

## МОДЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТРАППОВЫХ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

**В.Н. Шарапов\*, М.П. Мазуров\*, Ю.В. Перепечко**

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

*\* Новосибирский государственный университет, 630090, Новосибирск, ул. Пирогова, 2, Россия*

Рассматриваются приложения существующих математических моделей для описания динамики теплопереноса в различных структурно-динамических зонах мантийно-коровых магматических систем. Обсуждаются проблемы создания количественных схем, позволяющих охарактеризовать процессы формирования магматических месторождений в базитовых расплавах, дифференцирующихся в интрузивных камерах при отсутствии или наличии контаминирования расплавов коровыми породами и флюидами.

*Петрология, траппы, модель, рудообразование, Сибирская платформа.*

### MODELING THE MANTLE-CRUST ORE-MAGMATIC SYSTEMS OF THE SIBERIAN TRAPS

**V.N. Sharapov, M.P. Mazurov, and Yu.V. Perepechko**

We consider the applications of existing mathematical models to heat and mass transfer dynamics in different zones of mantle-crust magmatic systems and discuss problems concerning quantitative modeling of mineralization associated with fractional crystallization of mafic melts in magma chambers, with or without crustal contamination.

*Petrology, traps, model, mineralization, Siberian Trap Province*

---

### ВВЕДЕНИЕ

Уникальный объем информации, полученный в процессе многолетних исследований геологии, металлогении, петрохимии и геохимии трапповой формации Сибирской платформы (СП), обобщен в форме различных геолого-генетических схем [Павлов, 1975; Тарасов, 1975; Петрология..., 1978; Годлевский, Лихачев, 1979; Олейников, 1979; Генкин и др., 1981; Пухнарович, 1986; Золотухин и др., 1986, 1989; Мазуров, Бондаренко, 1997; Рябов, 1999; Аплонов, 2001; Никулин и др., 2001; Додин, 2002; Налдретт, 2003; Федоренко, 2003; Мазуров и др., 2007]. Теоретически каждой из таких генетических схем может быть сопоставлена одна или несколько математических моделей, количественно описывающих качественные представления о причинах и механизмах появления мантийных магматических очагов, интрузивирования расплавов в земную кору и излияния магм из трещинных вулканов, а также рассматривающих динамику разделения компонентов при кристаллизации магм в интрузивных камерах, ретроградном кипении расплавов, барботировании газовой фазы через магматические жидкости и ликвации при ассимиляции вмещающих пород базитовыми расплавами. В данной работе будут рассмотрены возможности существующих численных моделей, позволяющих проводить количественный анализ эндогенных и магматических процессов и сопутствующего им фазового разделения компонентов, приводящего к формированию рудных месторождений в магматических камерах и в экзоконтактах интрузивных тел траппов СП, а также ряд не получивших количественных оценок проблем петро- и рудогенеза. Такой обзор полезен тем, что использование количественных моделей наиболее четко обнажает проблемы недостаточности информации по конкретным процессам породо- и рудообразования, без решения которых затруднительно развивать как качественные, так и количественные модели рудообразующих магматических процессов или выявлять направление эволюции мантийно-коровых рудно-магматических систем трапповой формации СП.

### ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

В литературе можно встретить разные представления о специфике внутриплитных континентальных рудообразующих систем. В данной работе обсуждение этого вопроса будет ограничено только базитовыми расплавами [Шарапов и др., 2006]. Главный вывод из проведенного анализа заключался в том, что магмогенные флюидные ортомагматические системы базитовых океанических и континентальных систем на уровне магмогенерации и кристаллизации в коре неконтаминированных толеитовых магм по основным характеристикам флюидов аналогичны. Следовательно, и рудопродуктивность такого рода систем должна быть сходна. Что касается практики изучения магматического оруденения в базитовых

интрузивах, то она показывает существенное различие в масштабах и формах его проявления [Налдретт, 2003]. В частности, среди континентальных LIP (Large Igneous Provinces) выделяется пермотриасовая LIP СП — это единственная трапповая формация, имеющая металлогеническую зональность и уникальные по масштабам месторождения черных, цветных и благородных металлов [Пухнаревич, 1986; Додин, 2002; Налдретт, 2003]. Локальные и региональные петрохимические характеристики траппов СП заключаются: 1) в широких вариациях составов [Золотухин и др., 1986, 1989]; 2) в сложной цикличности разрезов [Петрология..., 1978; Шарапов, 2004]; 3) в пространственной зональности базитовых пород [Шарапов и др., 2001; 2003б] и существовании различных структурно-вулканических зон [Варанд, 1970; Петрология..., 1978; Сапронов, 1986; Пухнаревич, 1986; Золотухин и др., 1989]; 4) в пространственном сопряжении траппов с разновозрастными кимберлитовыми полями [Никулин и др., 2001]; 5) в наличии геохимически «нормальных» и «контраминированных» эффузивов, не имеющих между собой постепенных переходов [Федоренко, 2003].

