

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

УДК 552.112+551.234

ДИНАМИКА ФАЗОВЫХ ГРАНИЦ В МАГМАТОГЕННОМ ФЛЮИДЕ
ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЮЖНОЙ КАМЧАТКИ

В.Н. Шарапов, А.С. Лапухов, Б.В. Гузман, В.К. Черепанова

*Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН,
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3, Россия*

В работе генезис Au-Ag месторождений Южно-Камчатского рудного района интерпретируется на основе количественной модели динамики вулканогенных ортомагматических флюидных систем (ОМФС), в которой учитываются структурно-гидродинамические и теплофизические характеристики фазовой эволюции гидротермальных флюидов, имеющих разную геометрию и структурные условия разгрузки на поверхности вулканических построек. Показано, что ОМФС, формирующие высокосульфидные золото-серебряные месторождения, не имеют в зоне разгрузки стационарных флюидоупоров. В их недрах появляются главным образом узкие перемещающиеся к поверхности вулканических построек области сопряжения фазовых барьеров.

На примере плоских и конических флюидопроводящих зон с верхним флюидоупорным «горизонтом» показана возможность реализации трех типов гидротермальных систем: 1) в которых из-за высоких боковых теплопотерь вообще не реализуется малоглубинная область декомпрессионного кипения; 2) таких, в которых приповерхностные области декомпрессионного вскипания появляются в начальные времена формирования тепловой волны, после чего область такого кипения сосредотачивается практически внутри толщи пород флюидоупора; 3) в которых квазистационарная область декомпрессионного кипения устанавливается после начального периода нестабильности или достижения в системе некоторого теплового равновесия. В системах третьего типа возможно нестабильное в том числе периодическое колебание границы декомпрессионного кипения в некотором интервале глубин.

Моделирование, гидротермальные системы, порфировая формация.

DYNAMICS OF PHASE FRONTS IN MAGMAGENIC FLUID IN THE FORMATION
OF GOLD AND SILVER DEPOSITS IN SOUTHERN KAMCHATKA

V.N. Sharapov, A.S. Lapukhov, B.V. Guzman, and V.K. Cherepanova

The origin of gold and silver deposits in the Southern Kamchatka ore district is considered in terms of a quantitative model of the dynamics of volcanogenic orthomagmatic fluid systems (VOFSs). This model takes into account structural, fluid dynamic, and thermophysical features of phase evolution in hydrothermal fluid systems differing in geometry and structural conditions of the discharge on the surfaces of volcanic edifices. It is shown that VOFSs forming sulfide-rich gold and silver deposits have no stationary impermeable caps in their discharge areas. Rather, for the most part, narrow regions of junction of phase fronts form in their interiors and migrate to the surface of volcanic edifices.

Three geothermal system types are predicted by the example of plane and conical fluid conductance zones with a cap horizon: (I) where the shallow decompression boiling zone does not arise at all because of large lateral heat loss, (II) where subsurface decompression boiling zones appear at the beginning of the heat wave formation and then such a zone is practically confined to the cap rocks, and (III) where a quasi-stationary decompression boiling zone forms after an initial instability period or approach to a thermal equilibrium. Fluctuations or oscillations of decompression boiling zone fronts within a range of depths can exist in type III systems.

Modeling, hydrothermal systems, porphyritic rock assemblage

ВВЕДЕНИЕ

Качественная магматогенная модель формирования Au-Ag месторождений активных окраин континентов [Henley, McNabb, 1978] содержательно реализована в форме нескольких физико-химических схем [Henley, 1985; Shinohara, Hedenquist, 1997; Hedenquist et al., 1998; Dubessy et al., 2003; Heinrich et al., 2004; Williams-Jones, Heinrich, 2005; и др.]. В такого рода построениях пока наименее ясным является вопрос, как могут соотноситься составы руд отдельных зон или стадий рудообразующего процесса, имеющие единый магматогенный источник, если таковые продуцируются флюидом, меняющим пространственные координаты фазового состояния. Его выяснение связано с решением задачи динамики возникновения и перемещения фазовых границ в потоках гидротермальных магматических флюидов. Мы попытались обсудить его на основе существенно упрощенной модели динамики фазовых границ в малоглубинных ортомагматических флюидных системах (ОМФС) [Шарапов и др., 2008; Шарапов и др., 2009], в которой развиваются полученные ранее приближения этой модели [Голубев и др., 1978; Шарапов, Аверкин, 1990], с учетом установленных структурных и физико-химических параметров формирования Au-Ag месторождений Южной Камчатки [Магматизм..., 1979; Петренко, 1999; Takachashi et al., 2001, 2002; Лапухов и др., 2007а,б; Боровиков и др., 2009] (рис. 1). Существенно, что эти объекты пространственно сопряжены с современными термальными системами мутновско-гореловской группы вулканов, где имеются аналогичные рудообразующим структурные условия разгрузки современных флюидных систем [Геотермальные..., 2005; Бортникова и др., 2007].

ФОРМУЛИРОВКА ГЕНЕТИЧЕСКОЙ СХЕМЫ ДЛЯ ЗАДАЧИ ЧИСЛЕННОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Переход от качественных генетических схем гидротермальных магматогенных систем [Henley, McNabb, 1978] к рассмотрению количественных моделей вулканогенного рудообразования сопряжен с учетом геометрии и структуры системы, физико-химических параметров состояния и физических характеристик представленных в ней гетерофазных сред, а также структурных условий разгрузки гидротерма на поверхности вулканических сооружений. Для предлагаемого приближения в решении задачи эволюции рассматриваемых систем мы используем информацию, полученную для отмеченных выше месторождений Южно-Камчатского рудного района: 1) руды и околорудные породы формировались на глубине от ~ 150—200 до ~ 800—1000 м к палеоуровню разгрузки гидротермальных систем; 2) рудообразующие системы в эволюции бимодальных магматических серий развивались после завершения магматических событий, когда последние порции магматических жидкостей на или вблизи поверхности вулканических сооружений полностью закристаллизовались; 3) вулканические постройки имели тектоноэрозионные кальдеры; 4) структурные условия на изученных месторождениях в целом были близки в отношении ширины (0.2—15 м) и горизонтальной протяженности (~ 100—2500 м) в отдельных структурных звеньях

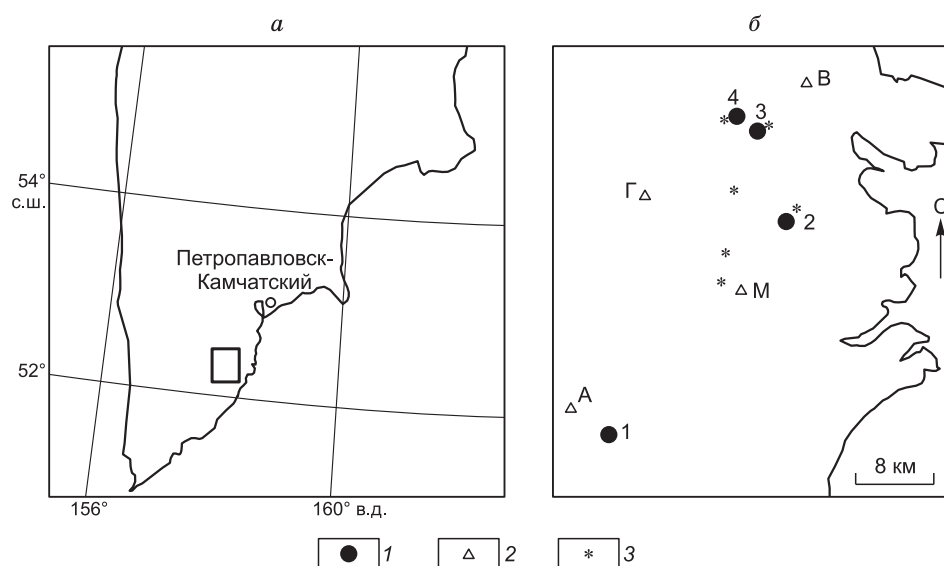


Рис. 1. а — схема размещения золото-серебряных месторождений Южно-Камчатского рудного района (1), б — их пространственное соотношение с четвертичными вулканами (2) и геотермальными месторождениями горячих вод (3).

Месторождения: 1 — Асачинское, 2 — Мутновское, 3 — Родниковое, 4 — Вилочинское; вулканы: А — Асачинский, М — Мутновский, Г — Горелый, В — Вилочинский.

ях проницаемых зон, вмещающих кварцевые жилы; 5) в первом приближении можно выделить три основных геометрических типа флюидопроводящих зон — плоские трещинные зоны (Асачинское месторождение); плоские трещинные зоны с коническим расширением у поверхности вулканической постройки (Родниковое месторождение); судя по общей концентрически-зональной структуре рудной зоны, возможно предполагать коническую форму флюидопроводности на площади Мутновского месторождения в главную стадию его образования.

Структурные условия разгрузки гидротермальных систем Мутновского и Родникового месторождений, по-видимому, были аналогичны таковым для отдельных участков современной трещинной геотермальной системы, эксплуатируемой Мутновской Геотэс [Геотермальные..., 2005], — тектоноэрозийные кальдеры с открытыми трещинами. Таковые термальной системы Асачинского месторождения [Лапухов, 2007а; Боровиков и др., 2009], похоже, напоминали отдельные фрагменты кальдеры Узон [Леонов, Гриб; 2004; Карпов, 1988] — разгрузка гидротерм под дном кальдерного озера. При формировании всех месторождений процессы заполнения жил были прерывистыми (стадийными). В отдельных стадиях характерно ритмическое отложение минеральных ассоциаций. В случае проявления декомпрессионного вскипания водного раствора в последующих стадиях возможно циклическое повторение на одном уровне рудообразования последовательности формирования сульфидных и эпитеpmальных руд.

Изучение флюидных включений фиксирует в них некоторое соотношение T , средние значения которого обычно меньше, чем в предшествующей стадии. При этом обнаруженная в последующей стадии минеральная ассоциация занимает вполне определенное положение на диаграммах в интегральных физико-химических координатах ($pH-pO_2$ и т.п.), образуя закономерную последовательность [Henley, 1985; и др.]. Изменение фазового состояния флюида при декомпрессионном кипении сопровождается характерными изменениями минерального состава руд и околорудных пород [Giggenbach, 1997; Williams-Jones, Heinrich, 2005; и др.]: выкипание CO_2 с отложением кальцита, вскипание водного раствора, появление адуляра и т.д. Рудные минералы весьма «чувствительны» к соответствующим изменениям потенциала кислорода (pO_2) и летучести серы (fS_2), что выражается в появлении соответствующей стадии формирования сульфидной или эпитеpmальной золото-серебряной минерализации. Указанные соотношения существенны при интерпретации характера движения фазовых границ в потоках гидротермальных флюидов и результатов изучения температур и давлений во флюиде при отложении руд и околорудных минералов [Takachashi et al., 2002; Боровиков и др., 2009]. В отношении колебания температуры и давления на рассматриваемых месторождениях установлены разные режимы минерализации. 1. В гидротермальной системе месторождения Родниковое проявились два уровня кипения: выкипание малорастворимых в водном растворе газов с развитием в его восстающем потоке карбонатизации на нижней выклинке жил, а также декомпрессионное кипение преимущественно водного раствора выше уровня ветвления главного жильного тела. 2. На данном месторождении процессы рудообразования, имея в виду функции распределения параметров состояния, протекали циклически, повторяя генеральный тренд рудообразующих событий, который наиболее полно проявлен на месторождении Мутновское — кварц-сульфидная ассоциация—золото-серебряное оруденение—пострудные кварц-слабосульфидные ассоциации [Петренко, 1999]. 3. В отдельных циклах фиксируется как снижение температуры от 280 °С до 140 °С с понижением pH и возрастанием pO_2 водного флюида, так и возрастание температуры от 140—160 до 360 °С. Существование системы заканчивается формированием кварц-карбонатных жил. На Асачинском эпитеpmальном месторождении по структурным соотношениям и статистике температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварце можно предполагать как минимум четыре стадии формирования рудных тел [Боровиков и др., 2009].

Во всех рудных жилах Асачинского и Родникового месторождений фиксируется разномасштабная внутростадийная ритмичность отложения кварцевых и кварц-адуляровых полос. Сопоставление температурных интервалов формирования на них рудных жил показывает близкие значения 120—140 — 250—260 °С. Для эпитеpmальных эпизодов месторождений Мутновское, Родниковое, а также эпитеpmального месторождения Асачинское сравнение основных температурных данных показывает, что таковые практически аналогичны: Мутновское — 140—240 °С, Родниковое — 130—280 °С, Асачинское — 140—260 °С. Сопоставление статистических результатов изучения $T_{гом}$ месторождений Родниковое и Асачинское [Takachashi et al., 2002; Боровиков и др., 2009] (рис. 2) свидетельствует о некоторой сдвиге (20—30 °С) на Асачинском месторождении в более низкотемпературную область Au-Ag рудоотложения. Соотношения температур формирования рудных тел Асачинского и Родникового месторождений (см. рис. 2) свидетельствует о близости функций распределения температур.

