

## БЕСПОКОЙНАЯ ЖИЗНЬ ЛАВОВЫХ КУПОЛОВ

О.Э. Мельник, А.А. Бармин, С. Спаркс

*Олег Эдуардович Мельник, член-корреспондент РАН, доктор физико-математических наук, заведующий лабораторией общей гидромеханики Научно-исследовательского института механики МГУ им. М.В. Ломоносова. Руководитель проекта 65-01-02901.*

*Алексей Алексеевич Бармин, доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник той же лаборатории. Профессор кафедры гидромеханики механико-математического факультета МГУ. Руководитель проекта 65-01-00228.*

*Стивен Спаркс (Robin Stephen John Sparks), профессор Бристольского Университета (Великобритания), член Английского Королевского общества*

Обычно вулканическое извержение представляется нам в виде огромных туч пепла, застилающих небо до горизонта, либо потоков жидкой лавы, сжигающей все на своем пути. Однако есть тихие вулканы, из жерла которых, как паста из тюбика, выдавливается очень вязкая, почти закристаллизовавшаяся магма. Такие извержения называют экструзивными, а их продукты — экструзивными, или лавовыми, куполами.

Казалось бы, подобные извержения не представляют никакой опасности для населения и поэтому их изучение и мониторинг имеет чисто академический интерес. Однако это не так. Немногом более 100 лет назад медленный рост лавового купола вулкана Монтань-Пеле на о. Мартиника в Карибском море пре рвался мощным направленным взрывом, породившим раскаленную лавину, скатившуюся со склона со скоростью более 60 км/ч. Город Сен-Пьер был разрушен в считанные минуты. Из 30 тыс. жителей уцелели только двое. Одного из них спасли толстые стены местной тюрьмы.

Горячие лавины, образующиеся при обрушении лавовых куполов, называются пирокластическими потоками. Они несут огромное количество раздробленного материала, от тонкого пепла до фрагментов размером с дом. Такие потоки сопровождают практически все экструзивные извержения, пополняя ежегодно список их жертв. Иногда обрушившийся купол обнажает подводный канал вулкана, в котором под большим давлением находится относительно подвижная, газонасыщенная магма. Тогда извержение переходит во взрывную (эксплозивную) стадию, скорость продуктов и зона поражения возрастают на порядки. Например, на вулкане Безымянный на Камчатке в 1956 г. после нескольких месяцев роста купола произошло одно из крупнейших взрывных извержений прошлого века, в результате которого было выброшено около 4 км<sup>3</sup> раздробленного материала. Подобная смена режимов наблюдалась на вулканах Шивелуч на Камчатке, Маунт Сент Хеленс (США), Маунт Унзен (Япония), Мерапи (Индонезия) и многих других. Именно поэтому изучение и мониторинг активных лавовых куполов — одна из приоритетных задач современной вулканологии. В наше время происходит активный рост куполов на вулканах Шивелуч и Безымянный, Маунт Сент Хеленс, Сантьягито в Гватемале, Суфриер Хиллз на о. Монтсеррат в Карибском море и некоторых других.

Вулканологическими обсерваториями в последнее время собран богатейший материал, позволяющий очень детально проследить ход извержения. Измеряются объемы извергнутого материала, интенсивность выноса вулканических газов, землетрясений и деформаций земной поверхности. По данным спутниковых и наземных наблюдений оценивается температура магмы, ведется мониторинг изменения ее химического состава. К сожалению, все измерения относятся либо к процессам, происходящим на поверхности, либо, как регистрация сейсмических сигналов или деформации пород, дают лишь косвенное представление о происходящем в земных недрах. Многие данные крайне трудно интерпретировать и связать с наблюдаемыми поверхностными явлениями. Построить же адекватную физическую модель, которая бы по-

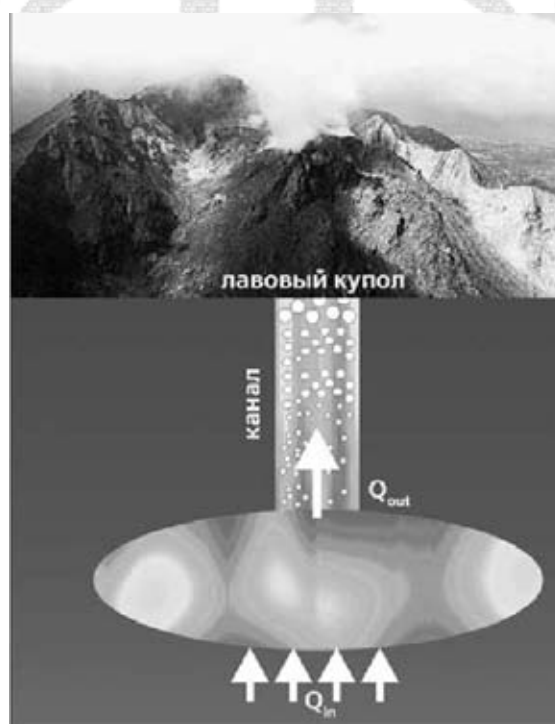
зволила использовать имеющийся материал для прогноза поведения вулкана даже в сравнительно недалеком будущем, пока никому не удавалось.

С проблемами интерпретации наблюдений на вулкане Суффриер Хиллз столкнулся один из авторов статьи. Начиная с 1995 г., когда вулкан пробудился из более чем четырехсотлетней спячки, Стивен Спарк в тесном сотрудничестве с коллективом вулканологической обсерватории на о. Монтсеррат изучал его извержение. Мы расскажем о результатах математического моделирования экструзивных извержений, которые позволили объяснить многие наблюдаемые факты.

Наверное, первым вулканологом можно считать Плиния Младшего, оставившего описание извержения Везувия в 79 г. н.э., уничтожившего города Помпеи и Геркуланум. Однако вулканология как наука начала складываться в середине прошлого века. Применение же методов механики к описанию извержений относится к 80м годам. Тогда практически одновременно в Великобритании [1] и России [2, 3] были предложены одномерные стационарные модели эксплозивных извержений, и к настоящему времени этот тип извержения исследован достаточно детально [4]. Экструзивным извержениям уделялось существенно меньшее внимание, всплеск интереса к ним возник после начала извержения вулкана Суффриер Хиллз в 1995 г. [5].

