км. Немного большие величины общего давления (1.5-1.7 кбар) получены по соотношению алюминия и кремния в сосуществующих плагиоклазе и роговой обманке из тех же пемзовых туфов в соответствии с методикой [14]. Единичные вкрапленники роговой обманки в пемзовых туфах, связанных с кальдерой Узон, имеют близкие содержания глинозема.

Для восточной части Узон-Гейзерной депрессии глубина верхней кромки коровой магматической камеры была рассчитана по системе даек, связанных с дуговыми разломами ограничения кальдеры [2] и составила 7-8 км. Конечно, все эти оценки являются ориентировочными, однако, они согласуются с глубинами верхнекоровых магматических камер (5-8 км), полученных при проведении геофизических исследований в кальдерных комплексах [20].

Зональность магматических камер. Опыт изучения продуктов крупнообъемных кальдерообразующих эксплозивных извержений в различных районах мира убеждает в том, что верхнекоровые магматические резервуары, из которых происходили эти извержения, имеют зональное строение [19,25,26]. На существование зональности указывает изменение валового состава игнимбритов (от высококремнистых разностей в основании пирокластических потоков до андезитов - в верхних частях), изменение по разрезу составов фенокристаллов, их ассоциаций и остаточ-

ных стекол. Считается, что изменение состава пирокластических потоков снизу вверх представляет собой инверсию зональной магматической камеры на период, предшествующий эксплозивному извержению. Идея зонального магматического тела, в котором относительно эволюционированная охлажденная магма с низкой плотностью располагается над более плотной силикатной жидкостью базальтоидного состава, в настоящее время хорошо обоснована. Наиболее общепринятым механизмом возникновения слоев контрастных составов является конвективное фракционирование в условиях относительно закрытой системы с привлечением пристенной кристаллизации и всплытия легких остаточных жидкостей с накоплением их в верхней части магматической системы [27, 29]. Тесная пространственная ассоциация в кальдерных комплексах Восточно-Камчатского вулканического пояса высокоглиноземистых базальтов с проявлениями кислого вулканизма указывает на их генетическую связь. Экспериментальные исследования [6] показали, что отделение высокоглиноземистых базальтов при дифференциации более примитивных магнезиальных расплавов и перемещение на глубины порядка 10-20 км создает благоприятные условия для их дальнейшей эволюции (отсадка магнетитсодержащих ассоциаций) в известково-щелочном направлении. Очевидно, что в формировании зональности принимают участие и продукты плавления базальтами вмещающих пород и смешивания контрастных расплавов на границе слоев [4,13, 22]. В рассматриваемых нами кальдерных комплексах степень зональности пирокластических потоков различна.

Магма верхнекоровой системы Большого Семячика представляет собой наиболее яркий пример высокоэволюционированного расплава. Согласно результатам геолого-минералогических исследований, в предэруптивной магматической камере существовало по крайней мере три зоны, различающиеся по составу, температуре и концентрации H_2O : высокофлюидизированная риолитовая, риодацитовая и андезитодацитовая (табл. 1, рис. 2). Формирование шапки высокофлюидизированных риолитов в апикали очага, относительно однородный состав вкрапленников, их слабо выраженная зональность являются показателем длительных и спокойных в тектоническом отношении условий кристаллизации расплава. Судя по однородному валовому и минеральному составам игнимбритов, мощность отдельных зон была значительная. В процессе извержения зональность в магматической камере была разрушена. К началу второго этапа нарушенная зональность восстановилась, и состав расплава в очаге (или в верхней его части) отвечал риодацитам. Снижение в каждом последующем пирокластическом потоке кислотности, появление более магнезиальных пироксенов, плагиоклазов повышенной кальциевости, возрастание