Систематическое сопоставление данных о давлениях во флюиде при формировании рудных тел на рассматриваемых месторождениях затруднительно, поскольку статистика численных данных есть только по месторождению Асачинское, которые говорят о том, что отложение кварца проходило близко к линии насыщения (конденсации) водного раствора с содержанием солей 2—8 мас %. [Боровиков и др., 2009] в интервале давлений 3—100 атм. Для других объектов есть только общие гидрогеологические

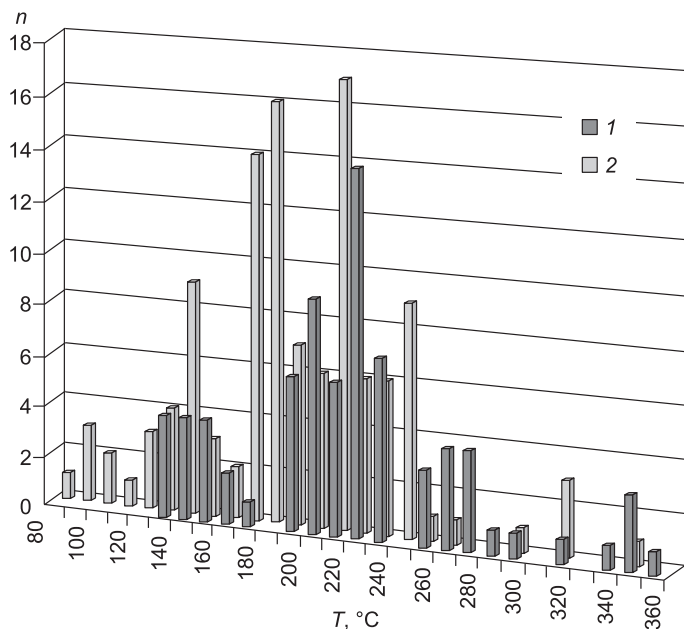


Рис. 2. Соотношение температур гомогенизации газово-жидких включений в кварцах месторождений Родниковое (1) [Takachashi et al., 2002] и Асачинское (2) [Боровиков и др., 2009].

оценки на основе реставрации палеоусловий разгрузки гидротермальных систем [Петренко, 1999; Takachashi et al., 2001, 2002].

Корректно общая динамика отмеченных характеристик эволюции фазового состояния гидротермального флюида и гетерофазные взаимодействия в гидротермальных системах с указанными структурными характеристиками могут быть описаны в рамках многоскоростной гидродинамики при наличии соответствующей диаграммы состояния с известной функцией источника гидротерм [Шарапов и др., 2000]. Однако численная реализация такой задачи сопряжена с пока непреодоленными содержательными и формальными трудностями. Их преодоление возможно путем последовательного количественного анализа факторов, определяющих физико-химическую динамику рудообразования с учетом геометрии и размеров флюидопроводников, а также структурных условий разгрузки гидротерм на поверхности кальдер. Начальным шагом в таком моделировании многостадийных процессов гидротермального рудообразования, несомненно, является описание динамики фазовых границ в отдельных стадиях формирования руд на нестационарной ступени температурной эволюции магматогенных гидротермальных систем [Henley, Brown, 1985]. Поэтому ниже рассматривается эта сторона проблемы.

преодоленными содержательными и формальными трудностями. Их преодоление возможно путем последовательного количественного анализа факторов, определяющих физико-химическую динамику рудообразования с учетом геометрии и размеров флюидопроводников, а также структурных условий разгрузки гидротерм на поверхности кальдер. Начальным шагом в таком моделировании многостадийных процессов гидротермального рудообразования, несомненно, является описание динамики фазовых границ в отдельных стадиях формирования руд на нестационарной ступени температурной эволюции магматогенных гидротермальных систем [Henley, Brown, 1985]. Поэтому ниже рассматривается эта сторона проблемы.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОРТОМАГМАТИЧЕСКОЙ ФЛЮИДНОЙ СИСТЕМЫ, ИМИТИРУЮЩАЯ ДИНАМИКУ ФАЗОВЫХ СОСТОЯНИЙ ВОДНОГО МАГМАТИЧЕСКОГО ФЛЮИДА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

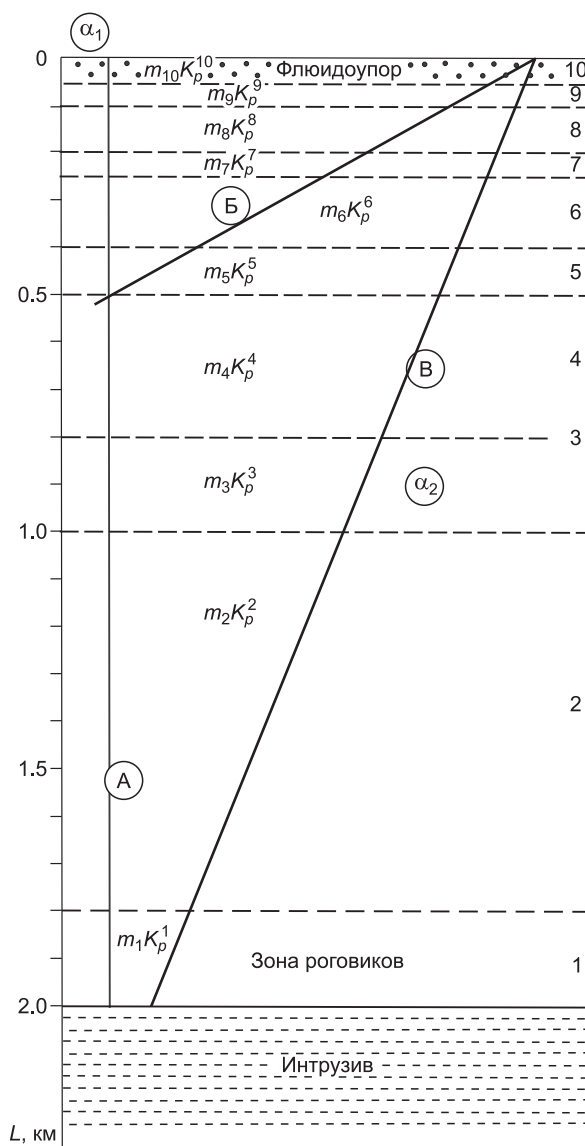
Влияние на температурную динамику формирования Au-Ag месторождений Южной Камчатки их структурно-геологических характеристик может быть промоделировано в рамках приближения модели ретроградного кипения магмы в малоглубинном магматическом очаге [Шарапов и др., 2004, 2008; Шарапов, 2010], в которой существенно упрощается описание области декомпрессионного кипения. Эта модель является частным случаем более общей схемы [Henley, McNabb, 1978], в которой отмечается также возможность реализации смешанных систем. Подробное изложение физического существа этих моделей и математические реализации задачи динамики ретроградного кипения для интрузивных гип- и мезоабиссальных магматических тел содержится в [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов и др., 2000]. Нами ниже обсуждается модель ретроградного кипения. Ее формулировка для упрощенного приближения динамики тепломассопереноса в плоских и конических флюидопроводниках в вулканогенных субаэральных гидротермальных системах [Шарапов и др., 2008; Шарапов и др., 2009] сводится к следующим положениям (рис. 3): 1) имеются интрузивные камеры, которые сопрягаются трещиноватыми флюидопроводниками в зоне разгрузки магматического флюида на поверхности вулканической постройки; 2) при охлаждении и кристаллизации расплава развивается ретроградное кипение магмы, выделяющийся магматический газ (в расчетах учитывается только водный флюид) фильтруется по флюидопроводнику к поверхности Земли. Решение 2D динамики ретроградного кипения магмы в коровых интрузивных телах [Шарапов и др., 2009] для случая сосредоточенного стока магматических газов в проницаемые трещинные зоны с малыми теплопотерями из потока флюида в боковые породы показало установление стационарного положения фазовых границ в магматическом теле в этой области. Поэтому в схеме (см. рис. 3) предполагается, что магматический флюид поступает во флюидопроводник с постоянной температурой от контакта магматического тела при фиксированном давлении, равном литостатическому на глубине верхнего контакта интрузивного тела. Очевидно, что такое приближение позволяет получать оценки термодинамических параметров флюидных систем «сверху».

Рис. 3. Флюидно-гидродинамическая схема формирования эпитермальных вулканогенных ОМФС Южно-Камчатского рудного района:

А — жилы Асачинского месторождения моделируются плоскими однородными флюидопроводниками, Б — Родниковое месторождение представлено плоским флюидопроводником с расширением (диффузор) в зоне рудообразования, В — Мутновское месторождение моделируется конической флюидопроводящей зоной. Точками обозначен флюидоупор Асачинского месторождения. «Горизонты» разреза вулканической постройки с разными пористостями (m) и проницаемостями (K_p) пород: 1—10 — коэффициенты теплопередачи на поверхности разгрузки потока флюидов (α_1) и на боковых границах флюидопроводника (α_2).

Таким образом, далее рассматриваются потоки тепла и массы в гидротермальной приповерхностной системе (см. рис. 3), которые направлены от магматического источника флюида в вертикальную зону повышенной проницаемости протяженностью L с постоянной или меняющейся шириной. При разгрузке гидротермальной системы учитывается две структурные ситуации разгрузки флюида: а) есть верхний флюидоупор, когда в кальдере система разгружается под дном озера через донные осадки с низкой пористостью и проницаемостью, б) нет верхнего флюидоупора, т. е. происходит истечение гидротерм через открытые трещинки на поверхности вулканической постройки. Для 2D модели необходимо учитывать теплопотери в боковые породы, которые характеризуются коэффициентом теплоотдачи α_2 [Шарапов и др., 2008]. Изменение проницаемости и эффективной пористости пород во флюидопроводнике может учитываться или в форме степенной зависимости [Шарапов и др., 2004], или в виде ступенчато меняющихся характеристик по «слоям» в разрезе вулканической постройки (см. рис. 3). В наших описанных ниже численных экспериментах учитывался второй случай. На поверхности вулканической постройки в зоне разгрузки гидротерм значения коэффициента теплоотдачи α_1 вводились согласно оценкам, приведенным в [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов, 1992]. В процессе фильтрации по мере снижения температуры и давления гидротермальный раствор может претерпевать превращения: закритический флюид — пар — жидкость.

Предложенная ранее в работе [Шарапов и др., 2008, 2009] математическая постановка задачи возникновения и вырождения фазовых областей в потоке гидротермального магматического флюида для случая 2D имеет следующие упрощения. Нами использовалась система координат с осью z , направленной вертикально вниз, и осью y , перпендикулярной плоскости симметрии. Начало оси z соответствует верхнему контакту флюидопроводника (находится на дневной поверхности). Поперечный размер $2y_0$ проницаемой области достаточно мал, так что его внутренним термическим сопротивлением можно пренебречь по сравнению с внешним ($y_0/\psi \ll 1/\alpha_2$, где ψ — эффективная теплопроводность проницаемых пород) и рассматривать задачу переноса тепла в «квазидвумерном» приближении. Суть этого упрощения состоит в том, что в локальном поперечном сечении проницаемой зоны возникающая неоднородность температур на каждом временном шаге усредняется и температурный фронт в нем рассматривается как плоский со значениями $T = T_{cp}$. Введение такого упрощения связано с толкованием фронтов кипения водного флюида и конденсации пара как резких границ и существованием между ними области сухого пара [Веригин, Голубев, 1975]. Поэтому при изменении геометрии проницаемой зоны при ее расширении или сужении главным фактором изменения температуры в локальном сечении потока становится изменение скорости течения водного флюида. Также примем некоторые другие допущения, не нарушающие сущности рассматриваемого процесса: 1) локальные температуры флюидопотока и



пористой породы практически равны [Чекалюк, 1965]; 2) область фильтрации считается кусочно-однородной по проницаемости, 3) исключая явления перегрева (переохлаждения), принимаем, что ширина зоны возможного развития конвекции флюида в рассматриваемой пористой среде мала по сравнению с размером области фильтрации [Чекалюк, 1965]. В пределах однородных участков все свойства среды принимаются постоянными.