### Как это происходит

Магма представляет собой многокомпонентную среду, состоящую из силикатного расплава, различных кристаллов, растворенных газов (вода, углекислый газ и др.), а также газа в виде отдельных пузырьков. Перед извержением она накапливается в периферических очагах, находящихся в верхней коре и связанных с поверхностью подводящим каналом или системой каналов (рис.1).



*Рис. 1. Лавовый купол вулкана Суффриер Хиллз на о. Монтсеррат (вверху) и схема строения вулканической системы для экструзивного режима извержения. Очаг, расположенный в земной коре, подпитывается свежей магмой с расходом  $Q_{in}$ . С растущим куполом он связан каналом, по которому происходит истечение с расходом магмы  $Q_{out}$ . При подъеме за счет падения давления происходит рост пузырьков, их слияние и опережающий отток газа по подвижной пористой среде. Дегазация приводит к изменению температуры плавления магмы и ее кристаллизации.*

При подъеме за счет значительного падения давления в магме происходят сложные физико-химические процессы.

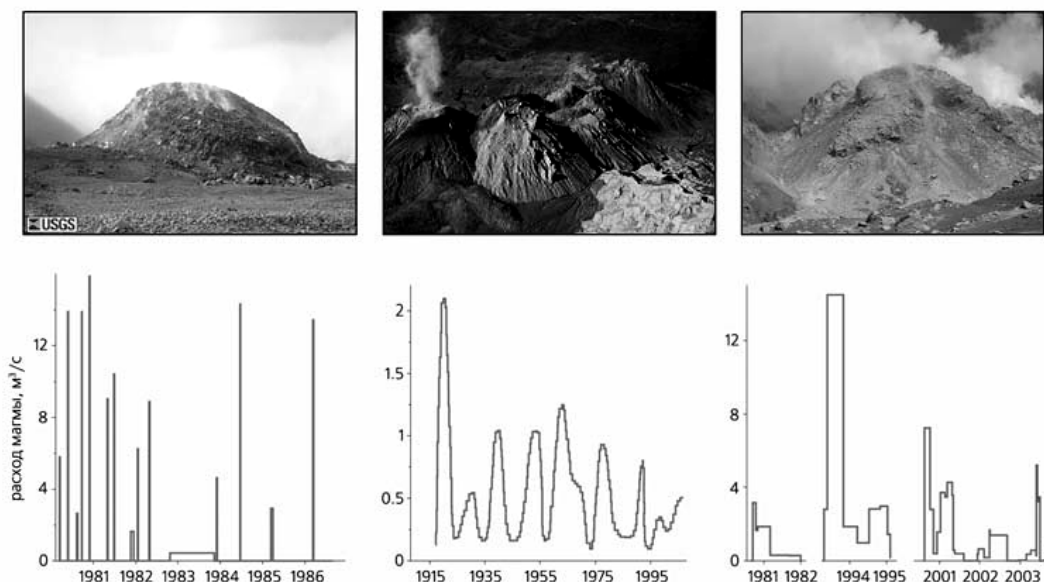
В основном они связаны с выделением растворенных газов, которое приводит к образованию и росту пузырьков, резкому (на несколько порядков) росту вязкости магмы, изменению температуры плавления (ликвидуса).

Последнее, наряду с остыванием, приводит к образованию и росту кристаллов. При некоторых условиях возможно дробление пузырьковой жидкости с образованием смеси газа с частицами магмы. В этом случае происходит эксплозивное извержение.

Отметим две особенности экструзивных извержений, подтвержденные многочисленными данными полевых наблюдений. Во-первых, расход магмы (скорость изменения объема купола) может меняться в десятки, сотни и даже тысячи раз за незначительное по сравнению с длительностью извержения время (рис.2). Такие изменения могут носить достаточно регулярный характер — как на вулканах Маунт Сент Хеленс [6] и Сантьягито [7], или достаточно хаотичный — как на Шивелуче [8]. При этом периоды активного роста купола, когда возможны взрывы, сменяются периодами крайне малой активности или даже полным прекращением извержения. Время пульсаций расхода магмы изменяется от десятков дней (Сент Хеленс) до 10—15 лет (Сантьягито). Во-вторых, магма, слагающая лавовые купола, содержит 10—30 объем. % пузырьков. Оценки показывают, что при декомпрессии магмы, изначально содержащей 5—7 вес. % растворенного газа, пузырьки должны занимать до 99% ее объема. Магматический материал с такой пористостью в природе не встречается. Эти и другие особенности экструзивных извержений требуют своего объяснения.

### **От простого к сложному**

Мы предложили простую механическую модель, позволившую объяснить резкие колебания расхода магмы при росте лавовых куполов [9]. Она основывается на корреляции расхода магмы с количеством в ней кристаллов, наблюдавшейся для вулкана Маунт Унзен [10] и ряда других вулканов.



*Рис.2. Зависимость расхода магмы от времени на вулканах Маунт Сент Хеленс, Сантьягито и Шивелуч. При извержении происходят резкие изменения расхода магмы за сравнительно короткое время. На первых двух вулканах изменения носят периодический характер.*

Было отмечено, что степень кристаллизации магмы обратно пропорциональна ее расходу (магма, извергавшаяся быстро, содержит относительно небольшое количество кристаллов).

При этом рост кристаллов происходит не из-за остывания магмы (тепловые потери при подъеме, как правило, невелики), а из-за изменения температуры ликвидуса за счет перехода растворенных газов в пузырьки. Рост количества кристаллов приводит к увеличению вязкости магмы, причем наибольшему в тех случаях, когда концентрация кристаллов приближается к состоянию плотной упаковки.

