

На правах рукописи

**Старостин Александр Борисович**

**МОДЕЛИРОВАНИЕ  
МЕЖФАЗНОГО МАССООБМЕНА  
ПРИ ТЕЧЕНИИ МАГМЫ В КАНАЛЕ ВУЛКАНА**

Специальность 01.02.05 – механика жидкости, газа и плазмы

**АВТОРЕФЕРАТ**

диссертации на соискание ученой степени  
кандидата физико-математических наук

Москва 2005



Работа выполнена на кафедре гидромеханики механико-математического факультета и в лаборатории общей гидромеханики НИИ Механики МГУ имени М.В. Ломоносова.

Научные руководители: Доктор физико-математических наук,  
профессор А.А. Бармин  
Доктор физико-математических наук  
О.Э. Мельник

Официальные оппоненты: Доктор физико-математических наук,  
профессор А. Б. Ватажин  
Доктор физико-математических наук  
В.В. Марков

Ведущая организация: Институт физики Земли  
им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

Защита состоится « 18 » ноября 2005 г. в 16 часов 20 минут на заседании диссертационного совета Д. 501.001.89 при Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119899, г. Москва, Воробьевы горы, главное здание МГУ, аудитория 16-24.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке механико-математического факультета МГУ.

Автореферат разослан « 14 » октября 2005 г.

Ученый секретарь  
диссертационного совета  
Доктор физико-математических наук



А.Н. Осипов

2006-4  
19984

2194428

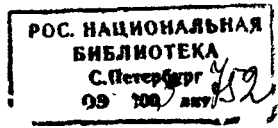
## ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

### Актуальность темы

Вулканическое извержение является одним из разрушительных типов природных катастроф. Наибольшую опасность для населения представляют извержения газонасыщенных магм, при которых происходит истечение газопепловых струй из жерла вулкана. В плотнонаселённых странах – таких, как Япония, Индонезия, Италия – вулканическая активность угрожает крупным городам и индустриальным центрам. Поэтому исследование вулканов непосредственно связано с проблемами безопасности людей и стабильности экономики. Моделирование течения магмы в канале вулкана методами механики сплошных сред позволяет исследовать свойства вулканических систем, не поддающиеся непосредственному изучению. В настоящий момент математическое моделирование способно объяснить данные полевых наблюдений и выявить роль определяющих параметров на динамику извержения. В перспективе моделирование позволит прогнозировать долгосрочную эволюцию вулканической системы.

Моделирование вулканических извержений имеет особую значимость с точки зрения развития механики многофазных сред. В процессе моделирования создаются и апробируются новые гидромеханические модели, в которых учитываются уникальные физические свойства магмы. Среди них наличие растворенного в магме газа, зарождение и рост в магме пузырьков, аномально большая вязкость магмы, сильно зависящая от концентрации воды и температуры.

При интенсивных извержениях существенную роль играет рост пузырьков вулканических газов в магме, в основном состоящих из паров воды. Пузырьки газа возникают в магме, когда с падением давления магматический расплав становится перенасыщенным водой. Пузырьки растут благодаря поступлению в них газов из расплава и декомпрессии смеси. Увеличение объема пузырьков является одной из причин фрагментации магматического расплава. В существующих моделях предполагалось, что вода настолько быстро диффундирует в пузырьки, что концентрация воды в расплаве всегда успевает достигнуть своего равновесного значения. Однако, согласно наблюдениям, концентрация воды может быть далека от равновесной. В связи с этим



актуальным является исследование течения магмы в канале с учётом неравновесной диффузии воды из расплава в пузырьки.

Участие грунтовых вод фиксируется в каждом третьем извержении. Как правило, приток воды в канал существенно меняет характер извержения. Извержения с участием грунтовых вод ранее не моделировались, однако интерес вулканологов и распространённость подобных извержений сделали актуальной задачу о создании модели, рассматривающей течение магмы в канале совместно с течением пароводяной смеси в пористом пласте.

Цель работы заключается в изучении влияния межфазного массообмена на течение магмы в канале с учётом диффузионного массообмена между пузырьками и расплавом, либо массообмена между пузырьками и грунтовыми водами. При этом ставились следующие задачи:

- Построение новых гидродинамических моделей, учитывающих массообмен.
- Численное и аналитическое исследование динамики процесса с выявлением роли определяющих параметров.
- Объяснение с помощью построенных моделей процессов, происходящих на активных вулканах.

#### Научная новизна

- Построена нестационарная модель течения магмы в канале вулкана, в которой впервые совместно рассмотрена динамика течения в канале и неравновесная диффузия воды в пузырьки.
- Показано, что интенсивность диффузии воды в пузырьки существенно влияет на величину расхода магмы в канале и продолжительность извержения.
- На основе построенной модели извержения объяснены данные наблюдений извержений на вулкане Монтсеррат, 1995-2000 гг.
- Построена нестационарная модель извержения с притоком грунтовых вод в канал вулкана, в которой впервые совместно учитывается течение магмы в канале и пароводяной смеси в пласте.

- Установлено, что приток грунтовых вод может приводить к значительному повышению или длительным пульсациям расхода магмы в канале.
- На основе построенной модели извержения с участием грунтовых вод даны объяснения причин слоистых отложений извержений с участием грунтовых вод, а также причин увеличения расхода при извержении вулкана Везувий в 79 г. н.э.

#### Научная и практическая значимость

В процессе исследования течений магмы были созданы две новые гидродинамические модели, учитывающие аномальные свойства сильновязких газонасыщенных магм: большую вязкость, сильно зависящую от состава магмы; сложные физико-химические превращения; большие перепады давления. Модели описывают механизм фрагментации магм и изменение структуры течения от пузырьковой жидкости до газовзвеси. С помощью методов механики многофазных сред учтены значимые процессы, ранее стоявшие за рамками математического моделирования вулканических течений.

