

ОСОБЕННОСТИ СТРУКТУРЫ КОНВЕКТИВНЫХ ТЕЧЕНИЙ В СИСТЕМЕ РАССЛОЕННЫЙ ИНТРУЗИВ—ПОДВОДЯЩИЙ КАНАЛ—МАТЕРИНСКИЙ МАГМАТИЧЕСКИЙ ОЧАГ

Л.Ш. Базаров, В.И. Гордеева, Е.И. Петрушин

Институт геологии и минералогии СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Приведены результаты экспериментального исследования структуры конвективных течений в модельной системе камера расслоенного интрузива—подводящий канал—материнский магматический очаг. Установлено непрерывное гидродинамическое и теплофизическое взаимодействие через подводящий канал взаимосвязанных расплавов материнского магматического очага и интрузива. Сопряженность этих расплавов определяет структуру конвективных течений и механизмы тепломассопереноса в камере интрузива, подводящем канале и магматическом очаге. Экспериментально установлено существование в подводящем канале двух встречных конвективных потоков расплава — внутреннего, центрального струйного подъемного потока и кольцевого внешнего, идущего вниз вдоль стенок подводящего канала. Кольцевой нисходящий поток в верхней части подводящего канала обладает наиболее низкой температурой и оказывается практически равновесным с выделившимися ранее кристаллами. По мере продвижения вниз вдоль стенок подводящего канала за счет взаимодействия с центральным подъемным потоком кольцевой нисходящий поток расплава нагревается и оказывается недосыщенным по отношению к выделившимся ранее кристаллам. Это обстоятельство исключает возможность гетерогенной кристаллизации на стенках подводящего канала. Установленный экспериментально механизм взаимосвязи расплавов в целостной природной системе исключает возможность формирования где-либо в объеме камеры интрузива зоны неподвижного расплава со стабильной устойчивой температурной стратификацией.

Эксперимент, интрузив, расплав, моделирование, конвекция.

SPECIFIC STRUCTURE OF CONVECTION CURRENTS IN THE SYSTEM LAYERED INTRUSION—FEEDING CONDUIT—PARENTAL MAGMA SOURCE

L.Sh. Bazarov, V.I. Gordeeva, and E.I. Petrushin

The structure of convection currents was experimentally studied in the model system chamber of layered intrusion—feeding conduit—parental magma source. Persistent hydrodynamical and thermophysical interaction between interrelated melts of the parental magma and intrusive body occurs through the feeding conduit. Being associated, they control the structure of convection currents and mechanisms of heat and mass transfer in the intrusive chamber, conduit, and magma source. The existence of two convection countercurrents in the conduit has experimentally been established: inner central lifting jet and outer annular downward current along the conduit walls. At the top of the conduit, the downward current has the lowest temperature and appears to be quite in equilibrium with the earlier precipitated crystals. Moving downward along the conduit wall, the annular descending current interacts with the lifting jet and, as a result, becomes hotter and undersaturated relative to the crystals that formed before. Thus, there is no possibility for heterogeneous crystallization to occur on the walls of conduit. The experimentally simulated mechanism of melt interaction in a whole natural system rules out the possibility of formation of a zone of immobile melt with stable steady-state temperature stratification anywhere in the chamber's volume.

Experiment, intrusion, melt, modeling, convection

ВВЕДЕНИЕ

Механизм формирования расслоенных интрузий основного состава является одной из важных нерешенных до настоящего времени научных проблем петрологии. Интерес к расшифровке механизма формирования расслоенных интрузий помимо существенного научного значения проблемы определяется также практической важностью полезных ископаемых, генетически связанных с расслоенными интрузивами (платина, палладий, хром, ванадий и др.). Последние десятилетия XX и начало XXI века являются периодом интенсивных, теоретических и экспериментальных исследований процессов образования и дифференциации магм Земли и интерес к этой проблеме не только не иссякает, но и постоянно растет.

Проблемам становления интрузий с теоретических и в значительно меньшей степени экспериментальных позиций посвящено огромное количество публикаций. Работами А.Н. Заварицкого [Заварицкий, Соболев, 1961], Э. Рагена [1972], Д.Х. Грина, А.Э. Рингвуда [1968], В.С. Соболева [1981] и многих других отечественных и зарубежных исследователей созданы основы классической термодинамической и физико-химической теории эволюции магматических расплавов. Однако существующие теоретические

основы эволюции магматических расплавов не обеспечивают возможности установления причин и механизма формирования ритмической расслоенности магматических комплексов [Ярошевский, 2007].

В работах [Huppert, Sparks, 1984; Lowell, 1985] на основе теоретического и экспериментального моделирования устанавливаются закономерности кристаллизации магматических расплавов в результате концентрационно-тепловой конвекции. Различные аспекты изучения кристаллизационной дифференциации расплавов в расслоенных интрузиях приведены авторами работ [Wager, Deer 1939; Wager, 1963; Bartlett, 1969; Уэйджер, Браун, 1970; Элдер, 1972; Naslund, 1977; Campbell, 1978; McBirney, Noyes, 1979; Арискин, Френкель, 1982; Кусиро, 1983; Brandeis, Jaupart, 1986; Френкель и др., 1988; Brandeis, Marsh, 1989; Симакин, Кислов, 1991; Mangan, Marsh, 1992; Jaupart, Tait, 1995; Френкель, 1995; Трубицин, Харибин, 1997; Арискин, Бармина, 2000].

Существенный интерес представляют установленные Е.В. Шарковым [1980, 2006; Шарков, Богатиков, 1985] при изучении механизма формирования расслоенных интрузий особенности формирования кумулула в процессе кристаллизации магматического расплава. По Е.В. Шаркову [1985, с. 99] „Зона кристаллизации и соответственно итоговая порода образованы в основном ликвидусными фазами главного объема расплава (минералами кумулула), а на долю остаточного расплава, выполняющего промежуток между ними (интеркумуляционный материал), приходится не более 20—30 % объема. Из этого следует, что большая часть остаточного расплава, возникшего в зоне кристаллизации, отжималась в главный объем расплава, состав которого непрерывно выравнивался конвекцией“. „Разрез расслоенных интрузивов представляет собою растянутую по вертикали последовательность продуктов фракционной кристаллизации исходного расплава от высоко- к низкотемпературным снизу вверх“ [Шарков, 1985, с. 100]. „Расслоенные интрузивы [Шарков, 2006, с. 333] представляли собой промежуточные внутрикоровые очаги магматических систем, в которых происходило накопление поступающих снизу расплавов, шли процессы кристаллизационной дифференциации и смешения старых эволюционировавших магм с новыми поступлениями“. Им было показано, что их формирование подчинялось законам теории затвердевания и часто сопровождалось внедрением дополнительных порций свежего расплава в затвердевшие интрузивные камеры.

