

## К ДИНАМИКЕ ФАЗОВЫХ БАРЬЕРОВ ВО ФЛЮИДНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ДУГ

**В.Н. Шарапов, А.Н. Черепанов\*, В.К. Черепанова\*\*, Е.П. Бессонова**

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

*\* Институт теоретической и прикладной механики СО РАН, 630090, Новосибирск, ул. Институтская, 4/1, Россия*

*\*\* Новосибирский государственный технический университет, 630092, Новосибирск, просп. Маркса, 20, Россия*

Предложенная математическая модель динамики вулканогенных ортомагматических флюидных систем (ОФС) описывает динамику фазовых фронтов. Показано, что характерными элементами их эволюции являются геологически весьма непродолжительные времена установления в них квазистационарного состояния. Такой процесс проходит на фоне медленного снижения максимального уровня температуры и давления по мере погружения фронта кипения в интрузиве и уменьшения расхода магматического флюида. В приповерхностной части ОФС возможно при определенных соотношениях пористости, проницаемости и характера верхнего граничного условия развитие области декомпрессионного вскипания гидротермального раствора. В эволюционирующей ОФС существование такой области, по-видимому, эфемерно. Но при проявлении сейсмического «дрожания» и в смешанных гидротермальных системах она может быть устойчивой и являться причиной появления рассолов под уровнем разгрузки гидротерм.

*Гидротермальная система, фазовые барьеры, динамика, модель.*

## DYNAMICS OF PHASE FRONTS IN ORE-FORMING FLUID SYSTEMS OF VOLCANIC ARCS

**V.N. Sharapov, A.N. Cherepanov, V.K. Cherepanova, E.P. Bessonova**

A mathematical model is proposed to describe the dynamics of phase fronts in volcanogenic orthomagmatic fluid systems (VOFS). It has been shown that these systems require rather short geologic times to reach a quasi-stationary state. This process is accompanied by slow cooling and pressure decrease as the bubbling front within the intrusive body submerges and magmatic fluid discharge decreases. Decompression boiling zone seems to develop in near-surface VOFS part for a certain combination of such parameters as porosity, permeability, and upper boundary condition. In evolving VOFS the existence of this zone is ephemeral. However, in areas of seismic tremor and in mixed hydrothermal systems this zone can be stable and can produce brines below the level of hydrotherm discharge.

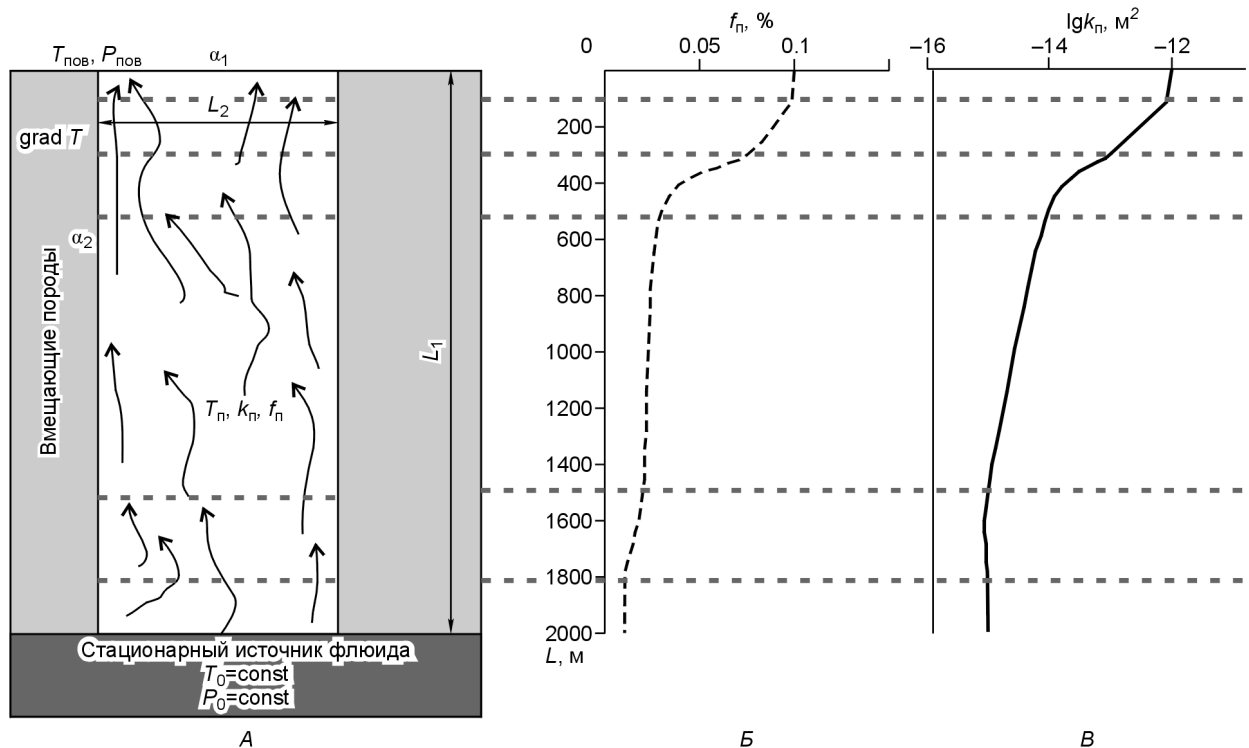
*Hydrothermal system, phase front, dynamics, model*

### ВВЕДЕНИЕ

Большое внимание, которое в теории эндогенного рудообразования уделяется анализу физических и физико-химических условий формирования порфириновых и эпитеpmальных месторождений островных дуг [Candela, Holland, 1986; Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 1998; Heinrich et al., 2004; и др.], объясняется возможным участием в рудогенезе нескольких фазовых барьеров: 1) конденсация магматического газа (главным компонентом является  $H_2O$ ), 2) декомпрессионное кипение водного раствора, 3) конденсация паровой фазы, 4) приповерхностное вскипание водного раствора, 5) конденсация пара. При этом главным условием рудоотложения при формировании эпитеpmальных золотых и золото-серебряных месторождений в вулканогенных гидротермальных системах считается появление зоны декомпрессионного вскипания флюидов в высокотрещиноватых экструзиях или субвулканических интрузивных телах [Shinohara, Hedenquist, 1997; Williams-Jones, Heinrich, 2005; и др.]. Качественные физико-химические схемы такого процесса довольно подробно детализированы относительно содержания в растворах серы, железа, окислительно-восстановительного потенциала и других факторов пересыщения пара и отложения твердой фазы [Gaggenbach, 1997; Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 1998; Kuhn, 2004; и др.]. Однако значительные успехи в раскрытии генетических факторов рудоотложения пока не привели к созданию количественной модели динамики магматогенной флюидной рудообразующей системы, в которой описывается сопряженная динамика всех перечисленных выше фазовых барьеров от границы ретроградного кипения магмы в малоглубинной камере до поверхности вулканической постройки. В этом сообщении сделана попытка подойти к устранению этого пробела.

## СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

Качественное понимание процессов динамики магматогенного гидротермального рудообразования в вулканических субэвральных системах было заложено, по-видимому, в работах [White et al., 1971; Henley, McNabb, 1978]. В. Уайт с соавторами ввели понятие о существовании в вулканогенных гидротермальных системах пародоминирующих зон. Оно в последующем послужило основой для физико-химического описания формирования эпitherмальных и порфировых месторождений вулканических дуг, а также объяснило образование рудообразующих рассолов из низкоконцентрированных гидротерм под фазовым «барьером» [Wohletz, Heiken, 1992; Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 1998; и др.]. В статье [Henley, McNabb, 1978] впервые была предложена качественная схема развития магматогенных ортомагматических и смешанных флюидных систем, имеющих сложные сочетания структурно-термодинамических областей. Количественный анализ схемы [White et al., 1971] стал возможным после решения задачи динамики генерации пара в трещиновато-пористых массивах горных пород [Веригин, Голубев, 1975]. Для случая стационарных расходов гидротермального раствора это решение позволило оценить скорость формирования рассолов и «продуктивность» минералообразования на паровом геохимическом барьере [Голубев и др., 1978; Шарапов, Милова, 1979]. На основе модели динамики ретроградного кипения котектических магм [Шарапов, Черепанов, 1986] количественный анализ динамики развития ортомагматических флюидных систем с зонами парообразования был проведен в работе [Шарапов, Аверкин, 1990]. В ней, наряду с количественным анализом продуктивности других геохимических барьеров, было показано, что в нестационарных магматогенных флюидных системах существует условие как появления, так и исчезновения зоны декомпрессионного парообразования. Позднее нами была исследована связь динамики области конденсирования водных магматогенных флюидов с динамикой кристаллизации и ретроградного кипения магмы в малоглубинных интрузивных камерах под субэвральными вулканами [Шарапов и др., 2004]. Похоже, что зарубежным коллегам не известна ни задача Веригина—Голубева [Веригин, Голубев, 1975], ни модель Черепанова ретроградного кипения магм (первое математическое изложение опубликовано в [Черепанов и др., 1981]). В важной статье [Candela, Holland, 1986] содержались



**Рис. 1. Схема морфологии и структуры рассматриваемой системы и распределения в ней петрофизических свойств.**

*A* — морфология проницаемой зоны и положение в ней границ изменения петрофизических свойств пород.  $L_1$  — протяженность флюидопроводника от поверхности вулканической постройки до границы отделения магматического флюида;  $L_2$  — ширина флюидопроводника,  $T_{п}$  — температура пород,  $k_{п}$  — проницаемость пород,  $f_{п}$  — пористость пород. Штриховые линии — границы изменения петрофизических свойств пород; значения параметров см. таблицу; распределение значений пористости (*B*) и проницаемости (*B*) по вертикальному разрезу флюидопроводника.

лишь элементы схемы экстрагирования, рудных компонентов газовой фазой из гранитоидного расплава, развитие которой в замкнутую математическую модель далее не было реализовано [Candela, 1997]. В работах [Shinohara et al., 1995; Shinohara, Hedenquist, 1997] есть только балансовые оценки отделения газовой фазы при ретроградном кипении котектических гранитоидных расплавов. Из последних обзоров [Heinrich et al., 2004; Pruess, Xu, 2004; Williams-Jones, Heinrich, 2005] следует, что отмеченная ситуация не изменилась. Хотя еще определенной популярностью пользуется модель рециклинга [Norton, Helen, 2001], концептуальная схема [Henley, McNabb, 1978] превалирует в физико-химических построениях или общих оценках эволюции магматогенных флюидных систем [Kuhn, 2004; Petersson, Stefansson, 2004].

Недостаточность полученных приближений для анализа природы флюидов в зонах разгрузки термальных систем вулканических дуг в цитированных работах стала очевидной при попытках разобраться в факторах, обеспечивающих существование как надкритических фумарол, так и появление аномальных по составу рудообразующих флюидов в кратерной части влк. Мутновский (Южная Камчатка) [Бортникова и др., 2007], а также существования восстановленных флюидов на ранних стадиях высокотемпературных гидротермальных систем Курильских и Камчатских вулканов, из которых отлагаются каплевидные и пузыревидные обособления самородного железа и иоцита [Рычагов и др., 1996]. Как уже отмечалось, в известных нам публикациях об эволюции рудообразующих вулканогенных гидротермальных систем [Wohletz, Heiken, 1992; Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 1998; Heinrich et al., 2004; Kuhn, 2004] мы не обнаружили количественных моделей, описывающих как «физику» теплопереноса при наличии указанной выше серии сопряженно-существующих фазовых барьеров, так и описания физико-химической динамики гетерофазных равновесий в подобных системах. Первоначально в статье представим результаты численного моделирования динамики фазовых барьеров в магматогенной флюидной системе для стационарного фронта отделения флюида от расплава в квазидвумерном приближении его охлаждения в неоднородно-проницаемом флюидопроводнике, проходящем через слоистую толщу вулканогенных пород и разгружающем термальную систему в субэаральных условиях (рис. 1).

#### ФОРМУЛИРОВКА МОДЕЛИ КВАЗИДВУМЕРНОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Рассмотрим предельно упрощенную «внешнюю» задачу динамики теплопереноса в вулканогенной ортомагматической флюидной системе (ВОФС) [Шарапов, Аверкин, 1990], полагая, что проблема динамики ретроградного кипения кристаллизующегося малоглубинного интрузива была обсуждена в [Шарапов и др., 2004]. При обычном для субвулканических магматических систем типе структур разрезов земной коры для эволюции ВОФС наиболее существенны два структурных и петрофизических элемента: 1) увеличение во флюидопроводящих структурах проницаемости и пористости от верхнего контакта магматического тела к поверхности Земли; 2) существование в пределах вулканических построек горизонтов с резко меняющимися физическими характеристиками, в частности, проницаемости пород ( $k_n$ ). Эволюция термальных систем для второго случая подробно описана в [Шарапов, Аверкин, 1990]. Показано, что при наличии флюидоупоров в термальных системах на границах изменения  $k_n$  могут существовать области с весьма значительными градиентами температур. В порфировых месторождениях похоже реализуется обратная ситуация — наличие у поверхности Земли зон трещиноватости, где может скачком увеличиваться пористость и проницаемость пород [Wohletz, Heiken, 1992; Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 1998; Stimal et al., 2004]. Поэтому здесь рассматривается эволюция систем для первого случая. Основываясь на указанных обзорах, разберем простейшую структурно-динамическую схему ВОФС, в которой для внутренней задачи учтены главные элементы, влияющие на динамику теплопереноса в подобных системах [Шарапов, Милова, 1979; Шарапов, Аверкин, 1990] (см. рис. 1). На глубине  $L_1$  от поверхности субэаральной вулканической постройки имеется магматический резервуар, из которого от квазистационарной границы солидуса отделяется водный магматический флюид с постоянной начальной температурой  $T_0$  и давлением  $P_0$ . От поверхности слоистой вулканической постройки до границы солидуса имеется щелевидный флюидопроводник шириной  $L_2$ , в нем пористость и проницаемость уменьшаются от поверхности вулканической постройки до границы ретроградного кипения. Проницаемость вмещающего флюидопроводник массива пород существенно ниже, чем в проницаемой зоне. Теплообмен между флюидопроводником и вмещающим массивом пород учитывается введением эффективного коэффициента теплопередачи  $\alpha_2 \approx \text{const}$ . Теплообмен в области разгрузки термальной системы на поверхности вулканической постройки учитывается введением эффективного коэффициента теплопередачи  $\alpha_1 \approx \text{const}$ .

В статье рассматривается только теплообмен, а равновесной гетерофазной физико-химической динамике массообмена в данных условиях теплообмена будет посвящена самостоятельная работа.

Математическая модель ВОФС и алгоритм для численного моделирования изложены в Приложении 1.

## ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВУЛКАНОГЕННОЙ ОРТОМАГМАТИЧЕСКОЙ ФЛЮИДНОЙ СИСТЕМЫ

Известно, что субаэральные термальные системы вулканических дуг сопряжены с бимодальными магматическими сериями [Wohletz, Heiken, 1992]. Поэтому при численном моделировании температура магматического газа на границе солидуса задавалась в интервале 870—1000 °С. При численном моделировании ВОФС существует ряд объективных трудностей.

Флюидопроводники представляют собой весьма сложно построенные области трещиноватости, особенно в кальдерной части вулканических построек, соединяющих зону отделения магматического флюида и поверхность вулканов. Строение зон области повышенной флюидопроводности над границей солидуса неясно. При лабораторном инструментальном определении  $k_{\text{п}}$  получаются значения, харак-

теризующие наиболее низкие оценки параметра, относящиеся к массивным участкам пород. Для выяснения «интегральных» характеристик водопроводимости крупных блоков пород или трещиноватых зон при изучении месторождений горячих вод проводят специальные испытания скважин. Для реальных вулканогенных флюидных рудообразующих систем такие сведения достаточно фрагментарны. В расчетах мы отталкивались от результатов детальных исследований термальной системы Тайви на Филиппинах [Stimal et al., 2004]. В изученном вулканогенном разрезе пород от поверхности вулканической постройки до глубины 2000 м пористость пород убывает, варьируя в широком интервале значений от 0.2 до 0.01. Осредненные величины этого параметра уменьшаются от 0.1 до 0.02. При этом проницаемость пород  $k_{\text{п}}$  уменьшается на два порядка. Именно в таком интервале нами варьировались эти фундаментальные петрофизические параметры при численных экспериментах.

При численном моделировании динамики конвективного теплопереноса в надинтрузивных зонах ВОФС мы вводили следующие вынужденные упрощения (см. рис. 1):

— считаем проницаемость в локальных горизонтальных сечениях флюидопроводников «однородной», как и в среднем однородными распределения температур в потоке;

— затруднительно задать реальный закон теплопотерь на боковых границах флюидопроводника, поэтому вводится усредненный эффективный коэффициент теплопередачи  $\alpha_2 \approx \text{const}$ ;

— на выходе термальной системы на поверхность вулканической постройки вводится величина теплоотдачи в форме эффективного коэффициента  $\alpha_1 \approx \text{const}$ .

Оценки значений  $\alpha_1$  приведены в обзорах [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов, 1992]. Нами учитывалась вариация коэффициента теплоотдачи флюида на поверхности Земли  $\alpha_1$  от 5 до 50 Вт/м<sup>2</sup>с. Оценки  $\alpha_2$  получены по аналогии с таковыми при литье под давлением [Белопухов и др., 1962].  $\alpha_2$  опре-

Физические параметры сред, использованные в численных экспериментах

Параметр	Ед. изм.	Обозначение	Численное значение
Вязкость флюида	Па·с	$\mu_1$	$4.5 \cdot 10^{-5}$
жидкости		$\mu_2$	$1.8 \cdot 10^{-4}$
пара		$\mu_3$	$1.5 \cdot 10^{-5}$
в критической точке		$\mu_{\text{кр}}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Плотность флюида	кг/м <sup>3</sup>	$\rho_1$	120
жидкости		$\rho_2$	965
пара		$\rho_3$	0.6
в критической точке		$\rho_{\text{кр}}$	318
Теплоемкость флюида	Дж/кг·К	$c_1$	3200
жидкости		$c_2$	4310
пара		$c_3$	2000
в критической точке		$c_{\text{кр}}$	1800
Теплопроводность флюида	Вт/(м·К)	$\lambda_1$	0.17
жидкости		$\lambda_2$	0.68
пара		$\lambda_3$	0.03
в критической точке		$\lambda_{\text{кр}}$	0.415
Теплота парообразования	Дж/кг	$Q$	$2.256 \cdot 10^6$
Коэффициент сжимаемости жидкости	м <sup>2</sup> /Н	$\beta_2$	$8.07 \cdot 10^{-5}$
Плотность вмещающих пород	кг/м <sup>3</sup>	$\rho_r$	2700
Теплоемкость вмещающих пород	Дж/(кг·К)	$c_r$	1000
Теплопроводность вмещающих пород	Вт/(м·К)	$\lambda_r$	2.4
Коэффициент теплоотдачи флюида на поверхности	Вт/м <sup>2</sup> с	$\alpha_1$	5—50
Коэффициент теплоотдачи флюида на боковых границах	Вт/м <sup>2</sup> с	$\alpha_2$	0.001—0.5
Длина области фильтрации	м	$L_1$	2000—5000
Ширина области фильтрации	м	$L_2$	10—250
Эффективная пористость у границы ретроградного кипения	%	$f(L_1^{\text{кип}})$	0.1—0.2
Эффективная пористость у поверхности	%	$f(L_1^{\text{пов}})$	0.1
Проницаемость пород у границы ретроградного кипения	м <sup>2</sup>	$k_{\text{п}}(L_1^{\text{кип}})$	$10^{-16}$ — $10^{-14}$
Проницаемость пород у поверхности	м <sup>2</sup>	$k_{\text{п}}(L_1^{\text{пов}})$	$10^{-13}$ — $10^{-12}$

деляется из отношения теплопроводности вмещающих флюидопроводник пород ( $\lambda$ ) и осредненных конвективных потерь по потоку флюида:  $\alpha_2 \approx \lambda/2 \sqrt{aL/u}$ , где  $a$  — эффективная температуропроводность пород во флюидопроводнике,  $L$  — длина области фильтрации,  $u$  — средняя скорость течения флюида. Учитывая вариации указанных величин [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов, 1992], расчеты выполнены для интервала  $\alpha_2 = 0.001 - 0.05$  Вт/м<sup>2</sup>с.

Физические характеристики сред приведены в таблице. Для начальных условий рис. 1 нами проведены расчеты для диапазонов изменения эффективной пористости  $f$  от 0.01 (в области эндо- и экзоконтакта интрузивного тела) до 0.1 на выходе зон трещиноватости на поверхность Земли. Соответственно  $k_{\text{п}}$  меняется от  $10^{-16} - 10^{-15}$  м<sup>2</sup> ( $L_1^{\text{кин}}$  — граница ретроградного кипения магмы) до  $10^{-13} - 10^{-10}$  м<sup>2</sup> ( $L_{\text{пов}}$  — поверхность вулканической постройки). Давление на границе отделения флюида близко к литостатическому, тогда как «начальное» распределение давления в поровом водном растворе во флюидопроводнике отвечает гидростатическому. Физические и термодинамические свойства магматического флюида аппроксимированы таковыми для воды [Пар..., 1950; Вукалович, 1958]. В субвулканических флюидных системах, формирующих порфириновые месторождения [Wohletz, Heiken, 1992; Петренко, 1999; Сотников, 2006] можно предвидеть при величинах  $L_1 \approx 1 - 5$  км два крайних типа начального распределения температур — от контакта магматического тела до поверхности земной коры [Шарапов, 1992]: 1) близкое к среднему распределение  $T$  для разрезов пород такого рода зон, 2) более высокий разогрев зоны флюидопроводности в предшествующие стадии формирования вулканической постройки. Нами численно исследованы случаи эволюции виртуальных ВОФС для отмеченных выше диапазонов вариации параметров. Это позволило выяснить основные структурно-термодинамические условия формирования порфириновых ВОФС и вычленил в них диапазон условий развития зон эпитепмального рудообразования.

