

DOI: [10.7242/1999-6691/2018.11.4.31](https://doi.org/10.7242/1999-6691/2018.11.4.31)

УДК 536.242, 552.111

## ФОРМИРОВАНИЕ МАГМАТИЧЕСКОГО ОЧАГА ПРИ ВНЕДРЕНИИ МАГМЫ В ЗЕМНУЮ КОРУ

И.С. Уткин, О.Э. Мельник

*НИИ механики МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Российская Федерация*

Основным механизмом транспорта магмы в земной коре является образование трещин (даек), по которым расплав продвигается к поверхности под действием сил плавучести и тектонических напряжений. Часто из-за структурных особенностей коры или за счет поля внешних напряжений дайки не достигают поверхности, а внедряются в локализованную область, в которой доставленная ими магма вызывает плавление пород. В результате возникают магматические очаги, размеры которых могут превышать тысячи кубических километров.

В статье представляется построенная авторами модель, основанная на уравнении теплопроводности, учитывающем реальные диаграммы плавления магмы и пород. Модель позволяет исследовать процесс формирования магматического очага при внедрении даек с заданным расходом. Перемещение пород при наличии движущейся магмы описывается аналитическим решением задачи нагружения внутренним давлением трещины, находящейся в бесконечной плоскости. Показано, что при типичных для островодужных вулканов значениях притока магмы формирование очагов возможно в течение сотен лет от начала притока магмы. Проанализировано влияние расхода магмы, размера даек и их ориентации на объем и форму очага. Показано, что при произвольной ориентации даек очаги имеют сферическую форму, при горизонтальной или вертикальной – эллиптическую. Размер очага существенно превышает размер области с дайками вследствие перемещения магмы и пород земной коры, их прогрева и плавления. На больших временах граница очага остается достаточно резкой.

*Ключевые слова:* уравнение теплопроводности, плавление, магма, магматический очаг

## MAGMA CHAMBER FORMATION BY MAGMA INTRUSION INTO THE EARTH'S CRUST

I.S. Utkin and O.E. Melnik

*Institute of Mechanics, Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation*

The main mechanism of transport of magma in the Earth's crust is the formation of cracks (dikes), through which the melt moves toward the surface under the action of buoyancy forces and tectonic stresses. Due to the structural features of the crust or external field stresses, dikes often do not reach the surface, but penetrate the localized region in which the rocks melt, leading to the formation of magmatic chambers, whose dimensions can exceed thousands of cubic kilometers. In this article, a model based on the solution of the heat equation is presented. The model takes into account the actual melting diagrams of magma and rocks and makes it possible to investigate the process of formation of a magma chamber during the intrusion of dikes with a given flow rate. The displacement of rocks during the introduction of magma is described by an analytical solution of the problem of a plane crack located in an infinite plane under the influence of internal pressure. It is shown that, in the case of magmatic fluxes typical of island arc volcanoes, magma chambers are formed over hundreds of years from the beginning of magma intrusion. The influence of the magma flow rate, the size of the dikes and their orientation on the volume of the formed magma chamber and its shape was investigated. It is shown that, for random orientation of the dikes, spherical chambers are formed, while horizontal or vertical intrusion leads to the formation of chambers of elliptical shapes. The size of the chamber significantly exceeds the area of dike intrusion due to the displacement of magma and rocks of the crust, their warming up and melting. For large times, the boundary of the chamber remains sharp.

*Key words:* heat conduction equation, melting, magma, magma chamber

### 1. Введение

Основным механизмом транспорта магматического расплава в земной коре является образование трещин, по которым магма поднимается к поверхности [1]. Эти трещины называются дайками. Прорывы даек на поверхность сопровождаются лавовыми извержениями, характерным примером которых является Большое Трещинное Толбачинское извержение (БТТИ, 1975–76 гг.) на Камчатке. Тогда на поверхность поступило более  $1 \text{ км}^3$  магмы [2].

Дайки поднимаются с глубин, составляющих десятки километров, в случае кимберлитовых магм — 150–200 км [3]. Их ширина варьируется от сантиметров до десятков метров, горизонтальное простирание — от сотен метров до десятков километров. Подъем магматического расплава в трещинах контролируется силами плавучести и тектоническим полем напряжений. Большинство даек не доходит до поверхности, а блокируется на уровне нейтральной плавучести [4], либо структурными барьерами в виде более прочных слоев пород. В результате многократного внедрения даек в приповерхностную область земной коры (в первые километры) происходит ее плавление с образованием магматических очагов, способных достигать в объеме тысяч кубических километров, хотя обычно их объем существенно меньше (километры–десятки километров). Очаги магматического расплава, фиксируемые методами сейсмической томографии по затуханию поперечных волн, имеют неправильную форму, однако чаще всего — это

сплюснутые тела с вертикальным или горизонтальным простиранием. Под активными вулканами может быть несколько очагов, расположенных на различных глубинах [5].