Данные по экспериментальному моделированию динамики процессов массовой кристаллизации магматических расплавов в литературе встречаются крайне редко [Элдер, 1972; Huppert, Turner, 1981; Brandies, Marsh, 1989; Kaneko, Koyaguchi, 2000; Базаров и др., 2001, 2002, 2005]. В подавляющем большинстве научных концепций и подходов рассматриваются процессы, которые могли протекать лишь в объеме камеры кристаллизующегося интрузива, но без учета возможного влияния материнского магматического очага.

Реальные природные системы, а именно крупные интрузии основного состава помимо самой интрузии имеют в составе материнский магматический очаг и подводящий канал, обеспечивающий однократное либо многократное внедрение магматического расплава в пределы кристаллизационной камеры интрузива.

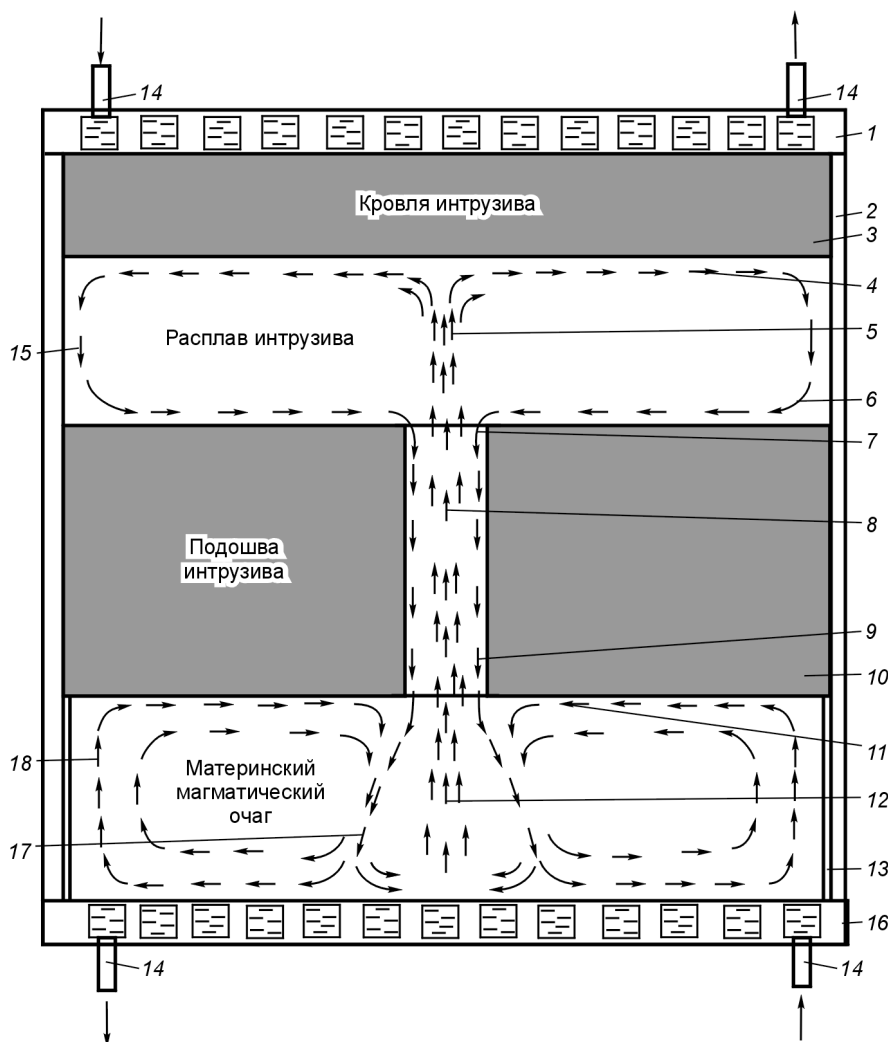
Публикации, в которых рассматривались бы особенности конвективных процессов и механизмы формирования расслоенности в природной системе интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг, не обнаружены.

Цель наших исследований — экспериментальное изучение особенностей влияния материнских магматических очагов через подводящие каналы на характер протекания конвективных процессов в объеме магматических камер интрузивов (лакколиты, лополиты).

МЕТОДИЧЕСКАЯ ЧАСТЬ

Экспериментальное моделирование проведено на изготовленных авторами нестандартных модельных кристаллизационных установках. Прототипом модельных камер послужили образцы экспериментальных камер, приведенные в работах [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001] с соответствующими изменениями во внутренних объемах кристаллизационных камер.

Сконструированная и изготовленная авторами установка представляет собой систему взаимосвязанных экспериментальных блоков, состоящую из кристаллизационной камеры, термостатов, оптической системы наблюдения за ходом кристаллизационных и конвективных процессов (увеличение до 112 крат), системы термостатированных теплообменников кровли и подошвы камеры, щелевых и обычных осветителей, системы регистрации температуры (малоинерционные термодпары, цифровые микровольтметры, нановольтметры). Камера установки, моделирующая систему интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг, схематически приведена на рисунке. Камера представляет собой симметричную в плане герметичную емкость — прямоугольный параллелепипед с прозрачными вертикальными стенками (см. рисунок, позиция 2). В качестве модельного расплава использовалась система NH_4Cl —глицерин. Температура насыщения расплава составляет 60 °С, внутренние размеры камеры 240 × 240 × 220 мм. Верхний (поз. 1) и нижний (поз. 16) теплообменники изготовлены из листового титана. К нижней шлифо-



Схематический разрез через центральную часть модельной камеры. Структура конвективных потоков при внедрении гомогенного расплава.

1 — теплообменник кровли интрузива; 2 — прозрачные стенки камеры; 3 — кровля интрузива, поликристаллический NH_4Cl ; 4 — валиковые конвективные потоки; 5 — центральный восходящий поток расплава; 6 — обратные горизонтальные течения от периферии камеры к подводящему каналу; 7 — кольцевой нисходящий поток расплава; 8 — центральный осевой подъемный поток расплава; 9 — нисходящий кольцевой поток расплава, идущий вдоль стенок подводящего канала; 10 — поликристаллическая подошва (NH_4Cl); 11 — обратное течение расплава в магматическом очаге; 12 — восходящий поток расплава в материнском магматическом очаге; 13 — подставка под подошву; 14 — штуцеры входа и выхода теплоносителя (вода); 15 — нисходящий поток расплава на периферии камеры; 16 — теплообменник материнского магматического очага; 17 — нисходящий колоколообразный поток расплава, идущий от подводящего канала; 18 — периферийный поток расплава в магматическом очаге.