Первый из них – это рост пузырьков в магме за счёт диффузионного поступления в них воды из расплава. Рассмотрена задача диффузионного роста одиночного пузырька и проведено осреднение параметров этого микропроцесса, позволившее построить замкнутую модель течения магмы в канале вулкана. Расчёты по модели течения магмы в канале с учётом неравновесной диффузии воды из расплава в пузырьки привели к выявлению области определяющих параметров, при которых выделение воды в пузырьки существенно влияет на динамику извержения. Модель применима к большинству активных вулканов. В частности, на её основе проведён анализ извержения вулкана Монтсеррат (Карибское море).

Второй процесс массообмена связан с поступлением воды в канал из прилегающего пористого водонасыщенного пласта и распространён при интенсивных извержениях. Модель течения магмы в канале связана через граничные условия с моделью течения пароводяной смеси в пористом пласте и позволяет описать этот механизм. При этом в пласте и канале численно решаются нестационарные задачи. Эффекты, предсказываемые моделью, наблюдаются на ряде активных вулканов. Сопоставление моделирования и полевых наблюдений проделано при анализе извержения вулкана Везувий в 79 г. н.э. (Италия).

Результаты диссертации могут быть полезны для определения параметров вулканической системы, при оценке риска прилегающих к вулкану территорий.

В процессе численного решения задач о течении магмы созданы программные продукты, которые в настоящее время используются для анализа поведения вулканических систем.

Апробация работы. Настоящая работа выполнялась в течение 2002-2005 гг. в рамках проектов РФФИ №02-01-00067а “Гидродинамика вулканических извержений газонасыщенных магм и процессов тепло-массопереноса в геотермальных пластах”, №03-01-06055 “Моделирование вулканических извержений сильновязких газонасыщенных магм с учётом подтока воды из пласта”, №05-01-00228-а “Динамика вулканических систем с учетом тепло-массообмена и упругости окружающих пород”, CRDF RX0-1269A-XX-02 “Динамика фреатомагматических извержений”, INTAS 01-0106 «Динамика вулканических взрывов при росте лавовых куполов».

Основные результаты, приводимые в диссертации, докладывались и обсуждались на Всероссийских конференциях: «Вулканизм и геодинамика», Екатеринбург, 2003; «Аэродинамика и газовая динамика в XXI веке», Москва, 2003; на международных конференциях: «Генеральная ассамблея Американского Геофизического Общества, Европейского Геофизического Общества и Европейского Общества наук о Земле», Франция, Ницца, 2003, 2004; «Моделирование эксплозивных извержений», США, Дюрам, 2003; «Статистика и вулканология», Великобритания, Бристоль, 2004; а также на семинарах и отчётах в Институте механики МГУ.

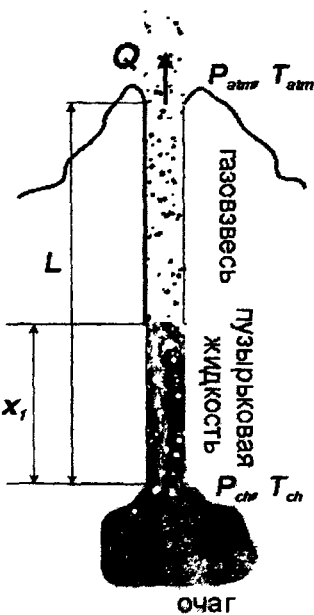
Структура и объём диссертации. Диссертация состоит из четырёх глав, заключения и списка литературы (79 наименований). В работе приводится 24 фигуры и 1 таблица. Общий объём диссертации составляет 109 страниц.

Автор выражает глубокую благодарность своим научным руководителям А.А.Бармину и О.Э.Мельнику (Институт механики МГУ, лаборатория общей гидромеханики) за внимательное руководство работой, а также С.Спарксу (Бристольский университет, факультет наук о Земле) за обсуждение результатов и помощь в сопоставлении моделей с реальными наблюдениями на вулканах.

## СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

### Глава I. Введение

Первая вводная глава состоит из пяти частей. В первой части объяснены термины, применяемые в вулканологии. Приведено физическое описание структуры течения магмы в канале, определяющейся свойствами магмы. Основной компонент магмы – горячий силикатный расплав. В расплаве обязательно растворено некоторое количество воды. С падением давления за счет выделения воды из расплава в магме растут пузырьки. При определённых параметрах течения стенки между пузырьками разрушаются, тогда вместо пузырьковой жидкости по каналу течёт газозвесь (Фиг. 1).



Фиг. 1

*Структура течения в канале вулкана. При подъеме в магме появляются пузырьки, затем пузырьковая жидкость дробится и далее по каналу течёт газозвесь.*

Во второй части обсуждается становление физической вулканологии, как отдельного направления в геологии.

Целенаправленное математическое моделирование вулканических течений началось в 80-х годах с работ Л.Вильсона и Ю.Б.Слэзина. Авторы рассматривали длительное извержение как одномерное стационарное течение

вязкой жидкости по каналу, вязкость которой существенно падает, если давление достигает определённой критической величины. Слэзин установил, что при фиксированном давлении в очаге может наблюдаться до трёх стационарных режимов течения с различными расходами. Тем самым впервые был объяснен переход от спокойного (экструзивного) стиля извержения к интенсивному (эксплозивному), наблюдаемый на многих вулканах.

К середине 90-х годов были сформулированы основные подходы для моделирования отдельных составляющих вулканической системы: очага, канала, газо-пепловой струи. Последующее развитие вычислительных технологий и накопление экспериментальных данных позволило разрабатывать более сложные модели, учитывающие детальную физику вулканических извержений. Применение методов гидродинамики для описания вулканических течений легло в основу нового направления, называемого физической вулканологией. Сопоставление наблюдений с результатами математического моделирования стало обычной практикой для вулканологов. В частности, были построены модели, результаты которых хорошо совпадали с данными о крупных извержениях на вулканах Пинатубо, Санторин, Везувий.