Именно с интрузивными телами второго типа ассоциируют все известные сульфидные магматические месторождения СП [Налдретт, 2003], а в разрезах «контраминированных» эффузивов имеются рудные лавы [Рябов и др., 2000]. Следовательно, в характере отклонений от нормальных составов магм следует искать механизмы, приводящие к появлению внутри интрузивных камер или их экзоконтактах крупных магматогенных рудных месторождений СП. Статистическая картина состава трапповых тел в разрезах чехла СП дана в работе [Шарапов и др., 2001]. Среди интрузивных траппов СП и Таймырского п-ова выделяются три петрохимические группы базитов: 1) «нормальные толеитовые» (преобладают); 2) обогащенные титаном и железом с повышенными содержаниями щелочей (ферродолериты); 3) низкотитанистые пикритоидные (норильский тип, наименее распространены). Наиболее насыщен интрузивами чехол СП в западной части, в которой на некоторых участках фиксируется до 17 отдельных магматических тел, а их суммарная мощность может составлять более 2.5 км [Васильев и др., 2004]. В одних разрезах отмечается присутствие двух-трех петрохимических групп интрузивов, в других — преобладают тела одного типа. Для западной части СП, по данным изучения буровых скважин [Шарапов и др., 2001], имеется следующая статистика по глубинам внедрения интрузивов ( $Z$ ), их мощностям ( $h$ ) и встречаемости мощностей: а) «магматическое заполнение» платформенного чехла,  $Z = 1800—1500$  м — единичные интрузивы мощностью  $h \leq 100$  м; б)  $Z < 1200$  м — периодическая кривая с максимумами встречаемости  $\sim 1100, 900, 700, 500$  м и максимальной насыщенностью разреза  $h = 100—300$  м. Подошва интрузивов большого объема ( $h = 350—900$  м) находится на глубине порядка 1200 м, силлы  $h = 200—300$  м,  $Z = 200—1200$  м; в) встречаемость мощностей силлообразных интрузивов составляет:  $h \leq 10$  м,  $\sim 43$  %;  $10 \text{ м} < h \leq 50$  м,  $\sim 25$  %;  $50 \text{ м} < h \leq 100$  м,  $\sim 15$  %;  $100 \text{ м} < h \leq 150$  м,  $\sim 6$  %;  $150 \text{ м} < h \leq 200$  м,  $\sim 3$  %;  $200 \text{ м} < h \leq 250$  м,  $\sim 2.5$  %;  $250 \text{ м} < h \leq 300$  м,  $\sim 1.5$  %;  $h > 300$  м,  $\sim 4$  %.

Имеется четкая региональная зональность в распределении составов интрузивных траппов — на юге и юго-западе СП практически отсутствуют массивы норильского типа, а максимальные содержания MgO в придонных частях дифференцированных силлов обычно ниже 11 мас.%. Зафиксирован лишь один случай содержания MgO порядка 15 мас.%. Разительны различия в распространенности ферробазальтов. Так, в западной части СП они составляют не более 11 мас.%, тогда как на юге — порядка четверти всех породных групп. Обогащенные TiO<sub>2</sub> и FeO\* породы (ферродолериты) на юге платформы составляют порядка 70 мас.%. Наиболее основные, магниезильные и низкотитанистые расплавы проявляются на территории Норильско-Хараелахского района. К югу и северу от него интрузивные траппы в среднем более кислые, высокотитанистые и щелочные. Железистость расплавов интрузивных базитов на севере и юге платформы выше, чем в ее центральной части. На востоке платформы расплавы близки к «нормальным толеитовым», они менее железисты, но более кальциевые и магниезильные, чем на юго-западе СП. Зональность составов интрузивных траппов коррелирует со структурно-формационными зонами и строением земной коры: магниезильные и трахибазальтовые дифференцированные интрузивы преимущественно сопряжены с бортами Енисей-Хатангской депрессии; обогащенные железом и титаном базиты преобладают в «ангарском блоке», который характеризуется наиболее утоненной консолидированной земной корой в центральной его части; «нормальные толеитовые» базиты преобладают в участках с мощной консолидированной земной корой.