Для качественного описания динамики извержения рассмотрим систему, состоящую из очага и цилиндрического канала постоянного сечения с неупругими стенками. Очаг находится в упругих породах и подпитывается свежей магмой с постоянным расходом  $Q_{in}$ . При подъеме давление в магме падает за счет действия сил тяжести и сопротивления канала вулкана. Сила сопротивления прямо пропорциональна вязкости магмы  $\mu$  и скорости ее подъема  $V$  и обратно пропорциональна квадрату диаметра канала  $D$ . Такая зависимость верна для медленных (ламинарных) течений и была теоретически выведена Ж. Пуазейлем в 1846 г. Будем считать, что вязкость  $\mu$  ступенчато возрастает при достижении объемной долей кристаллов  $\beta$  критического значения  $\beta_*$ . Предположим, что магма имеет постоянную плотность  $\rho$  (пренебрежем наличием пузырьков и различием в плотностях расплава и кристаллов), и все кристаллы зарождаются в очаге и растут с постоянной линейной скоростью  $U$ . Течение описывается системой уравнений

$$\frac{\partial V}{\partial x} = 0, \quad \frac{\partial n}{\partial t} + \frac{\partial nV}{\partial x} = 0, \quad (1a)$$

$$\frac{\partial p}{\partial x} = -\rho g - \frac{32\mu V}{D^2}, \quad \mu = \begin{cases} \mu_1, & \beta < \beta_* \\ \mu_2, & \beta \geq \beta_* \end{cases} \quad (1b)$$

$$\frac{\partial \beta}{\partial t} + V \frac{\partial \beta}{\partial x} = 4\pi n R^2 U = (36\pi n)^{1/3} \beta^{2/3} U. \quad (1c)$$

Здесь  $R$  — радиус кристалла, считающегося сферическим,  $n$  — число кристаллов в единице объема. Система состоит из уравнений сохранения массы и числа кристаллов в объеме магмы (1a), уравнения движения магмы (1b) и уравнения роста кристаллов (1c).

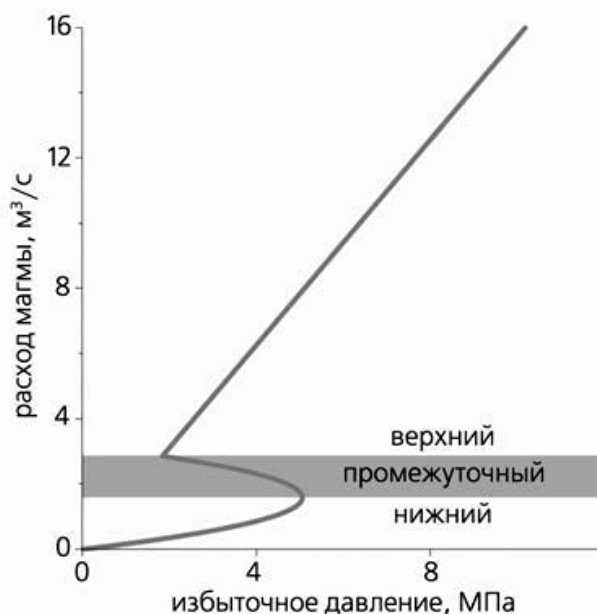
Поскольку система (1) описывает течение только в канале, необходимо задать граничные условия на верхней и нижней кромках канала. Считаем, что давление на верхней границе ( $x = L$ ) равно нулю (поскольку давление в очаге многократно превосходит атмосферное). Очаг ( $x = 0$ ), как мы говорили, находится в упругих породах и подпитывается свежей магмой с расходом  $Q_{in}$ , а объемная доля кристаллов в нем постоянна ( $\beta = \beta_{ch}$ ). Связь между давлением в очаге и разностью интенсивностей подтока и оттока магмы описывается уравнением

$$\frac{\partial p_{ch}}{\partial t} = \frac{\gamma}{V_{ch}} (Q_{in} - Q_{out}). \quad (2)$$

Здесь  $Q_{out} = \pi D^2 V / 4$  — расход магмы, вытекающей из очага,  $\gamma$  — модуль упругости горных пород, окружающих очаг,  $V_{ch}$  — объем очага. Приведенное выражение соответствует очагу сферической формы в упругих породах, заполненному несжимаемой жидкостью. Когда расход вытекающей магмы, определяющийся сопротивлением канала вулкана, больше расхода магмы, подтекающей в очаг, то давление в очаге падает. В противном случае давление растет.

В стационарном случае уравнения (1) могут быть легко проинтегрированы и с учетом граничных условий дают связь между давлением в очаге и скоростью подъема магмы (рис.3). При больших расходах критическая концентрация кристаллов на выходе из канала не достигается. Вязкость магмы постоянна и равна  $\mu_1$ , связь между давлением в очаге и расходом ли-

нейна и описывается классическим решением Пуазейля. Если же расход мал и концентрация кристаллов может достигать критического значения, то связь между давлением и расходом двузначная и описывается квадратичной по расходу зависимостью. В нижнем и промежуточном режиме верхняя часть канала заполнена сильновязкой жидкостью, причем длина этой области тем больше, чем меньше расход. Точка перехода от двузначного решения к пуазейлевскому определяется достижением критической концентрации кристаллов на выходе из канала. Таким образом, при фиксированном давлении в очаге возможно до трех стационарных режимов течения магмы. Расходы в них отличаются на порядки и перекрывают весь диапазон возможных расходов при экструзивных извержениях.



*Рис.3. Стационарная зависимость между расходом магмы и избыточным (над гидростатическим) давлением в очаге. При фиксированном давлении в очаге возможно до трех стационарных режимов извержения.*

Заметим, что подобные трехзначные решения обычны для теории катастроф и часто возникают в химической кинетике и электродинамике. Применительно к вулканическим системам подобные решения встречаются во многих работах [3, 11—14]. В них верхний и промежуточный режимы относятся к эксплозивному извержению, нижний — к экструзивному. При соответствующих граничных условиях промежуточный режим неустойчив, что приводит к циклическому изменению расхода магмы за счет переходов системы с нижнего режима на верхний и обратно.