Изучение формирования магматических очагов проводится как на глобальных геодинамических моделях [6], так и на более детальных — локальных — моделях, где рассматривается внедрение и теплообмен между индивидуальными дайками и вмещающими породами [7, 8]. Модели первого типа применяются в случаях областей с характерным размером в десятки километров и шагом расчетной сетки в несколько сотен метров. Они не способны учесть тонкие теплообменные процессы, происходящие при реальном транспорте отдельных порций магмы, зато позволяют оценить размеры и положение магматических очагов на основе глобального распределения температуры, реологических свойств пород и действующих напряжений, а также расхода магмы между отдельными очагами.

В моделях второго типа область, в которую поступает магма, а также расход магмы задаются заранее исходя из геологического строения пород и оценок длительности формирования магматических тел. Пример математического представления реальной магматической системы содержит работа [9]. Модель предполагает горизонтальное прорастание даек с опусканием нижележащего слоя пород на ширину дайки. Численно решается уравнение теплопроводности с учетом теплоты плавления пород и реальной зависимости концентрации кристаллов от температуры. Используется явная разностная схема, что налагает существенное ограничение на шаг по времени.

В работе [8] ориентация даек произвольная. Для нахождения поля перемещений породы считаются вязкой жидкостью, и решается уравнение Навье–Стокса. Такой подход не оправдан для низких температур, при которых поведение пород рассматривается в рамках теории упругости. В [10] ориентация даек считается вертикальной. Перемещение пород представляется исключительно кинематическими соотношениями.

Таким образом, существующие модели имеют определенные ограничения, которые частично смягчены в предлагаемой вниманию читателя статье.

## 2. Постановка задачи

В настоящей работе решается уравнение теплопроводности с учетом перемещения упругих вмещающих пород при поступлении магмы, а также за счет плавления/кристаллизации вещества. Расчеты проводятся в прямоугольной области с внешними границами, далеко отнесенными от той ее части, в которую поступает магма. Такой выбор геометрии оправдан, если внедрение происходит вдоль направления тектонического растяжения или вдоль ослабленного слоя пород. Обобщение модели на трехмерный случай не представляет технических сложностей, однако требует значительных вычислительных ресурсов.

Теплообмен магмы с вмещающими породами описывается следующей системой уравнений:

$$\begin{aligned} \rho C \left( \frac{\partial T}{\partial t} + \mathbf{V} \operatorname{grad}(T) \right) &= \operatorname{div}(k \operatorname{grad}(T)) + \rho L \frac{d\beta}{dt}, & 1 \\ \frac{\partial \alpha}{\partial t} + \mathbf{V} \operatorname{grad}(\alpha) &= 0, & 2 \\ \rho C &= \rho_r C_r (1 - \alpha) + \rho_m C_m \alpha, & 3 \\ k &= k_r (1 - \alpha) + k_m \alpha, & 4 \\ \beta_r &= \beta_r(T), \quad \beta_m = \beta_m(T). & 5 \end{aligned} \quad (1)$$

Здесь:  $T$  — температура;  $\mathbf{V}$  — вектор скорости;  $L$  — скрытая теплота кристаллизации,  $k$  — коэффициент теплопроводности;  $\rho$ ,  $C$  и  $\beta$  — плотности, удельные теплоемкости и концентрация кристаллов, соответственно, магмы (индекс  $m$ ) и пород (индекс  $r$ );  $\alpha$  — объемная доля магмы. Уравнение (1)<sub>1</sub> представляет изменение температуры за счет адвекции материала, теплопроводности и выделения/поглощения скрытой теплоты кристаллизации. Для объемной доли магмы считается выполненным условие (1)<sub>2</sub>, означающее в замороженности в жидкую частицу. Теплоемкости (1)<sub>3</sub> и теплопроводности (1)<sub>4</sub> пород осредняются с учетом объемной доли магмы. Концентрации кристаллов в породах и магме (1)<sub>5</sub> вводятся как полиномиальные зависимости от температуры и получаются путем аппроксимации экспериментальных данных (см. [11, 12]). Внедрение дайки считается мгновенным, поэтому поле скоростей определяется исходя из поля перемещений  $\mathbf{U}$ , возникающего от нагружения плоской трещины избыточным над литостатическим давлением  $\Delta p$ .

Рассматривается задача плоского деформирования бесконечной линейно-упругой среды с трещиной эллиптического сечения, имеющего полуоси  $a_0$  и  $b_0 = 0$ . На бесконечности напряжения считаются равными нулю, на свободной поверхности трещины задано нормальное напряжение  $p$ .