Для задачи фильтрации гидротермального раствора осредненное уравнение переноса тепла в пористой среде имеет вид

$$\varphi_j \frac{\partial T}{\partial t} + m \rho_j c_j v_j \frac{\partial T}{\partial z} = \psi_j \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\alpha_2}{y_0} (T - T_{\text{sur}}), \quad (1)$$

где T — температура, t — время, индексом $j = 1, 2, 3$ обозначены физические величины, относящиеся к флюидной (закритической), жидкой и паровой фазам соответственно, ρ_j, c_j, λ_j — плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность гидротермального раствора соответственно, равные их средним значениям в рассматриваемом интервале изменения температуры; v_j — скорость движения j -й фазы флюидного раствора; $\varphi_j = m \rho_j c_j + (1 - m) \rho_r c_r$; $\psi_j = m \lambda_j + (1 - m) \lambda_r$; m — пористость пород флюидопроводника; ρ_r, c_r, λ_r — плотность, удельная теплоемкость и теплопроводность пород флюидопроводника соответственно; $T_{\text{sur}} = T_{\text{sur}0} + G_{\text{sur}} z$ — температура вмещающих пород, окружающих флюидопроводник; $T_{\text{sur}0}$ — температура вмещающих пород на дневной поверхности; G_{sur} — градиент температуры во вмещающих породах.

Для описания движения гидротермального раствора в пористой среде используем эмпирический закон Дарси в форме

$$v_j = -\frac{K_p}{\mu_j m} \left(\frac{\partial P}{\partial z} - \rho_j g \right), \quad (2)$$

где P — давление в гидротермальном растворе, K_p — коэффициент проницаемости пород флюидопроводника, μ_j — среднее в рассматриваемом интервале изменения температуры значение коэффициента динамической вязкости j -й фазы гидротермального раствора, g — ускорение свободного падения.

В настоящей работе рассматриваются «источники», находящиеся на малых глубинах (< 4 км), литостатическое давление в этом случае не превышает 10^8 Па, что позволяет считать весь гидротермальный раствор несжимаемой жидкостью. При этом в каждой из областей — закритического флюида, жидкости или пара — выбираются осредненные значения плотности. Из уравнения неразрывности для движения флюидного раствора в пористой среде

$$\text{div}(\rho_j m v_j) = 0 \quad (3)$$

и закона Дарси (2) следует уравнение фильтрации в виде

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\rho_j \frac{K_p}{\mu_j} \left(\frac{\partial P}{\partial z} - \rho_j g \right) \right) = 0. \quad (4)$$

Уравнение теплопроводности, уравнение фильтрации и закон Дарси образуют систему дифференциальных уравнений в частных производных, численное решение которой при заданных начальных и граничных условиях позволяет рассчитать поля скоростей, температур, давлений в гидротермальном растворе.

Начальные и граничные условия. В соответствии с начальными условиями для модели распределение температур отвечает геотермальному градиенту:

$$T|_{r=0} = T_0 + G_T z, \quad (5)$$

где T_0 — исходная температура пород флюидопроводника на верхней границе системы; G_T — градиент температуры.

На верхней границе системы теплообмен с окружающей средой описывается законом Ньютона:

$$\psi_j \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=0} = \alpha_1 (T|_{z=0} - T_a), \quad (6)$$

где α_1 — коэффициент теплоотдачи, T_a — температура внешней среды.

На боковом контакте флюидопроводника с непроницаемыми вмещающими породами граничное условие аналогично:

$$-\Psi_j \left. \frac{\partial T}{\partial y} \right|_{y=y_0} = \alpha_2 \left(T|_{y=y_0} - T_{\text{sur}} \right). \quad (7)$$

Температура в источнике имеет фиксированное значение

$$T|_{z=L} = T_L, \quad (8)$$

где T_L — температура на нижнем контакте исследуемой области.

На границе Z_{cr} перехода закритического флюида в докритическое состояние (пар или жидкость) выполняются условия:

$$T|_{z_{cr}-0} = T|_{z_{cr}+0} = T_{cr}, \quad (9)$$

$$\Psi_1 \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{cr}+0} = \Psi_j \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{cr}-0}, \quad (10)$$

здесь $j = 2$ в случае превращения закритического флюида в жидкость, $j = 3$ при превращении флюида в пар, T_{cr} — температура в критической точке [Вукалович, 1958].

На фазовой границе жидкость—пар справедливо условие Стефана (см. также (9)), учитывающее теплоту фазового перехода:

$$m\rho_3 c_3 v_3 T|_{z_{f2}} - \Psi_3 \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{f2}} - m\rho_2 c_2 v_2 T|_{z_{f2}} + \Psi_2 \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{f2}} = m\rho_3 Q \frac{dz_{f2}}{dt}, \quad (11)$$

$$T|_{z_{f2}-0} = T|_{z_{f2}+0}. \quad (12)$$

В случае границы пар—жидкость:

$$m\rho_2 c_2 v_2 T|_{z_{f3}} - \Psi_2 \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{f3}} - m\rho_3 c_3 v_3 T|_{z_{f3}} + \Psi_3 \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{z_{f3}} = m\rho_3 Q \frac{dz_{f3}}{dt}, \quad (13)$$

$$T|_{z_{f3}-0} = T|_{z_{f3}+0}. \quad (14)$$

Здесь Q — теплота фазового перехода жидкость—пар; Z_{f2} — координата границы жидкость—пар; Z_{f2} — координата границы пар—жидкость, $T|_{z_{f2}} = T|_{z_{f3}} = T(P)$ — уравнение состояния при фазовом переходе жидкость—пар (пар—жидкость) [Вукалович, 1958].

Давление на верхнем контакте:

$$P|_{z=0} = P_a, \quad (15)$$

где P_a — давление окружающей среды; а в «источнике» — литостатическому, что соответствует условию вскипания флюида [Шарапов, Черепанов, 1986]:

$$P|_{z=L} = P_L, \quad (16)$$

где P_L — литостатическое давление на данной глубине.

Начальное распределение давления в гидротермальном растворе задается в виде линейной функции координаты z :

$$P|_{r=0} = P_a + G_p z, \quad (17)$$

где G_p — градиент давления.

Методика решения задачи. Для решения сформулированной задачи использован численный алгоритм на основе конечно-разностной неявной схемы, который реализуется методом прогонки и простой итерацией. На каждом временном шаге по значениям температуры и давления определяется положение зон закритического флюида, жидкости и пара в проницаемом флюидопроводнике. В полученных областях рассчитываются эффективные значения теплофизических параметров. На каждой новой итерации отыскивается решение уравнения теплопроводности с использованием схемы сквозного счета [Самарский, 1983], уточняются границы расчетных областей и величины теплофизических параметров. Итерации заканчиваются по достижению условия сходимости для температуры во всех точках расчетных областей. После этого определяется давление во флюиде и его расход. Затем на новом временном шаге

весь процесс повторяется. В локальных сечениях потока распределение температуры на каждом временном шаге приводится к среднему. Поэтому фазовые границы представляются в нем плоскими фронтами. Для расчетов их положения в поле T - P используются таблицы [Вукалович, 1958]. Полученная замкнутая система уравнений (1)—(17) в первом приближении может описывать динамику теплопереноса в приповерхностных разгружающихся на поверхности Земли гидротермальных системах. Вулканогенные гидротермальные системы Южной Камчатки могут быть сопряжены с любым магматическим очагом бимодальных вулканических комплексов [Магматизм..., 1979; Петренко, 1999; Леонов, Гриб, 2004]. Это означает, что температуры магматического флюида на границе солидуса могут иметь значения от ~ 1000 до 850 °C [Шарапов и др., 2000].

Нами проведено численное моделирование эволюции термальных систем в приближении «плоский интрузив мощностью 2 км — флюидопроводники, пересекающие вулканогенную слоистую толщу». Кровля магматического тела располагается в интервале глубин $L = 2$ —4 км. Приведенная (см. рис. 3)

Физические параметры сред, использованные в расчетах

Параметр	Ед. изм.	Обозначение	Численное значение
Вязкость	Па·с		
магматический флюид		μ_1	$4.5 \cdot 10^{-5}$
водный раствор		μ_2	$1.8 \cdot 10^{-5}$
пар		μ_3	$1.5 \cdot 10^{-5}$
флюид в критической точке		$\mu_{кр}$	$6 \cdot 10^{-5}$
Плотность	кг/м ³		
магматический флюид		ρ_1	120
водный раствор		ρ_2	965
пар		ρ_3	0.6
флюид в критической точке		$\rho_{кр}$	318
Теплоемкость	Дж/кг·К		
магматический флюид		c_1	3200
водный раствор		c_2	4310
пар		c_3	2000
флюид в критической точке		$c_{кр}$	1800
Теплопроводность	Вт/м·К		
магматический флюид		λ_1	0.17
водный раствор		λ_2	0.68
пар		λ_3	0.03
флюид в критической точке		$\lambda_{кр}$	0.415
Теплота парообразования	Q	Дж/кг	$2.256 \cdot 10^6$
Коэффициент сжимаемости жидкости	м ² /Н	β_2	$8.07 \cdot 10^{-5}$
Плотность пород	кг/м ³	ρ_r	2700
Теплоемкость пород	Дж/кг·К	c_r	1000
Теплопроводность пород	Вт/м·К	λ_r	2.4
Коэффициент теплоотдачи раствора на поверхности вулканической постройки	Вт/м ² ·К	α_1	5—50
Коэффициент теплоотдачи раствора на боковой поверхности флюидопроводника	Вт/м ² ·К	α_2	0.001—0.05
Протяженность флюидопроводника	км	L	2—4
Ширина флюидопроводника	м	L_2	10
Эффективная пористость по длине флюидопроводника	%	m	0.01—0.1
Изменение проницаемости по длине флюидопроводника	м ²	K_p	10^{-16} — 10^{-11}
Проницаемость у поверхности при наличии флюидоупора	м ²	K_p^+	10^{-16}
Проницаемость у поверхности при отсутствии флюидоупора	м ²	K_p^-	10^{-11}

Примечания. Изменение пористости и проницаемости среды во флюидопроводнике задавалось ступенчато (слоистое строение разреза), в интервале глубин 500—50 м от поверхности вулканической постройки вводились 4—5 градаций изменения этих параметров в сторону увеличения с уменьшением глубины; толщина флюидоупора полагалась 50 м. У границы ретроградного кипения K_p варьировалось в интервале 10^{-14} — 10^{-16} м².

схема относится к случаю $L = 2$ км. Случаи отсутствия флюидоупора рассматривались аналогично, только на месте флюидоупорного горизонта ($K_p = 10^{-16}$ м²) располагалась зона с максимальной эффективной пористостью ($m = 0.1$ %) и проницаемостью среды ($K_p = 10^{-11}$ м²). Выбор петрофизических характеристик пород для описанных месторождений достаточно сложен. Отметим, что для рассматриваемого региона мы смогли обнаружить только одну публикацию [Фролова, Ладыгин, 2008], в которой содержится информация о колебаниях эффективной пористости исходных и гидротермально измененных пород. Опубликованных данных о петрофизике зон разгрузки, например, трещинных месторождений, эксплуатируемых Мутновской Геотэс, нам не известно [Геотермальные..., 2005]. Поэтому вычислительные эксперименты строились на комплексной информации о пространственном распределении осредненных петрофизических параметров для аналогичной вулканогенной термальной системы из [Stimal et al., 2004]. Гидротермальные изменения вулканогенных пород за пределами рудных полей в массивах, где было воздействие геотермальных вод, сходны с таковыми для пропилитовой фации [Слепцов, 1994]. Физические характеристики сред приведены в таблице, параметры магматического флюида аппроксимированы таковыми для воды [Пар..., 1950; Вукалович, 1958]. Выбор этой диаграммы объясняется как использованной математической моделью описания движения фазовых границ, так и обеспеченностью расчетов физическими параметрами сред в описываемых фазовых состояниях флюида. Очевидно, что было бы предпочтительнее использовать аппроксимацию декомпрессионного кипения водно-солевого магматогенного флюида с помощью диаграммы H₂O—NaCl [Bischoff, Pitzer, 1989; Driesner, 2007]. Однако в таком случае корректное описание системы потребует приближения в решении задачи для двухскоростной неизотермической гидродинамики гетерофазных систем [Шарапов и др., 2000]. К сожалению, пока такие модели не реализованы. Вторая сторона проблемы состоит в том, что задание, например, значений вязкостей флюида для закритических температур и в области декомпрессионного кипения было бы затруднительной проблемой. Обширный экспериментальный материал исследования водяного пара в закритической области [Пар..., 1950], как и наличие полного набора физических параметров для более низкотемпературных условий охлаждения водного флюида, наряду с невозможностью применения более адекватной двухскоростной модели, определяет использование многофронтальной задачи Стефана в формулировке [Шарапов и др., 2008], которая изложена выше. Наиболее сложной при решении рассматриваемых задач является проблема оценки величины теплопотерь в потоке флюида в проводнике в боковые породы. Поскольку такие данные затруднительно получить из практики эксплуатации месторождений горячих вод, нами эта величина вводится как некоторый фиктивный параметр, построенный на опытных данных, полученных в технологиче-ских литьях под давлением [Белопухов и др., 1962], где показано, что существует связь теплопотерь между поперечными размерами проводника и расходом жидкости: $\alpha_2 \sim \lambda_{\text{sur}} / (2\sqrt{aL}/v)$, здесь a — эффективная температуропроводность пород флюидопроводника, v — средняя скорость течения гидротермального раствора, λ_{sur} — теплопроводность вмещающих флюидопроводник пород. В численных экспериментах влияние этого фиктивного параметра учитывается широким варьированием его значения. Данный прием позволяет очертить возможные реализации в соотношениях фазовых границ по потоку флюида. В численных экспериментах алгоритм, описанный в [Шарапов и др., 2008], был модифицирован для меняющегося (≤ 10 раз) по разрезу вулканической постройки ширины флюидопроводника. Полученное приближение позволяет описывать изменение средней температуры в локальных сечениях потока флюида во флюидопроводнике разной геометрии, появление, исчезновение и перемещение фазовых границ (конденсация газа в жидкость, декомпрессионное кипение водного раствора, конденсации пара), определяемое изменением скорости фильтрации при изменении ширины сечения проницаемой зоны.