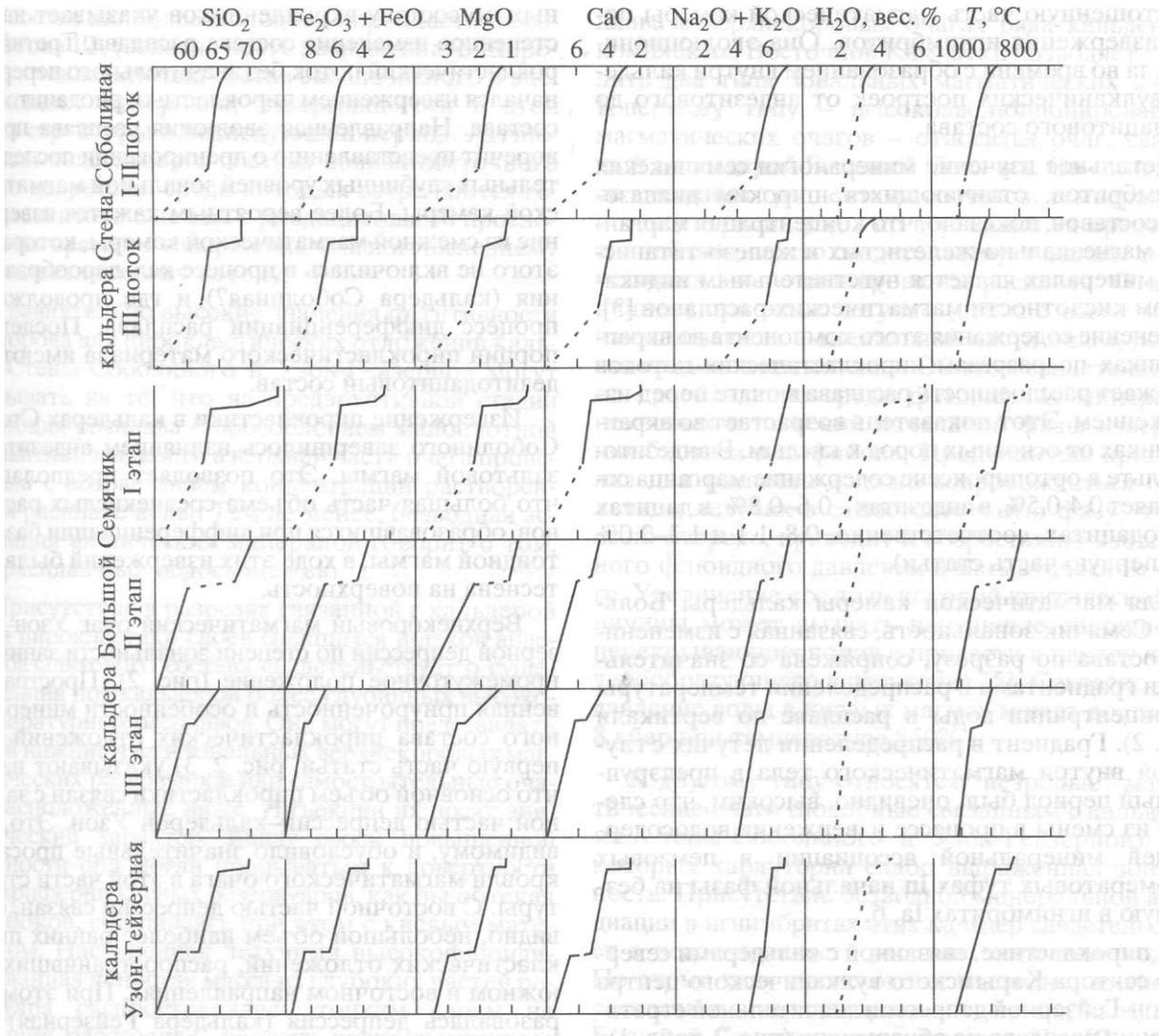


Рис. 2. Распределение основных петрогенных окислов, температуры и концентрации H_2O в зональных магматических очагах рассмотренных в статье кальдерных структур. Пунктиром показано предполагаемое распределение параметров.

железистости и глиноземистости остаточных стекол, отражает постепенное изменение состава по вертикали и дренирование все более глубоких зон магматической камеры. Извержение в конце второго этапа игнимбритоподобных пород и спекшихся шлаков андезитобазальтового состава указывает на внедрение базальтоидных расплавов с более глубоких уровней, а широкий диапазон составов вкрапленников в игнимбритах риодацитового состава отражает процессы смешивания расплавов верхних уровней в коровом очаге. Относительное истощение верхнего риолитового слоя в течение первых двух этапов и значительная конвекция в очаге после поступления в него базальтовой магмы привели к выравниванию состава расплава и извержению в начале третьего этапа игнимбритов преимущественно дацитового состава. Первые их порции отличается несколько