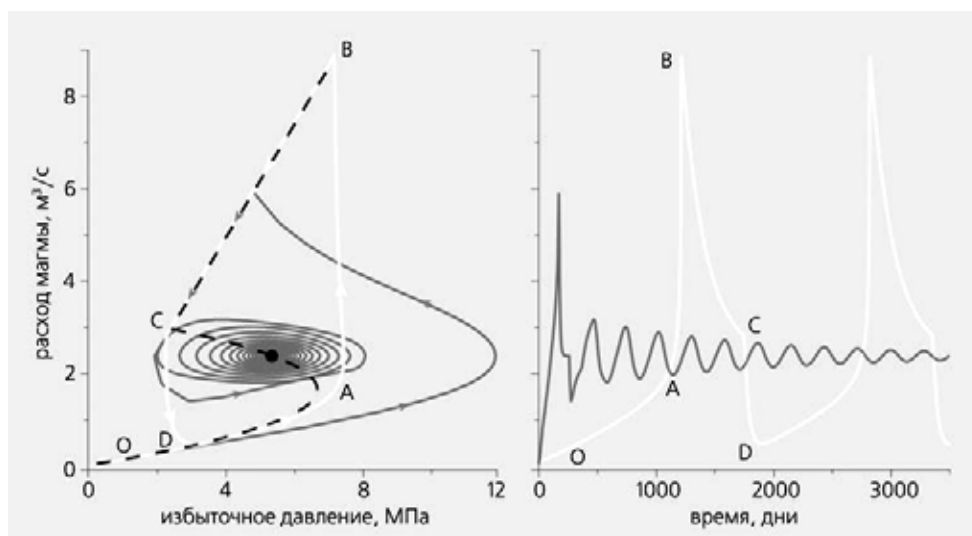
На рис.4 приведена зависимость расхода магмы от давления в очаге и от времени, когда расход подтекающей в очаг магмы  $Q_{in}$  соответствует промежуточному стационарному режиму. Как мы видим, при достаточно большом объеме очага, а вернее при большом значении безразмерного параметра

$$\tau = \frac{4V_{ch}\rho g}{\pi D^2\gamma},$$

характеризующего время изменения давления в очаге, лавовый купол растет в периодическом режиме. Извержение начинается при подтоке свежей магмы в очаг (точка О). Давление в нем (в соответствии с уравнением (2)) начинает расти, поскольку  $Q_{in} > Q_{out}$ . Система идет близко к нижнему режиму стационарной кривой (тем ближе, чем больше величина  $\tau$ ) до

точки А, затем резко переходит на верхний режим (точка В). Теперь  $Q_{in}$  меньше, чем  $Q_{out}$ , и давление в очаге падает, вызывая снижение расхода (участок ВС). Далее система за короткое время переходит на нижний режим (CD). Цикл замыкается. Если же очаг достаточно мал (малое  $\tau$ ), то решение со временем стабилизируется и лавовый купол растет с постоянной скоростью.

Одна из наблюдаемых величин — период колебаний (если таковые происходят). При больших значениях  $\tau$  мы получили аналитическую формулу, по которой можно по наблюдаемым данным оценить объем очага извержения. Измерение объема очага — крайне сложная процедура, требующая наличия большого количества сейсмологических станций, расположенных в непосредственной близости от вулкана. Знание же количества готовой к извержению магмы очень важно для прогноза вулканической опасности.



**Рис.4.** Зависимость между расходом магмы и избыточным (над гидростатическим) давлением в очаге (слева), и между расходом и временем. Кривые различаются характерным временем ( $\tau$ ) изменения давления в очаге. При больших  $\tau$  ( $\tau = 200$ , серая кривая) расход изменяется периодически, при малых  $\tau$  ( $\tau = 8.3$ , белая кривая) — стабилизируется. Пунктиром показано стационарное решение.

Ввиду своей простоты модель может показаться красивой игрушкой в руках теоретиков. Однако это не так. Рассмотрим два конкретных случая применения модели — для вулканов Маунт Сент Хеленс (1980—1987) и Сантьягито (1922—2005). В извержении вулкана Маунт Сент Хеленс выделяются три периода. Во время первого (1981—1982) произошло девять всплесков роста лавового купола с расходами  $\sim 15 \text{ м}^3/\text{с}$ . Каждый из всплесков продолжался от двух до семи дней (в среднем четыре) с временем затишья около 74 дней и средним расходом за весь период  $\sim 0,67 \text{ м}^3/\text{с}$ . Второй период характеризуется ростом лавового купола с постоянным расходом  $\sim 0,48 \text{ м}^3/\text{с}$  в течение года. Во время третьего периода произошло пять всплесков роста купола с расходами  $\sim 15 \text{ м}^3/\text{с}$  и средним расходом  $\sim 0,23 \text{ м}^3/\text{с}$  [6]. На рис.5 приведены расчетная и наблюдавшаяся зависимости расхода от времени для данного извержения. Параметры, использовавшиеся при вычислениях, приведены в таблице. Мы предполагаем, что в первый период расход подтекающей в очаг магмы ( $Q_{in}$ ) лежит в области среднего режима (см. рис.3). Происходят колебания. За счет большого контраста вязкостей резко изменяется расход магмы при переходе между верхним и нижним режимами. Во время второго периода приток магмы в очаг уменьшается и перемещается в область устойчивого нижнего режима. Извержение стабилизируется. Наконец, во время третьего периода параметры вулканической системы изменяются таким образом, что  $Q_{in}$  снова переходит на промежуточный режим. К таким переменам может привести либо уменьшение диаметра канала (с 18 до 12 м) за счет налипания магмы на стенки, либо уменьшение скорости роста кристаллов за счет вариаций химического

состава магмы. Возможно, параллельно действуют оба фактора. На вулкане Сантьягито, начиная с 1922 г., рост лавового купола происходил циклически [7]. Каждый цикл начинался с 3—блетнего периода высокой активности вулкана (расходы  $0,5—2,1 \text{ м}^3/\text{с}$ ), затем сопровождался более длинным периодом (3—11 лет) низкой активности (с расходами порядка  $0,2 \text{ м}^3/\text{с}$ ). Средний расход за время извержения составил  $\sim 0,44 \text{ м}^3/\text{с}$ .