У поставленной задачи существует точное решение (см. [13]). При этом искомое поле перемещений является суперпозицией трех решений: первое получено для одноосного растяжения напряжением  $S = -p$ , действующим на бесконечности и направленным вдоль трещины, второе — для одноосного растяжения с напряжением  $S = -p$  на бесконечности, перпендикулярным трещине, третье — для равномерного нагружения на бесконечности всей области давлением  $p$ . Все выражения записываются в эллиптических координатах  $\eta$ ,  $\xi$ , связанных с декартовыми координатами соотношениями:  $X = a_0 \cosh \xi \cos \eta$ ,  $Z = a_0 \sinh \xi \sin \eta$ .

Для первых двух решений используется общая формула для распределения перемещений при одноосном растяжении напряжением  $S$ , приложенным на бесконечности под углом  $\beta$  к трещине:

$$u = \frac{Sa_0}{4nG} [A \cdot \sinh \xi \cos \eta + B \cdot \cosh \xi \sin \eta],$$

$$v = \frac{Sa_0}{4nG} [A \cdot \cosh \xi \sin \eta - B \cdot \sinh \xi \cos \eta],$$

где

$$A = \cos 2\beta (K \sinh 2\xi - K \cosh 2\xi + K \cos 2\eta + \cosh 2\xi - 2 \sinh \xi \cosh \xi + \cos 2\eta) +$$

$$+ K (\cosh 2\xi - \cos 2\eta) - \cosh 2\xi - \cos 2\eta + 2 - 2 \cos 2\beta + 2(\cos 2\eta \cos 2\beta + \sin 2\eta \sin 2\beta) \sinh 2\xi,$$

$$B = [\cos 2\beta (K \sin 2\eta - 2 \sin \eta \cos \eta) + \sin 2\beta (K \cosh 2\xi - K \cos 2\eta + \cosh 2\xi + \cos 2\eta) -$$

$$- 2(\cos 2\eta \sin 2\beta - \sin 2\eta \cos 2\beta) \cosh 2\xi].$$

Здесь:  $K = 3 - 4\nu$ ;  $n = \cosh 2\xi - \cos 2\eta$ ;  $G$  и  $\nu$  — модуль сдвига и коэффициент Пуассона вмещающих пород (в настоящем исследовании они считаются постоянными). Вместо  $\beta$  подставляются его значения  $0$  и  $90^\circ$  для первого и второго решения соответственно. Для третьего решения выражения для перемещений принимают следующий вид:

$$u = \frac{pa_0}{8G} [K \cosh \xi \sin \eta - \cosh \xi \sin \eta],$$

$$v = \frac{pa_0}{8G} [K \sinh \xi \sin \eta - \sinh \xi \sin \eta].$$

Избыточное над литостатическим давление  $\Delta p$  вводится при помощи приведенных выше уравнений и так, что после внедрения дайка имеет форму эллипса с полуосями  $a$  и  $b$ :

$$\Delta p = 2G \frac{b}{a}. \quad (2)$$

Величины полуосей  $a$  и  $b$ , место поступления магмы и угол берутся случайно из некоторых интервалов. Количество даек, внедрившихся в течение одного шага по времени, рассчитывается так, что средний расход магмы соответствует заданному значению. Считается, что средняя скорость в интервале  $[t, t + \Delta t]$  определяется суммарным перемещением:  $\mathbf{V} = \mathbf{U}/\Delta t$ . В настоящее время модель не включает взаимодействие образовавшегося расплава с дайками. Учет этого процесса требует решения уравнений Навье–Стокса в области, занятой расплавом, геометрия которой может быть весьма сложной.

В качестве начальных условий для системы (1) задается геотермальный градиент температуры и отсутствие расплава:  $\alpha = 0$ .

Дискретизация уравнений производится на прямоугольной декартовой сетке с шагом, сравнимым в области с дайками с шириной дайки и увеличивающимся в области пород. Уравнение теплопроводности решается методом дробных шагов [14]. Сеточные уравнения в направлениях  $X$  и  $Y$  решаются методом прогонки. На горизонтальных границах температура имеет постоянное значение, на вертикальных границах поток тепла отсутствует. Расчетная область расширяется до таких пределов, чтобы граничные условия не оказывали влияния на распределение температуры вблизи места поступления магмы в течение всего времени расчета. Для всех появившихся на временном шаге даек вычисляются поля перемещений среды вокруг них, которые затем суммируются. По результирующему полю перемещений рассчитывается

Таблица. Расчетные параметры

Параметр	Название	Значение
$\rho_r$ , кг/м <sup>3</sup>	Плотность пород	2600
$\rho_m$ , кг/м <sup>3</sup>	Плотность магмы	2600
$C_r$ , Дж/кг/К	Удельная теплоемкость пород	1350
$C_m$ , Дж/кг/К	Удельная теплоемкость магмы	1350
$k_r$ , Вт/м/К	Теплопроводность пород	1,5
$k_m$ , Вт/м/К	Теплопроводность магмы	1,2
$L$ , Дж/кг	Скрытая теплота кристаллизации	$3,5 \times 10^5$
$G$ , ГПа	Модуль сдвига пород	6
$\nu$	Коэффициент Пуассона пород	0,3

поле скоростей путем деления перемещений на шаг по времени. Температура в ячейке, которую пересекает новая дайка, задается равной среднемассовой температуре, вычисляемой по температурам магмы и пород, а также долей площади ячейки, занимаемой магмой. Уравнение переноса для объемной доли магмы решается методом характеристик. Количество кристаллов в магме и вмещающих породах рассчитывается по явным формулам. Параметры, использованные в расчетах, приведены в Таблице.