Обсуждаются направления, в которых активно применяются модели механики сплошных сред для описания вулканических течений. Дан краткий обзор существующих на текущий момент моделей, предложенных А.А.Барминым, Л.Мастином, О.Э.Мельником, А.Пруссевицем, С.Спарксом и др. Отдельно обсуждаются исследования фрагментации магматического расплава, происходящей во время интенсивных извержений сильновязких магм. За отсутствием однозначной трактовки экспериментов по фрагментации при моделировании извержений критерий фрагментации, как правило, задается из теоретических соображений. О поведении вулкана судят по показаниям нескольких моделей, которые отличаются выбором критерия фрагментации.

В третьей части первой главы описаны модели течений, учитывающие рост пузырьков в магме. Существующие модели либо подробно учитывают диффузию воды вокруг пузырька, но не рассматривают течение магмы в канале, либо описывают течение в канале, предполагая, что вода выделяется в пузырьки мгновенно (случай равновесной диффузии) или не выделяется вовсе (случай отсутствия диффузии). В реальности скорость диффузии в процессе подъема магмы конечна и диффузия воды в пузырьки протекает не настолько быстро, чтобы считаться равновесной. Для более корректного моделирования процессов,



происходящих вокруг пузырьков в процессе течения, необходимо построить модели течения магмы с учётом неравновесной диффузии.

В четвертой части рассмотрены модели, учитывающие проницаемость стенок канала. В частности, обсуждаются исследования нагрева пласта за счет подъёма магмы по каналу вулкана. Локальный подъём давления в пласте в области прогрета должен приводить к разрушению преграды между магмой и грунтовой водой. Тогда последняя будет поступать в канал вулкана и взаимодействовать с магмой. С целью изучения этого процесса предложено построить модель течения магмы с подтоком пароводяной смеси из горизонтального пористого пласта.

Пятая часть первой главы посвящена новизне работы. В ней кратко изложено содержание последующих глав диссертации. Указаны публикации и доклады по теме диссертации.

## **Глава II. Течение магмы с диффузионным подтоком воды в пузырьки**

Во второй главе построена модель, с помощью которой исследуется влияние диффузии и других параметров вулканической системы (давление в очаге, начальная концентрация воды в силикатном расплаве магмы и др.) на процесс извержения. Динамика извержения рассматривается на примере вулкана Монтсеррат, однако построенная модель может быть использована и для описания других извержений.

Глава состоит из девяти частей. В первых шести частях последовательно строится модель течения магмы с учётом диффузии воды из силикатного расплава в пузырьки. В остальных частях обсуждаются результаты исследования длительных (стационарных) фаз извержения и решения нестационарной задачи о распаде лавовой пробки.

В первой части рассмотрен рост пузырька в силикатном расплаве. Вокруг каждого пузырька выделяется сферический слой расплава, который расширяется вместе с ним и питает пузырёк водой. Сформулированы уравнения, описывающие изменение концентрации вокруг пузырька. Это – уравнение диффузии воды в сферическом слое вокруг пузырька, условие сохранения массы воды в системе пузырёк–сферический слой, условие равновесности концентрации в непосредственной близости от границы пузырька.

Во второй части показано, что для характерных скоростей декомпрессии расплава и диффузии воды уравнение диффузии для концентрации воды вокруг пузырька можно решать в квазистационарной постановке. Тогда можно записать

конечное соотношение, связывающее диффузионный подток воды в пузырьки и параметры течения магмы в канале:

$$j_{\text{diff}} = \omega f(\alpha, P, c_0) \quad \omega = n_*^{2/3} D \rho_m^0$$

$$f(\alpha, P, c_0) = 4(6\pi^2)^{1/3} \frac{\alpha^{1/3} (1-\alpha)^{5/3}}{2 - 3\alpha^{1/3} + \alpha} \left( c_0 - \frac{\alpha P}{(1-\alpha)RT_{\text{ch}}\rho_{\text{ch}}} - k_p \sqrt{P} \right),$$

где  $P$  - давление,  $\alpha$  - объёмная доля пузырьков в смеси,  $c_0$  - начальная концентрация воды в силикатном расплаве,  $c^{\text{eq}}$  - равновесная концентрация воды в силикатном расплаве,  $n_*$  - количество пузырьков в единичном объёме силикатного расплава,  $D$  - коэффициент диффузии воды в силикатном расплаве,  $\rho_e$  - приведённая плотность газа в пузырьках,  $\rho_m^0$  - плотность чистого расплава,  $\rho_{\text{ch}}$  - плотность силикатного расплава с кристаллами.

Неравномерное распределение концентрации вокруг пузырьков учтено в макроуравнениях течения в канале после осреднения. Формулы осреднения и другие свойства магмы приведены в третьей части второй главы. Концентрация воды в расплаве  $c_{\text{av}}$  и коэффициент вязкости магмы  $\mu_{\text{av}}$  являются результатом осреднения по сферическому слою вокруг пузырька:

$$c_{\text{av}} = \frac{3}{r_s^3 - r_b^3} \int_{r_b}^{r_s} r^2 c(r) dr \quad \mu_{\text{av}} = \frac{3\theta(\beta)}{r_s^3 - r_b^3} \int_{r_b}^{r_s} r^2 \mu(c(r), T) dr$$

Здесь  $r_s$ ,  $r_b$  - радиусы сферического слоя и пузырька,  $\theta(\beta)$  - эмпирический коэффициент, зависящий от содержания кристаллов в расплаве. Коэффициент вязкости расплава  $\mu$  зависит от количества растворённой в нём воды  $c$  и температуры  $T$  согласно эмпирической формуле (К Хесс, Д. Дингвелл, American Mineralogists 1996, 81).

В четвёртой части формулируются критерии фрагментации, которые будут использоваться в моделях. Согласно критерию фрагментации по объёмной доле газа, расплав теряет сплошность, если объёмная доля газа становится больше критического значения  $\alpha_{\text{cr}}$ . Согласно критерию фрагментации по избыточному давлению в пузырьке, расплав теряет сплошность, если избыточное давление становится больше критического значения  $\Delta P_{\text{cr}}$ . Разность давлений в пузырьке и окружающей жидкости определяется уравнением Релея-Ламба, где существенным является член, связанный с вязкими напряжениями.