ванной плоскости теплообменника кровли жестко прикреплена плоская шлифованная пластина из поликристаллического NH_4Cl (поз. 3), моделирующая кровлю интрузива. Мощность поликристаллической кровли 40 мм. Подошва интрузива, представляющая собой плоскую пластину из поликристаллического NH_4Cl , имеет мощность 80 мм. В центральной части подошвы просверлено сквозное отверстие диаметром 40 мм, моделирующее подводящий канал интрузии. Высота канала составляет 80 мм, площадь поперечного сечения — 12.6 см^2 . Горизонтальная площадь подошвы равна 576 см^2 . Отношение площадей подошвы и канала — 45.9. Подошва опирается на калиброванную по высоте подставку из листового оргстекла толщиной 2 мм, расположенную у стенок по периферии камеры (поз. 13). Расстояние между кровлей и подошвой интрузива составляет 40 мм, толщина (мощность) слоя расплава в „материнском магматическом очаге“ — 60 мм.

Регистрация изменения температуры в кровле, подошве, основном объеме интрузива, подводящем канале и материнском магматическом очаге при проведении экспериментов обеспечивается системой малоинерционных нихром-константановых обычных и дифференциальных термпар. Положения термо-

пар на рисунке не обозначены, их общее количество в камере 24 штуки. Камера оборудована также двумя поисковыми термодатчиками, позволяющими проводить измерения температуры практически в любом участке модельного расплава.

Заданная температура теплообменников (кровли и материнского магматического очага) обеспечивается отдельно термостатами (U-7, U-10). Точность фиксирования температуры ± 0.1 °С. Имеются штуцеры входа и выхода теплоносителя (вода) в теплообменниках (поз. 14).

Модельные расплавы в проведенных экспериментах готовили по единой схеме подготовительных операций. Концентрация NH_4Cl во всех экспериментах составляла 13.2 г на 100 г глицерина, что соответствует температуре насыщения 60 °С. Минимальный температурный уровень „перегрева“ модельного расплава, обеспечивающий гомогенность системы непосредственно после заливки в кристаллизационную камеру, был подобран опытным путем. Время заливки расплава в кристаллизационную камеру во всех опытах — 8—10 с.

Правомерность применения изготовленных нами кристаллизационных камер при моделировании начальных этапов становления интрузивов базируется на результатах исследований, представленных в работах [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001], в которых при моделировании природных процессов конвекции и тепломассопереноса в земной коре и верхней мантии Земли детально обоснованы критерии геометрического и теплофизического подобия и правомерность применения модельных камер с прозрачными вертикальными стенками, содержащими плоский слой вязкой модельной жидкости (глицерин, эйкозан, парафин). Детально рассмотрены основы физического моделирования природных процессов, общие понятия о подобии, множители преобразования (константы подобия), критерии подобия для различных условий теплообмена, условия, в которых для геометрически подобных систем существуют подобные движения расплавов. Детально рассмотрено влияние критерия Прандтля (Pr) на структуру течений и теплообмен при тепловой гравитационной конвекции. Показано, что основные границы устойчивости конвективных течений практически не зависят от величины критерия Прандтля уже при $\text{Pr} > 5$, а зависят в основном лишь от значения критерия Рэлея (Ra).

$$\text{Pr} = \nu/\alpha.$$

Здесь ν — кинематическая вязкость, $\text{м}^2/\text{с}$ равна η/ρ , где η — динамическая вязкость, $\text{нс}/\text{м}^2$, ρ — плотность жидкости, $\text{кг}/\text{м}^3$, α — температуропроводность, $\text{м}^2/\text{с}$.

$$\text{Ra} = \beta \cdot g \cdot \Delta T \cdot L^3/\nu \cdot \alpha,$$

где β — коэффициент объемного расширения (град^{-1}); g — ускорение свободного падения; ΔT — разность температуры (°С); L — характерный размер (м).

Принятые нами в экспериментах критерии геометрического подобия таковы: средняя мощность расслоенного природного интрузива 4000 м, в модели — 40 мм, отношение $4000 : 0.04 = 1 \cdot 10^5$, мощность кровли интрузива 4000 м, в модели — 40 мм, отношение — $1 \cdot 10^5$. Мощность кристаллической подошвы интрузива 8000 м, в модели 80 мм, отношение — $1 \cdot 10^5$. Расстояние до питающего магматического очага от земной поверхности (условно) — 16 тыс. м, отношение — $1 \cdot 10^5$. Горизонтальные размеры симметричного природного интрузива приняты (условно) в 24 тыс. м, в модели 0.24 м, отношение — $1 \cdot 10^5$.

Основные теплофизические характеристики глицерина в рабочих интервалах температур [Варгафтик, 1972]

T, °С	Вязкость		Коеф. теплопроводности (λ), Вт/(м·град)	Теплоемкость (C_0), кДж/(кг·град)	Плотность (ρ), $\text{кг}/\text{м}^3$	Температуропроводность ($\alpha \cdot 10^7$), $\text{м}^2/\text{с}$	Критерий Прандтля $\text{Pr} = \nu/\alpha$	Коеф. объем. расширения ($\beta \cdot 10^3$), град^{-1}
	динамическая ($\eta \cdot 10^3$), $\text{нс}/\text{м}^2$	кинематическая ($\nu \cdot 10^4$), $\text{м}^2/\text{с}$						
20	1480	11.7	0.2785	2.35	1260	0.940	12.447	0.505
25	1040	8.27	0.2791	2.37	1258	0.936	8835	—
30	600	4.78	0.2799	2.40	1255	0.929	5145	—
35	465	3.71	0.2806	2.43	1252	0.922	4024	—
40	330	2.64	0.2813	2.45	1250	0.918	2876	—
45	255	2.05	0.2820	2.48	1246	0.913	2245	—
50	180	1.45	0.2826	2.51	1244	0.905	1602	—
55	141	1.14	0.2834	2.53	1241	0.902	1264	—
60	102	0.82	0.2840	2.56	1238	0.896	918	—
65	80	0.65	0.2848	2.59	1234	0.891	727	—
70	59	0.48	0.2855	2.61	1231	0.888	539	—

Диаметр подводящего канала природного интрузива принят нами условно в 400 м, в модельной системе — 40 мм. В литературе отсутствуют какие-либо конкретные сведения о поперечных размерах подводящих каналов для крупных интрузивов основного состава. При поисках в литературе мы обнаружили лишь одно упоминание [Ирвин, 1983] о размерах вертикальной дайки мощностью 150—500 м, названной им „питающей дайкой“, при изучении крупного Маскокского интрузива основного состава.