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

При выбранных начальных и граничных условиях в ВОФС проявляются два этапа эволюции — нестационарный и квазистационарный. При этом в зависимости от ширины флюидопроводника, распределения величин  $k_{\text{п}}$  по вертикальному разрезу ВОФС и значения  $\alpha_2$  в рассматриваемых виртуальных системах (см. рис. 1) реализуются несколько режимов эволюционирования фазовых барьеров, характер которых можно проиллюстрировать «поведением» границы конденсирования магматического газа ( $L_1$ ), декомпрессионного кипения гидротермального раствора ( $L_{23}$ ) и конденсации водяного пара ( $L_{32}$ ) (рис. 2, 3).

1. Граница конденсации магматического газа в нестационарный этап практически с линейной скоростью достигает поверхности вулканической постройки, и в ВОФС на поверхности вулканической постройки формируются постоянно действующие фумаролы с температурой более 100 °С [Таран и др., 1991; Ткаченко и др., 1999; Зеленский, 2003].

2. Через некоторое время после достижения поверхности вулканической постройки происходит погружение в недра системы границ  $L_1, L_{23}, L_{32}$ .

3. После продвижения границы  $L_1$  к поверхности вулканической постройки и ее достижения границей  $L_{32}$  происходит погружение в недра системы границы  $L_1$  и стабилизации на некоторой глубине от

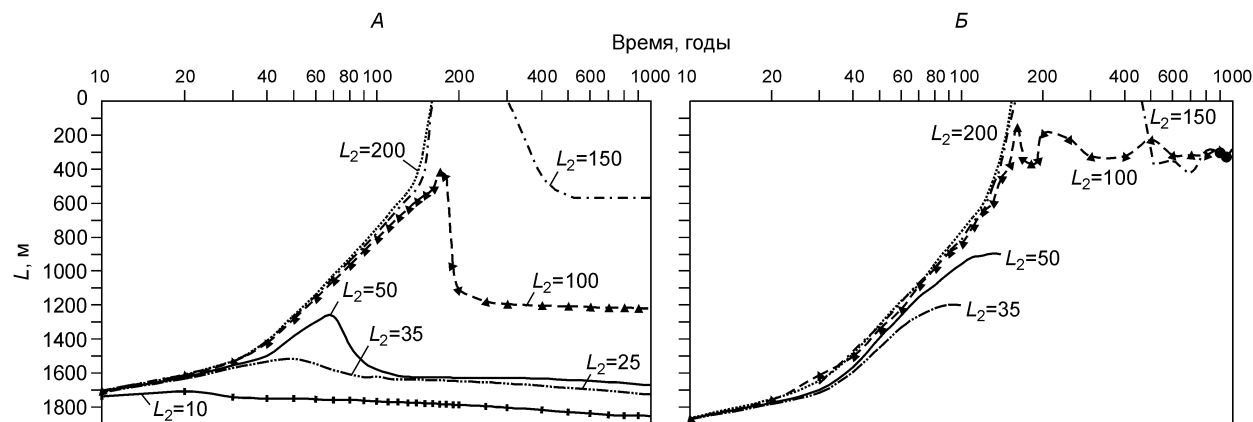


Рис. 2. Динамика перемещения границы конденсации  $L_1$  (А), декомпрессионного кипения  $L_{23}$ , конденсации водяного пара  $L_{32}$  (Б), магматического газа в зависимости от ширины пронцаемой зоны  $L_2$  и величины теплотерь на боковой границе.

$\alpha_2 = 0.05, \alpha_1 = 5$  Вт/м<sup>2</sup>с.

**Рис. 3. Динамика изменения температуры флюида у поверхности (А) и по вертикальному разрезу флюидопроводника (Б, В) в зависимости от ширины проницаемой зоны  $L_2$ ,  $\alpha_1$  и  $\alpha_2$ .**

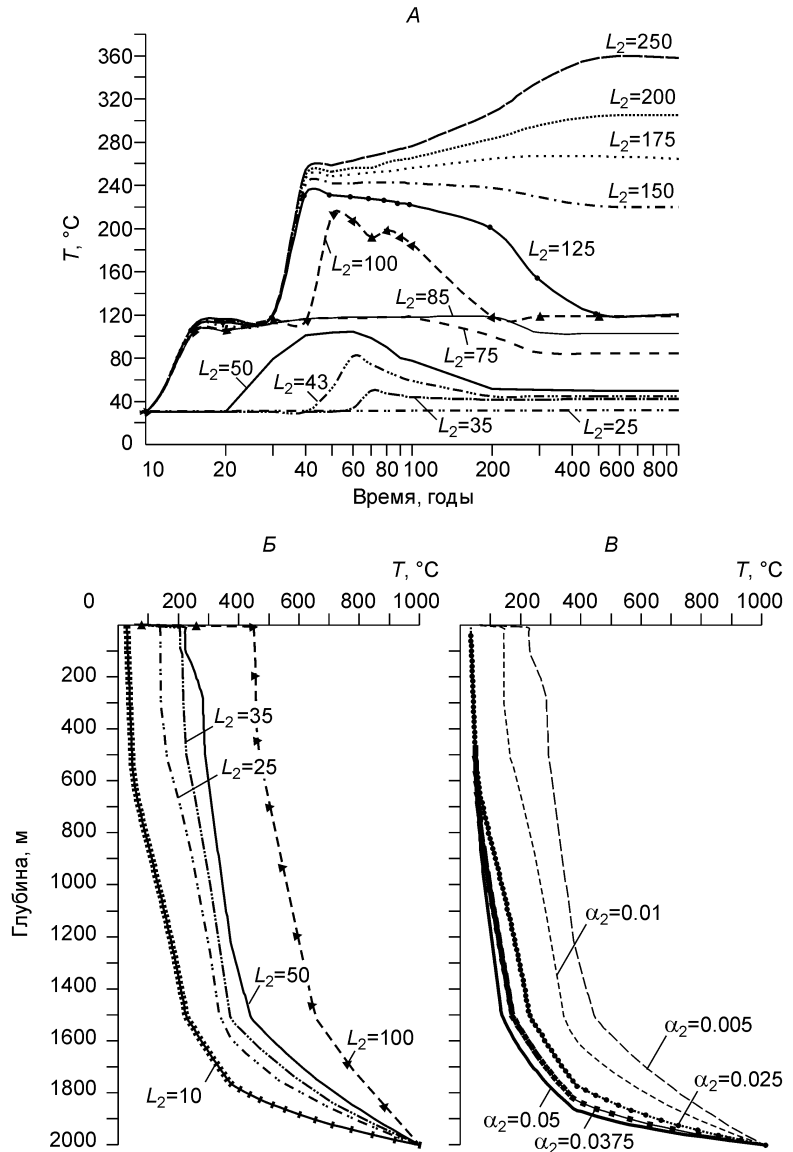
А —  $\alpha_2 = 0.05$ ,  $\alpha_1 = 5$  Вт/м<sup>2</sup>с; Б —  $\alpha_2 = 0.025$  Вт/м<sup>2</sup>с; В —  $L_2 = 10$  м,  $\alpha_1 = 5$  Вт/м<sup>2</sup>с.