повышенная кремнекислотность, а в последнем пирокластическом потоке она снижается до андезитов. В игнимбритах Шб появляются развальцованные включения шлаков андезитобазальтового состава, что указывает на смешивание расплавов в процессе извержения. Повышение основности каждого последующего пирокластического потока кальдеры Большой Семячик с возрастанием степени неоднородности, выраженной в виде кристаллических фрагментов, а в последующем и развальцованных включений базальтовой магмы, свидетельствует о том, что в процессе формирования кальдеры кислая магма в объеме очага, участвующего в извержении, была замещена поступающими снизу базальтоидными расплавами. Новый посткальдерный этап вулканической деятельности снова начался излиянием внутри кальдеры андезитобазальтовой магмы, пополнившей

опустошенную часть магматической камеры после извержения игнимбригов. Она эволюционировала во времени с образованием внутри кальдеры вулканических построек от андезитового до риодацитового состава.

Детальное изучение минералогии семячских игнимбригов, отличающихся широким диапазоном составов, показало, что концентрация марганца в магнезиально-железистых и железо-титанистых минералах является чувствительным индикатором кислотности магматических расплавов [3]. Изменение содержания этого компонента во вкрапленниках по разрезам пирокластических потоков отражает расслоенность расплава в очаге перед извержением. Этот показатель возрастает во вкрапленниках от основных пород к кислым. В андезитобазальте в ортопироксене содержание марганца составляет 0.4-0.5%, в андезитах-0.6-0.8%, в дацитах и риодацитах, соответственно, 0.8-1.1 и 1.3-2.0% (см. первую часть статьи).

Для магматической камеры кальдеры Большой Семячик зональность, связанная с изменением состава по разрезу, сопряжена со значительными градиентами в распределении температуры и концентрации воды в расплаве по вертикали (рис. 2). Градиент в распределении летучих с глубиной внутри магматического тела в предэруптивный период был, очевидно, высоким, что следует из смены в процессе извержения водосодержащей минеральной ассоциации в пемзовых агломератовых туфах In начальной фазы на безводную в игнимбригах Ia, б.

В пирокластике, связанной с кальдерами северного сектора Карымского вулканического центра и Узон-Гейзерной депрессии значительной стратификации расплава не обнаружено (рис. 2, табл. 1).

Игнимбриги первого и второго пирокластических потоков кальдер Стены-Соболиного существенно не отличаются между собой ни химическим, ни минеральным составами, что может указывать на последовательное их извержение из разных каналов одной из кальдер (кальдера Стена?). Несмотря на сравнительно однородный химический состав по разрезу потоков, на уровне составов минералов и остаточных стекол обнаруживается тенденция к расслоению расплава в очаге на предэруптивной стадии (см. первую часть статьи, рис. 2, 3). В первых порциях (низы разрезов) преобладают более натровый плагиоклаз, ортопироксен повышенной железистости и марганцевистости, а среди остаточных стекол - риодацитовые маложелезистые разности. Значительные различия в концентрации марганца (0.7-1.8%) в ортопироксенах могут свидетельствовать о существовании в магматической камере преобладающего дацитового и маломощного риодацитового слоев расплава, которые были перемешаны в процессе извержения. Присутствие промежуточ-

ных по составу вкрапленников указывает на постепенное изменение состава расплава. Третий пирокластический поток без значительного перерыва начался извержением пирокластике риодацитового состава. Направленная эволюция расплава противоречит представлению о дренировании последовательных глубинных уровней зональной магматической камеры. Более вероятным кажется извержение из смежной магматической камеры, которая до этого не включилась в процесс кальдерообразования (кальдера Соболиная?) и где продолжался процесс дифференциации расплава. Последние порции пирокластического материала имеют андезиодацитовый состав.

Извержение пирокластике в кальдерах Стены-Соболиного завершилось излиянием андезитобазальтовой магмы. Это позволяет предполагать, что большая часть объема среднекислых расплавов, образовавшихся при дифференциации базальтоидной магмы, в ходе этих извержений была вытеснена на поверхность.