Исходная температура слегка „перегретого“ природного базальтового расплава интрузива, равная 1300 °С при вязкости 300 П (пуаз), принята нами на основании литературных данных [Соболев, 1981; Персигов, 1984]. Температура модельного расплава (13.2 г/100 г глицерина) составляет 65 °С (перегрев 5 °С). Величина критерия Прандтля для модельных расплавов во всех случаях в проведенных экспериментах >100: от $Pr = 727$ при 65 °С до $1.25 \cdot 10^4$ при 20 °С. Основные теплофизические характеристики глицерина в рабочих интервалах температур приведены в таблице [Варгафтик, 1972].

Выбранная авторами система с глицерином в качестве модельной жидкости при проведении экспериментов обеспечивает критерии теплофизического подобия природным расплавом. Оценка подобия приведена в работах [Добрецов, Кирдяшкин, 1994; Добрецов и др., 2001] при изучении конвективных процессов в верхней мантии Земли.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Всего проведены две серии экспериментов (40 опытов), отличающихся, при прочих равных условиях, диаметром подводящего канала в подошве модельного интрузива.

В первой серии экспериментов диаметр подводящего канала составлял 40 мм, исходная температура на контактах кровли с модельным расплавом — 20 °С. Температура теплоносителя (вода) в теплообменнике кровли (см. рисунок, поз. 1) равна 20 °С. Исходная температура составляет: в нижнем теплообменнике магматического очага 65 °С, нижней поверхности подошвы 60 °С, верхней — 25 °С. Прогрев подошвы осуществлялся за счет предварительной заливки в нижний объем камеры (магматический очаг) модельного расплава с температурой 65 °С до уровня контакта с нижней плоскостью подошвы +5 мм. Время прогрева подошвы ≈ 2 ч. При увеличении исходной температуры на верхней поверхности подошвы до 25 °С расплав из объема магматического очага быстро (0.5—1 мин) сливался, и весь объем камеры заполнялся модельным расплавом, нагретым до температуры 65 °С.

Вторая серия экспериментов проведена в аналогичных условиях. Отличия заключались лишь в увеличении диаметра подводящего канала на подошве до 60 мм.

Режим конвекции и тепломассоперенос

Первая серия экспериментов. В первой серии опытов в объеме модельной установки после „внедрения“ модельного расплава в объеме интрузива в течение первых 10—20 мин от начала опыта (период разгона конвективных потоков) устанавливаются две различных по структуре конвективного течения зоны: а) в объеме расплава интрузива — вертикальная, центральная подъемная зона расплава, идущая от материнского магматического очага внутри подводящего канала и достигающая кровли интрузива, расположенная непосредственно над подводящим каналом по высоте (см. рисунок, поз. 5 и 8), б) горизонтальная зона конвективных потоков расплава, ориентированная в радиальном направлении от центра кровли к периферии интрузива (поз. 4), и обратная, покрывающая всю поверхность подошвы от периферии интрузива к подводящему каналу (поз. 6).

В нижней части установки в объеме расплава материнского магматического очага под подошвой интрузива также устанавливаются две различные по структуре конвективные зоны: центральная зона восходящего струйного турбулентного потока (поз. 12) и периферийная зона радиальных конвективных потоков, двигающихся от периферии к центральной части камеры материнского магматического очага (поз. 11).

Внутри подводящего канала устанавливаются два разнонаправленных конвективных потока расплава: идущий из материнского магматического очага центральный подъемный струйный турбулентный поток, проходящий через подводящий канал и достигающий кровли интрузива (поз. 8), и периферийный кольцевой нисходящий (поз. 9). Потоки, двигающиеся горизонтально от периферии камеры интрузива к центру (подводящему каналу) вдоль всей верхней плоскости подошвы (поз. 6 и 7), в подводящем канале формируют нисходящий кольцевой поток.

Температура основного, центрального, восходящего потока расплава вблизи кровли интрузива через 30 мин от начала эксперимента составляет 52.2 °С, на уровне 4 мм выше верхней плоскости теплообменника материнского магматического очага — 60 °С. При этом температура нисходящего кольцевого потока на уровне верхней плоскости подошвы вблизи входа в подводящий канал (см. рисунок, поз. 7) составляет 46.2 °С, на выходе из подводящего канала — 54.7 °С. Увеличение (повышение) температуры нисходящего кольцевого потока при прохождении через подводящий канал связано с его тепловым

взаимодействием с восходящим центральным струйным потоком, проходящим в центральной части канала.

Значение критерия Рэлея в центральном подъемном струйном потоке при $\Delta T = 7.5$ °С и характерном размере $L = 110$ мм составляет $2.64 \cdot 10^6$; критерия Прандтля $> 10^3$.

Полученные значения критериев Рэлея и Прандтля позволяют характеризовать режимы конвективных течений в центральном подъемном потоке от верхнего уровня расплава магматического очага до кровли интрузива как струйный турбулентный. Конвективный режим тепломассопереноса в центральном подъемном потоке сохраняется на всем протяжении экспериментов (более 3 ч).

В результате охлаждения верхних слоев расплава под кровлей в радиальном направлении от центральной, вертикальной, цилиндрической „горячей“ зоны (см. рисунок, поз. 5) к периферии камеры образуется горизонтальный градиент температуры ($\Delta T_{\text{гор}} = 4.6$ °С). Наличие горизонтального градиента температуры неизбежно вызывает появление (формирование) горизонтальных радиальных конвективных потоков, направленных от центра камеры интрузива к периферии (поз. 4).

Как известно [Добрецов и др., 2001], при наличии горизонтального градиента температуры отсутствует порог устойчивости для возникновения движения жидкости, определяемой значением критерия Рэлея ($Ra = 1.7 \cdot 10^3$). При наличии горизонтального градиента температуры движение жидкости-расплава в сторону более низких температур осуществляется при любом сколько угодно малом значении критерия Рэлея, что следует из основных законов гидродинамики. Полученные нами значения критерия Рэлея для горизонтальных течений в расплаве интрузива при горизонтальном градиенте температуры в верхнем слое расплава под кровлей $\Delta T_{\text{гор}} = 4.6$ °С через 30 мин от начала опыта составили $Ra = 1.22 \cdot 10^6$ при $Pr \gg 10^2$, что позволяет характеризовать режимы течения как неустановившиеся трехмерные [Добрецов и др., 2001].