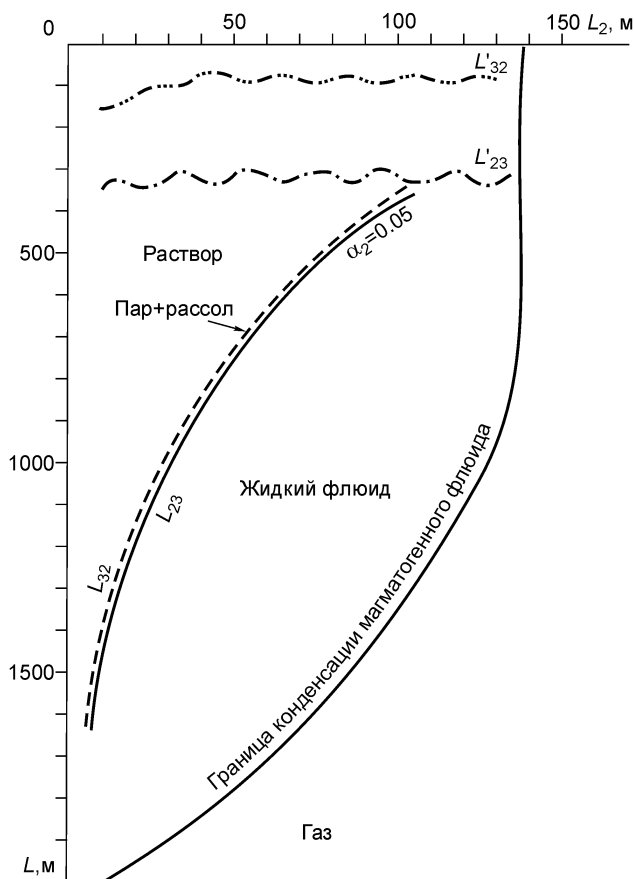
поверхности Земли границы  $L_{23}$ , после чего устанавливается квазистационарное положение перечисленных фазовых границ с существованием области декомпрессионного кипения (пародоминирующей зоны, по [White et al., 1971]).

4. В системе происходит волнообразное перемещение границы  $L_1$ , весьма узкая область декомпрессионного кипения появляется и далее исчезает несколько выше области конденсации по разрезу системы в нестационарную стадию ее эволюции. В стационарную стадию в системе над границей конденсации магматического газа существует только область гидротермального раствора.

Стационарное распределение температур по разрезу термальной системы для перечисленных режимов эволюции показаны на рис. 3. Обобщенная картина эволюции нестационарных и устойчивых уровней существования фазовых границ приведена на рис. 4. По полученным оценкам нестационарный этап эволюции ВОФС в зависимости от глубины границы солидуса и проницаемости изверженных пород над ней составляет от нескольких десятков до нескольких сот лет.

Верификация результатов численных экспериментов по оценке как продолжительности отдельных этапов эволюции, так и положения фазовых границ в разрезе ВОФС относительно уверена только в отношении последнего параметра. Так, по данным изучения сохранившегося полного разреза эпitherмального золотого оруденения на Асачинском месторождении (Южная Камчатка), его вертикальный размах составляет порядка 200 м [Петренко, 1999; Шарапов и др., 2006]. Из описания геологии аналогичных месторождений [Wohletz, Heiken, 1992; Sillitoe, 1997; Hedenquist et al., 1998] этот параметр неплохо согласуется с полученными численными оценками интервала  $L_{23}$ — $L_{32}$  (см. рис. 4). К сожалению, пока достоверных инструментальных датировок продолжительности отдельных стадий развития руд и околорудных пород в эволюционном цикле на данных месторождениях не получено. Относительно длительности нестационарного этапа эволюции ВОФС можно сделать вывод о продолжительности восстановления действия надкритических выходов магматических газов в активной воронке влк. Мутновский после эксплозивных извержений [Гаран и др., 1991; Зеленский, 2003], они менее нескольких десятков лет. По данным наших маршрутных исследований 1976 г., на юго-западных склонах воронки в новейших базальтовых потоках, покрывающих ее склоны, не было отмечено гидротермальных изменений [Шарапов, Милова, 1979]. При посещении вулкана в 2006 г. мы обнаружили здесь парение трещин и существенную термальную переработку указанных лавовых потоков. Можно предположить, что учет в вычислениях достаточно «жестких» по порядку величин значений  $k_{п}$  позволяет иметь правдоподобную оценку сверху продолжительности нестационарной стадии в эволюции ВОФС. Исходя из нее, еще до решения равновесной задачи физико-химической динамики гетерофазного массообмена на основе полученных ранее для





**Рис. 4. Положение фазовых границ в квазистационарной стадии развития флюидной системы в зависимости от значений  $L_2$ ,  $\alpha_2$  при  $\alpha_1=5$  Вт/м<sup>2</sup>.**

$L_{32}$  — граница вторичной конденсации,  $L_{23}$  — граница вторичного кипения,  $L'_{23}$  и  $L'_{32}$  — области «эпитермального рудообразования».

одномерных приближений оценок эффективности фазового барьера [Голубев и др., 1978; Шарапов, Милова, 1979; Шарапов, Аверкин, 1990] можно в первом приближении толковать его значение в изменении концентрации в потоках магматического флюида в трещинных флюидопроводниках при эволюции ВОФС.

По-видимому, наиболее интересными с этой точки зрения представляют собой случаи эволюции ВОФС, относящиеся к варианту 4 (см. рис. 4). При развитии ретроградного кипения в магматическом теле времена установления квазистационарного профиля температур для случая линейного или ступенчатого увеличения флюидопроводности проницаемой зоны над интрузивным телом «геологически» весьма кратки, при залегании кровли магматического источника флюида на глубине от 1 до 5 км они составляют от нескольких лет до порядка сотни лет. В растворах во включениях жильных минералов порфирировых месторождений фиксируются повышенные содержания солей [Борисенко и др., 2006]. Поскольку выше области конденсации магматического газа, подвижной в нестационарный этап эволюции ВОФС, регулярно появляется паровый фазовый барьер, то уже через несколько лет в растворе ниже границы  $L_{23}$  начальная концентрация солей может возрасти более чем на порядок [Голубев и др., 1978; Шарапов, Милова, 1979]. Можно полагать, что после исчезновения этой границы отложение жильных минералов на температурном геохимическом барьере [Шарапов, Милова, 1979; Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов, 1992], учитывая возможную длительность перемещения такой границы в разрезе эволюционирующее ВОФС (см. рис. 3, 4), будет осуществляться из гомогенных солевых флюидов. Поэтому предположение [Heinrich et al., 2004 и др.] о существовании двух «различных» флюидов, формирующих эпитермальное и высокосульфидное оруденение в эпитермальных и порфирировых месторождениях, может быть скорректировано в том отношении, что рассматриваемые флюиды скорее являются продуктами или разных структурно-термодинамических зон, или разных этапов эволюции одной и той же ВОФС, чем разнородными по источникам образования.

В описанный процесс может «вмешаться» существенное разбавление магматических флюидов в области разгрузки ВОФС поверхностными водами [Henley, McNabb, 1978].

Отметим, что данные режимы возможны и в одной ВОФС. Так, случай выхода на поверхность надкритических флюидов известен на многих вулканах. Весьма примечательная ситуация сложилась в активном кратере влк. Мутновский (Южная Камчатка) [Таран и др., 1991], где фиксируются пространственно сближенные как первый, так и третий случаи разгрузки флюидов. Аналогичная картина наблюдалась на влк. Кудрявый [Ткаченко и др., 1999].