В пятой части выписаны уравнения, описывающие течение магмы в канале вулкана. Магма представляется как смесь, компонентами которой являются:

силикатный расплав с растворённой в нём водой; пар в пузырьках, впоследствии формирующий фазу газовой смеси; кристаллы. Течение смеси рассматривается в нестационарной одномерной постановке. Учиывая результаты модели роста пузырька в силикатном расплаве, течение магмы можно описать следующими уравнениями:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial Q}{\partial x} = 0 \quad \frac{\partial \rho_e}{\partial t} + \frac{\partial Q_e}{\partial x} = j_{df} \quad (a)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (Eu P + Qv)}{\partial x} = -\frac{1}{Fr} \rho - \lambda \frac{32}{\delta Re_d} \mu_{av} v \quad (b)$$

$$\rho = \rho_e + \rho_d + \rho_m \quad \rho_m = (1 - \alpha) \left[ \beta \frac{\rho_0^0}{\rho_m^0} + (1 - \beta)(1 - c_{av}) \right], \quad (c)$$

$$\rho_d = (1 - \alpha)(1 - \beta)c_{av} \quad Q = \rho v, \quad Q_e = \rho_e v, \quad \rho_e = \alpha \sigma P \quad (z)$$

$$x = x_f: \quad \frac{4}{3} \frac{\delta}{Eu Re_d} \frac{\mu_{eff}}{\alpha} \frac{d\alpha}{dt} = \Delta P_{CR} \quad \text{или} \quad \alpha = \alpha_{CR} \quad (z)$$

$$j_{df} = \varpi f(\alpha, P, c_0) \quad (d)$$

$$Eu = \frac{P_{ch}}{\rho_m^0 v_0^2}, \quad Fr = \frac{v_0^2}{gL}, \quad Re_d = \frac{\rho_m^0 v_0 d}{\mu_0}, \quad \delta = \frac{d}{L}, \quad c_{ch} = k_p \sqrt{P_{ch}}, \quad \sigma = \frac{P_{ch}}{RT_{ch} \rho_m^0} \quad (ж)$$

Эта система состоит из уравнений неразрывности для смеси и для газового компонента (а), уравнения импульса для смеси (б), уравнений состояния (с), а также условия на фронте фрагментации (z) и уравнения для диффузионного подтока воды в пузырьки (d). Безразмерные параметры (ж) являются комбинациями характерных масштабов величин:  $P_{ch}$ ,  $T_{ch}$  – давление и температура магмы в начале канала,  $v_0$  – характерная скорость магмы в начале канала,  $c_m$  – теплоёмкость магмы,  $L$ ,  $d$  – длина и диаметр канала,  $\mu_0$  – характерная вязкость расплава,  $k_p$  – коэффициент растворимости воды в расплаве,  $\rho_m^0$  – плотность чистого расплава,  $R$  – газовая постоянная для водяного пара.

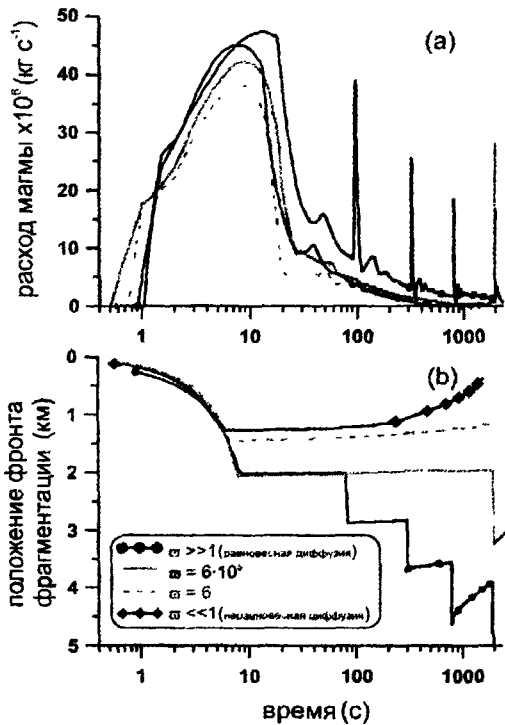
В шестой части обсуждаются параметры вулканической системы. Учёт неравновесной диффузии привносит в модель течения магмы принципиально новую переменную, параметр диффузии  $\varpi$ , определяющий интенсивность диффузионного подтока воды в пузырьки (отношение характерного времени подъема магмы к времени диффузии).

В седьмой части предложенные уравнения рассматриваются в стационарном случае для описания стабильных фаз извержений. Численно методом пристрелки решается краевая задача при заданном давлении в начале канала и условии запираания на выходе (скорость течения на выходе равна скорости звука). Если условие запираания не может быть выполнено, на выходе из канала задаётся атмосферное давление. Показано, что стационарный расход магмы в канале при изменении параметра диффузии может увеличиться примерно в два раза. По зависимости стационарного расхода магмы в канале от параметра диффузии можно выявить случаи, в которых диффузионный подток в пузырьки несущественен, либо настолько высок, что обеспечивает равновесную концентрацию повсюду в расплаве.

В восьмой части решается задача о распаде пробки, который часто является началом опасных интенсивных извержений. Пробка представляет собой слой застывшей магмы, удерживающий заданный перепад давлений. Под пробкой давление вычисляется из уравнений гидростатики, а над пробкой смесь имеет атмосферные параметры. Предполагается, что в начальный момент перепад давлений настолько велик, что пробка мгновенно разрушается. На протяжении всего извержения давление в начале канала считается фиксированным, а на выходе из канала при скорости превосходящей местную скорость звука условия не выставляются, либо при дозвуковом истечении давление полагается равным атмосферному.