Верхнекоровый магматический очаг Узон-Гейзерной депрессии по степени зональности занимает промежуточное положение (рис. 2). Пространственная приуроченность и особенности минерального состава пирокластических отложений (см. первую часть статьи, рис. 2, 3) указывают на то, что основной объем пирокластике связан с западной частью депрессии-кальдерой Узон. Это, по-видимому, и обусловило значительные просадки кровли магматического очага в этой части структуры. С восточной частью депрессии связан, очевидно, небольшой объем наиболее ранних пирокластических отложений, распространившихся в южном и восточном направлениях. При этом образовалась депрессия (кальдера Гейзерная) без видимых вертикальных смещений, ограниченная дугвыми разломами. О существовании зональности в очаге на предэруптивной стадии свидетельствует маломощный слой риодацитов в основании ранних пирокластических потоков. Состав пемзовидных фьямме из верхних частей разрезов, отражающий состав игнимбригообразующего расплава, варьирует от риодацитов до дацитов с преобладанием последних. Ниже дацитового слоя в коровом очаге, возможно, существовала зона андезитового расплава. На это указывает андезитовый состав поздних порций пирокластического материала - поток слабо спекшихся игнимбригов, вложенных в долину реки Новый Семячик, агглютинаты вблизи северного борта депрессии [8]. Сосредоточение взрывной деятельности преимущественно в западном секторе верхнекорового очага (кальдера Узон) способствовало продвинутой эволюции расплава в восточном его секторе (или отдельном магматическом очаге). Аналогичная картина наблюдалась в сдвоенных кальдерах Карымского вулканического центра. Отражением этого процесса является риодацито-

вый состав наиболее молодого пирокластического потока Ш₃ (верхняя часть разреза плато Широкое), а также кислый состав эксплозивного и экструзивного материала, извергавшегося в этой части структуры в последующий период. Агглютинаты андезитового состава вблизи восточного борта депрессии, среди которых встречаются гетеротакситовые пемзы с риодацитовыми прослоями, по времени извержения близки последнему пирокластическому потоку.

Сравнительно высокие значения фугитивности кислорода для пирокластических отложений кальдер Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной могут указывать на то, что на предэруптивной стадии эволюция расплава с обособлением малоплотной силикатной жидкости в верхней части очага происходила с возрастанием концентрации растворенной в расплаве воды. Тем не менее, безводная ассоциация фемических минералов говорит о том, что расплав был недосыщен ею.

Присутствие в разрезах связанной с кальдерой Узон пирокластике слоев спекшихся шлаков андезитобазальтового состава свидетельствует о существовании под кальдерой более глубоких высоко-температурных расплавов. Они могут представлять собой нижние части зональных верхнекоровых магматических резервуаров или самостоятельные очаги, расположенные ниже. Инъекции их носят эпизодический характер. Ввиду своей повышенной плотности они могли прорываться к поверхности по периферии кислых резервуаров, как бы обтекая их с боков, смешиваясь при этом с кислым материалом. Насыщенная летучими высокофлюидизированная пенная масса из глубоких частей резервуара распространялась тонким слоем на большие расстояния, образуя низкокремнистые игнимбритоподобные породы лавового облика. Подобные образования встречены также в разрезах семячковых игнимбритов [3]. Среди пирокластических отложений кальдер Стены-Соболиного спекшихся шлаков андезитобазальтового состава не обнаружено. В то же время низкокремнистые разности остаточных стекол и ассоциирующие с ними микровкрапленники высококальциевых плагиоклазов могут представлять собой фрагменты перегретых (субафировых) базальтов, "распыленных" под большим давлением газовыми струями в дацитовом расплаве и понизивших его кислотность. Поступая в основание магматической камеры, базальты не в состоянии прорваться к поверхности через менее плотный кислый расплав. Они накапливаются в придонной части очага, вызывая разогрев и конвекцию в верхних его слоях и, по мнению многих исследователей, могут провоцировать крупнообъемные эксплозивные извержения [28].

Заключение. Проведенный сравнительный анализ физико-химических условий эволюции рас-

плава в верхнекоровых очагах ряда кальдерных комплексов Восточной Камчатки позволяет выделить два типа зональных магматических камер. К первому типу - высокоэволюционированных магматических очагов - относится очаг, связанный с кальдерой Большой Семячик. Он отличается высокими градиентами составов, температуры и концентрации воды по вертикали на предэруптивной стадии, что свидетельствует о длительных условиях эволюционирования расплава. Отделяющиеся при этом летучие (прежде всего вода), накапливаются в апикальной части очага, достигая пределов насыщения. Об этом свидетельствует преобладание среди фемических минералов пемзовых отложений начальной фазы извержения биотита и амфибола. Продолжение кристаллизации расплава должно сопровождаться отделением летучих в самостоятельную фазу, что, в свою очередь, приводит к возрастанию избыточного флюидного давления в магматическом очаге. Увеличение его до некоторой критической величины может вызвать нарушение сплошности перекрывающих пород и привести к началу кальдерообразующего извержения [5]. Согласно [10], давление воды в кислых магмах может достигать 8 кбар при температуре 850°C.