ДИНАМИКА ТЕМПЕРАТУРЫ В ПОТОКЕ МАГМАТОГЕННОГО ФЛЮИДА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ ГЕОМЕТРИИ ФЛЮИДОПРОВОДНИКА

Как показано в [Шарапов и др., 2008] охлаждение флюида при фильтрации в плоских трещиноватых зонах существенно зависит от локальных величин поперечных сечений проводника. На месторождениях Южно-Камчатского рудного района фиксируются как случаи размещения руд в плоских устойчивых в поперечном сечении жильных выполнениях, так и в расширениях плоских трещинных зон до практически конической формы. Отметим, что под кальдерами зоны флюидопроницаемости вне локальных трещинных структур имеют приближенно воронковидную форму. При этом им присуща концентрическая минералогическая зональность с признаками ретроградного кипения рудообразующих флюидов в отдельных секущих разломах. Отмечено, что появление конических расширений в трещинных зонах на их верхней выклинке (месторождения Родниковое) сопровождается изменением характеристик рудной и околорудной минерализации [Петренко, 1999].

Поэтому характер влияния геометрии флюидопроводящих зон на фазовое состояние гидротермального раствора рассматривался нами как необходимый объект численного моделирования (см. рис. 3).

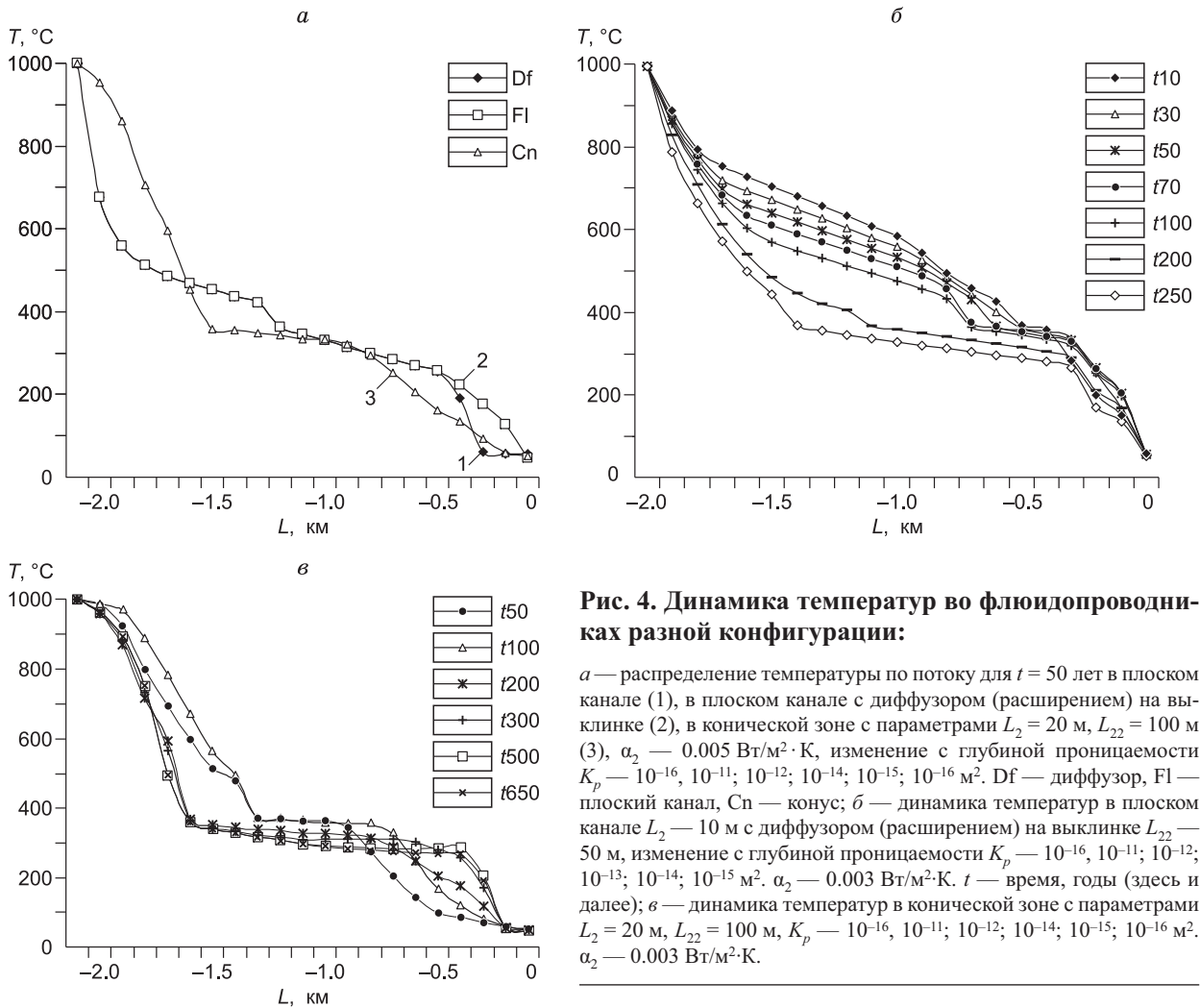


Рис. 4. Динамика температур во флюидопроводниках разной конфигурации:

a — распределение температуры по потоку для $t = 50$ лет в плоском канале (1), в плоском канале с диффузором (расширением) на выклинке (2), в конической зоне с параметрами $L_2 = 20$ м, $L_{22} = 100$ м (3), $\alpha_2 = 0.005$ Вт/м²·К, изменение с глубиной проницаемости $K_p = 10^{-16}, 10^{-11}, 10^{-12}, 10^{-14}, 10^{-15}, 10^{-16}$ м². Df — диффузор, Fl — плоский канал, Cn — конус; *б* — динамика температур в плоском канале $L_2 = 10$ м с диффузором (расширением) на выклинке $L_{22} = 50$ м, изменение с глубиной проницаемости $K_p = 10^{-16}, 10^{-11}, 10^{-12}, 10^{-13}, 10^{-14}, 10^{-15}$ м². $\alpha_2 = 0.003$ Вт/м²·К. t — время, годы (здесь и далее); *в* — динамика температур в конической зоне с параметрами $L_2 = 20$ м, $L_{22} = 100$ м, $K_p = 10^{-16}, 10^{-11}, 10^{-12}, 10^{-14}, 10^{-15}, 10^{-16}$ м². $\alpha_2 = 0.003$ Вт/м²·К.

Рассмотрим этот вопрос для нестационарной ступени температурной эволюции в рамках приближения одностадийной гидротермальной системы для флюидопроводников, размер которых сопоставим с размерами взрывных воронок в зонах разгрузки термальных систем современных вулканов мутновско-гореловской группы, где диаметр таких взрывных воронок в среднем не превышает 100 м. Отметим, что такие воронки могут содержать или не содержать озера. Вычисления выполнены с использованием физических характеристик сред, приведенных в табл. 1. Иллюстративные результаты численных экспериментов для флюидной системы, связанной с кристаллизацией базитового интрузива ($T_{Sol} = 1000$ °C) приведены на рис. 4—6.

Как следует из сравнения распределений средних температур по потоку фильтрующихся магматогенных флюидов в каналах разной геометрии, их характеристики в разрезе вулканогенных гидротермальных систем ко времени становления квазистационарного распределения температур в области формирования оруденения различаются существенно (см. рис. 4, 5). Можно ожидать, что в конических флюидопроводниках рассмотренного размера в нестационарную стадию формирования ортомагматической вулканогенной системы характерно развитие трех основных температурно-фазовых зон: 1) существования надкритического флюида, 2) низкоградиентной гидротермальной, 3) высокоградиентной приповерхностной. Появление узких (0.5—10 м) зон декомпрессионного вскипания при малых теплопотерях во вмещающие породы ($\alpha_2 \sim 0.001—0.002$ Вт/(м²·К)) фиксируется при становлении описанной трехзонной структуры термальной системы в потоке гидротерм на отрезке времени порядка 150—200 лет. При более низких значениях α_2 проявления областей декомпрессионного кипения получено в границах флюидоупорного горизонта. При наличии начального прогрева пород в случае малых теплопотерь в боковые породы в конических зонах без флюидоупора возможно появления надкритических флюидов в области их разгрузки.

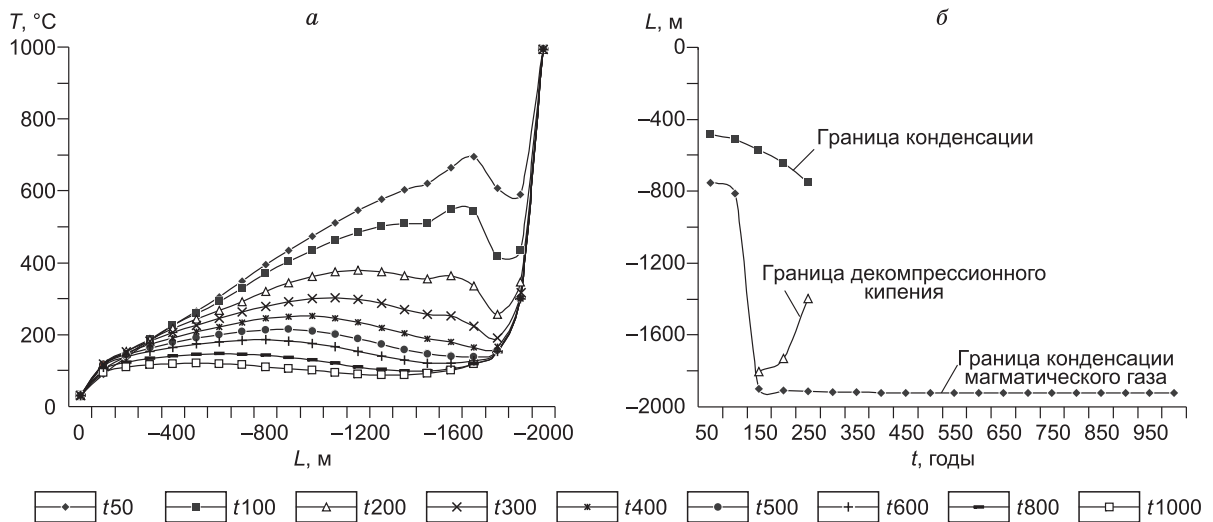


Рис. 5. *a* — динамика температурного поля в конической зоне с параметрами $L_2 = 10$ м, $L_{22} = 100$ м, с начальным линейным распределением температуры от 1000°C (граница интрузива) до 30°C на поверхности разгрузки, изменение с глубиной проницаемости $K_p = 10^{-11}, 10^{-12}; 10^{-13}; 10^{-14}; 10^{-15}; 10^{-16}$ м², $\alpha_2 = 0.01$ Вт/м²·К; $t = 50$ —1000 лет; *б* — динамика фазовых границ в системе (см. *a*).