Вблизи вертикальных стенок камеры интрузива горизонтальные конвективные течения переходят в опускные, нисходящие, вертикальные, вследствие разности в плотности расплава. Их дальнейшее движение протекает в радиальном направлении от периферии камеры интрузива к центральной зоне (подводящему каналу) вдоль всей верхней поверхности подошвы камеры интрузива (см. рисунок, поз. 6). Горизонтальные течения расплава (поз. 6),двигающиеся вдоль подошвы от периферии к центру камеры интрузива, образуют кольцевой нисходящий поток, направленный вниз вдоль стенок подводящего канала. Расплав в нисходящем кольцевом потоке, взаимодействуя с центральным подъемным струйным потоком внутри подводящего канала, нагревается (ΔT в расплаве в нисходящем кольцевом потоке по вертикали в подводящем канале составляет 8.5 °С).

Нисходящий кольцевой поток подводящего канала, взаимодействуя с расплавом магматического очага в нижней части камеры, растекается в радиальном направлении, образуя колоколоподобную фигуру в расплаве материнского магматического очага (поз. 17). Пониженная температура нисходящего кольцевого потока по сравнению с температурой периферийной части объема расплава „материнского магматического очага“ создает обратный градиент температуры по сравнению с верхним объемом камеры интрузива. Более высокая температура расплава на периферии материнского очага приводит к формированию обратного градиента температуры ($\Delta T_{\text{обр}} = 5.3$ °С) и возникновению конвективных течений от периферии к центру камеры материнского магматического очага (поз. 11 и 18). Механизм тепломассопереноса между нисходящим кольцевым потоком подводящего канала и расплавом магматического очага конвективный. При снижении температуры в расплаве интрузива до ≈ 55 °С создаются условия для осуществления процессов гомогенного зародышеобразования — формирования центров кристаллизации NH_4Cl . При этом величина пересыщения, обеспечивающая начало процесса зародышеобразования, составляет ≈ 0.4 г $\text{NH}_4\text{Cl}/100$ г глицерина.

Интенсивность зародышеобразования (число зародышей-центров кристаллизации в единице объема гомогенного расплава) при прочих равных условиях зависит лишь от величины созданного пересыщения. Размеры зародыша-центра кристаллизации не зависят от величины созданного пересыщения [Базаров и др., 1997; Vazarov et al., 1999]. Дальнейший, быстрый рост зародышей-центров кристаллизации, сформированных в гомогенном расплаве в условиях созданного значительного пересыщения, вызывает появление в модельном расплаве эффекта Тиндаля (дифракция света на отдельных частицах), четко фиксируемого оптической системой наблюдения. Процесс дальнейшего роста взвешенных кристаллов протекает в гомогенном расплаве в пределах нисходящих ветвей конвективных потоков и в зоне пониженных температур в области горизонтальных обратных течений вблизи подошвы (поз. 6).

Процесс снижения начального (индукционного) пересыщения (0.4 г/100 г) осуществляется довольно быстро — в пределах 10—20 мин. Далее скорость роста кристалликов резко замедляется (по нашим данным до 0.005—0.01 мм/мин при пересыщении до 0.12 г $\text{NH}_4\text{Cl}/100$ г глицерина). Увлекаемые вязким расплавом взвешенные кристаллики NH_4Cl , растущие в гомогенных условиях, многократно оказываются в области нисходящих и восходящих конвективных потоков, имеющих различную температуру. Непо-

средственно после заполнения камеры интрузива гомогенным расплавом на кровле и подошве во всех проведенных экспериментах начинается процесс роста кристаллов.

По мере снижения температуры кристаллики, растущие в гомогенных условиях в основном объеме расплава и достигшие размеров 5—10 мкм, начинают оседать на подошву. Механизм теплопереноса на новообразованный слой кристаллов конвективный. Плотность кристаллов NH_4Cl составляет 1.526 г/см^3 , плотность расплава при $25 \text{ }^\circ\text{C}$ — 1.2 г/см^3 . Кристаллики NH_4Cl , сформированные в гомогенных условиях в основном объеме расплава интрузива и не успевшие осесть на подошву, увлекаются радиальными конвективными потоками и попадают в подводящий канал вместе с нисходящим кольцевым потоком. Уже в подводящем канале в нисходящем кольцевом потоке за счет нагрева от центрального цилиндрического восходящего потока расплава (поз. 8) начинается процесс частичного растворения кристалликов, находящихся во взвешенном состоянии в кольцевом нисходящем потоке. В зоне кольцевого колоколообразного шлейфа в расплаве магматического очага растворение кристалликов продолжается.

Время одного полного оборота конвективных потоков на пути от центра кровли к периферии камеры и далее вдоль подошвы интрузива к центру подошвы в кольцевой нисходящий поток в подводящем канале, колоколообразном шлейфе „очага“, и далее в центральном восходящем потоке внутри канала до кровли составляет ≈ 15 — 20 мин. Визуализация потоков при оценке времени одного полного оборота проводилась по микрочастицам пористой резины и алюминия размером 0.1 — 0.2 мм, внесенных предварительно в исходный модельный расплав.

Заращения подводящего канала за счет возможной гетерогенной кристаллизации на его внутренних стенках установлено не было. Это связано с тем, что охлажденный расплав (двигающийся вдоль подошвы интрузива) на входе в кольцевой нисходящий поток внутри подводящего канала оказывается недосягаемым относительно NH_4Cl благодаря нагреву от центрального восходящего цилиндрического потока. Внутри подводящего канала кристаллы NH_4Cl , находящиеся в расплаве кольцевого нисходящего потока, частично растворяются за счет повышения температуры расплава в результате теплообмена между двумя встречными потоками — нисходящего кольцевого и подъемного струйного центрального цилиндрического.

Вторая серия экспериментов была проведена авторами на аналогичной модели кристаллизационной камеры интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг. Отличия заключались лишь в увеличении диаметра подводящего канала до 60 мм. Прочие характеристики процессов (исходные температуры кровли и подошвы, „внедрение“ гомогенных и гетерогенных расплавов и т. д.) сохранялись в неизменности.

Сколько-нибудь существенных отличий в особенностях структуры конвективных процессов, кристаллизации на кровле и подошве интрузива, принципиальных изменений в механизмах теплопереноса, процессов зародышеобразования и роста кристаллов в гомогенных расплавах по сравнению с первой серией экспериментов не установлено.