Задача о распаде пробки решалась численно консервативным методом Лакса-Фридрихса. На месте разрыва пробки формируются ударная волна, уходящая вверх, и волна разрежения, распространяющаяся вниз по пузырьковой жидкости. Выход ударной волны из канала приводит к резкому возрастанию расхода. При этом его максимум определяется в основном инерцией образовавшейся газозвеси. Волна разрежения понижает давление в канале и инициирует процесс фрагментации. Фронт фрагментации опускается вниз по неподвижной колонне магмы. При замедляющемся распространении фронта фрагментации вглубь канала расход смеси на выходе из канала уменьшается, поскольку интенсивность поступления вещества в зону газозвеси понижается. Это приводит к наличию максимума расхода на начальной стадии извержения. Дальнейшее развитие извержения зависит от механизма фрагментации. Если фрагментация происходит при критической объёмной доле пузырьков, то извержение стабилизируется. Если фрагментация происходит при критическом избыточном давлении в пузырьках, то фронт фрагментации спускается по

каналу ступенчатым образом. После прекращения фрагментации он медленно поднимается вместе с потоком до тех пор, пока избыточное давление в пузырьках не превысит критического значения. При достижении критического значения фронт повторно опускается вниз, что приводит к всплеску расхода на выходе из канала.



Фиг. 2

Зависимость расхода магмы в канале и положения фронта фрагментации от времени при различных параметрах диффузии.

Извержения на вулкане Монтсеррат были проанализированы с помощью построенной модели (Фиг. 2). При  $\omega = 0, 6, 6 \cdot 10^5, \infty$  извержения в вулканической системе имеют различную интенсивность и продолжительность. В равновесном случае ( $\omega = \infty$ ) критическое давление в пузырьках неоднократно превышает за счет интенсивной диффузии, и расход магмы в канале имеет несколько всплесков. При максимально возможном реальном значении  $\omega = 6 \cdot 10^5$  динамика извержения далека от равновесного случая. За полчаса извержения происходит только одно повторное падение фронта фрагментации и расход, соответственно,

имеет два всплеска. При  $\varpi = 6$  и  $\varpi = 0$  с началом извержения фронт фрагментации опускается на гораздо меньшую величину. После падения он медленно восстанавливает изначальное положение. Таким образом, параметр диффузии  $\varpi$  определяет скорость затухания извержения. Если он близок к 0, повторных всплесков расхода не происходит. При  $\varpi \geq 100$  извержение имеет повторные всплески расхода. Различие взрывных извержений на вулкане Монтсеррат можно объяснить изменением параметра диффузии, поскольку в перерывах между извержениями физические свойства магмы менялись. Если в очаге накапливалась магма с большим коэффициентом диффузии и с большим количеством пузырьков, то на вулкане происходили длительные извержения, состоящие из серии всплесков расхода. Если же в очаге на момент разрыва пробки находилась магма с малым коэффициентом диффузии и с малым количеством пузырьков, то на вулкане происходил единичный кратковременный всплеск расхода.

Девятая часть содержит выводы по проведённым во второй главе исследованиям. В частности, показано, что модель с фрагментацией по избыточному давлению в пузырьках воспроизводит пульсации расхода магмы на выходе из канала, наблюдающиеся на многих вулканах. Модель с фрагментацией по объёмной доле пузырьков не объясняет вторичные всплески расхода. Интегральные показатели моделей с разными критериями фрагментации (масса извергнутого материала, продолжительность извержения, глубина опускания фронта фрагментации) сходны, что делает возможным применять в дальнейших расчётах более простой критерий по объёмной доле газа в пузырьках.

### Глава III. Течение магмы при внешнем подтоке пароводяной смеси в канал

В третьей главе рассмотрено извержение с участием грунтовых вод. Наличие постоянного подтока воды в канал вулкана при стабильном интенсивном извержении оказывает существенное влияние на мощность извержения. При разрыве лавовой пробки подток воды в канал может вызвать повышение или колебания расхода магмы в канале. Рассмотрение динамики извержения велось на примере вулканов Монтсеррат и Везувий, однако построенная модель может быть использована для описания других извержений.

Глава состоит из одиннадцати частей. В первых семи частях последовательно строится модель течения магмы, взаимодействующего с

течением пароводяной смеси в пласте. В последующих частях обсуждаются результаты исследования длительных стабильных фаз извержения и задачи о распаде лавовой пробки с участием грунтовых вод.

В первой части рассматривается схема поступления пароводяной смеси в канал. Считается, что тонкий пласт окружает канал и не имеет ограничений в горизонтальных направлениях (Фиг. 3). Проведены оценки, позволяющие предположить, что вода, поступившая в канал, мгновенно нагревается, обращается в пар и смешивается с магмой в зоне подтока. Если из пласта вытекает только вода, тепловой подток в канал  $q$  можно выразить через массовый подток  $j$ :

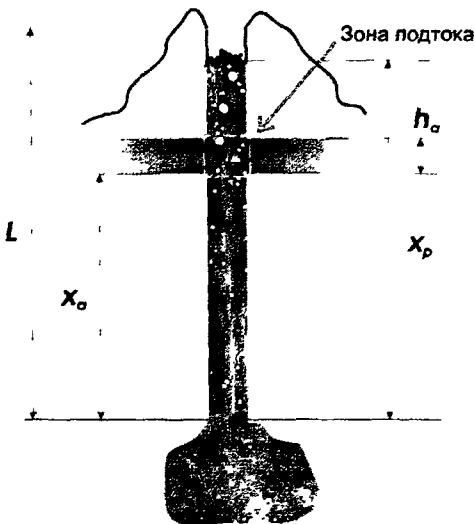
$$q = -j(c_w(T_c - T_w) + \lambda_w + c_v(T - T_c))$$

Здесь  $T_c$  – температура кипения,  $T_w$  – температура воды в пласте,  $\lambda_w$  – теплота парообразования,  $c_w$  и  $c_v$  – теплоёмкости воды и пара.

При подтоке пароводяной смеси с температурой, равной температуре кипения, формула теплового подтока в канал меняет вид:

$$q = -j_w \lambda_w - j c_v (T - T_w)$$

Здесь  $j_w$  – подток воды.