### 3. Результаты

На рисунке 1 представлены распределения объемной доли магмы и температуры для субвертикального внедрения даек в область размерами  $1 \times 1$  км, расположенную на глубине 4,5 км. Ширина даек варьировалась в пределах 10–20 м, длина — от 250 м до 1 км, горизонтальное простирание составляло 500 м. Таким образом, каждая дайка привносила от  $1,25 \times 10^6$  до  $10^7$  м<sup>3</sup> магмы. Приток магмы в  $1 \text{ м}^3/\text{с}$ , типичный для островодужных вулканов, соответствовал в среднем поступлению 3–25 даек в год в зависимости от их размеров. Внедрение каждой дайки сопровождалось притоком горячей магмы и перемещением вещества для компенсации нового объема.

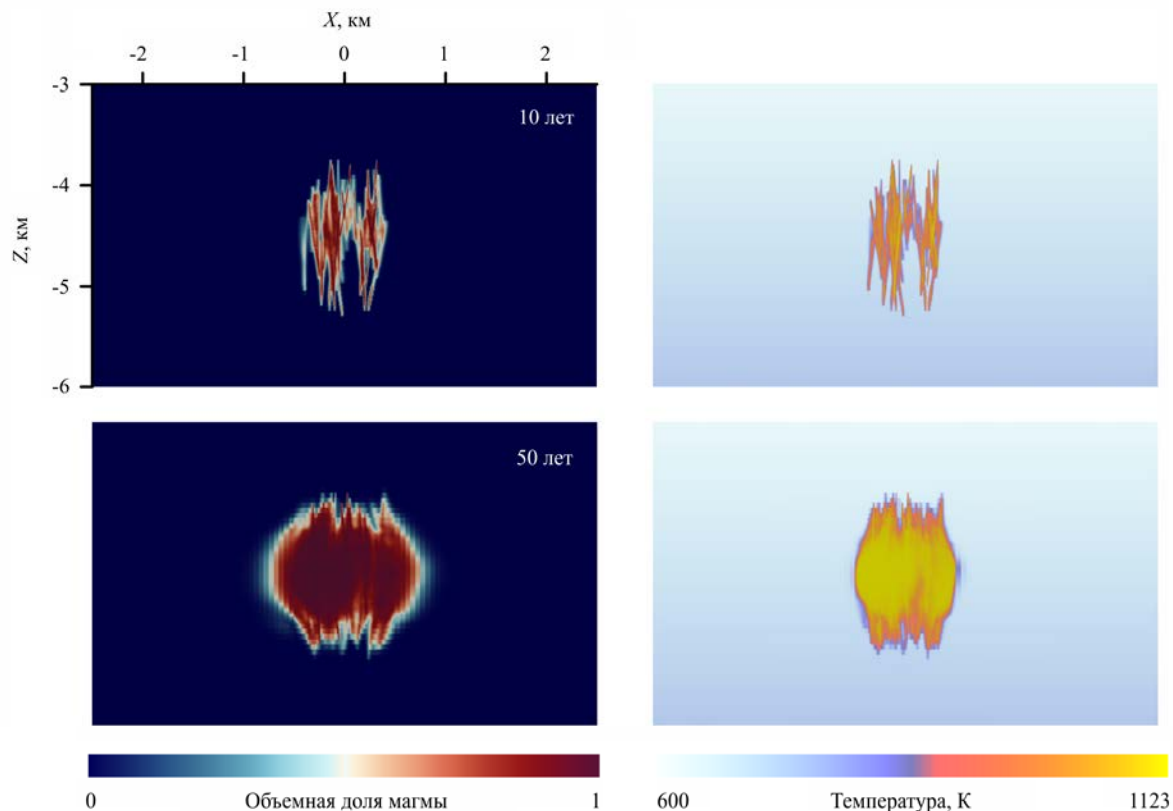


Рис. 1. Распределение объемной доли магмы (а) и температуры (б) через 10, 50, 100 и 250 лет от начала притока магмы