В реальных рудообразующих вулканогенных системах присутствует не учтенный в предложенной модели фактор — перманентное колебательное изменение давления во флюидопроводнике [Чернев, 2005]. В качестве характерного примера укажем данные изучения температуры и давления во флюидных включениях в минералах рудных жил Асачинского месторождения Южной Камчатки А.С. Лапухова [Шарапов и др., 2006]. На фиксированном уровне глубин в рудных жилах с характерной ритмической текстурой обнаружено колебание температуры рудообразования в интервале порядка 100 °С и давления в интервале 20—40 атмосфер при вертикальной протяженности зоны рудоотложения под поверхностью Земли около 200 м. Если отдельные «акты» такого колебательного процесса изменений давления в системе достаточно часты, то наблюдаемые полосчатые текстуры в рудных жилах и указанные вариации температуры и давления во включениях жильных минералов будут характерным элементом процесса

восстановления в стационарной системе равновесного профиля интенсивных параметров ее состояния. Отметим, что теоретически времена восстановления начального гидростатического уровня в напорном потоке флюида невелики [Шарапов, Аверкин, 1990]. Данные эксплуатации Мутновской геотермальной электростанции показывают [Кирюхин и др., 2005; Чернев, 2005], что полученные оценки правдоподобны.

Наиболее четко описанные соотношения, по-видимому, характерны для вулканогенных гидротермальных систем, в них область ретроградного кипения находится на глубинах 1—3 км от дневной поверхности. Для более глубоких уровней ретроградного кипения магм области «вторичного» кипения отстоят от зоны конденсации магматического газа, в котором преобладает вода, при относительно низких величинах  $\alpha_2 > 0.0075$  Вт/м<sup>2</sup>с не более нескольких десятков метров и исчезают в нестационарной стадии эволюции флюидных систем на глубинах более 1500 м от поверхности разгрузки водных растворов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная модель динамики вулканогенных ортомагматических флюидных систем (ОФС) показывает, что характерным элементом их эволюции является геологически весьма непродолжительное время (десятки или сотни лет) установления в них квазистационарного состояния. Такой процесс проходит на фоне относительно медленного снижения максимального уровня температуры и давления по мере погружения фронта кипения в интрузиве (скорости порядка  $10^{-8}$  м/с) и уменьшения расхода магматического флюида [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов и др., 2004]. Существование области декомпрессионного кипения в ОФС при относительно больших  $\alpha_2$  в нешироких трещинных зонах, по-видимому, эфемерно. При относительно малых  $\alpha_2$ , напротив, возможно как достижение надкритическими магматическими газами поверхности вулканических построек, так и существование квазистационарных пародоминирующих областей. При этом формирование «рудных рассолов», как следует из оценок [Шарапов, Милова, 1979], возможно уже в нестационарный этап эволюции ВОФС. Образование эпитептермальных месторождений, по-видимому, связано с малоглубинными интрузивными камерами, верхний контакт которых находится на глубине менее 3 км от поверхности разгрузки термальных систем. Не исключено, что в смешанных гидротермальных системах при наличии иных верхних граничных условий (главным является зона смешения с поровыми или метеорными водами) также может быть устойчивой область пародоминирования. Это граничное условие может быть причиной появления рассолов под уровнем разгрузки гидротерм [Бортникова и др., 2007]. Такое предположение требует специального количественного исследования. Последовательно такого рода соотношения корректно можно будет исследовать при совместном решении рассматриваемой задачи и минимизации потенциала Гельмгольца в рамках применения проточной модификации программного комплекса СелекторWin [Бессонова, Чудненко, 2007]. Это развитие предложенного выше подхода существенно еще и потому, что из нашего приближения следует — нижняя граница области пародоминирования неустойчива.

Учитывая то, что из полученных решений не следует ритмического колебания параметров декомпрессионного кипения флюидов, проблема наиболее адекватного описания физико-химического поведения системы очевидна. Пока полагают, что в эпитептермальных месторождениях ритмическое рудоотложение, скорее, связано с сейсмическими возмущениями [Battaglia et al., 2003] квазистационарного состояния гидротермальной системы в ее приповерхностной части, приводящими к перманентным колебаниям параметров состояния в области декомпрессионного кипения водного раствора.

Работа выполнена при поддержке научной школы № НШ-1573.2003.5, РФФИ (гранты 07-05-00910, 06-01-0008) и Министерства образования и науки (грант РНП.2.1.1.702).

Авторы признательны за конструктивное обсуждение проблемы Ю.В. Алехину, В.И., Белоусову, Г.А. Карпову, А.В. Кирюхину, Ю.П. Кузьмину, А.С. Лапухову, О.П. Полянскому и С.Н. Рычагову.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

### Математическая модель

Предположим, что в неупругом пространстве пористых горных пород из магматического «источника» движется горячий гидротермальный флюид. Потоки тепла и массы в гидротермальной приповерхностной системе направлены от магматического источника флюида в вертикальную зону повышенной проницаемости протяженностью  $L$  и шириной  $2y_0(L_2)$  (см. рис. 1), где развивается фильтрующий поток гидротерм [Henley, McNabb, 1978; Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов и др., 2004]. При этом расход флюида из магматического источника считаем заданным, поскольку его значение может быть рассчитано в первом приближении из решения задачи о затвердевании магматического тела с учетом вскипания в двухфазной зоне расплава, содержащего растворенный флюид [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов и др., 2004]. В наиболее общем случае предполагаем, что в данной ВОФС формируются не менее



трех областей, соответствующих различным агрегатным состояниям флюида. Однако в зависимости от реализованных краевых условий число таких областей может быть больше или сократиться до одной.

При численной реализации сложной многофронтной модели ОФС примем некоторые допущения, не нарушающие сущности рассматриваемого процесса: 1) для жидкой фазы считаем справедливым уравнение состояния слабосжимаемой жидкости, а для газообразных фаз — уравнение состояния идеального газа; 2) локальные температуры флюидопотока и пористой породы практически равны; 3) фазовые границы считаем резкими, а гидротермальный флюид — однофазным. Принятая «идеализация» модели обосновывается следующим: область фильтрации однородна по проницаемости; исключая явления перегрева (переохлаждения) [Шарапов и др., 2004] принимаем, что ширина зоны возможного развития конвекции флюида в рассматриваемой пористой среде мала по сравнению с размером области фильтрации.

Тогда для квазидвумерной задачи фильтрации гидротермального раствора вдоль координаты  $x$  уравнение теплопереноса с соответствующими краевыми условиями в системе декартовых координат с началом отсчета, лежащим в плоскости источника, и осью  $x$ , направленной вверх по направлению потока, имеет вид

$$\varphi_1 \frac{\partial T_1}{\partial t} + f_n \rho_1 c_1 u_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \psi_1 \frac{\partial T_1}{\partial x} \right) - \frac{\alpha_c}{y_0} (T_1 - T_n), \quad (1)$$

$$T_1(x, 0) = T_{10}(x), \quad T_1(0, t) = T_0, \quad T_1(L_1, t) = T_{L_1}(P), \quad 0 \leq x \leq L_1, \quad (2)$$

$$\varphi_2 \frac{\partial T_2}{\partial t} + f_n \rho_2 c_2 u_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \psi_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} \right) - \frac{\alpha_c}{y_0} (T_2 - T_n), \quad (3)$$

$$T_2(x, 0) = T_{20}(x), \quad T_2(L_1, t) = T_{L_1}(P), \quad T_2(L_2, t) = T_{L_2}(P), \quad L_1 \leq x \leq L_2, \quad (4)$$

$$\varphi_3 \frac{\partial T_3}{\partial t} + f_1 \rho_3 c_3 u_3 \frac{\partial T_3}{\partial x} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \psi_3 \frac{\partial T_3}{\partial x} \right) - \frac{\alpha_c}{y_0} (T_3 - T_n), \quad (5)$$

$$T_3(x, 0) = T_{30}(x), \quad T_3(L_2, t) = T_{L_2}(P), \quad L_2 \leq x \leq L, \quad (6)$$

$$-\psi_3 \frac{\partial T_3}{\partial x} \Big|_{x=L} = \alpha_c (T_3 \Big|_{x=L} - T_c), \quad (7)$$

$$\left( u_2 - \frac{dL_2}{dt} \right) \rho_2 = \left( u_3 - \frac{dL_2}{dt} \right) \rho_3, \quad (8)$$

$$f_n \rho_3 c_3 u_3 T_{L_3} - \psi_3 \frac{\partial T_3}{\partial x} - f_n \rho_2 c_2 u_2 T_{L_3} + \psi_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} = f_n \rho_3 Q \frac{dL_2}{dt}, \quad (9)$$