К другому типу относятся "незрелые" магматические очаги (подобные связанным с кальдерами Стены-Соболиного и Узон-Гейзерной), для которых характерна слабо выраженная зональность. Присутствие безводной минеральной ассоциации в игнимбритах этих кальдер свидетельствует о недосыщенности расплава летучими (водой). По этому типу происходила, очевидно, эволюция расплава и в верхнекоровом очаге под кальдерой Большой Семячик в последующие (II и III) этапы развития структуры. В таких системах крупнообъемные эксплозивные извержения могут происходить в результате внешних причин, таких как инъекции базальтов в основание верхнекоровых магматических очагов [28] или же сейсмотектонические явления.

Геологические и петрологические данные позволяют считать, что верхнекоровые очаги изученных кальдерных комплексов действовали как "проточная" система (более подробно о проточных магматических очагах в [12, 13]). В них периодически поступали новые порции базальтоидных расплавов, а на поверхность изливались главным образом продукты их дифференциации и смешения с остаточными расплавами. На завершающих этапах кальдерообразования базальты, пополняющие магматические камеры, могут, помимо того, заместить значительную часть объема магматического очага, освободившегося после извержения пирокластике, что мы наблюдаем в кальдерах Стены-Соболиного и Большой Семячик. В пределах Узон-Гейзерной ВТД на посткаль-

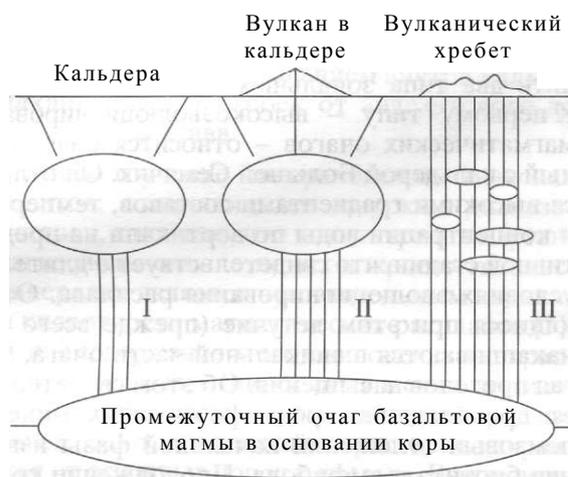


Рис. 3. Предполагаемые различные режимы развития верхнекоровых магматических очагов (в зависимости от условий проницаемости земной коры и скорости поступления базальтов снизу); I - режим с низкой скоростью поступления базальтов. Проницаемость земной коры низкая, поступающие снизу базальты не оказывают существенного влияния на развитие верхнекоровых магматических очагов; после кальдерообразующих извержений вулканизм проявляется незначительно, очаг быстро остывает; II - режим со средней скоростью поступления базальтов. Проницаемость земной коры достаточно высокая и поступающие снизу базальты могут заполнить значительную часть верхнекоровых магматических очагов, опустошившихся после кальдерообразующих извержений; вулканизм после формирования кальдер продолжается, на поверхность поступают продукты смешивания остаточных расплавов в очаге и базальтов, идет их постепенное раскисление; процесс кальдерообразования может возобновиться при следующих активизациях; III - режим с высокой скоростью поступления базальтов. Проницаемость земной коры очень высокая. Крупные магматические очаги в верхних этажах земной коры не образуются; на поверхность поступают разнообразные по составу лавы, формируются вулканические хребты, отличающиеся многовыходным вулканизмом.

дерном этапе базальты изливались в основном у границ депрессии и за ее пределами, что может указывать на существование слоя высококремнистого расплава в апикали верхнекорового очага, который выполнял и все еще выполняет экранную роль для более плотных нижнекоровых расплавов.