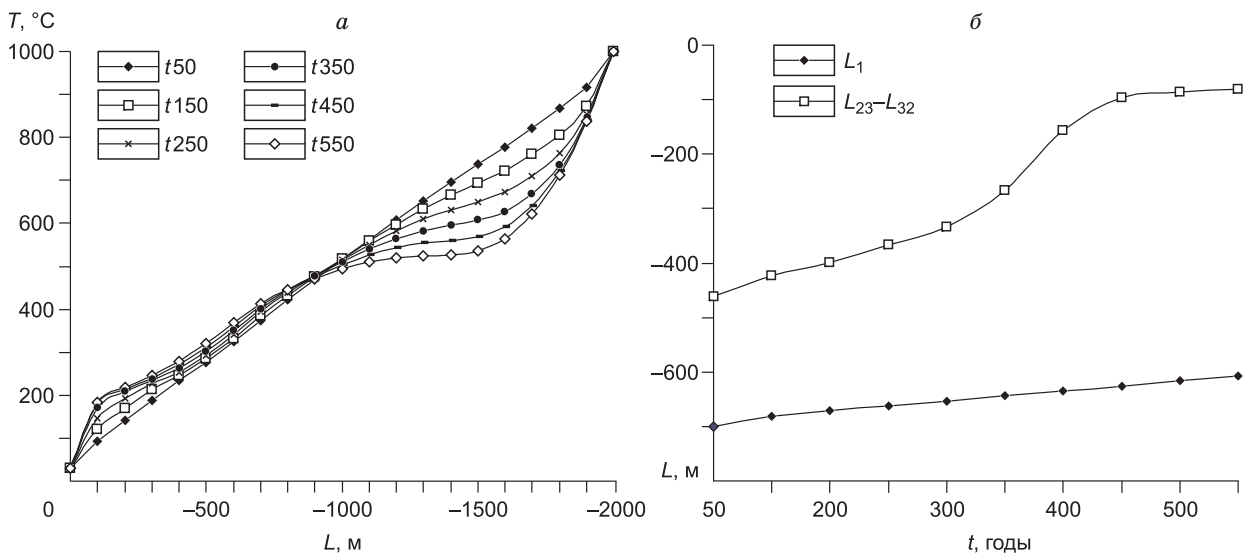


Рис. 6. *a* — динамика температур в конической зоне флюидопроводности с параметрами $L_2 = 100$ м, $L_{22} = 500$ м, изменение с глубиной проницаемости $K_p = 10^{-12}, 10^{-13}; 10^{-14}; 10^{-15}; 10^{-16}; 10^{-17}$ м². $\alpha_2 = 0.01$ Вт/м² К; *б* — динамика фазовых границ в системе (см. *a*).

Наличие диффузорного расширения в плоском проводнике сопряжено со снижением температуры флюида в указанной области системы (рис. 6). Кривые распределения температуры при достижении квазистационарного состояния в конических и плоских проводниках с диффузором в области разгрузки гидротерм при относительно высоких значениях величин α_2 подобны, при этом протяженности глубин мало- и высокоградиентных областей в разрезе систем в нестационарную ступень температурной эволюции различаются примерно в полтора раза (см. рис. 4—6). На месторождении Родниковое выявлены сложные последовательности изменения температуры в локальных сечениях жилы № 44 в отдельных стадиях — как возрастания, так и убывания [Takachashi et al., 2001, 2002]. В поисках причин такой динамики для относительно узких конических зон была исследована динамика температур в потоке флюида, фильтрующегося по проводнику с начально высоким линейным распределением температуры при низких и при высоких величинах α_2 в «наложенном» конвективном потоке. При малых α_2 фиксируется

обычная тепловая волна (см. выше), но при высоких значениях α_2 динамика температур существенно отличается от динамики стандартной тепловой волны в фильтрующихся потоках (см. рис. 5). Возможно, что сложные изменения температуры в локальных сечениях указанной жилы связаны с изменениями условий теплообмена потока с вмещающими породами. Эти тенденции сохраняются и в более широких конических зонах с параметрами $2y_0 = 100\text{—}500$ м, $\alpha_2 = 0.01\text{—}0.001$ Вт/(м²·К) от 30 °С на поверхности вулкана до температуры 1000 °С на границе ретроградного кипения (см. рис. 6).

ДИНАМИКА ФАЗОВЫХ ГРАНИЦ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ПЛОСКИХ ФЛЮИДОПРОВОДЯЩИХ ЗОНАХ С ФЛЮИДОУПОРОМ В ЗОНЕ РАЗГРУЗКИ ГИДРОТЕРМ

Рассмотрим динамику этих процессов для плоских флюидопроводящих зон с верхним флюидоупором, ширина которых характерна для месторождений Южно-Камчатского рудного района [Петренко, 1999]. Особенность этого структурного вида флюидопроводников связана с тем, что наличие флюидоупора не только стабилизирует развитие широких зон пародоминирования, а при определенном сочетании этих факторов и теплопотерь в боковые породы; по-видимому, реализуется «странный аттрактор» [Пригожин, 1985], вызывающий периодическое колебание нижней фазовой границы декомпрессионного кипения водного раствора [Шарапов, 2010]. Поэтому возникла необходимость рассмотрения динамики охлаждения потока магматического флюида с точки зрения получения оценок «сверху» от случаев с низкой флюидопроводимостью структурно-динамических зон в глубинных частях систем к последовательно возрастающим значениям проницаемости. Для численного моделирования была выбрана «слоистая» структура разреза с кусочно-постоянными петрофизическими характеристиками флюидопроводников. Будем иметь в виду, что в реальных многостадийных рудообразующих магматогенных палеосистемах с разномасштабной цикличностью минералообразования любая из последовательных стадий имеет нестационарную ступень изменения температурного поля, меняющегося в направлении квазистационарного состояния [Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Аверкин, 1990]. При этом во всех таких стадиях локальный состав минеральных ассоциаций определяется динамикой фазовых границ в потоках гидротермальных флюидов [Henley, 1985; Heinrich et al., 2004; и др.]. Проводимые численные эксперименты, выполняемые для оценки условий формирования указанных выше вулканогенных месторождений, представляют и некоторый общий интерес для порфировой формации в целом, подобие начальных и граничных условий в месторождениях рассматриваемой формации позволяет транспонировать качественные оценки для частных случаев на весь спектр подобных реализаций. Поэтому отметим, что предлагаемая модель относится к описанию тепломассопереноса в зонах трещиноватости, но не к случаю крупных отдельных открытых полостей. Для последних следует решать другую задачу динамики [Голубев, Шарапов, 1974; Шарапов, Аверкин, 1990]. Изложенная в [Шарапов, Аверкин, 1990] пока единственная численная реализация такой задачи А.А. Игнатова с соавторами не содержит условия декомпрессионного вскипания гидротермального раствора. Поэтому задача динамики ритмического внутривременного рудообразования в крупных кварц-адуляровых жилах выполнения эпитермальных Au-Ag месторождений остается открытой проблемой.

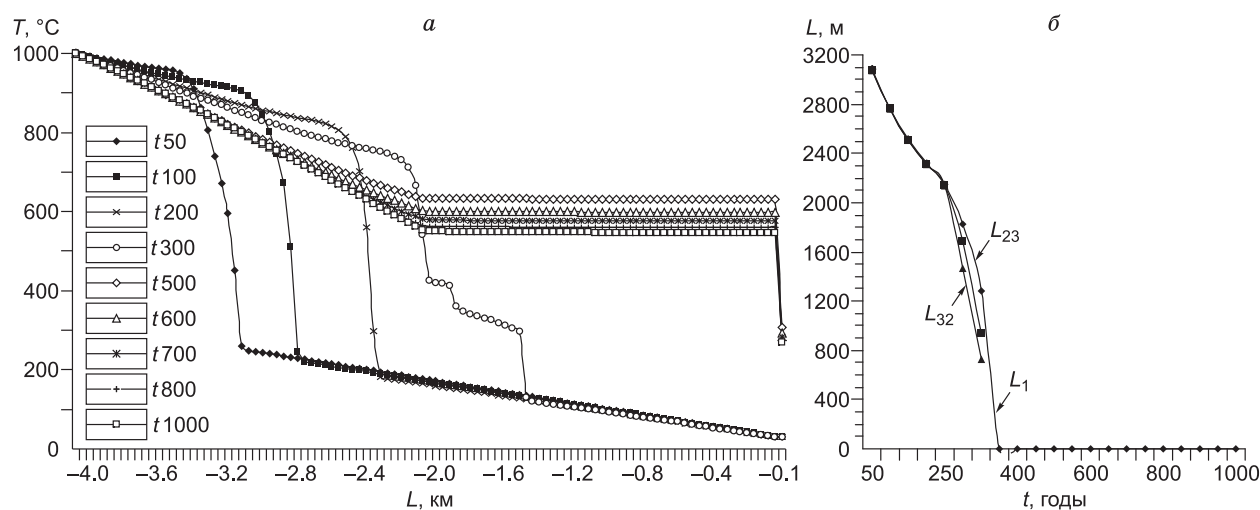


Рис. 7. Динамика температур (а) и фазовых границ (б) для системы с шириной флюидопроводника — 10 м, в интервале времени фильтрации t — 50—1000 лет, L — 4 км, $K_p - L_{4км} = 10^{-15}$.

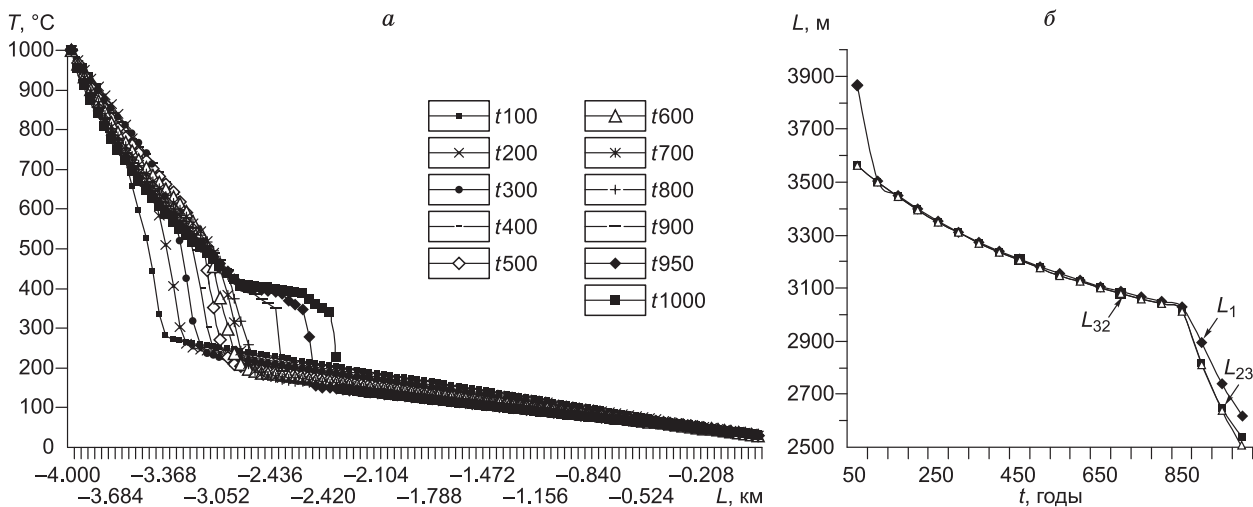
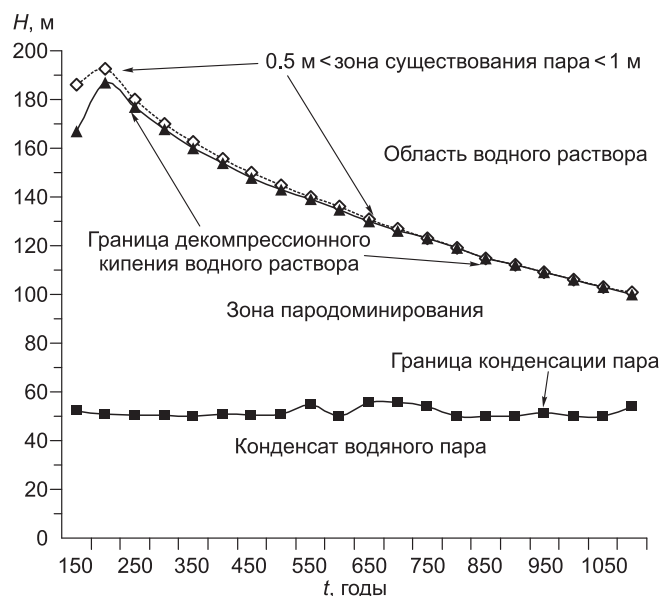


Рис. 8. Динамика температур (а) и фазовых границ (б) для системы с шириной флюидопроводника 10 м, в интервале времени фильтрации t — 50—1000 лет, L — 4 км, $K_p - L_{4км} = 10^{-16}$.