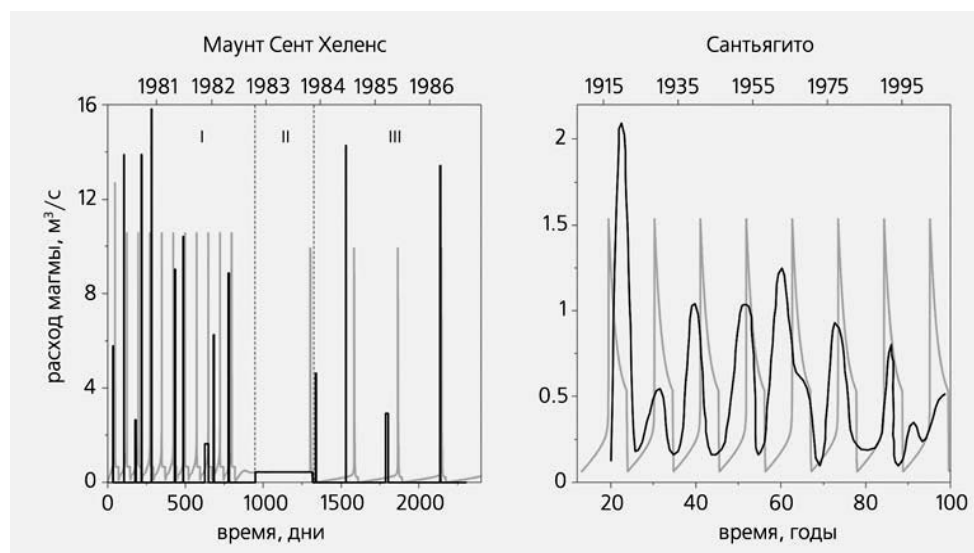


Рис.5. Сравнение рассчитанного изменения расхода магмы во времени с данными полевых наблюдений (серая кривая) на вулканах Маунт Сент Хеленс и Сантьягито. Параметры вулканических систем приведены в таблице. Римскими цифрами обозначены периоды извержений.

#### Параметры вулканических систем для вулканов Маунт Сент Хеленс и Сантьягито

Параметр	Маунт Сент Хеленс	Сантьягито
Плотность магмы	$2500 \text{ кг/м}^3$	$2500 \text{ кг/м}^3$
Длина канала	7200 м	5000 м
Диаметр канала	18 (12*) м	20 м
Объем очага	$0,56 \text{ км}^3$	$64 \text{ км}^3$
Модуль упругости пород	$3 \cdot 10^{10} \text{ Па}$	$10^{10} \text{ Па}$
Число кристаллов в единице объема	$10^{14} \cdot 1/\text{м}^3$	$10^{14} \cdot 1/\text{м}^3$
Скорость роста кристаллов	$1,5 \cdot 10^{-12} \text{ м/с}$	$10^{-12} \text{ м/с}$
Вязкость при малой доле кристаллов	$6,4 \cdot 10^5 \text{ Па с}$	$6,4 \cdot 10^6 \text{ Па с}$
Отношение вязкостей	80 (110*)	12
Концентрация кристаллов в очаге	0,3	0,3
Критическая концентрация кристаллов	0,7	0,7

\* В скобках приведены параметры для третьего периода роста купола на вулкане Маунт Сент Хеленс.

На рис.5 показаны расчетная зависимость расхода от времени и данные полевых наблюдений (серая линия). Расчеты позволяют объяснить периодическое изменение расхода, правильно воспроизводят период извержения и отношения между периодами повышенной и пониженной активности. Изменение максимума расхода и тенденция к стабилизации извержения могут быть следствием падения расхода подтекающей магмы, изменения физических ее свойств или эволюции канала. Имеющиеся данные, однако, пока не позволяют однозначно установить причины таких вариаций расхода магмы.

По нашим оценкам, под вулканом Сантьягито расположен магматический очаг огромного объема. Катастрофическое извержение 1902 г., при котором на поверхность было вынесено более  $10 \text{ км}^3$  лавы, не привело к существенному опустошению очага и образованию кальдеры

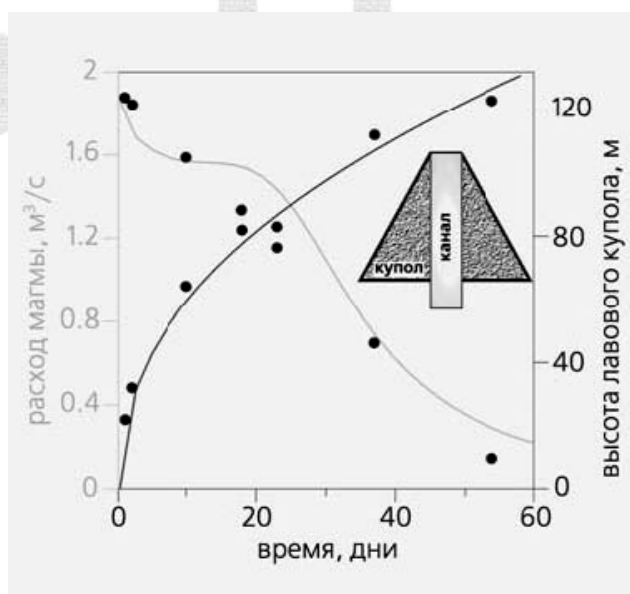
при обрушении кровли, что косвенно подтверждает наши расчеты. Эксплозивное же извержение Маунт Сент Хеленс в 1980 г., после которого начал расти лавовый купол, было относительно небольшим ( $0,2 \text{ км}^3$ ), что соответствует малому размеру очага.