Среди петрологов и геологов-рудников наметились разные подходы в объяснении природы «контраминированных» магм. Первые связывают их с плавлением в литосфере смеси ультрабазитов и фрагментов коровых субстратов с подходящими составом микроэлементов и отношением изотопов [Sharma, 1997; Vasu et al., 1998; Федоренко, 2003]. В этих петрогенетических схемах количество участков плавления в верхней мантии соответствует количеству выделяемых типов эффузивов, а от одной петрохимической провинции к другой их число меняется, как и составы породных литосферных смесей. Основываясь на результатах исследования конкретных рудных месторождений, геологи-рудники наблюдаемое разнообразие изверженных пород, отличающееся от кристаллизационной дифференциации в промежуточных камерах или интрузивах в платформенном чехле, объясняют ассимиляцией базитовыми магмами пород

коры, сульфуризацией [Павлов, 1979; Мазуров, 1985; Мазуров, Бондаренко, 1997] или восстановлением «нормальных» расплавов потоками коровых флюидов (околонефтяные воды, углеводороды, рассолы и т.п.) [Павлов, 1975; Пухнаревич, 1986; Рябов, 1999; Рябов и др., 2001; Налдретт, 2003].

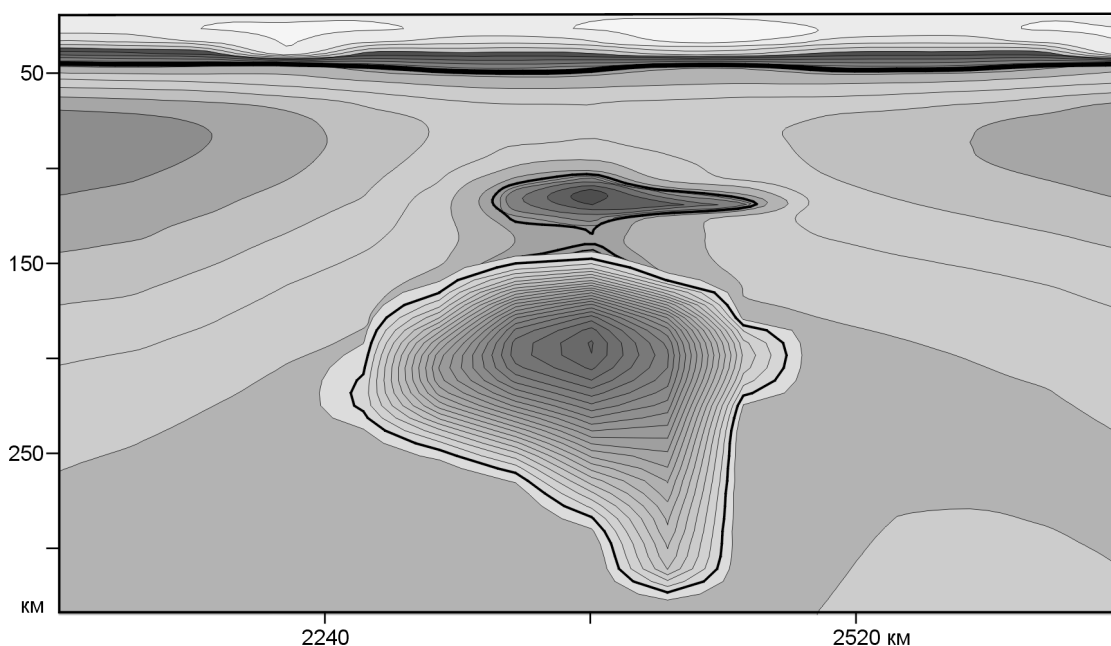
Рассмотрим возможности количественного анализа таких магматических и магматогенных явлений, составляющих продукты развития структурно-динамических зон мантийно-коровых систем трапповой формации СП.

#### **МОДЕЛИРОВАНИЕ ДИНАМИКИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ, ПРИВОДЯЩИХ К ВОЗНИКНОВЕНИЮ И РАЗВИТИЮ СТРУКТУРНО-ДИНАМИЧЕСКИХ ЗОН МАНТИЙНО-КОРОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ**

Возможности построения математических моделей отдельных структурно-динамических зон мантийно-коровых рудно-магматических систем СП существенно различаются по последовательности геолого-геофизического освещения состава пород и структуры соответствующих уровней литосферы. Глубина существующего сейчас физического и физико-химического описания развития магматических и магматогенных явлений в них во многом, но не во всем отвечает объему и качеству предметной информации. Как можно видеть из данного обзора, ряд рудных объектов, изученность которых максимальна (уникальные месторождения Cu, Ni, Fe, ЭПГ Норильского района), имеют наименее корректные математические модели. Мы попытались понять причины имеющихся проблем в развитии количественных моделей рудно-магматических мантийно-коровых систем трапповой формации СП.