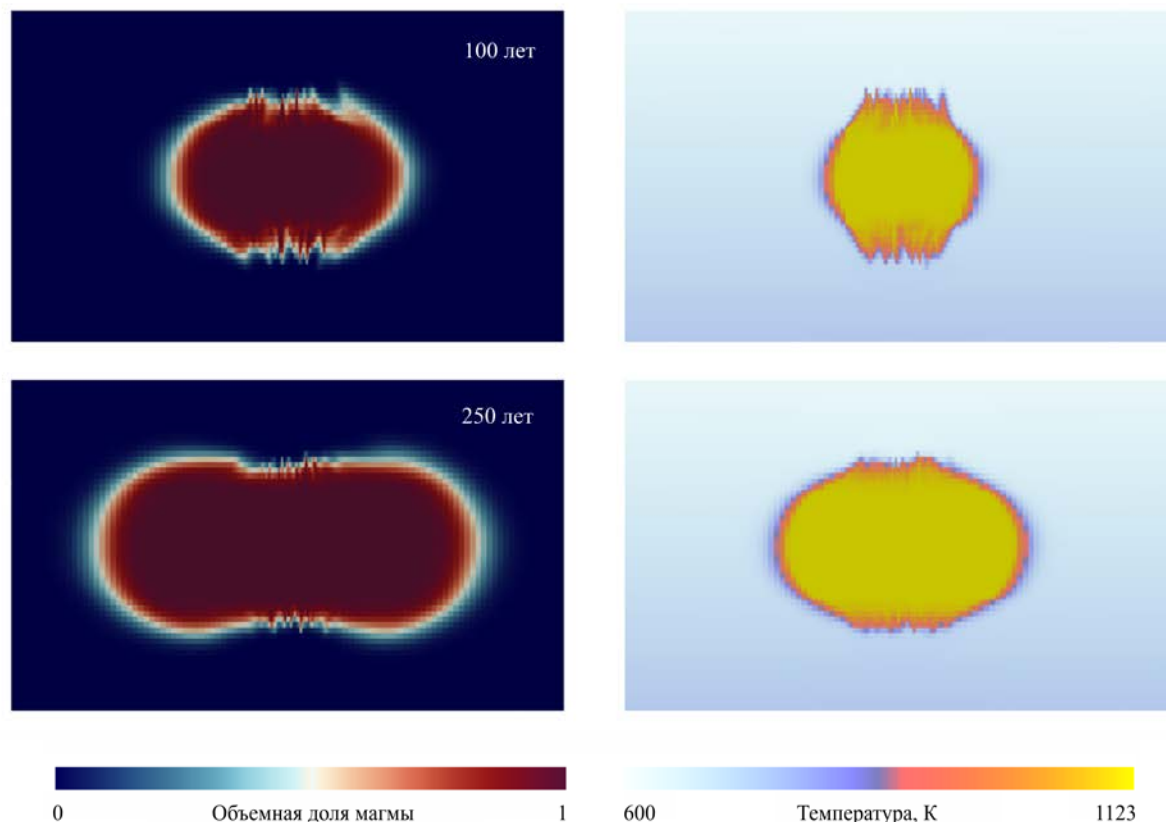


Рис. 1. Продолжение

Из рисунка видно, что на небольших временах поля температуры и объемной доли магмы хорошо коррелируют друг с другом. Дайки входят в холодные породы и постепенно остывают. В дальнейшем перемещение вещества выводит дайки из магматического очага. Без подпитки теплом они достаточно быстро остывают, и область, занятая дайками, оказывается существенно больше области высоких температур, содержащих магматический расплав. Граница нагретой области достаточно четкая, что соответствует доминированию конвективного переноса тепла над теплопроводностью. Доля расплава является функцией температуры, поэтому не показана. В прогретой области она достигает значения 87%, что безусловно свидетельствует о возможности извержения такой магмы [15]. Из-за субвертикальной ориентации даек очаг имеет вытянутую в горизонтальном направлении форму.

Характерный размер даек обуславливается прочностными свойствами пород, полем тектонических напряжений и реологическими свойствами магмы [1]. На рисунке 2 представлен полный объем магматического расплава как функция времени, которая интегрально отображает эффективность формирования очага при притоке магмы. Случаю, демонстрируемому на рисунке 1, соответствует кривая 2. Если дайки внедряются под произвольным углом, то форма очага близка к окружности, см. кривую 1 (к сфере в трехмерном случае). Отношение площади контакта магма–порода к объему очага меньше, и кондуктивный теплообмен менее эффективен по сравнению со случаем вытянутого очага. Если в геологическом строении пород присутствует пласт с повышенными прочностными характеристиками, дайки поворачиваются вдоль границы пласта, и образуются породы с особой формой залегания (силлы), ширина которых обычно больше ширины исходных даек. Кривая 3 (см. Рис. 2а) представляет результаты расчетов для силлов шириной от 50 до 100 м. Изначально большие индивидуальные объемы доставляемой дайками магмы приводят к большому количеству расплава, поскольку отдельный объем кристаллизуется в меньшей степени, однако более редкое при том же расходе внедрение приводит к менее эффективному поддержанию горячего магматического очага. Поступление магмы в узких (шириной 1–3 м) дайках неэффективно для формирования магматического очага, поскольку каждая из них быстро остывает (кривая 4). Это относится как к начальному моменту зарождения очага, так и к остыванию даек, вытесненных из области с магмой.