где  $T_i$  — температура; индексом  $i = 1, 2, 3$  обозначены физические величины, относящиеся к флюидной (закритической жидкости), жидкой и паровой фазам соответственно,  $f_n$  — пористость породы;  $\rho_i, c_i, \lambda_i$  — плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность и соответственно равные их средним значениям в рассматриваемом интервале изменения температуры;  $u_i$  — скорость движения  $i$ -й фазы;  $T_0$  — температура в «источнике»;  $T_{\text{пов}}$  — температура на границе  $L$ ;  $T_n$  — температура вмещающих пород;  $T_{10}(x)$  — начальное распределение температуры;  $\alpha$  — коэффициент теплообмена на границе фильтрации;  $\alpha_2$  — коэффициент теплообмена на боковой поверхности интрузива;  $Q$  — теплота фазового перехода жидкость—пар,  $L$  — длина области фильтрации;  $L_1$  и  $L_{23}, L_{32}$  — координаты фазовых границ (см. рис. 2—4) флюид—жидкость, жидкость—пар и пар—жидкость соответственно,  $\varphi_i = f_i \rho_i c_i + (1 - f_i) \rho_r c_r$ ;  $\psi_i = f_i \lambda_i + (1 - f_i) \lambda_r$ ;  $\rho_n, c_n, \lambda_n$  — плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность породы соответственно.

Из (8) и (9) получаем уравнение для скорости движения границы фазового перехода жидкость—пар

$$\frac{dL_2}{dt} = - \frac{f_n \rho_2 u_2 T_{L_2} (c_2 - c_3) - \psi_2 \frac{\partial T_2}{\partial x} + \psi_3 \frac{\partial T_3}{\partial x}}{f_n \rho_3 \left( Q + c_3 T_{L_2} \left( \frac{\rho_2}{\rho_3} - 1 \right) \right)}. \quad (10)$$

Для описания движения флюида, жидкости и газа в пористой среде используем эмпирический закон Дарси в форме

$$u_i = - \frac{k_n}{\mu_i f_r} \frac{\partial}{\partial x} (P_i + \rho g x),$$

где  $k_{\Pi}$  — коэффициент проницаемости,  $\mu_i$  — среднее в рассматриваемом интервале изменения температуры значение коэффициента динамической вязкости  $i$ -й фазы,  $P_i$  — давление.

Для флюидной и паровой фаз используем уравнение состояния в виде уравнения Менделеева—Клапейрона (считая эти фазы сжимаемыми), а для слабосжимаемой жидкости применяем линейную зависимость плотности от давления. Тогда из уравнения неразрывности и из закона Дарси следует уравнение фильтрации [Шарапов, Аверкин, 1990] с граничными условиями

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{P_1}{T_1} \right) = \frac{1}{f_r} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_{\Pi} P_1}{\mu_1 T_1} \frac{\partial P_1}{\partial x} \right), \quad (11)$$

$$P_1(T)|_{x=0} = P_0, \quad P_i(x, 0) = P_{i0}(x), \quad (12)$$

$$P_1(T)|_{x=L_1} = P_2(T)|_{x=L_1}, \quad (13)$$

$$\frac{\partial P_2}{\partial t} = \frac{1}{f_{\Pi} \beta} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_{\Pi}}{\mu_2} \frac{\partial P_2}{\partial x} \right), \quad (14)$$

$$P_2(T)|_{x=L_2} = P_3(T)|_{x=L_2}, \quad (15)$$

$$\frac{\partial}{\partial t} \left( \frac{P_3}{T_3} \right) = \frac{1}{f_r} \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{k_{\Pi} P_3}{\mu_3 T_3} \frac{\partial P_3}{\partial x} \right), \quad (16)$$

$$P_3(L, t) = P_{\text{пов}}, \quad (17)$$

где  $k_{\Pi}$  — коэффициент проницаемости,  $\beta$  — коэффициент сжимаемости жидкости,  $P_{\text{пов}}$  — давление на границе  $L$ ,  $P_{i0}(x)$  — начальное распределение давления,  $P_0$  — давление в «источнике».

Таким образом, нами получена замкнутая система уравнений (1) — (17) для описания динамики теплопереноса в приповерхностных разгружающихся на поверхности Земли гидротермальных системах, поведение которых аппроксимируется диаграммой состояния для воды [Вукалович, 1958]. Кроме того, уравнения дополняются соотношением, связывающим температуру и давление на границе фазового перехода жидкость—пар [Пар..., 1950; Вукалович, 1958]. Для решения сформулированной задачи разработан численный алгоритм на основе конечно-разностной неявной схемы с применением метода прогонки с итерациями. В начале каждой новой итерации по значениям температуры и давления осуществляется разбиение всей области на зоны флюида, жидкости и пара. Затем по схеме сквозного счета [Самарский, 1983] отыскивается решение уравнения теплопроводности с использованием разностного метода со сглаживанием коэффициентов для решения задачи Стефана [Будак и др., 1965]. Итерации выполняются по достижению условия сходимости в точках фазовых переходов. Предложенная схема имеет порядок аппроксимации  $O(\tau) + O(h)$ , где  $\tau$ ,  $h$  шаги по времени и по пространству соответственно. Пространственный шаг по  $L$  при выдаче данных 0.5 м, при расстоянии фронтов  $L_{23}$ — $L_{32}$  меньше 0.5 м считалось, что происходит «исчезновение» паровой области.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Белопухов А.К., Винберг Л.И., Дудин А.А., Заславский М.И., Москвин П.Л.** Литье под давлением. М., ГНТИ, 1962, 393 с.

**Бессонова Е.П., Чудненко К.В.** Сравнительный анализ результатов моделирования движения магматогенного флюида через вулканогенный разрез с применением минимизации энергии Гиббса и потенциала Гельмгольца // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды: Материалы Всероссийской научной конференции, Иркутск, ИГХ СО РАН, 2007, т. 3, с. 127—131.

**Борисенко А.С., Боровиков А.А., Житова Л.М., Павлова Г.Г.** Состав магматогенных флюидов, факторы их геохимической специализации и металлоносности // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1308—1325.

**Бортникова С.Б., Шарапов В.Н., Бессонова Е.П.** Гидрогеохимический состав источников фумарольного поля Донного Мутновского вулкана (Южная Камчатка) и проблемы их связи с надкритическими магматическими флюидами // Докл. РАН, 2007, т. 413, № 4, с. 530—534.