В данной работе мы обратили внимание на моделирование динамики фазовых границ в надынтрузивной области в плоских зонах флюидопроводимости, ширина которых не более 20 м. На рис. 7, 8 показаны соотношения температур при достижении зоной трещиноватости границы ретроградного кипения (см. рис. 7) и наличии между высокопроницаемой надынтрузивной зоной разлома низкопроводящей области в непроницаемых роговиках и эндоконтактовых интрузивных породах (см. рис. 8). Несложно видеть, что при одних и тех же значениях теплопотерь в боковые породы реализуются разные виды ОМФС. В первом случае ситуация сходна с выходами надкритических фумарол в кратере вулкана Мутновский [Таран и др., 1991; Зеленский, 2003], тогда как вторая напоминает современную трещинную геотермальную систему, питающую Мутновскую Геотэс [Геотермальные..., 2005].

Роль флюидоупоров у поверхности разгрузки вулканогенных гидротермальных систем в появлении зон пародоминирования [White et al., 1971] иллюстрируется рис. 9, из которого следует, что эта схема неизбежно реализуется в определенном интервале значений α_2 (см. рис. 7—12). При отсутствии флюидоупора проявляется другое весьма важное для процессов рудообразования свойство водных растворов — образование узких, почти обрывных зон подвижных, квазистационарных или периодически возникающих геохимических барьеров [Голубев, 1981]. Соотношение квазистационарной температуры по разрезу флюидопроводника при наличии флюидоупора у поверхности вулканической постройки (см. Асачинское месторождение) для вариации теплопотерь в боковые породы ($\alpha_2 = 0.001$ — 0.01 Вт/(м²·К)) приведено на рис. 13.

Рис. 9. Соотношение фазовых границ для систем $L = 2$ км при наличии флюидоупора мощностью 50 м ($K_p = 10^{-16}$) — сплошные линии и при отсутствии флюидоупора — штриховая линия, отвечающая геторофазной области шириной менее 1 м.



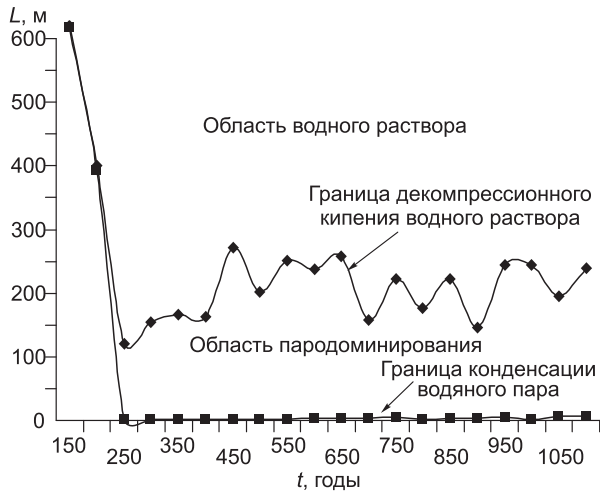


Рис. 10. Интервал квазипериодического колебания границы декомпрессионного кипения в системе с шириной флюидопроводника 10 м, мощность флюидоупора 50 м, $\alpha_2 = 0.0035$, $L = 2$ км.

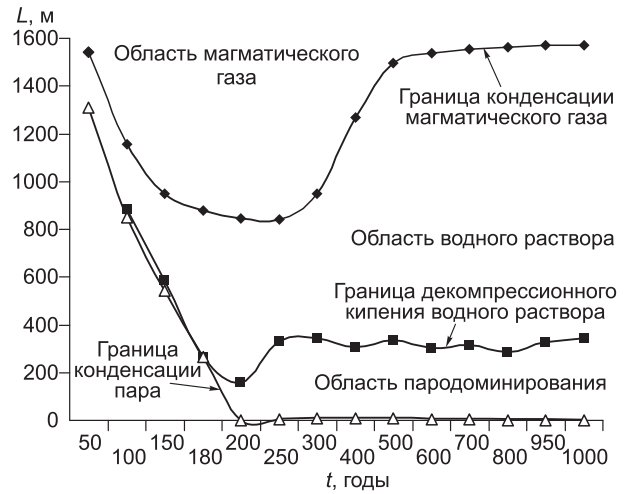


Рис. 11. Динамика фазовых границ в системе с шириной флюидопроводника 10 м, мощность флюидоупора 50 м, $\alpha_2 = 0.0025$, $L = 2$ км.

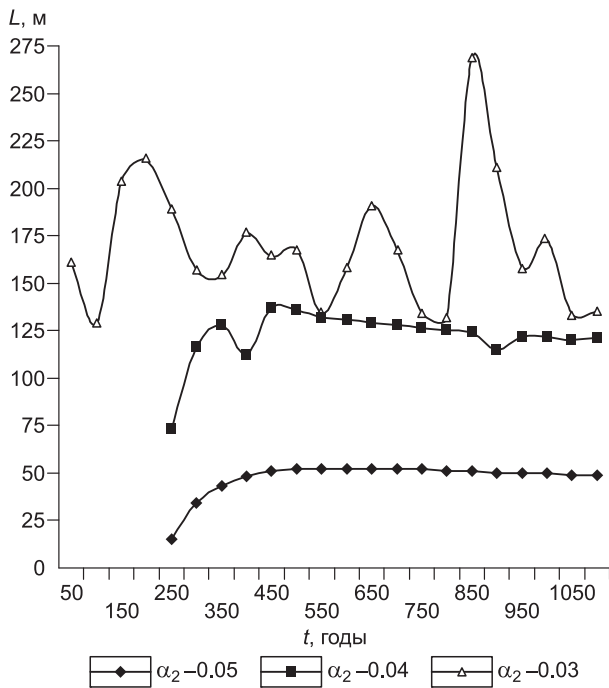


Рис. 12. Динамика области фазового барьера шириной менее 1 м $L_{32}—L_{23}$ ($0.5 \text{ м} < \text{зона существования пара} < 1 \text{ м}$) в системе, где нет постоянного флюидоупора у поверхности вулканической постройки (см. месторождение Мутновское), $L = 3$ км, ширина флюидопроводника = 10 м, $T_0 = 1000 \text{ }^\circ\text{C}$, изменение с глубиной проницаемости K_p 10^{-11} ; 10^{-12} ; 10^{-13} ; 10^{-14} ; 10^{-15} м^2 .

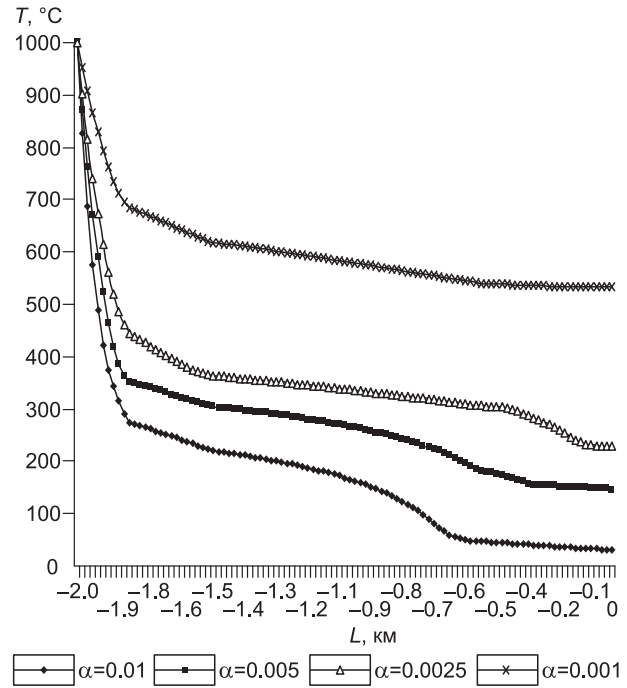


Рис. 13. Изменение $T_0 — 1000 \text{ }^\circ\text{C}$ при фильтрации магматического флюида по флюидопроводнику шириной 10 м, от поверхности вулканической постройки $L = 0$ до границы ретроградного кипения магмы $L = 2$ км K_p по разрезу флюидопроводника 10^{-16} , 10^{-10} , 10^{-12} , 10^{-14} , 10^{-15} , 10^{-16} м^2 ; $m = 0.01$; 0.1 ; 0.05 ; 0.03 ; 0.021 ; 0.01 для времени $t = 1000$ лет.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из результатов решения задачи динамики ретроградного кипения магмы в малоглубинных интрузивных камерах [Шарапов, Аверкин, 1990; Шарапов и др., 2000, 2004] следует, что с начальной температурой, близкой к температуре затвердевания магм, источники флюидов при некоторых начальных содержаниях воды (квазистационарные или с углублением уровня ретроградного кипения) могут «в пределе» генерировать гидротермальные системы с квазиadiaбатическими распределениями температур по вертикальному разрезу систем. При этом может быть только весьма узкий диапазон начальных содержаний воды в магме, при которых возможно периодическое затухание и возобновление ретроградного кипения [Шарапов, Аверкин, 1990]. Модели квазистационарного источника флюидов для 2D ее реализации [Шарапов и др., 2008] показали как весьма широкий спектр динамик фазовых границ в вулканогенных термальных системах, так и области их вырождения для условий разгрузки гидротерм через открытые трещины. Учет более сложных структурных условий разгрузки и меняющейся геометрии флюидопроводящих зон выявил ряд новых аспектов поведения фазовых границ и динамики средних температур в нестационарную ступень эволюции вулканогенных систем. Так, в вулканогенных рудообразующих системах Южной Камчатки можно ожидать реализации двух главных типов структурной разгрузки: 1) выход на поверхность эрозионных кальдер трещинных зон различной геометрии и размеров, 2) разгрузка термальных систем под кальдерными озерами с флюидоупорами из донных осадков (хотя и сами водные толщи в отношении увеличения давления во флюиде формально можно относить к флюидоупорам). Сопоставляя виды температурных профилей и характера развития областей декомпрессионного кипения в потоках флюидов, полученных из численного моделирования (см. рис. 4—13), с рассматриваемыми оценками физико-химических реализаций типов рудообразования и околорудных пород, по [Henley, 1985; Hedenquist et al., 1998; Heinrich et al., 2004; и др.], можно ожидать, что, согласно этим построениям, наличие первого граничного условия означает возможность формирования высокосульфидных месторождений. Разгрузка терм с флюидоупором может приводить к появлению эпитеpmальных золото-серебряных месторождений при реализации некоторых условий. В частности, в зависимости от величин теплопотерь потока во вмещающие породы (см. рис. 7—13) в вертикальном разрезе гидротермальной системы в плоских флюидопроводниках можно предвидеть: 1) в ОМФС с низкой проницаемостью пород над границей ретроградного кипения и при наличии относительно больших теплопотерь в боковые породы вообще могут не возникнуть приповерхностные области декомпрессионного вскипания; 2) в системах с некоторыми величинами боковых теплопотерь приповерхностные области декомпрессионного вскипания появляются лишь в начальные времена формирования тепловой волны, после чего область такого кипения сосредотачивается практически внутри толщи пород флюидоупора; 3) могут быть системы, в которых квазистационарная область декомпрессионного кипения устанавливается после начального периода неустойчивости или достижения некоторого теплового равновесия. Среди эволюционирующих систем третьего рода можно предвидеть несколько динамических реализаций «поведения» границы декомпрессионного кипения (см. рис. 6—9): квазистационарное положение границы, некоторое уменьшение со временем мощности гетерофазной области, периодическое колебание границы в некотором интервале глубин. Можно подозревать, что размах таких колебаний может быть настолько широк, что под флюидоупором будет периодически происходить практическое «схлопывание» области гетерогенизации.

Использование полученных результатов для интерпретации термодинамических условий формирования месторождений Южной Камчатки приводит к следующим предположениям. Высокосульфидный тип минерализации характерен для Мутновского месторождения, где признаки проявления декомпрессионного кипения описаны только для более поздней наложенной трещинной зоны [Петренко, 1999]. Для этого месторождения формирование общей зональности оруденения проходило в конической проницаемой зоне. По данным численного моделирования, в конических флюидопроводниках при постоянных величинах α_2 обнаружено проявление только мигрирующих и вырождающихся узких зон декомпрессионного кипения (см. рис. 4—6). Поэтому наблюдающиеся на этом объекте характеристики зональности и тип минерализации мы склонны объяснять этим фактором. Формирование эпитеpmального Au-Ag Асачинского месторождения можно относить к случаю реализации системы с наличием флюидоупора (см. рис. 11, $\alpha_2 = 0.004—0.005$ Вт/(м²·К)). Эти условия удовлетворительно совпадают с оценками по [Heinrich et al., 2004].