Отметим, что во всех случаях суммарный объем доставленной магмы составляет более  $30 \text{ км}^3$ , поэтому даже в лучшем случае только 1/10 ее часть преобразуется в расплав, заполняющий магматический очаг. Одним из факторов, не учитываемых в настоящее время в модели, является наличие в магме растворенных летучих компонентов, прежде всего, паров воды. Их присутствие сильно снижает температуру плавления магмы и пород, вследствие чего при той же температуре количество расплава будет большим.

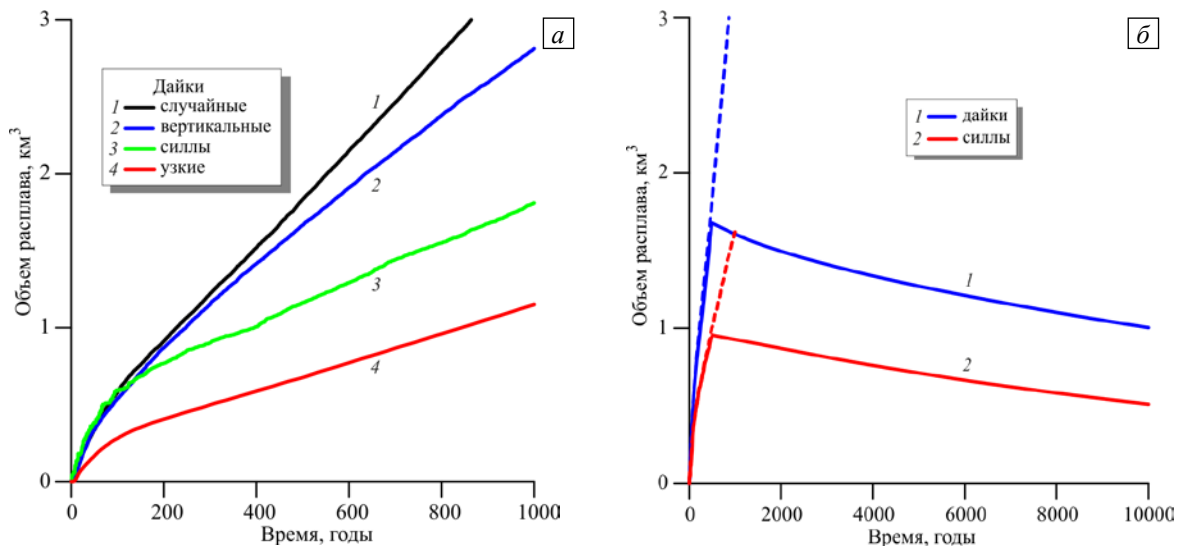


Рис. 2. Зависимость суммарного объема расплава от времени: для разных условий притока магмы (а); при поступлении даек в течение 500 лет и отсутствии подвода магмы в последующем (пунктирными линиями показан рост очага при продолжении подпитки магмой) (б)

Отделяющиеся от магмы горячие летучие компоненты способствуют прогреву окружающих пород [16], что также влечет увеличение размера очага.

После прекращения притока магмы очаг начинает остывать за счет теплопроводности. Этот процесс существенно более медленный, чем прогрев из-за внедрения даек, поэтому даже через 10 тысяч лет объем очага уменьшается примерно на 40% по сравнению с максимальным (Рис. 2б). Выравнивание температуры в очаге может происходить несколько быстрее благодаря температурной конвекции, однако наличие в магме пузырьков приведет к устойчивой стратификации и уменьшению степени перемешивания. Эти процессы не учитываются в существующих моделях динамики магматического очага и требуют дальнейшего изучения.

Рассмотренные выше результаты относятся к интенсивному прониканию магмы в земную кору. Изучим, как расход магмы (объем даек, появившихся в массиве за единицу времени) влияет на динамику формирования очага и кристалличность магмы. На рисунке 3 представлена зависимость объема расплава от времени при разных интенсивностях притока магмы.

Небольшому расходу ( $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$ , кривая 1) соответствует в среднем появление 2 даек в течение 3 лет. За первые 100 лет объем расплава нарастает очень медленно, поскольку дайки попадают в холодные породы и магма успевает остыть и закристаллизоваться до того, как в ближайшей окрестности появится новая дайка. Далее скорость роста объема расплава увеличивается за счет прогрева пород, а затем уменьшается, когда размеры магматического очага выходят за пределы области притока магмы. При увеличении расхода начальный период медленной аккумуляции расплава сокращается, а при большом расходе ( $1 \text{ м}^3/\text{с}$ ) скорость образования расплава максимальна в начале процесса притока магмы.