Фиг. 3

Вулканическая система канал-пласт:

$h_a$  – толщина пласта,

$x_a$  – координата пласта,

$L$  – длина канала,

$x_p$  – координата лавовой пробки

пробки

Во второй части проводится осреднение двумерных уравнений Навье-Стокса для течения вязкой жидкости в канале с учётом внешнего подтока массы и тепла. После осреднения по сечению канала в уравнениях неразрывности и импульса присутствуют члены, связанные с подтоком массы и тепла:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho v}{\partial x} = j$$

$$\frac{\partial \rho v}{\partial t} + \frac{\partial((1+a_1)\rho v^2 + P)}{\partial x} = -\rho g - \frac{32\mu v}{d^2}$$

$$\frac{\partial((1/2+a_2)\rho v^2 + \rho c_m T)}{\partial t} + \frac{\partial((1/2+a_3)\rho v^3 + \rho c_m T v + P v)}{\partial x} = -\rho v g + q + j \left( \frac{P}{\rho} + c_m T \right)$$

$$a_1 = 1/3$$

$$a_2 = 1/6$$

$$a_3 = 1/2$$

Коэффициенты  $a$ , связаны с осреднением параболического профиля скорости в зоне пузырьковой жидкости, в зоне газозвеси они равны 0.

В третьей части эти уравнения дополняются уравнениями состояния. Для замыкания полученной системы уравнений требуется определить внешний подток массы  $j$ , граничные и начальные условия в канале и пласте, а также выбрать критерий фрагментации.

Для задания внешнего подтока массы в канал следует описать течение пароводяной смеси в пласте, входящем в вулканическую систему. Уравнения, описывающие течение смеси в пласте, приведены в четвертой части. Это уравнение неразрывности, обобщённый закон Дарси с относительными проницаемостями для воды и пара, уравнение энергии, а также условие равновесного кипения в зоне сосуществования воды и пара.

В пятой части уравнения для фильтрации пароводяной смеси в пласте упрощаются в предположении, что на протяжении всего извержения вода в пласте не вскипает.

В шестой части решена задача о декомпрессии пласта с водой. В начальный момент в канале задаётся однородное распределение давления. Давление на границе пласт-канал падает линейно. Когда оно становится ниже пластового давления, вода из пласта притекает в канал. Показано, что если давление в канале падает ниже давления кипения воды, то массовый подток в канал может возрасти в несколько раз по сравнению со случаем без вскипания.



Полная система уравнений, описывающая течение в канале и течение в пласте, приведена в седьмой части:

$$\frac{\partial \rho_e}{\partial t} + \frac{\partial \rho_e v}{\partial x} = \frac{\rho_w^0}{\rho_m^0} j \quad \frac{\partial \rho_m}{\partial t} + \frac{\partial \rho_m v}{\partial x} = 0 \quad (a)$$

$$\frac{\partial Q}{\partial t} + \frac{\partial (Eu P + (1 + \lambda a_1) \rho v^2)}{\partial x} = -\frac{1}{Fr} \rho - \lambda \frac{32}{\delta Re_d} \mu v \quad (б)$$

$$\frac{\partial (E + Ec \lambda a_2 \rho v^2)}{\partial t} + \frac{\partial (Ec Eu P v + E v + Ec \lambda a_3 \rho v^3)}{\partial x} = \frac{\rho_w^0}{\rho_m^0} q_{ex} - \frac{Ec}{Fr} \rho v \quad (в)$$

$$\rho = \rho_e + (1 - \alpha) \left[ \beta \frac{\rho_x^0}{\rho_m^0} + (1 - \beta) \right], \quad \rho_m = (1 - \alpha) \left[ \beta \frac{\rho_x^0}{\rho_m^0} + (1 - \beta)(1 - c_{ch} \sqrt{P}) \right] \quad (г)$$

$$\rho_e = \frac{\sigma \alpha P}{T}, \quad E = \rho T + \frac{Ec}{2} \rho v^2$$

$$x = x_f: \quad \frac{4}{3} \frac{\delta}{Eu Re_d} \frac{\mu}{\alpha} \frac{d\alpha}{dt} = \Delta P_{CR} \text{ или } \alpha = \alpha_{CR} \quad (д)$$

$$q_{ex} = \frac{q}{c_m T_{ch}} + j \left( T + Ec Eu \frac{P}{\rho} \right) \quad (е)$$

$$Ec = \frac{v_0^2}{c_m T_{ch}}, \quad Eu = \frac{P_{ch}}{\rho_m^0 v_0^2}, \quad Fr = \frac{v_0^2}{gL}, \quad Re_d = \frac{\rho_m^0 v_0 d}{\mu_0} \quad (ж)$$

$$\delta = \frac{d}{L}, \quad c_{ch} = k_p \sqrt{P_{ch}}, \quad \sigma = \frac{P_{ch}}{RT_{ch} \rho_m^0}$$

Эта система состоит из уравнений неразрывности для газового и конденсированного компонент смеси (а), уравнения импульса для смеси (б), уравнения энергии для смеси (в), уравнений состояния (г), а также условия на фронте фрагментации (д) и уравнения для подтока воды из пласта (е). Безразмерные параметры (ж) являются комбинациями характерных масштабов величин:  $P_{ch}$ ,  $T_{ch}$  – давление и температура магмы в начале канала,  $v_0$  – характерная скорость магмы в начале канала,  $c_m$  – теплоёмкость магмы,  $L$ ,  $d$  – длина и диаметр канала,  $\mu_0$  – характерная вязкость расплава,  $k_p$  – коэффициент

растворимости воды в расплаве,  $\rho_m^0$  – плотность чистого расплава,  $R$  – газовая постоянная для водяного пара,  $\lambda_w$  – удельная теплота парообразования.