### Реальность сложнее

Предложенная модель была существенно развита для учета реальной кинетики кристаллизации (нуклеации и роста кристаллов в зависимости от степени переохлаждения магмы) и наличия в магме растворенного газа, выделяющегося при подъеме и фильтрующегося через систему взаимосвязанных пузырьков [15]. Также учтено увеличение длины канала за счет наращивания лавового купола.

Система уравнений, описывающая такое течение, состоит из пяти уравнений, выражающих законы изменения массы (для магматического расплава, относительно крупных кристаллов, микролитов, пузырьков и растворенного газа), двух гидродинамических уравнений (для магмы и газа в пузырьках) и уравнения энергии, учитывающего изменение температуры при выделении скрытой теплоты кристаллизации. Вязкость магмы определяется количеством растворенного в ней газа, температурой и объемной концентрацией кристаллов. Для описания процесса кристаллизации с некоторыми уточнениями применялась модель [16], откалиброванная на экспериментах [17].

Платой за сложность стало отсутствие аналитических решений и простых оценок. Зато модель позволяет рассматривать влияние значительно большего числа определяющих параметров и процессов. Приведем несколько примеров ее применения.



**Рис.6.** Зависимость расхода магмы (серая кривая) и высоты лавового купола от времени на вулкане Суффриер Хиллз. Точки — данные наблюдений, линии — расчетные значения. Купол аппроксимировался усеченным конусом с верхним основанием, равным диаметру канала, и наклоном боковой поверхности, соответствующим углу естественного откоса слагающих пород. Давление в очаге считалось постоянным.

На рис.6 показана зависимость расхода магмы от высоты лавового купола (и от времени) для вулкана Суффриер Хиллз (1995—2001). Свежая магма поступает на поверхность лавового купола, увеличивая его высоту и тем самым длину канала. Расчет начинался с точки, когда высота купола равнялась нулю, а расход магмы  $2 \text{ м}^3/\text{с}$ . На заключительных стадиях расход уменьшался до  $\sim 0,1 \text{ м}^3/\text{с}$ , а высота купола достигла 120 м. Рост купола приводит к уменьшению расхода магмы, что вызывает более интенсивную ее кристаллизацию. Вязкость магмы увеличивается, и ее расход уменьшается еще сильнее. Если не учитывать кристаллизацию, то



уменьшение расхода в 20 раз должно произойти при высоте купола 570 м, что противоречит наблюдениям.

Второй пример поясняет причину относительно низкой пористости материала лавовых куполов. Как уже говорилось выше, магма, содержащая 5—7 масс. % растворенного газа, при декомпрессии до атмосферного давления должна состоять практически из одних пузырьков. Однако пористость пород лавовых куполов составляет 10—30%. Причина кроется в слиянии пузырьков с образованием подвижной пористой среды и фильтрации газа через нее. Доказательством существования подобной структуры служат лабораторные измерения проницаемости для газовой среды вулканических пород [18]. На рис.7 приведены графики распределения избыточного (по сравнению с литостатическим) давления и объемной доли пузырьков по каналу вулкана для магмы с различной проницаемостью. Давление в канале падает при подъеме магмы за счет действия сил тяжести и сопротивления канала вулкана (см. рис.1). За счет роста пузырьков вес магмы уменьшается и давление в нижней части канала падает медленнее литостатического. В верхней части канала за счет роста силы сопротивления (вязкость магмы увеличивается на порядки величины как за счет роста кристаллов, так и за счет выделения растворенных газов из расплава) давление на выходе резко падает до атмосферного. В результате в приповерхностной области давление в магме значительно превышает литостатическое. За счет большого градиента давления происходит интенсивная фильтрация газа сквозь магму (по закону Дарси, фильтрационная скорость пропорциональна градиенту давления). Это приводит к уменьшению объемной доли пузырьков на выходе из канала.

Наличие больших избыточных давлений в приповерхностной области может объяснить происходящие на многих растущих куполах мелкофокусные землетрясения и деформации земной поверхности. По независимым оценкам для вулкана Суфриер Хиллз положение и амплитуда источника давления хорошо совпадают с рассчитанными значениями.

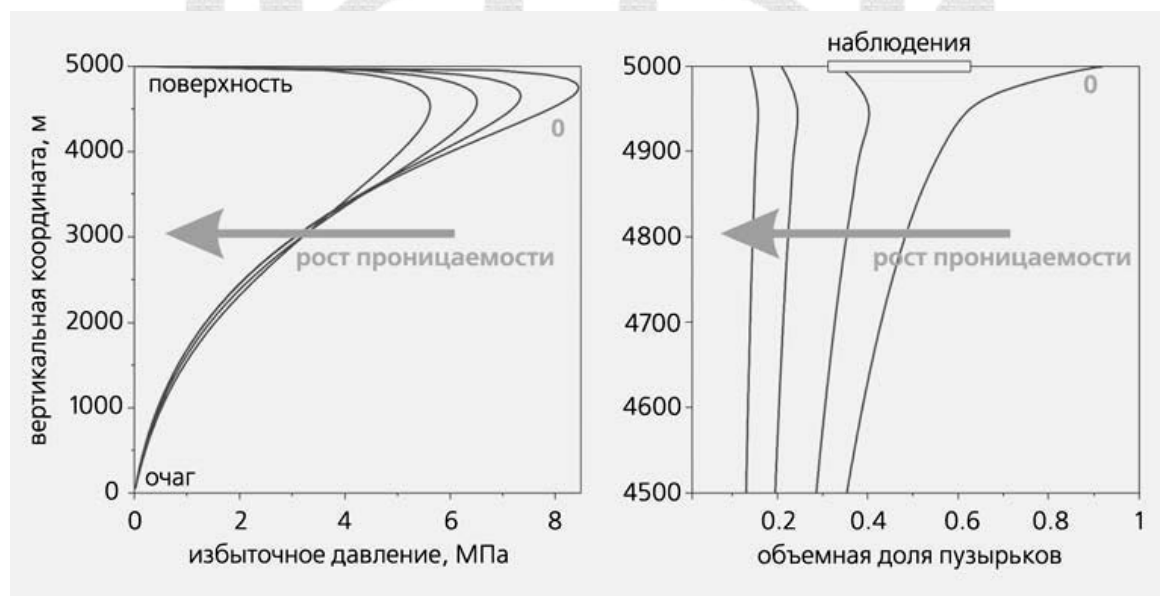


Рис.7. Распределение избыточного (над литостатическим) давления и объемной доли пузырьков в канале вулкана при различных проницаемостях магмы для газовой среды. Индекс «0» соответствует непроницаемой магме.