Заметим, что предложенная модель не принимает во внимание переменность напряженно-деформируемого состояния массива пород и его реологии при изменении температуры и добавлении нового материала. В дальнейшем эти факторы необходимо учитывать.

#### 4. Заключение

В работе построена модель роста магматического очага путем многократного внедрения даек во вмещающие породы. Показано, что при интенсивностях притока магмы, характерных

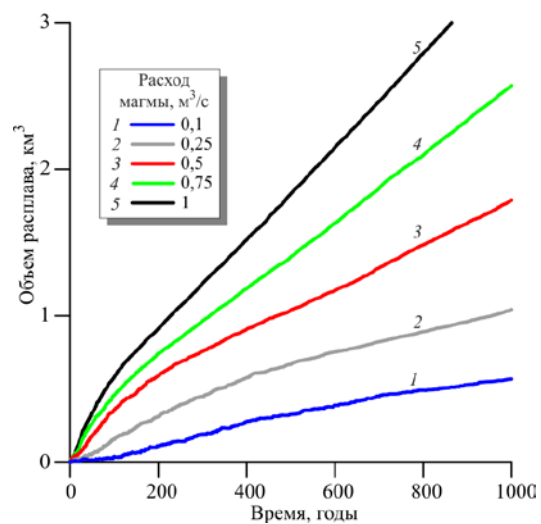


Рис. 3. Зависимость суммарного объема расплава от времени для разных расходов магмы

для островодужных вулканов, магматический очаг объемом в несколько кубических километров может сформироваться в течение первых сотен лет от начала притока магмы. Изучена зависимость объема очага от интенсивности подпитки свежей магмой. Показано, что остывание очагов происходит значительно медленнее, поэтому они могут существовать длительное время после подпитки магмой в виде «кристаллической каши».

Развитие модели может быть связано с введением в нее описания влияния выделяющихся из магмы летучих компонентов на теплоперенос в магматической системе и возможной температурной конвекции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 18-01-00352) в рамках научной темы НИИ механики МГУ АААА-А16-116021110202-9 «Механика геологических и геотехнологических процессов».

## Литература

1. Rubin A.M. Propagation of magma-filled cracks // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 1995. Vol. 23. No. 1. P. 287-336. [DOI](#)
2. Большое трещинное Толбачинское извержение. Камчатка. 1975–1976 / под ред. С.А. Федотова, Г.Б. Флерова, А.М. Чиркова. М.: Наука, 1984. 637 с.
3. Lensky N.G., Niebo R.W., Holloway J.R., Lyakhovsky V., Navon O. Bubble nucleation as a trigger for xenolith entrapment in mantle melts // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2006. Vol. 245. No. 1-2. P. 278-288. [DOI](#)
4. Walker G.P.L. Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions // *Aust. J. Earth Sci.* 1988. Vol. 36. No. 2. P. 149-165. [DOI](#)
5. Elsworth D., Foroozan R., Taron J., Mattioli G.S., Voight B. Geodetic imaging of magma migration at Soufrière Hills Volcano 1995 to 2008 // *Geological Society, London, Memoirs.* 2014. Vol. 39. P. 219-227. [DOI](#)
6. Colón D.P., Bindeman I.N., Gerya T.V. Thermomechanical modeling of the formation of a multilevel, crustal-scale magmatic system by the Yellowstone plume // *Geophys. Res. Lett.* 2018. Vol. 45. No. 9. P. 3873-3879. [DOI](#)
7. Annen C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. Vol. 284. No. 3-4. P. 409-416. [DOI](#)
8. Dufek J., Bergantz G.W. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction // *J. Petrol.* 2005. Vol. 46. No. 11. P. 2167-2195. [DOI](#)
9. Schöpa A., Annen C., Dilles J.H., Sparks R.S.J., Blundy J.D. Magma emplacement rates and porphyry copper deposits: thermal modelling of the Yerington batholith, Nevada // *Econ. Geol.*, 2017. Vol. 112. No. 7. P. 1653-1672. URL: <https://www.researchgate.net/publication/320225835>
10. Karakas O., Degruyter W., Bachmann O., Dufek J. Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism // *Nat. Geosci.* 2017. Vol. 10. No. 6. P. 446-450. [DOI](#)
11. Piwinskii A.J., Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon // *J. Geol.* 1968. Vol. 76. No. 2. P. 205-234. [DOI](#)
12. Martel C., Pichavant M., Holtz F., Scaillet B., Bourdier J.-L., Traineau H. Effects of  $f_{O_2}$  and  $H_2O$  on andesite phase relations between 2 and 4 kbar // *J. Geophys. Res.* 1999. Vol. 104. No. B12. P. 29453-29470. [DOI](#)
13. Brown D.K. A computer program to calculate the elastic stress and displacement fields around an elliptical hole under any applied plane state of stress // *Comput. Struct.* 1977. Vol. 7. No. 4. P. 571-580. [DOI](#)
14. Яненко Н.Н. Метод дробных шагов решения многомерных задач математической физики. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1967. 196 с.
15. Marsh B.D. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma // *Contr. Mineral. and Petrol.* 1981. Vol. 78. P. 85-98. [DOI](#)
16. Afanasyev A., Blundy J., Melnik O., Sparks S. Formation of magmatic brine lenses via focussed fluid-flow beneath volcanoes // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2018. Vol. 486. P. 119-128. [DOI](#)