В восьмой части исследовано стационарное течение в канале с фиксированными подтоками массы и тепла при различных положениях пласта и интенсивностях подтока. В зависимости от положения фронта фрагментации зона подтока может находиться в одной из зон течения, либо лежать на их стыке и содержать в себе фронт фрагментации. Возможны три режима течения:

*Режим 1:* вода из пласта поступает в зону пузырьковой жидкости  $x_a + h_a \leq x_f$ , тогда стационарный расход магмы составляет  $1.1-2Q_0$  ( $Q_0$  – расход магмы в канале при стационарном течении без подтока с критерием фрагментации по объёмной доле газа, см. другие обозначения на Фиг. 3). Приток воды приводит к более глубокой фрагментации, и, как следствие, к повышенному расходу магмы в канале.

*Режим 2:* это промежуточный режим, когда фронт фрагментации лежит в зоне подтока  $0 < x_f - x_a < h_a$ , и вода поступает частично в газозвесь, частично в пузырьковую жидкость. В этом режиме стационарный расход магмы составляет  $0.8-2Q_0$ .

*Режим 3:* вода из пласта поступает в зону газозвеси  $x_a \geq x_f$ . В этом режиме стационарный расход магмы составляет  $0.8-1.1Q_0$ .

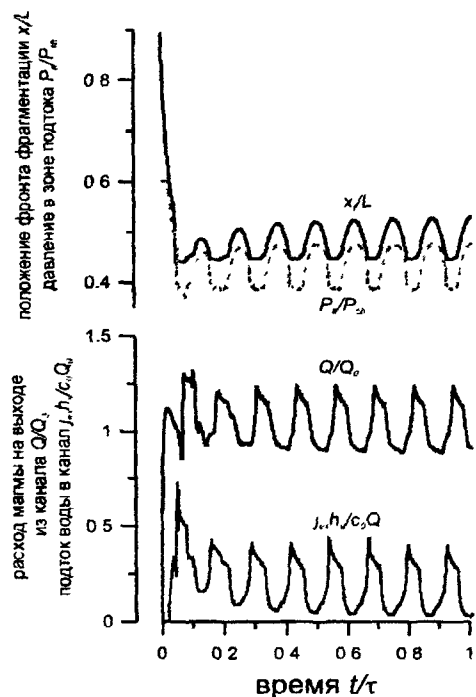
В последующих частях рассматриваются задачи о распаде лавовой пробки при наличии водонасыщенного пласта.

В девятой части рассмотрен случай замкнутого пласта, залегающего в непроницаемых породах. До начала извержения давление в таком пласте можно считать равным давлению в канале на уровне пласта. До появления подтока из пласта в канал извержение развивается в точности как взрывное извержение, рассмотренное во второй главе. После разрыва пробки вниз по каналу распространяется волна разрежения. Достигнув пласта, волна разрежения распространяется далее в двух направлениях: вниз по каналу и вглубь пласта от канала. Когда давление в канале на уровне пласта понижается, в канал начинает поступать вода. Эволюция подтока воды определяется градиентом давления в пласте, который может уменьшаться в результате распространения волны разрежения вглубь пласта и увеличиваться при падении давления на уровне пласта.

Выявлены два качественно различных варианта развития извержения с учетом влияния подтока воды на течение в канале вулкана. В одном из них

течение в канале стабилизируется за пролётное время. При выходе на стационарный режим наблюдается несколько всплесков расхода: первый из них связан с разрушением пробки, последующие обусловлены подтоком воды. В зависимости от проницаемости пласта максимальное значение расхода может превосходить стационарное значение  $Q_0$  в несколько раз (в рассчитанных вариантах 1.5-2 раза).

В другом варианте развития извержения параметры течения меняются периодически в течение длительного времени с последующей стабилизацией (Фиг. 4). Такой режим осуществляется, если фронт фрагментации в процессе эволюции не опускается ниже положения пласта и расстояние между ними относительно невелико. Амплитуда колебаний расхода магмы может достигать 25% от средней величины  $Q_0$ . Период колебаний составляет несколько минут. Показания расчётов хорошо согласуются с полевыми наблюдениями извержений с участием грунтовых вод.

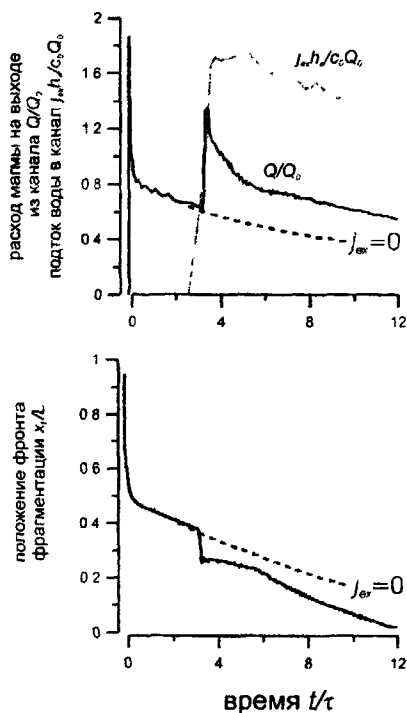


Фиг. 4

*Зависимости расхода магмы на выходе из канала, подтока из пласта, положения фронта фрагментации и давления в зоне подтока от времени для взрывного извержения в случае колебательного режима.*

В десятой части проведено моделирование исторического извержения на вулкане Везувий в 79 г. н.э. Геологическими методами установлено, что повторное повышение расхода являлось началом фреатомагматической фазы. После него извержение вплоть до затухания происходило с участием грунтовых вод. Рассмотрен случай открытого пласта, имеющего связь с водным бассейном так, что начальное давление в пласте равно гидростатическому. Опустошение очага и падение давления в канале ниже начального давления в пласте приводят к поступлению в канал вулкана воды, что в свою очередь существенно повышает расход магмы в канале. Проведены расчёты задачи о расходе лавовой пробки с модифицированными граничными условиями, когда давление в начале канала уменьшается по мере опустошения очага. Они воспроизводят динамику извержения и подтверждают геологическую реконструкцию извержения (Фиг.5).

Одиннадцатая часть третьей главы содержит заключения по проведённым в третьей главе исследованиям.