Приведенные данные показывают, что хотя все верхнекоровые магматические очаги рассмотренных центров перед кальдерообразующими извержениями были зональными, степень эволюционированности расплавов в них была различной. Выделение "зрелых" и "незрелых" магматических очагов и высказанные представления, что они являются "проточными" системами (что в них периодически поступают снизу базальтовые расплавы), позволяют предположить, что развитие маг-

матических очагов во многом определяется структурной обстановкой, степенью проницаемости того участка, где формируется магматический очаг. В тех случаях, когда степень проницаемости земной коры низкая и такие условия сохраняются длительное время, базальтоидный расплав в промежуточном очаге эволюционирует с отделением высококремнистых расплавов и формируются зональные магматические очаги с обособлением флюидной фазы. Объем поступающих с низов коры базальтов небольшой, и он не приводит к нарушению сформированной зональности. Этот режим, который существовал, по-видимому, в недрах Большесемьячической структуры на начальном этапе ее развития, можно назвать "застойным" или режимом с низкой скоростью поступления базальтов.

В тех случаях, когда степень проницаемости высокая, временного интервала между тектономагматическими активизациями не всегда достаточно для формирования малоглубинных высокоградиентных зональных магматических камер. Значительные объемы нижнекоровых базальтов, поступающие в основание магматических камер, разрушают сформированную зональность и прерывают таким образом процесс дифференциации расплава. Такой режим можно назвать "динамичным" или режимом с относительно высокой скоростью поступления базальтов. Он, по-видимому, существовал в магматических очагах Карымского, Узонского и на последних этапах развития Большесемьячического вулканических центров и является, очевидно, более универсальным. При этом этапы кальдерообразования в конкретной структуре могут повторяться или завершаться формированием внутри кальдеры моногенных аппаратов.

Возможен, по-видимому, и третий режим, отражающий крайнюю ситуацию - когда проницаемость и скорость поступления базальтов столь высоки, что крупные магматические очаги в верхних этажах земной коры вообще не могут образоваться. В таких случаях крупных кальдерообразующих извержений не происходит и на поверхности формируются сложные вулканические постройки, отличающиеся многовыходным вулканизмом и большим разнообразием состава изверженных пород. Условия существования магматических очагов для трех описанных выше режимов (с низкой, средней и высокой скоростью поступления базальтов) отражены на рис. 3.

Авторы выражают благодарность А.В. Колоскову за ценные советы, В.М. Чубарову и Т.М. Филосовой за обеспечение качественного микронзондового анализа и А.Д. Чернявской за помощь в оформлении графических материалов.