Использованное приближение более сложно применить для описания стадийности рудоотложения. Так, на месторождении Родниковое в отдельных стадиях рудообразования реализуются, по-видимому, два фактора гетерогенизации (вскипания) гидротермального раствора: 1) декомпрессионное отделение CO₂ на границе диффузора, где в открытых трещинах несколько падает давление [Гийон, 1964], 2) меняется температура (см. рис. 4). На Асачинском месторождении показано развитие нескольких стадий рудоотложения [Боровиков и др., 2009]. В рамках использованного нами гидродинамического приближения учесть такие локальные эффекты вариаций давления в отдельных трещинах нельзя. Поэтому

подчеркнем, что полученные реализации температурных профилей для рассмотренных видов геометрии и типов структурной разгрузки вулканогенных термальных систем позволяют объяснить наблюдающиеся характеристики минерализации только отдельных стадий рудоотложения.

В существующих физико-химических схемах [Reed, Srycher, 1985; Drummond, Ohmoto, 1985; Giggenbach, 1997; Williams-Jones, Heinrich, 2005; и др.] формирование вертикальной и горизонтальной зональности оруденения на Au-Ag месторождениях активных окраин связывают или с охлаждением, или с декомпрессионным кипением магматогенного флюида. Как следует из результатов численного моделирования [Шарапов и др., 2008; Шарапов, 2010] и показанных в данном сообщении результатов, эти элементы температурной или фазовой эволюции флюида, по-видимому, наиболее характерны для относительно маломощных зон флюидопроводности.

Такой анализ на основе цитированных схем может быть только предварительной гипотезой, поскольку неизотермическую равновесную физико-химическую динамику минералообразования в многокомпонентных гетерофазных системах рассматриваемого типа на основе развиваемой модели ОМФС более последовательно можно описать с использованием минимизации потенциала Гельмгольца [Бессонова, Чудненко, 2007]. Однако некоторые физико-химические особенности реализаций фазовой эволюции систем «эпитермального типа» качественно можно обсудить. Так, согласно модели [White et al., 1971], эпитермальные Ag-Au месторождения являются следствием существования в гидротермальной системе флюидоупора в верхней части вулканической постройки. В случае Курило-Камчатских вулканических поясов это случаи разгрузки гидротермальных систем в кальдерных впадинах под озерными отложениями тривиальны. Такая структурная ситуация — необходимое, но недостаточное условие формирования устойчивой зоны декомпрессионного кипения (см. рис. 6—11). При этом можно полагать, что в гидротермальных системах рассматриваемого типа могут быть и проявления «самозапирания» флюидопроводников при некоторых режимах отложения полимеризованной кремниевой жильной массы, аналогичные такого рода процессам на современных геотермальных системах [Потапов, 2003]. В таких случаях возможно формирование временного флюидоупора со всеми перечисленными выше фазовыми эффектами. Мы полагаем, что подобные явления могли протекать при формировании жил месторождения Родниковое с их чрезвычайно сложной циклической динамикой [Takachashi et al., 2002].

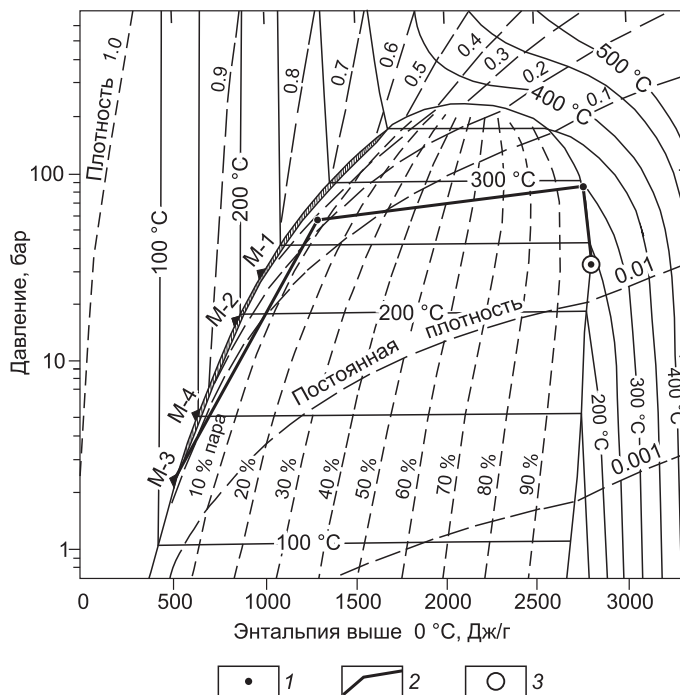
Обратим внимание еще на один весьма интересный и возможно существенный для динамики формирования рудоносных для высокосульфидных месторождений типа Мутновского — при отсутствии флюидоупоров в некотором интервале температур и давлений в потоках флюидов возникает фазовая область декомпрессионного кипения, размер которой менее 1 м (см. рис. 6). Качественная интерпретация этой ситуации может быть следующей. Такой подвижный или квазистационарный геохимический барьер под собой будет концентрировать все рудные компоненты водного раствора, для которых коэффициент распределения (K_D) при испарении $1 > K_D$, но обогащать паровую зону теми, чьи $K_D > 1$ [Nagaseki, Hayashi, 2008]. Чем раньше в потоке флюида возникает этот фазовый барьер, тем более концентрированный раствор накапливается по ним [Шарапов, Милова, 1979; Магматизм..., 1979] и тем быстрее при снижении температуры и давления по потоку начнется отложение рудных минералов из паровой фазы.

Для описанных высокосульфидных и эпитермальных месторождений присущи все виды текстур и структур, описанных на подобных объектах [Dong et al., 1995]. Для всех фазовых областей рудообразующих флюидов, в которых происходит формирование жил выполнения, характерно появление резко зональных кристаллов кварца в микродрюзах и ритмически построенных чередований минералов (галенит-сфалерит, кварц — кварц + адуляр — газопоры с набором рудных и нерудных минералов, ритмические сферолиты и т.п.). Размеры ритмически построенных полос в рудных жилах на описанных месторождениях колеблются от полумиллиметра до нескольких сантиметров. При этом на или у границ ритмических чередований такого рода полос отлагается основное количество рудных минералов и имеются пустоты разных размеров и форм (газовые полости) [Петренко, 1999; Corbett, 2002; Takachashi et al., 2002; и др.]. Следовательно, при рудообразовании как из гомогенных, так и гетерофазных флюидов реализовались условия ритмической кристаллизации [Самойлович, 1983; Wersta et al., 1999; и др.]. Математическое описание фазовых портретов некоторых из них получены [Шеплев, 1998; Kolischewsky et al., 2007; Черепанов и др., 2009]. Эти результаты можно использовать для качественного объяснения ритмического развития процессов рудообразования в эпитермальных месторождениях Южно-Камчатского рудного района, так и интерпретации количественных определений T и P условий отложения жильных минералов.

Для рудных тел эпитермальных месторождений предполагается исследование всего спектра типов включений [Bodnar et al., 1985], но основные инструментально получаемые физико-химические параметры рудообразования по техническим причинам оцениваются на основе главным образом изучения газовой-жидких включений в кварцах. Естественно возникает вопрос — какие оценки T - P и состава флюидов получаются для области декомпрессионного кипения по таким измерениям в отношении определения минимальных температур роста изучаемых кристаллов. Вернемся к анализу таких данных для Аса-

Рис. 14. Соотношения температур гомогенизации газовой-жидких включений в кварцах рудных жил Асачинского месторождения с кривой насыщения на энтальпийной диаграмме H_2O .

M-1 — M-4 максимумы $T_{гом}$ на гистограмме $n—T_{гом}$ [Боровиков и др., 2009]. 1 — температура и давление на виртуальной границе декомпрессионного кипения; 2 — кривая показывает изменения T и P по области пародоминирования до границы конденсации; 3 — возможное положение границы декомпрессионного кипения для максимумов его проявления.



чинского месторождения [Боровиков и др., 2009]. Если их T - P значения и содержания солей порядка 2—8 мас. % по эквиваленту NaCl соотносить с диаграммой $H_2O—NaCl$ [Bischoff, Pitzer, 1989], окажется, что отложение кварцев отвечает составу жидкого флюида у границы насыщения. Мы не будем детализировать такого рода интерпретации в духе построений [Dubessy et al., 2003], поскольку предполагаем это сделать по методике [Бессонова, Чудненко, 2007; Чудненко, 2010], но поясним их предварительную оценку на основании интерпретации численного эксперимента и использованной диаграммы состояния.

Сопоставим энтальпийную диаграмму для воды с ожидаемой ситуацией в области декомпрессионного кипения гидротермальной системы в координатах $T_{отл}$ — общее соотношение фаз в области пар—жидкость на основе закономерностей неизотермической кристаллизации в таких системах [Wersta et al., 1999; Kolischewsky et al., 2007]. На линию насыщения вынесены границы определения $T_{гом}$ включений в кристаллах жильного кварца Асачинского месторождения, по [Боровиков и др., 2009] (рис. 14). На кривой кипения показана теоретически возможная точка $T_{кип}$ для любого из этих максимумов, если принять условие, что диаграмма вода—пар может в первом приближении аппроксимировать диаграмму состояния низкосолевого рудообразующего флюида. На этой же диаграмме обозначена одна из ситуаций, полученная в численном эксперименте, когда реализовались условия виртуального декомпрессионного кипения под флюидоупором для «чисто» водного гидротермального флюида. Стрелкой обозначено изменение температуры по вертикальному разрезу гетерофазной области конденсации и точка T конденсации на кривой насыщения. Если рассмотреть развитие области пародоминирования в системе с устойчивой границей декомпрессионного кипения, то можно получить со временем траекторию «пробегания» точек конденсации по кривой насыщения от ~ 270 до 120 °C. В какой отрезок времени происходит отложение кварца неизвестно. Поскольку для изучаемой динамической системы не зафиксировано время отложения кварца, то получаемое значение $T_{гом}$ характеризует, при данном содержании солей, только температуру конденсации. При этом $T_{кип}$ может теоретически меняться от критической до таковой, которая на несколько градусов выше $T_{гом}$. Поэтому получаемая оценка температуры насыщения гетерофазного водного раствора не позволяет однозначно оценить $T_{кип}$. Рассматриваемая обратная (некорректная) задача для динамической неизотермической системы не имеет однозначного решения.

Если истолковать уже полученные закономерности изменения состава твердой фазы в единичном ритме отложения минеральных ассоциаций рудных кварц-адуляровых жил в рамках использованной нами диаграммы состояния в цитированных выше решениях задачи динамики ритмической кристаллизации, то качественное объяснение наблюдаемых в жилах структурно-минералогических соотношений [Шеплев, 1998; Kolischewsky et al., 2007] можно свести к следующей простейшей схеме: 1) в локальной точке кристаллизации на стенке трещины в области декомпрессионного кипения водного раствора начинается при минимальной температуре и максимальном содержании воды, когда система имеет наиболее высокое пересыщение по Si, а отложение кварца может проходить по разным кинетическим схемам [Потапов, 2003]; 2) накопление в пограничном диффузионном слое других компонентов, в частности Al, с изменением локальных значений pH и pO_2 [Reed, Spycher, 1985] приводит к пересыщению по Al и отложению ассоциации кварц + адуляр \pm рудные минералы; 3) дальнейшее обогащение системы примесными компонентами и газовой фазой, содержащей весь набор летучих соединений металлов и петрогенных компонентов, вызывает отложение как из нее, так и из газовой фазы, наиболее сложного комплекса ми-

нералов, фиксируемых в окончании минералогических ритмов. Исчерпание пересыщения по избыточным к начальной ситуации компонентам смещает равновесие к начальной позиции, после чего начинается образование следующего ритма аналогичного состава. При наличии квазистационарного распределения температуры и давления формирование ритмов продолжается столь долго, пока оно не будет нарушено или из-за изменения ширины трещины (изменение гидродинамики потока и T - P), теплопотерь в боковые породы, или тектонических возмущений.

Очевидно, что полученные виртуальные реализации динамики фазовых границ в вулканогенных ОМФС правдоподобны настолько, насколько диаграмма состояния воды в рассматриваемом диапазоне температур и давлений отличается хотя бы от таковой для H_2O — $NaCl$ для интервала солености 1—8 мас. % [Driesner, 2007]. Если учесть, что солевой состав реальных гидротермальных флюидов включает хлориды и других металлов, а также иные соединения, то проблема верификации наших гипотез относительно природы ритмичности становится весьма непростой. Ясно, что описание вещественной (минералогической) стороны модели требует более адекватных динамических физико-химических моделей типа [Pruess, Xu, 2004; Khun, 2004; Чудненко, 2007, 2010].