## References

1. Rubin A.M. Propagation of magma-filled cracks. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1995, vol. 23, no. 1, pp. 287-336. [DOI](#)
2. Fedotov S.A., Flerov G.B., Chirkov A.M. (eds.) *Bol'shoye treshchinnoye Tolbachinskoye izverzheniye. Kamchatka. 1975–1976* [Large Tolbachik fissure eruption. Kamchatka. 1975–1976]. M.: Nauka, 1984. 637 p.
3. Lensky N.G., Niebo R.W., Holloway J.R., Lyakhovsky V., Navon O. Bubble nucleation as a trigger for xenolith entrapment in mantle melts. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2006, vol. 245, no. 1-2, pp. 278-288. [DOI](#)
4. Walker G.P.L. Gravitational (density) controls on volcanism, magma chambers and intrusions. *Aust. J. Earth Sci.*, 1988, vol. 36, no. 2, pp. 149-165. [DOI](#)
5. Elsworth D., Foroozan R., Taron J., Mattioli G.S., Voight B. Geodetic imaging of magma migration at Soufrière Hills Volcano 1995 to 2008. *Geological Society, London, Memoirs*, 2014, vol. 39, pp. 219-227. [DOI](#)
6. Colón D.P., Bindeman I.N., Gerya T.V. Thermomechanical modeling of the formation of a multilevel, crustal-scale magmatic system by the Yellowstone plume. *Geophys. Res. Lett.*, 2018, vol. 45, no. 9, pp. 3873-3879. [DOI](#)
7. Annen C. From plutons to magma chambers: Thermal constraints on the accumulation of eruptible silicic magma in the upper crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2009, vol. 284, no. 3-4, pp. 409-416. [DOI](#)
8. Dufek J., Bergantz G.W. Lower crustal magma genesis and preservation: a stochastic framework for the evaluation of basalt–crust interaction. *J. Petrol.*, 2005, vol. 46, no. 11, pp. 2167-2195. [DOI](#)

9. Schöpa A., Annen C., Dilles J.H., Sparks R.S.J., Blundy J.D. Magma emplacement rates and porphyry copper deposits: thermal modelling of the Yerington batholith, Nevada. *Econ. Geol.*, 2017, vol. 112, no. 7, pp. 1653-1672. URL: <https://www.researchgate.net/publication/320225835>
10. Karakas O., Degruyter W., Bachmann O., Dufek J. Lifetime and size of shallow magma bodies controlled by crustal-scale magmatism. *Nat. Geosci.*, 2017, vol. 10, no. 6, pp. 446-450. [DOI](#)
11. Piwinski A.J., Wyllie P.J. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa batholith, Oregon. *J. Geol.*, 1968, vol. 76, no. 2, pp. 205-234. [DOI](#)
12. Martel C., Pichavant M., Holtz F., Scaillet B., Bourdier J.-L., Traineau H. Effects of  $f_{O_2}$  and  $H_2O$  on andesite phase relations between 2 and 4 kbar. *J. Geophys. Res.*, 1999, vol. 104, no. B12, pp. 29453-29470. [DOI](#)
13. Brown D.K. A computer program to calculate the elastic stress and displacement fields around an elliptical hole under any applied plane state of stress. *Comput. Struct.*, 1977, vol. 7, no. 4, pp. 571-580. [DOI](#)
14. Yanenko N.N. *Metod drobnikh shagov resheniya mnogomernykh zadach matematicheskoy fiziki* [The method of fractional steps for solving multidimensional problems of mathematical physics]. Novosibirsk: Nauka. Sib. otd-niye, 1967. 196 p.
15. Marsh B.D. On the crystallinity, probability of occurrence, and rheology of lava and magma. *Contr. Mineral. and Petrol.*, 1981, vol. 78, pp. 85-98. [DOI](#)
16. Afanasyev A., Blundy J., Melnik O., Sparks S. Formation of magmatic brine lenses via focussed fluid-flow beneath volcanoes. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2018, vol. 486, pp. 119-128. [DOI](#)

Поступила в редакцию 07.08.2018, после доработки 24.10.2018; принята к опубликованию 30.10.2018