Незначительные изменения связаны с увеличением диаметра (площади поперечного сечения) восходящего центрального струйного потока от подводящего канала и площади сечения кольцевого нисходящего потока внутри подводящего канала, а также некоторым увеличением разности температур (ΔT_k) в центральной части кровли и на периферии камеры вблизи кровли. Увеличивается также несколько значение критерия Рэлея в горизонтальных конвективных потоках интрузива за счет увеличения градиента температуры. Основные характеристики конвективных процессов, механизмы гомогенного зародышеобразования и роста кристаллов в расплаве, на кровле и подошве, существование в пределах расплава интрузива двух различных по характеру конвективных зон (центральной подъемной цилиндрической вертикальной над подводящим каналом и периферийной горизонтальной зоной), общий характер конвективных потоков вблизи кровли и подошвы, механизмы теплопереноса в различных зонах кристаллизационной камеры, включая и расплав в материнском очаге сохраняются. Увеличивается общее время продолжительности экспериментов.

Проведенные нами периодические искусственные вибрации с частотой 1 — 5 Гц, моделирующие сейсмическую активность в зоне интрузива, способствуют некоторому уплотнению осадка и заполнению кристаллами заранее созданных рытвин на подошве, как, на наш взгляд, совершенно правильно было установлено ранее [Лихачев, 2000].

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Анализ имеющейся литературы свидетельствует о том, что расслоенность основного объема пород характерна для достаточно крупных интрузивов, сформированных за счет родоначальной базальтовой магмы. По Л. Уэйджеру и Г. Брауну [1970], расслоенные крупные интрузивы, представляющие собой закрытую систему, возникли в результате внедрения огромного количества магмы, измеряемого сотнями кубических километров.

В литературе крайне редко встречаются данные о возможной скорости движения конвективных потоков в пределах магматической камеры. Так, по данным Л. Уэйджера, Г. Брауна [1970], быстрые конвективные потоки двигались в камере Скергаардского массива со скоростью около 3 км/день. Во вскрытой части массива в расслоенной серии мощностью 2,3 км взвешенные кристаллы могли совершить полный конвекционный цикл движения в камере в течение трех дней. По расчетам [Уэйджер, Браун, 1970] при скорости накопления осадка около 20 см/год за три дня должен был накапливаться слой в 3 мм. К сожалению, Л. Уэйджер и Г. Браун [1970] рассматривали конвекцию лишь в объеме интрузива в виде конвективных ячеек с горизонтальными размерами меньшими, чем вертикальные. По данным работы [Hess, 1960], исходя из скоростей потери тепла, кристаллизация Стилуотерского интрузива (его изученной обнаженной части) происходила в течение 50 тыс. лет, причем температура расплава понизилась за это время лишь на 125 °С (от 1225 до 1100 °С). Скорость накопления осадка при этом составляла около 10 см/год.

В последние десятилетия для объяснения расслоенности и рудоносности магматических комплексов привлекаются механизмы многократных внедрений новых порций расплавов и смешение их с ранее внедренной магмой [Шарков 1980, 2006; Шарков, Богатиков 1985].

При экспериментальном изучении механизмов формирования расслоенных интрузивов на модели интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг нами был установлен ряд важнейших, на наш взгляд, особенностей протекания конвективных процессов как в объеме интрузива, так и в объеме подводящего канала и материнского магматического очага.

Процессы гетерогенного зародышеобразования и роста (дораствания) кристаллов на кровле в телах плоских магматических интрузий [Базаров и др., 2001, 2002] и кровле в моделях лакколлитов и лополитов довольно близки по механизмам тепломассопереноса. Отличия сводятся к различным структурам конвективных течений (вертикальные ячейчатые течения в плоских телах и горизонтальные — в лакколитах и лополитах). Существенные отличия устанавливаются в механизмах зародышеобразования и дальнейшего роста кристаллов в основном объеме расплавов. В плоских телах зародышеобразование осуществляется лишь в верхнем горизонтальном слое расплава, в моделях лакколлитов и лополитов — в объеме расплава.

На начальных наиболее ранних этапах кристаллизационных процессов в системе интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг экспериментально установлены следующие механизмы тепломассопереноса.

При внедрении гомогенных расплавов

На кровле интрузива (непосредственно после заполнения объема камеры) процессы гетерогенного зародышеобразования и направленного роста (дораствания) кристаллов на поликристаллической подложке (кровле) протекают при конвективном механизме тепломассопереноса на новообразованный слой. Рост кристаллов NH₄Cl (дораствание) на кровле продолжается в течение всего времени проведения эксперимента.

В расплаве интрузива механизм гомогенного зародышеобразования и дальнейшего роста кристаллов происходит при конвективном тепломассопереносе. Выделяющаяся в процессах зародышеобразования и последующей кристаллизации (гомогенной) теплота диссипирует в объеме расплава.

На подошве интрузива происходит рост кристаллов на поликристаллической подошве с последующим оседанием кристалликов из расплава под действием гравитации. Тепломассоперенос из расплава на новообразованный слой кристаллов на подошве осуществляется горизонтальными „обратными“ плоскими потоками.

В подводящем канале после заполнения объема кристаллизационной камеры гомогенным модельным расплавом устанавливается два встречных потока расплава: внутренний, центральный струйный подъемный поток, достигающий кровли интрузива, и внешний кольцевой нисходящий, достигающий теплообменника материнского магматического очага. В подводящем канале на всем протяжении экспериментов (до 3—4 ч) сохраняются струйный, турбулентный центральный, цилиндрический подъемный поток и внешний кольцевой нисходящий поток вдоль стенок подводящего канала. Гетерогенный рост (дораствание) кристаллов на стенках подводящего канала осуществляется лишь в первые 10 мин после заполнения камеры модельным расплавом (примерзание). Далее рост кристаллов на стенках подводящего канала практически прекращается во всех опытах вплоть до окончания эксперимента.

В расплаве „материнского магматического очага“ непосредственно после заполнения объема установки также отмечаются две зоны различных конвективных потоков. В центральной части камеры материнского магматического очага формируются два встречных потока: нисходящий, расширяющийся к низу камеры, колоколообразный кольцевой поток, идущий от подводящего канала (поз. 17) и центральный восходящий струйный, достигающий кровли интрузива (поз. 12 и 5). На периферии камеры материнского магматического очага формируются обратные, радиальные, направленные к центру, конвективные потоки (поз. 11), взаимодействующие с внешней частью нисходящего колоколообразного кольцевого потока от подводящего канала подошвы.