**Будак Б.М., Соловьева Е.Н., Успенский А.Б.** Разностный метод со сглаживанием коэффициентов для решения задачи Стефана // Журнал вычислительной математики и математической физики, 1965, № 5, с. 828—840.

**Веригин Н.Н., Голубев В.С.** О генерации пара в подземных пластах-коллекторах // Докл. АН СССР, 1975, т. 233, № 6, с. 1355—1358.

**Вукалович М.П.** Термодинамические свойства воды и водяного пара. М., ГНТИ; Берлин, ФЭБ, 1958, 245 с.

**Голубев В.С., Милова Л.В., Шарапов В.Н.** Динамика перемещения геохимического барьера в гидротермальной системе, связанного с границей пар—жидкость // Геология и геофизика, 1978 (5), с. 41—49.

**Зеленский М.Е.** Транзит элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновском (Камчатка): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. Новосибирск, ИГ СО РАН, 2003, 20 с.

**Кирюхин А.В., Леонов В.Л., Словцов И.Б., Делемень И.Ф., Пузанков Ю.М., Поляков А.В., Ивановско Г.О., Батаева О.П., Зеленский М.Е.** Моделирование эксплуатационного участка Дачный Мутновского геотермального месторождения в связи с обеспечением теплоносителем Мутновской ГеоЭС 50 МВт // Вулканология и сейсмология, 2005, № 5, с. 39—54.

**Пар** высокого давления в энергетике. М.; Л., Госэнергоиздат, 1950, 723 с.

**Петренко И.Д.** Золото-серебряная формация Камчатки. Петропавловск-Камчатский. СПб. картограф. фабрика ВСЕГЕИ, 1999, 116 с.

**Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандомирова Е.Н.** Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералообразования в современной гидротермальной системе Барановского (о. Итуруп) // Геология руд. месторождений, 1996, т. 38, № 1, с. 31—40.

**Самарский А.А.** Теория разностных схем. М., Наука, 1983, 614 с.

**Согников В.И.** Медно-молибден-порфировая формация: природа, проблемы объема и границ // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (3), с. 342—354.

**Таран Ю.Н., Вакин Е.А., Филипенко Г.Ф., Рожков А.М.** Геохимические исследования в кратере вулкана Мутновского (Камчатка) // Вулканология и сейсмология, 1991, № 5, с. 37—55.

**Ткаченко С.И., Портер Р.П., Коржинский М.А., ван Берген М.Д., Шмулович К.И., Штейнберг Г.С.** Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // Геохимия, 1999, № 4, с. 410—422.

**Черепанов А.Н., Шарапов В.Н., Милова Л.В.** Термо- и гидродинамические условия возникновения включений в минералах изверженных пород // Докл. АН СССР, 1981, т. 260, № 1, с. 186—190.

**Чернев Н.И.** Мутновское геотермальное месторождение // Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, ИВ ДВО РАН, 2005, с. 106—116.

**Шарапов В.Н.** Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, 1992, 133 с.

**Шарапов В.Н., Милова Л.В.** Температурная эволюция приповерхностных гидротермальных систем и некоторые вопросы динамики рудоотложения на геохимических барьерах // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1979, с. 29—51.

**Шарапов В.Н., Черепанов А.Н.** Динамика дифференциации магм. Новосибирск, Наука, 1986, 186 с.

**Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А.** Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск, Наука, 1990, 198 с.

**Шарапов В.Н., Бессонова Е.П., Черепанова В.К.** Оценка возможных размеров и времени существования области надкритического флюида в субэкральных смешанных термальных системах андезитовых вулканов // Докл. РАН, 2004, т. 307, № 1, с. 97—100.

**Шарапов В.Н., Бортникова С.Б., Бессонова Е.П., Зеленский М.Е., Лапухов А.С., Кирюхин А.В.** Роль фазовых барьеров в эволюции субэкральных вулканических гидротермальных систем, формирующих геотермальные, мало- и высокосульфидные месторождения Курило-Камчатского региона // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал «Гео», 2006, с. 240—241.

**Battaglia M., Segall P., Murray J., Cevell P., Langlein J.** The mechanics of unrest at Long Valley caldera, California. I. Modeling the geometry of the source using GPS and two-color EDM data // J. Volcanol. Geotherm. Res., 2003, v. 127, p. 195—217.

**Candela P.A.** A review of shallow, ore-related granites: textures, volatiles, and ore metals // J. Petrol., 1997, v. 38, № 12, p. 1619—1633.

**Candela P.A., Holland H.D.** A mass transfer model for copper and molybdenum in magmatic hydrothermal systems; origin of porphyry type ore deposits // Econ. Geol., 1986, v. 1, № 1, p. 1—19.

**Gaggenbach W.F.** The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems // Geochemistry of hydrothermal ore deposits / Ed. H.L. Barnes. New York, Wiley, 1997, p. 737—796.

**Hedenquist J.W., Brown P.R., Allis R.G.** Epithermal gold mineralization. New Zealand, Appl. Geol. Assoc. Wairakei, 1998, 162 p.

**Heinrich C.A., Dissner T., Stefansson A., Seward T.M.** Magmatic vapor contraction and transport of gold from the porphyry environment to epithermal ore deposits // Geology, 2004, v. 32, № 9, p. 761—764.

**Henley R.W., McNabb A.** Magmatic vapor plumes and ground-water interaction in porphyry-copper emplacement // *Econ. Geol.*, 1978, № 1, p. 1—21.

**Kuhn M.** Reactive flow of hydrothermal deposits. LNES. V. 103. New York, Springer-Verlag, 2004, 261 p.

**Norton D.F., Hulen J.B.** Preliminary numerical analysis of the magma-hydrothermal history of the Geysers geothermal system, California, USA // *Geothermics*, 2001, v. 30, p. 211—234.

**Petersson S., Stefansson A.** Wet-steam well discharges. I. Sampling and calculation of total discharge composition // *Proceed. World Geotherm. Cong. Antalya, Turkey*, 2004. p. 1—8.

**Pruess K., Xu T.** Numerical simulation of reactive flow // *Geothermics*, 2004, v. 33, p. 213—215.

**Shinohara H., Hedenquist J.W.** Constraints on magma degassing beneath the Far Southeast porphyry Cu-Au deposits, Philippines // *J. Petrol.*, 1997, v. 38, № 12, p. 1741—1752.

**Shinohara H., Kazahaya K., Lowenstern J.B.** Volatile transport in convecting magma column: implications for porphyry Mo mineralization // *Geology*, 1995, v. 23, № 42, p. 1091—1094.

**Sillitoe R.H.** Characteristics and controls of the largest porphyry copper-gold and epithermal deposits in the circum-Pacific region // *J. Geol. Soc. Austral.*, 1997, v. 44, № 3, p. 373—388.

**Stimal J., Powell S.T., Golla G.U.** Porosity and permeability of the Tiwi geothermal field, Philippines, based on continuous and spot core measurements // *Geothermics*, 2004, v. 33, p. 187—197.

**White W.S., Muffler L.J.P., Truesdell A.H.** Vapor-dominated hydrothermal systems compared with the hot-water system // *Econ. Geol.*, 1971, v. 66, № 1, p. 75—97.

**Williams-Jones H., Heinrich C.A.** Vapor transport metals and formation of magmatic-hydrothermal ore deposits // *Econ. Geology*, 2005, v. 100, № 7, p. 1287—1312.

**Wohletz K., Heiken G.** *Volcanology and geothermal energy.* University of California Press, 1992, 253 p.

*Рекомендована к печати 16 ноября 2007 г.  
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию  
6 сентября 2007 г.*