Работа выполнена по грантам РФФИ № 99-05-65371 и №00-15-98609.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гриб Е.Н. Пироксены эффузивно-эксплозивного комплекса Узон-Гейзерной вулcano-тектонической депрессии (Восточная Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1997. № 4. С. 19–35.
2. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Коровый очаг Узон-Гейзерного района // Вулканизм и связанные с ним процессы. Вып. III. Петропавловск-Камчатский. 1985. С. 31–33.
3. Гриб Е.Н., Леонов В.Л. Игнимбриты кальдеры Большой Семячик (Камчатка): состав, строение, условия образования // Вулканология и сейсмология. 1992. № 5–6. С. 34–50.
4. Жариков В.А., Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б. Моделирование возможности возникновения гранитоидных магм при взаимодействии базальтовых расплавов с веществом коры // Вестник МГУ. Сер. геол. 1991. № 2. С. 3–15.
5. Кадик А.А., Остапенко Г.Г., Френкель М.Я. Давление паров воды при кристаллизации магм в камере постоянного объема // Геохимия. 1975. № 6. С. 812–821.
6. Кадик А.А., Розенхауэр М., Луканин О.А. Экспериментальные исследования влияния давления на кристаллизацию магнезиальных и глиноземистых базальтов Камчатки // Геохимия. 1989. № 12. С. 1748–1768.
7. Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Кальдеры и игнимбриты Узон-Семячикского района, Камчатка: новые данные по результатам изучения разрезов плато Широкое // Вулканология и сейсмология. 1998. № 3. С. 41–60.
8. Леонов В.Л., Гриб Е.Н., Карташева Л.А. Расчленение игнимбритов и реконструкция масштабов игнимбритообразующих извержений // Вулканология и сейсмология. 2000. № 5. С. 3–18.
9. Лучицкий И.В., Бондаренко П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом (по экспериментальным данным) // Геология и геофизика. 1974. № 10. С. 3–19.
10. Наумов В.Б., Соловова И.П., Коваленкер В.А., Русинов В.А., Кононкова Н.Н. Первые данные о высокоплотных флюидных включениях магматической воды во вкрапленниках риолитов // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 1. С. 187–190.
11. Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 215 с.
12. Уткин И.С., Федотов С.А., Уткина Л.И. Об эволюции и размерах магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1999. № 3. С. 7–18.
13. Федотов С.А. О входных температурах магм, образовании, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–29.
14. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклаз-роговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
15. Brey G.P., Kohler T. Geothermobarometry in four-phase lherzolites // New thermobarometers and practical assessment of existing thermobarometers. 1990. V. 31. P. 1353–1378.
16. Chiorso M.S., Carmichael J.S.F. An FORTRAN IV Computer program for evaluating temperatures and oxygen fugacities from the compositions of coexisting iron-titanium // Computers. Geosciences. 1981. V. 7. P. 123–129.
17. Ewart A., Hildreth W., Carmichael J.S.E. Quaternary acid magma in New Zealand // Contrib. Mineral. Petrol. 1975. V. 51. P. 1–27.
18. Hervig R.L., Dunbar N., Westrich H.R., Kyle P.R. Pre-eruptive water content of rhyolitic magmas as determined by ion microprobe analyses of melt inclusions in phenocrysts // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1989. V. 39. P. 293–302.
19. Hildreth W. Gradients in silicic magma chambers: Implications for lithospheric magmatism // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 10153–10192.
20. Hill D.P., Bailey R.A., Ryall H.S. Active tectonic-magmatic processes beneath Long Valley Caldera, Eastern California: An overview // J. Geophys. Res. 1985. V. 90. P. 11111–11120.
21. Hollister L.S., Grissom G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons // Amer. Mineral. 1987. V. 72. P. 231–239.
22. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol. 1988. V. 29. P. 599–624.
23. Jonson V.S., Rutherford M. Experimental calibration of the aluminum in hornblende geobarometer with application to Long Valley caldera (California) volcanic rocks // Geology. 1989. V. 17. № 9. P. 837–841.
24. Kudo A.W., Weill D.F. An igneous plagioclase thermometer // Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 25. № 1. P. 52–65.
25. Lipman P.W. The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths // J. Geophys. Res. 1984. V. 89. P. 8801–8841.
26. Marsh B.D. Magma chambers // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 1989. V. 17. Palo Alto (Calif.). P. 439–474.
27. McBirney A.R., Baner B.H., Nilson R.H. Liquid fractionation. Part I: basic, principles and experimental simulations // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1985. V. 24. P. 1–24.
28. Sparks S.R., Sigurdsson H. Magma mixing: a mechanism for triggering acid explosive eruption // Nature. 1977. V. 267. P. 315–318.
29. Spera F.J., Crisp J.A. Eruption volume, periodicity and caldera area: relationships and inferences on development of compositional zonation in silicic magma chambers // J. Volcanol. Geotherm. Res. 1981. V. 11. P. 169–187.
30. Well P.R.O. Pyroxene thermometry in simple and complex systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1977. V. 62. P. 129–139.
31. Wones D.R., Eugster H.P. Stability of biotite: experiment, theory and application // Amer. Mineral. 1965. V. 50. № 9. P. 1228–1272.

**The Diversity of Modes of Evolution Possible for Upper Crustal Magma Chambers
in the Caldera Complexes of Eastern Kamchatka.
Part II. Physico-Chemical Environments of Crystallization
for Ignimbrite-generating Melts**

E. N. Grib, Y. L. Leonov

*Institute of Volcanology, Far East Division, Russian Academy of Sciences,
Petropavlovsk-Kamchatskii, 683006, Russia*

A comparative analysis is presented for the evolution of caldera-generating phases in several calderas of eastern Kamchatka. The first part of this study was concerned with the geological environments of the calderas, the distribution, volume and age of the associated pumice-ignimbrite deposits. We also presented a comparative analysis of the mineral composition of pyroclastics in all calderas under study. The present paper, which is the second part, reconstructs the physico-chemical environment of crystallization for ignimbrite-generating melts using mineral geothermobarometers: the quantities include temperature, oxygen fugacity, steam pressure, and total pressure. The data indicate a zonal structure of upper crustal magma chambers for the period preceding the caldera-generating eruptions. A conceptual model is suggested for the evolution of zonal upper crustal magma chambers. The model is based on the idea of interaction among magma chambers lying at different depths. The rate and periodicity of basalt supply to the base of upper crustal chambers are assumed to be the leading factors controlling the degree of chamber evolution. These factors are used to identify three possible regimes for the evolution of magmatic activity in such geologic features.