**Фиг. 5**

*Зависимости расхода магмы на выходе из канала, положения фронта фрагментации и подтока из пласта от времени в случае длительного извержения. Штриховые линии показывают зависимости при отсутствии подтока из пласта*

#### Глава IV. Численные методы

В четвёртой главе кратко описаны численные методы, применявшиеся при решении уравнений в частных производных. Среди них консервативный метод Лакса-Фридрихса для решения уравнений в канале, метод прогонки с итерациями для решения уравнений в пласте. Оба метода имеют первый порядок точности по времени и второй порядок точности по пространству.

### ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

На основе механики многофазных сред разработаны две новые модели вулканических извержений. Они позволяют исследовать влияние межфазного массообмена между компонентами магмы на динамику извержения.

Построена модель течения магмы в канале вулкана, впервые учитывающая неравновесную диффузию воды в пузырьки. Показано, что интенсивность диффузии воды в пузырьки существенно влияет на величину расхода магмы в канале и продолжительность извержения. Объяснены взрывные извержения на вулкане Монтсеррат, 1995-2000 гг. Показано, что диффузионный подток воды в пузырьки контролируется параметром диффузии – комбинацией количества пузырьков в единичном объёме расплава и коэффициента диффузии.

В зависимости от параметра диффузии стационарные расходы магмы могут отличаться в 2 раза. Диффузия в пузырьки также служит механизмом, поддерживающим извержение. При малом параметре диффузии извержение является кратковременным (от 1 до 10 минут), тогда как при больших параметрах диффузии вулканическая система способна производить длительные извержения (более 1 часа).

Построена модель течения магмы в канале вулкана, учитывающая влияние прилегающего водонасыщенного пласта. Показано, что наличие подтока воды в канал вулкана качественно меняет характер течения, хотя количество поступающей воды составляет несколько процентов от расхода магмы в канале. При заданном подтоке воды в канал в зависимости от того, находится ли пласт в зоне пузырьковой жидкости, в окрестности фронта фрагментации или в зоне газозвеси, характер течения качественно различен. В частности, при расположении пласта в зоне пузырьковой жидкости фронт фрагментации ниже, а расход в несколько раз больше, чем при отсутствии подтока.

В случае начала извержения в результате прорыва пробки (нестационарная задача) процесс выходит либо на стационарный режим, либо на периодический, что связано с положением пласта и его свойствами. На начальной стадии имеют место несколько максимумов расхода, превосходящие в 1.5-2 раза стационарное значение. Амплитуда колебаний может достигать 25%, а период от 0.5 до 2 мин, что имеет порядок величин, наблюдаемых при извержениях. Вода может вскипать не только при непосредственном попадании в канал, но и в пласте при приближении к каналу. В последнем случае вскипание увеличивает интенсивность подтока и способно вызвать колебания в вулканической системе. На основе модели даны объяснения причин слоистых отложений извержений с участием грунтовых вод, а также причин увеличения расхода во время извержения вулкана Везувий в 79 г.

#### ПУБЛИКАЦИИ

Основное содержание диссертационной работы изложено в следующих публикациях:

1. Бармин А. А., Мельник О. Э., Старостин А. Б. Моделирование влияния притока воды на течение в канале вулкана // Изв. РАН. МЖГ. 2003. № 5. С. 95-105.
2. Старостин А.Б., Исследование течений магмы в случае неравновесной диффузии воды в расплаве // Изв. РАН. МЖГ. 2005. № 4. С. 45-58.
3. Starostin A.B., Barmin A.A., Melnik O.E., A transient model of explosive eruption// J. Volc. and Geotherm. Res., 2005., v.143, p.133-151.
4. Старостин А.Б. Моделирование влияния притока воды на течение в канале вулкана // Тр. конф. конкурса молодых учёных. Институт механики МГУ. М.: Изд. МГУ, 2003, с.148-154.
5. Старостин А.Б., Влияние диффузионного притока воды на течение магмы в канале вулкана // Тр. конф. конкурса молодых учёных. Институт механики МГУ. М.: Изд. МГУ, 2004, с.94-101.
6. Бармин А.А., Старостин А.Б., Динамика фреатомагматических извержений // Вулканизм и геодинамика. Екатеринбург. 2003 г. Материалы докладов, стр. 471-477.
7. Старостин А.Б., Моделирование эксплозивных извержений: Влияние диффузионного подтока воды на течение магмы в канале

вулкана. тезисы доклада // Ломоносовские чтения, МГУ, апрель 2004 год. Тезисы докладов, стр. 149.

8. Мельник О.Э., Старостин А.Б., Математическое моделирование динамики фреатомагматического извержения // Аэродинамика и газовая динамика в XXI веке. 2003 г. Москва. Тезисы докладов, стр. 93.

9. Starostin A.B., Barmin A.A., Melnik O.E., Mechanical model of phreatomagmatic eruption.// EGS-AGU-EUG Joint Assembly. Nice. 2003. Scientific programme, p. 275.

10. Melnik O.E., Barmin A.A., Starostin A.B., Mason R., Modelling magma ascent in volcanic conduit based on steady-state and transient approach.// EGS-AGU-EUG Joint Assembly. Nice. 2003 Scientific programme, p. 276.

11. Mason, R., Starostin, A.B., Melnik, O.E., Barmin, A.A., Sparks, R.S.J., From Vulcanian explosions to sustained explosive eruptions: the role of diffusive mass transfer in conduit flow dynamics. //EGU Assembly, Nice, France, 25-30 April 2004. Geophysical Research Abstracts, Vol. 6, 00624, 2004

12. Starostin A.B., Melnik O.E., Sparks R.S.J., From Vulcanian explosions to sustained explosive eruptions: the role of diffusive mass transfer in conduit flow dynamics// IAVCEI General Assembly. 2004. Pucon, Chile, November 2004.

13. Starostin A. B., Melnik O.E., Sparks S.R.J., Barmin A.A. The role of diffusive and external mass transfer in explosive eruptions // Statistics in volcanology. Bristol. March 2004. Scientific programme, p. 4.

№ 18783

РНБ Русский фонд

2006-4  
19984