Пример третий. При большой объемной доле кристаллов магма перестает вести себя как обычная вязкая жидкость. Появляется предел текучести. Если перепад давлений, приложенный к магме, меньше некоторого критического, то движения не происходит. Подобным образом ведут себя многие суспензии. Такое поведение описывается моделью Бингама—Шведова. На рис.8 представлено сравнение динамики извержения для обычной вязкой жидкости и бингамовской, т.е. структурированной жидкости, обладающей пределом текучести. Считается, что предел текучести обращается в ноль, когда концентрация кристаллов меньше критиче-

ской. При недостаточно больших давлениях в очаге в случае бингамовской модели извержения не происходит. С ростом давления магма начинает выжиматься из канала с увеличивающимся расходом, количество кристаллов в ней уменьшается, вязкость падает, а предел текучести становится равным нулю. Это приводит к резкому увеличению расхода, который может превышать значения, рассчитанные для обычной вязкой жидкости, в несколько раз. Между всплесками расхода магмы рост купола полностью прекращается. Подобное поведение наблюдалось, например, на вулкане Маунт Сент Хеленс.

Пример четвертый. За счет зависимости вязкости от концентрации кристаллов и сложной кинетики кристаллизации вулканическая система сильно нелинейна. При этом малое изменение параметров магмы в очаге извержения может привести к коренному изменению его режима. Особенно сильно малое изменение пара метров сказывается в окрестности точек перехода (А и С на рис.4). Рассмотрим, как поведет себя вулкан, если температура магмы на выходе из очага будет случайным образом меняться в пределах  $\pm 15^\circ\text{C}$  от средней (изменение температуры составляет менее 2%), а интенсивность притока магмы в очаг будет соответствовать окрестности точки А. К такому изменению температуры может приводить всплывание более горячих порций магмы за счет ее конвекции в очаге. На рис. 9 изображена зависимость расхода магмы и температуры в очаге от времени. Когда температура магмы выше средней, подток соответствует нижнему устойчивому режиму и интенсивность извержения мало отличается от средней. При более низких температурах происходят интенсивные колебания расхода. В целом малое случайное изменение температуры в очаге приводит к значительному изменению интенсивности извержения. Похожий характер носит в последнее время извержение вулкана Шивелуч (рис.2).

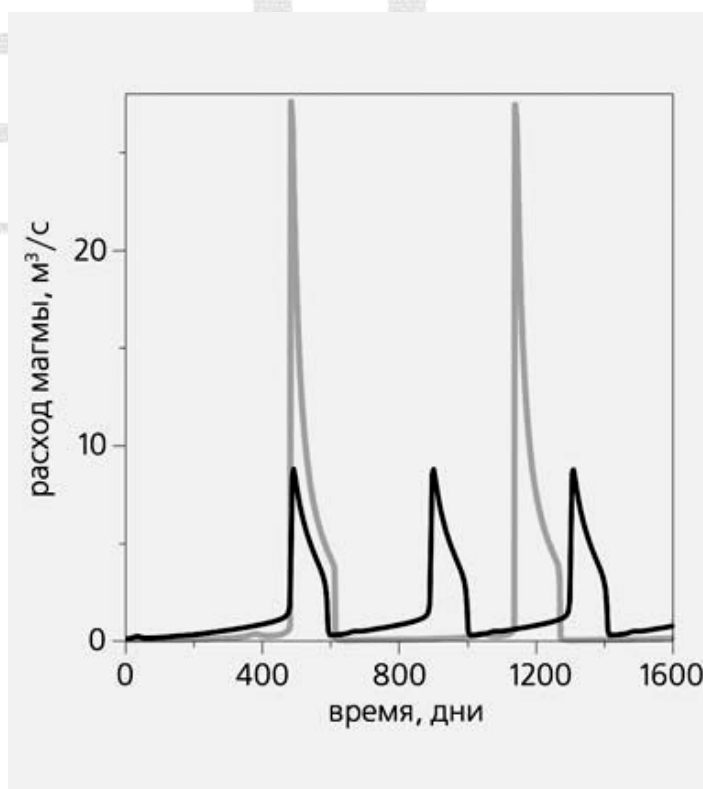


Рис.8. Зависимость расхода магмы от времени, когда она представляется обычной вязкой жидкостью (чёрная кривая) и жидкостью Бингама—Шведова (серая кривая), обладающей пределом текучести. Во втором случае резкие всплески расхода чередуются с паузами.

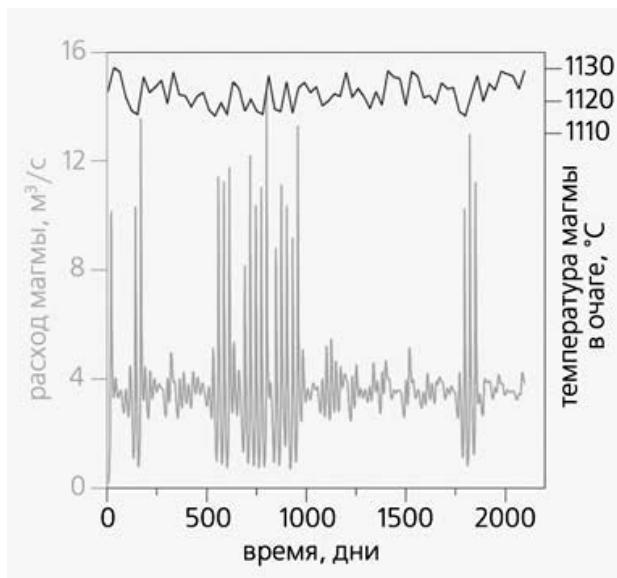


Рис.9. Зависимость расхода магмы (нижняя кривая) и температуры в очаге извержения от времени.