Механизм формирования кумулуса на подошве интрузива

При внедрении исходного гомогенного расплава по мере снижения температуры в объеме расплава интрузива до 55 °С при достижении пересыщения (≈ 0.4 г NH_4Cl на 100 г глицерина) начинаются процессы зародышеобразования и дальнейшего роста кристаллов NH_4Cl . Процессы роста взвешенных в расплаве кристаллов захватывают практически весь объем расплава интрузива.

При увеличении размеров кристаллов, растущих в расплаве интрузива, до ≈ 5 —10 мкм они под действием гравитации и транспортного эффекта конвективных потоков начинают оседать на поверхность подошвы интрузива.

Нисходящий кольцевой поток расплава в подводящем канале, содержащий кристаллики, сформированные в гомогенных условиях в основном объеме интрузива, нагревается за счет взаимодействия с внутренним подъемным центральным потоком канала и оказывается недосыщенным, приводя к частичному растворению кристалликов, содержащихся в нем. Таким образом, в объем материнского магматического очага за счет нисходящего кольцевого потока из подводящего канала интрузива непрерывно поступает недосыщенный расплав, утративший часть ранее содержащегося материала за счет формирующегося слоя кумулуса на подошве интрузива.

Дальнейшее конвективное взаимодействие нисходящего кольцевого колоколообразного потока, вытекающего из подводящего канала интрузива с расплавом материнского магматического очага приводит к обновлению, пополнению исходным составом и возврату его в виде центрального вертикального подъемного потока подводящего канала в объем расплава интрузива.

Время одного полного оборота дифференциального объема расплава во взаимосвязанных конвекционных потоках в системе интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг составляет около 18—20 мин. Изученный механизм теплового взаимодействия полной системы позволил установить исключительное влияние подводящего канала и магматического очага на продолжительность процесса кристаллизации интрузива. По самым скромным подсчетам, это время увеличивается минимум в 3—5 раз по сравнению со временем раскристаллизации магматических тел, установленных в работах многих исследователей без учета влияния подводящих каналов и магматических очагов.

Различие в концентрации кристаллизующегося компонента в расплаве между нисходящими и восходящими ветвями конвективных течений, особенно в области подводящих каналов, расплаве интрузива и материнского магматического очага, периодическое пребывание кристалликов в зонах насыщенных и недосыщенных расплавов приводит к периодическому растворению и росту внешней зоны кристалликов, резкому изменению скорости роста при движении в нисходящих и восходящих ветвях конвективных потоков, формированию зональности в кристаллах, захвату включений минералообразующей среды, изменениям габитуса и т. п.

Для формирования конвективных течений в модельном расплаве интрузива важнейшее значение имеет наличие подводящего канала, обеспечивающее существование горизонтального градиента температуры и, как следствие, формирование в пределах интрузива горизонтальных конвективных течений.

Периодические обновления расплава в камере интрузива за счет взаимодействия с расплавом магматического материнского очага и поступление новых порций расплава из объема материнского очага через незарастающий подводящий канал в камеру интрузива приводит к ритмичному формированию новых слоев кумулуса на подошве. По нашим расчетам, формирование нового слоя осадка отвечает одному полному обороту конвективных потоков в системе интрузив—подводящий канал—магматический материнский очаг.

Авторы провели также два пробных эксперимента с двумя подводящими каналами в подошве интрузива диаметром по 25 мм при внедрении исходных, гомогенных расплавов. Независимо от числа подводящих каналов механизм формирования горизонтальных слоев кумулуса на подошве не меняется. В объеме интрузива формируются две системы горизонтальных течений, два центральных подъемных и кольцевых нисходящих потока внутри подводящих каналов. В пределах единого материнского магматического очага формируются два нисходящих колоколообразных потока, два центральных восходящих и две системы обратных конвективных потоков расплава. Зарастание подводящих каналов также не обнаруживается.

ВЫВОДЫ

Резюмируя итоги экспериментального изучения структуры конвективных течений в системе расчлененный интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг можно отметить:

1. Расчлененность крупных интрузий основного состава представляет собой результат непрерывного гидродинамического и теплофизического взаимодействия магматических расплавов (гомогенных либо гетерогенных) целостной природной системы интрузив—подводящий канал—материнский магматический очаг.

Существование непрерывной взаимосвязи расплавов в камере интрузива, подводщем канале и материнском магматическом очаге определяет структуру конвективных течений и механизмы тепло-массообмена в камере интрузива, подводщем канале и материнском магматическом очаге, особенности процессов кристаллизации на кровле и подошве интрузива, полного либо частичного растворения кристаллов в подводщем канале и материнском магматическом очаге и, как следствие, особенности механизма формирования ритмичной расслоенности (кумуляса) на подошве.

2. Горизонтальные конвективные потоки, идущие под кровлей интрузива от центральной части к периферии, и обратные горизонтальные течения от периферии камеры по всей площади подошвы интрузива к подводщему каналу и далее, проходящие в виде кольцевого нисходящего потока через подводщий канал в объем расплава материнского очага, вовлекают в процесс конвективных течений и соответствующего тепло-массообмена весь объем расплава полной системы интрузив—подводный канал—материнский магматический очаг.

Установленный экспериментально механизм взаимосвязи расплавов в целостной системе исключает возможность формирования где-либо в объеме камеры интрузива зоны неподвижного расплава с устойчивой температурной стратификацией.

3. Нисходящий кольцевой поток в верхней части подводщего канала имеет наиболее низкую температуру в объеме расплава интрузива и оказывается практически равновесным по отношению к содержащимся в расплаве кристаллам. Нагреваясь при движении внутри подводщего канала за счет взаимодействия (теплообмена) с центральным цилиндрическим восходящим „горячим“ потоком, расплав кольцевого нисходящего потока становится недосыщенным относительно выделившихся кристаллов. Это обстоятельство приводит к их частичному либо полному растворению на нижнем выходе из подводщего канала в материнский магматический очаг. Отсутствие причин, вызывающих уменьшение площади поперечного сечения подводщего канала, весьма существенно увеличивает время становления интрузива, рассчитанное без учета влияния подводщих каналов и взаимосвязи с материнским очагом.

Авторы выражают глубокую благодарность и признательность профессору д.т.н. А.Г. Кирдяшкину за полезные советы и консультации при подготовке экспериментов, профессору д.г.-м.н. Е.В. Шаркову и профессору д.г.-м.н. А.А. Арискину за ценные рекомендации при рецензировании статьи.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 04-05-64358).