Поэтому предложенное нами приближение можно использовать только в целях получения минимальных оценок. Несложно видеть, что если учесть фазовые соотношения диаграммы H_2O — $NaCl$ [Driesner, 2007], то можно предвидеть, что полученные нами оценки положения границы начала декомпрессионного кипения [Боровиков и др., 2009] следует «переместить» в область несколько более высоких значений T и P . Понятно также, что некоторым образом следует корректировать и динамику фазовых границ как за счет перманентного смещения критической точки с изменением солености флюида, так и влияния изменения вязкости, плотности гетерофазного и гомогенного флюида и т.д. Как значительно нелинейные связи указанных параметров усложняют нарисованную нами картину предвидеть затруднительно. Особенный интерес в этой связи вызывает характер реализации (см. рис. 7) «странного аттрактора», по [Пригожин, 1985]. Уменьшение временных отрезков между появлением зоны кипения и ее «схлопывания» может быть причиной ритмичности в составе околорудных пород и рудных полос, или «стадий» при их увеличении.

Судя по результатам изучения и эксплуатации реальных вулканогенных геотермальных систем [Геотермальные..., 2005], получаемые по использованному нами приближению ОМФС оценки динамики T и P при учете в вычислительных экспериментах инструментально определенных физических параметров реальной системы [Stimal et al., 2004], существенно не отклоняются от таковых зон декомпрессионного кипения в трещинных геотермальных системах. Поэтому мы надеемся, что удалось наметить тренды динамики фазовых границ в вулканогенных гидротермальных системах с низкосолевыми флюидами и оценить вероятные динамические характеристики областей декомпрессионного кипения, которые отвечали рудопродуктивным реализациям в гидротермальных системах Южно-Камчатского рудного района.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Численное моделирование динамики фазовых границ в вулканогенных ОМФС для оценки условий формирования Южно-Камчатского рудного района показало, что, независимо от геометрии флюидопроводников, теплопотери в боковые породы и структурные условия разгрузки гидротерм являются главными регуляторами динамики фазовых границ. При этом: а) ОМФС, формирующие сульфидные золото-серебряные месторождения, в зоне разгрузки не имеют стационарных флюидоупоров; б) эпитеермальные (низкосернистые) Au - Ag месторождения или стадии эпитеермального рудообразования в высокосульфидных многостадийных месторождениях, обуславливаются влиянием на тепловую динамику в приповерхностных частях потоков гидротерм стационарных или временных (сульфидные месторождения) флюидоупоров; в) среди ОМФС с верхним флюидоупорным «горизонтом» просматривается возможность реализации трех типов гидротермальных систем: 1) в которых из-за высоких боковых теплопотерь вообще не реализуется малоглубинная область декомпрессионного кипения; 2) таких, в которых приповерхностные области декомпрессионного вскипания появляются в начальные времена формирования тепловой волны, после чего область такого кипения сосредотачивается практически внутри толщи пород флюидоупора; 3) тех систем, в которых квазистационарная область декомпрессионного кипения устанавливается после начального периода неустойчивости или достижения в системе некоторого теплового равновесия.

В системах третьего типа возможно неустойчивое, в том числе, периодическое колебание границы в некотором интервале глубин, причем размах таких колебаний может быть настолько широк, что под флюидоупором будет периодически происходить практическое «схлопывание» области декомпрессионной гетерогенизации.

Возможно, только из-за предельного упрощения структуры зоны флюидопроводности в использованном приближении не удалось получить условий для обязательного существования как двухуровне-

вых зон рудообразования [Волков, 2005], так и возможных видов пространственного сопряжения разных минералогических типов рудообразования.

Мы благодарны В.Н. Доровскому и В.В. Шелухину за критические замечания по существу математической постановки задачи и устранение в рукописи неясностей в содержательности комментирования граничных условий, принятых в используемом приближении количественного описания реального процесса. Авторы признательны В.И. Белоусову, А.С. Борисенко, А.А. Боровикову, М.П. Мазурову, Ю.В. Перепечко, А.А. Томиленко, К.В. Чудненко за обсуждение проблемы, методические консультации и конструктивную критику, А.Т. Титову за помощь при электронно-микроскопическом исследовании структурно-минералогических характеристик гидротермально измененных пород и кварц-адуляровых жил Асачинского месторождения.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 07-05-00910.

ЛИТЕРАТУРА

Белоухов 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, 2007, т. 3, с. 127—131.

Боровиков А.А., Лапухов А.С., Борисенко А.С., Сереткин Ю.В. Физико-химические условия формирования эпитептермального Асачинского Au-Ag месторождения (Южная Камчатка) // Геология и геофизика, 2009, т. 50 (8), с. 897—909.

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.

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

Волков А.В. Закономерности размещения и условия формирования золоторудных месторождений в зонах тектономагматической активизации Северо-Востока России // Геология руд. месторождений, 2005, т. 47, № 3, с. 211—229.

Вукалович М.П. Термодинамические свойства воды и водяного пара. М., ГНТИ, 1958, 245 с.

Гийон М. Исследование и расчет гидравлических систем. М., Машиностроение, 1964, 385 с.

Голубев В.С. Динамика метасоматических процессов. М., Наука, 1981, 207 с.

Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. М., Недра, 1974, 273 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—50.

Геотермальные и минеральные ресурсы областей современного вулканизма. Петропавловск-Камчатский, ИВ ДВО РАН, 2005, 442 с.

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

Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно-сурьмяно-мышьяковое оруденение. М., Наука, 1988, 183 с.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П. Калиевые полевые шпаты жильных систем и их ореолов на Асачинском эпитептермальном золото-серебряном месторождении (Ю. Камчатка) // Докл. РАН, 2007а, т. 412, № 6, с. 794—798.

Лапухов А.С., Гузман Б.В., Горев В.А., Солотчина Э.П., Травин А.В. Возраст эпитептермального золото-серебряного оруденения Асачинского месторождения по данным $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метода // Вулканология и сейсмология, 2007б, № 5, с. 54—59.

Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток, Дальнаука, 2004, 176 с.

Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки / В.Н. Шарапов, И.Г. Симбирев, Г.А. Третьяков, Л.В. Милова, А.И. Васильева. Новосибирск, Наука, 1979, 149 с.

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

Петренко И.Д. Золото-серебряная формация Камчатки. СПб., ВСЕГЕИ, 1999, 116 с.

- Потапов В.В.** Коллоидный кремнезем в высокотемпературном гидротермальном растворе. Владивосток, Дальнаука, 2003, 214 с.
- Пригожин И.** От существующего к возникающему. М., Изд-во физ.-мат. лит-ры, 1985, 323 с.
- Самарский А.А.** Теория разностных схем. М., Наука, 1983, 614 с.
- Самойлович Ю.А.** Системный анализ кристаллизации слитка. Киев, Наук. думка, 1983, 246 с.
- Слепцов И.Б.** Минералого-геохимические критерии физико-химических условий в недрах гидротермальных месторождений (на примере Мутновского геотермального месторождения, Камчатка): Автореф. дис. ... к.г.-м.н. М., 1994, 21 с.
- Таран Ю.Н., Вакин Е.А., Пилипенко Г.Ф., Рожков А.М.** Геохимия гидротермальных растворов и газов Мутновской гидротермальной системы // Вулканология и сейсмология, 1991, № 5, с. 37—55.
- Фролова Ю.В., Ладыгин В.М.** Петрофизические преобразования пород Мутновского вулканического района (Южная Камчатка) под воздействием гидротермальных процессов // Вестник КРУНЦ, Науки о Земле, 2008, вып. 11, № 1, с. 158—170.
- Чекалюк Э.Б.** Термодинамика нефтяного пласта. М., Недра, 1965, 237 с.
- Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Шарапов В.Н., Плаксин И.С.** Динамика неизотермической ритмической солидификации котектических расплавов // Геохимия, 2009, № 5, с. 481—489.
- Чудненко К.В.** Теория и программирование термодинамических потенциалов для решения геохимических задач: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Иркутск, 2007, 54 с.
- Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы... Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2010, 287 с.
- Шарапов В.Н.** Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, 1992, 141 с.
- Шарапов В.Н.** Влияние структурно-динамических условий разгрузки гидротермальных вулканических систем на рудообразование в их недрах // Докл. РАН, 2010, т. 432, № 3, с. 396—402.
- 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, 188 с.
- Шарапов В.Н., Аверкин Ю.А.** Динамика тепло- и массообмена в ортомагматических флюидных системах. Новосибирск, Наука, 1990, 198 с.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н.** Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ, 2000, 405 с.
- Шарапов В.Н., Бессонова Е.П., Черепанова В.К.** Оценка возможных размеров и времени существования области надкритического флюида в субаэральных смешанных термальных системах андезитовых вулканов // Докл. РАН, 2004, т. 307, № 1, с. 97—100.
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Бессонова Е.П.** К динамике фазовых барьеров во флюидных рудообразующих системах вулканических дуг // Геология и геофизика, 2008, т. 49 (11), с. 1098—1109.
- Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н., Бессонова Е.П., Павлова Г.Г.** Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск, Изд-во СО РАН, 2009, 409 с.
- Шеплев В.С.** Математическое моделирование химической зональности в метаморфических реакционных структурах горных пород: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, 1998, 80 с.
- Bischoff J.L., Pitzer R.** Liquid-vapor relations for the system NaCl // Amer. J. Sci., 1989, v. 289, p. 217—248.
- Bodnar R.J., Reynolds T.J., Kuehn C.A.** Fluid-inclusions systematics in epithermal systems. Geology and geochemistry of epithermal systems // Rev. Econ. Geol., v. 2. El Paso, 1985, p. 73—96.
- Corbett G.J.** Epithermal gold for explorations // AIG Journal — Applied geoscientific practice and research in Australia. Paper 2002-01, February 2002, p. 1—26.
- Dong G., Morrison G., Jaireth S.** Quartz textures in epithermal veins, Queensland — classification, origin, and implication // Econ. Geol., 1995, v. 90, p. 1841—1856.
- Driesner T.** The system H₂O—NaCl. Part II: Correlations for molar volume, enthalpy, and isobaric heat capacity from 0 to 1000 °C, 1 to 5000 bar, 0 to 1 X_{NaCl} // Geochem. Cosmochem. Acta, 2007, v. 20, № 20, p. 1902—4919.

Drummond S.E., Ohmoto H. Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems // *Econ. Geol.*, 1985, v. 80, p. 126—147.

Dubessy J., Derome D., Sausse J. Numerical modeling of fluid mixing in the H₂O—NaCl system application to the North Camaral U prospect (Australia) // *Chem. Geol.*, 2003, v. 194, № 1—3, p. 25—39.

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

Hedenquist J.W., Brown P.R., Allis R.G. Epithermal gold mineralization // *Appl. Geol. Assoc. Wairakei, New Zealand*, 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. A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and ore deposits. *Geology and geochemistry of epithermal systems* // *Rev. Econ. Geol.*, v. 2. El Paso, 1985, p. 1—21.

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

Henley R.W., Brown K.L. A practical guide to the thermodynamics of geothermal fluids and hydrothermal ore deposits / Eds. B.R. Berger, P.M. Bethke. *Geology and geochemistry of epithermal systems* // *Rev. Econ. Geol.*, 1985, v. 2, p. 25—44.

Kolischewsky F., Lubashevsky I., Heure A. Boundary-reaction-diffusion model for oscillatory zoning in binary crystallization from solution // *arXiv cond-matX0607591V2*, 2007.

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

Nagaseki H., Hayashi K. Experimental study of the behavior of copper and zinc in a boiling hydrothermal system // *Geology*, 2008, v. 36, № 1, p. 27—30.

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

Reed M.H., Spycher N. Boiling, cooling, and oxidation in epithermal systems: a numerical modeling approach. *Geology and geochemistry of epithermal systems* // *Rev. Econ. Geol.*, 1985, v. 2, p. 249—272.

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.

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.

Takachashi R., Matsueda H., Okrugin V. Epithermal gold and silver mineralization at the Rodnikovoe deposit related to the hydrothermal activity in the Mutnovsko-Asachinskaya geothermal area, Southern Kamchatka, Russia // *Int.Symp. Gold & Hydrotherm. System, Fukioka, Japan*, 2001, p. 51—56.

Takachashi R., Matsueda H., Okrugin V. Hydrothermal gold mineralization at the Rodnikovoe deposit in South Kamchatka // *Resour. Geol.*, 2002, v. 52, № 4, p. 359—369.

Wersta J.R., Verhoeven C.J.M., van Roermund A.H.M. Oscillators and oscillator systems: Classification, analysis and synthesis. Kluwer Acad. Pub. Boston, Dordrecht, London, 1999, 350 p.

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. Geol.*, 2005, v. 100 (7), p. 1287—1312.

*Рекомендована к печати 15 декабря 2011 г.
В.В. Ревердатто*

*Поступила в редакцию 30 ноября 2010 г.,
после доработки — 16 августа 2011 г.*