### Суха теория...

Для подтверждения наших теоретических моделей хотелось провести эксперимент в контролируемых условиях. По понятным причинам сделать его на извергающемся вулкане невозможно. Поэтому в Научно-исследовательском институте механики МГУ родилась установка «Вулкан», где в качестве магмы используется обычный сахарный сироп, вязкость которого экспоненциально зависит от температуры. В камеру с упругими стенками горячий сироп подается с постоянным расходом и течет по охлаждаемому каналу. Температура стенок канала постоянна. Если сироп течет быстро, то охладиться он не успевает и его вязкость увеличивается незначительно. При медленном течении вязкость сиропа возрастает в сотни и даже тысячи раз. Стационарная зависимость расхода от давления в очаге в этом случае также трехзначна. Теоретически, если расход подтекающего в очаг сиропа соответствует среднему режиму, то возникают периодические колебания. В противном случае (т.е. для более быстрого или более медленного под тока) истечение выйдет на стационарный режим. Проведенные эксперименты полностью подтвердили выводы теории (рис.10). Таким образом, можно с большей уверенностью говорить о достоверности полученных результатов.

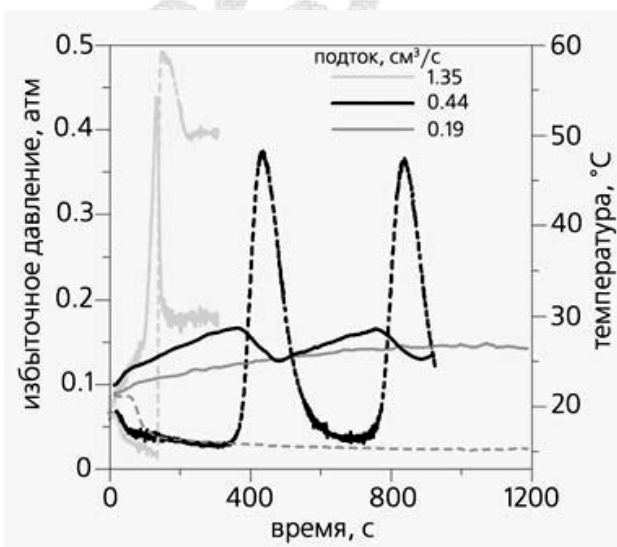


Рис.10. Обработка данных эксперимента на установке «Вулкан». Приведены значения избыточного давления (показаны пунктиром) в камере и температуры сиропа на выходе из канала при различных интенсивностях подтока сиропа в камеру.

Приложение математических моделей к описанию вулканических извержений находится на начальных стадиях по сравнению с классическими областями аэро- и гидромеханики или, например, метеорологии и сейсмологии. Еще многое предстоит сделать для того, чтобы с уверенностью дать ответ на главные вопросы вулканологии — когда и где произойдет извержение, какова будет его интенсивность и продолжительность, какие территории подвержены риску? Для многих стран, таких как Япония, Филиппины, Индонезия, Италия, проблема точного прогноза вулканической активности — одна из самых актуальных. Без понимания принципов действия вулканической системы этот вопрос останется без ответа даже при самых современных способах мониторинга активных вулканов.

#### ЛИТЕРАТУРА

- 1 Wilson L. // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. 1980. V.8. P.297—313.
- 2 Слезин Ю.Б. // *Вулканология и сейсмология*. 1983. №5. С.9—17.
- 3 Слезин Ю.Б. // *Вулканология и сейсмология*. 1984. №1. С.23—35.
- 4 4. *J. of Volcanology and Geothermal Research. Special volume.* / Ed. D.Sahagian. 2005. V.143. P.1—245.
- 5 Druitt T.H., Kokelaar B.P. *The eruption of Soufrière Hills Volcano, Montserrat, from 1995 to 1999*. L., 2002.
- 6 Swanson D.A., Holcomb R.T. *Regularities in growth of the Mount St. Helens dacite dome in 1980—1986 // Lava Flows and Domes; Emplacement Mechanisms and Hazard Implications* / Ed. J.H.Fink. Berlin, 1990. P.3—24.
- 7 Harris A.J.L., Rose W.I., Flynn L.P. // *Bulletin of Volcanology*. 2003. V.65. P.77—89.
- 8 Федотов С.А., Жаринов Н.А., Двигало В.Н. и др. // *Вулканология и сейсмология*. 2004. №6. С.3—14.
- 9 Barmin A., Melnik O., Sparks R.S.J. // *Earth and Planetary Science Letters*. 2002. V.199. P.173—184.
- 10 Nakada S., Motomura Y. // *J. of Volcanology and Geothermal Research*. 1999. V.89. P.173—196.
- 11 Woods A.W., Koyaguchi T. // *Nature*. 1994. V.370. P.641—645.
- 12 Бармин А.А., Мельник О.Э. // *Известия РАН, серия МЖГ*. 1993. №2. С.49—60.
- 13 Бармин А.А., Мельник О.Э. // *Там же*. 1990. №5. С.35—43.
- 14 Слезин Ю.Б. *Механизм вулканических извержений // Природа*. 1998. №6. С.80—89.
- 15 Hort M. // *J. of Petrology*. 1998. V.39. P.1063—1076.
- 16 Couch S., Harford C.L., Sparks R.S.J., Carroll M.R. // *J. of Petrology*. 2003. V.44.P. 1455— 1475.
- 17 Melnik O., Sparks R.S.J. // *J. of Geophysical Research*. 2005. V.110. doi:10.1029/2004JB003183.
- 18 Mueller S., Melnik O., Spieler O. et al. // *Bulletin of Volcanology*. 2005. V.67. P.526—538.