ЛИТЕРАТУРА

Арискин А.А., Френкель М.Я. Моделирование фракционной кристаллизации основных силикатных расплавов на ЭВМ // Геохимия, 1982, № 3, с. 338—356.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

Базаров Л.Ш., Дребушак Т.Н., Гордеева В.И., Уракаев Ф.Х. Численное моделирование динамики процесса гомогенного зародышеобразования β -кварца и алмаза // Докл. РАН, 1997, т. 356, № 2, с. 238—240.

Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Шевченко В.С., Петрушин Е.И. Экспериментальное моделирование влияния конвекции на процессы массовой кристаллизации в объеме плоской магматической камеры // Докл. РАН, 2001, т. 380, № 4, с. 517—519.

Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Шевченко В.С., Петрушин Е.И. Экспериментальное моделирование процессов массовой кристаллизации в объеме плоской „магматической“ камеры // Петрология, 2002, т. 10, № 5, с. 532—542.

Базаров Л.Ш., Гордеева В.И., Петрушин Е.И., Соболев Н.В. Новые экспериментальные данные о структуре конвективных течений в природной системе, включающей расслоенный интрузив основного состава, подводный канал и материнский магматический очаг // Докл. РАН, 2005, т. 403, № 6, с. 784—787.

Варгафтик Н.Б. Справочник по теплофизическим свойствам газов и жидкостей. М., Наука, 1972, 720 с.

Грин Д.Х., Рингвуд А.Э. Экспериментальное изучение перехода габбро в эклогит и применение результатов этого изучения в петрологии // Петрология верхней мантии. М., Мир, 1968, с. 9—117.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ СО АН, 1994, 299 с.

Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А. Глубинная геодинамика. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2001, 408 с.

Заварицкий А.Н., Соболев В.С. Физико-химические основы петрографии изверженных горных пород. М., Госгеолиздат, 1961, 383 с.

Ирвин Т.Н. Изверженные породы, состав которых обусловлен аккумуляцией и сортировкой кристаллов // Эволюция изверженных пород. М., Мир, 1983, с. 241—300.

Куширо Икуо. Фракционная кристаллизация базальтовой магмы // Эволюция изверженных пород. М., Мир, 1983, с. 172—202.

Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность интрузивных комплексов как результат становления магматической системы в условиях сейсмогравитационного воздействия // Петрология, 2000, т. 8, № 6, с. 634—649.

Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М., Наука, 1984, 160 с.

Раген Э. Плутонические породы. М., Мир, 1972, 255 с.

Симакин А.Г., Кислов Е.В. Условия формирования адкумулатов при композиционной конвекции // Очерки физико-химической петрологии (магматизм, метаморфизм, мантия), Вып. 16. М., Наука, 1991, с. 28—39.

Соболев В.С. Проблемы смешения магм при образовании изверженных пород // Зап. МВО, 1981, т. 110, вып. 6, с. 641—645.

Трубицин В.П., Харьбин Е.В. Конвекция в магматических камерах, вызванная инверсией распределения по глубине осаждающихся кристаллов // Физика Земли, 1997, № 5, с. 47—52.

Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 552 с.

Френкель М.Я. Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М., Наука, 1995, 239 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М., Наука, 1988, 216 с.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л., Наука, 1980, 183 с.

Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузий и связанного с ними оруденения. М., Научный мир, 2006, 368 с.

Шарков Е.В., Богатиков О.А. Расслоенные интрузивы основного состава // Магматические горные породы. Основные породы. М., Наука, 1985, с. 72—103.

Элдер Дж. Количественное лабораторное изучение динамических моделей магматических интрузий // Механизм интрузий магмы. М., Мир, 1972, с. 213—229.

Ярошевский Я.Я. Псевдоритмичность как результат случайных событий (к вопросу о ритмической расслоенности магматических комплексов) // Геохимия, 2007, № 2, с. 224—228.

Bartlett R.W. Magma convection, temperature distribution, and differentiation // Amer. J. Sci., 1969, v. 267, p. 1067—1082.

Bazarov L.Sh., Drebuschak T.N., Gordeeva V.I., Urakaev F.Kh. Character of change in the work of nucleation of β -quartz, diamond, and aluminum hydride (α -AlH₃) crystals in homogeneous media // J. Crystal Growth., 1999, v. 206, p. 75—80.

Brandeis G., Jaupart C. On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, v. 77, p. 345—361.

Brandeis G., Marsh B. The convective liquidus in solidifying magma chamber: a fluid dynamic investigation // Nature, 1989, v. 339, p. 613—616.

Campbell I.H. Some problems with the cumulus theory // Lithos, 1978, v. 11, p. 311—323.

Hess H.H. Stillwater igneous complex, Montana: a quantitative mineralogical study // Men. Geol. Soc. Amer., 1960, v. 80, 230 p.

Huppert H.E., Turner I.S. A laboratory model of a replenished magma chamber // Earth Planet. Sci. Lett., 1981, v. 54, p. 144—152.

Huppert H.E., Sparks R.S.J. Double-diffusion convection due to crystallization in magmas // Ann. Rev. Earth Planet. Sci., 1984, v. 12, p. 11—37.

Kaneko K., Koyaguchi T. Simultaneous crystallization and melting at both the roof and floor of crustal magma chambers: experimental study using NH₄Cl—H₂O binary eutectic system // J. Volcan. Geotherm. Res., 2000, v. 96, № 3—4, p. 161—174.

Lowell R.P. Double-diffusive convection in partially molten silicate systems: its role during magma chambers // J. Volcan. Geotherm. Res., 1985, v. 26, № 1—2, p. 1—24.

Jaupart C., Tait S. Dynamics of differentiation in magma reservoirs // J. Geophys. Res., 1995, v. 100, № 9, p. 17615—17636.

Mangan M.T., Marsh B.D. Solidification front fractionation in phenocryst-free sheet-like magma bodies // J. Geol., 1992, v. 100, p. 605—620.

McBirney A.R., Noyes R.M. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion // J. Petrol., 1979, v. 20, p. 487—554.

Naslund H.R. Mineralogical variations in the upper part of the Skaergaard intrusion, East Greenland // Carnegie Inst Wash Yearb 76. Washington, D.C., 1977, p. 407—410.

Wager L.R. The mechanism of adcumulus growth in the layered series of the Skaergaard intrusion // Miner. Soc. Amer. Spec. Paper., 1963, v. 1, p. 1—9.

Wager L.R., Deer W.A. Geological investigations in East Greenland, Pt. III. Petrology of the Skaergaard intrusion, Kangerdlugssuaq, East Greenland // Meddelelser om Gronland, 1939, v. 105, p. 1—352.

*Рекомендована к печати 22 мая 2007 г.
Н.В. Соболевым*

*Поступила в редакцию
25 января 2007 г.*