**Динамика сопряженного формирования разноуровневых зон плавления в верхней мантии и земной коре. Оценка состава базитовых выделок.** При рассмотрении природы толеитовых расплавов, преобладающих среди траппов СП, в современных петрогенетических построениях [Sharma, 1997; Basu et al., 1998] глубина и состав магматических выделок обычно реконструируются на основе геохимических линеек для конкретных изверженных пород и уравнения неравновесного рычага (Шейля) [Anderson, 1989; White, 1997]. Их сопоставляют с «геоизотермами» и диаграммами плавкости некоторых модельных субстратов верхней мантии и континентальной земной коры для оценки глубин образования и степени плавления модельных субстратов [Anderson, 1989; Green, 2005; Ito, van Keken, 2006]. Корректный расчет составов астеносферных или литосферных выделок из решения задачи динамики контактного или декомпрессионного плавления для модельных субстратов возможен для ультрабазитовых субстратов при степени их подплавления  $\geq 0.1$  [McKenzie, 1984; Niu, Batiza, 1991]. Учитывая возможные значения температур над астеносферой при формировании толеитовых расплавов из деплетированных ультрабазитов литосферной мантии, в современных петрогенетических схемах рассматривается их выплавление из метасоматизированных зон литосферной мантии. Однако вычисления составов выделок для таких областей в континентальной литосфере затруднительны из-за отсутствия диаграмм состояния. Поэтому при обсуждении термодинамических условий появления толеитовых магм в первую очередь учитываются минимальные значения кривой солидуса метасоматизированных ультрабазитов [Willey, 1995; Green, 2005]. В рамках таких предположений построена работа [Turner et al., 1996], в которой исследовались масштабы плавления пород континентальной литосферы над стационарной границей астеносферы, в результате которого образовались траппы Параны. Аналогичный подход использовался в работе [Babeuko et al., 2002] при моделировании конвекции в трехслойной литосфере и плавления континентальной земной коры активной континентальной окраины. Масштабы и уровни плавления в земной коре, получаемые в таком подходе, близки результатам решения многофронтальной задачи Стефана [Кудрявцев и др., 1969]. Результаты этой интересной работы могли бы быть полезны при описании выплавления гранитоидных расплавов, известных на Западно-Сибирской плите, если бы не допущение о наличии на нижней границе системы стационарного слоя базитового расплава с температурой 1300 °С. Петрогенетическая содержательность моделей определяется, в данном случае, реалистичностью крайних условий. Условие на нижней границе системы можно оценить пока только из решения задачи декомпрессионного плавления при конвекции в верхней мантии с учетом взаимодействия на границе деплетированные породы литосферы—примитивная мантия, которое показывает [Шарапов и др., 2006, 2008], что принимаемые в [Babeuko et al., 2002] условия не реализуются. Решение задачи двухуровневого сопряженного плавления мантийных пород с учетом различных диаграмм плавкости в примитивной мантии и литосфере показывает, что такая сложная магматическая система реализуется над горячими точками [Шарапов и др., 2008]. При этом масштабы плавления метасоматизированных пород литосферы соразмерны лавовому щиту СП. Плавление пород нижней коры в рассмотренных вариантах структуры континентальной литосферы СП и Западно-Сибирской плиты получить не удается (рис. 1, 2) [Шарапов и др., 2007, 2008].

Анализ существующих подходов в задаче о взаимодействии конвектирующих пород верхней мантии и вышележащей более легкой и высоковязкой многослойной литосферы с учетом диаграмм плавкости сред приводит к выводу о том, что основной вклад в перенос тепла в литосфере скорее всего дают потоки мантийных флюидов [Sharapov et al., 2007], а не конвекция пород [Babeuko et al., 2002] или внедрение

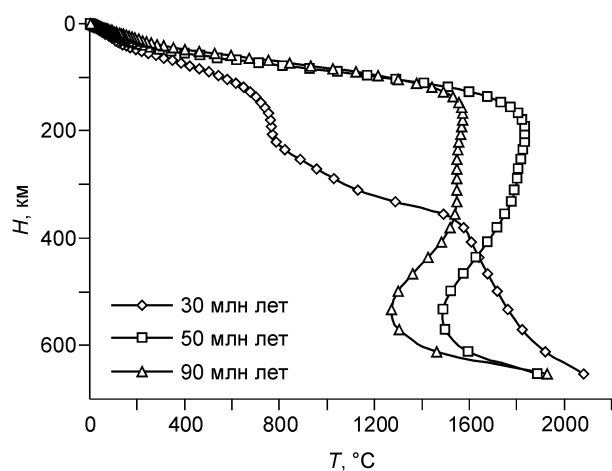


**Рис. 1. Расчетная двухуровневая область плавления под Тунгусской синеклизой на границе с Анабарским щитом.**

Расчет выполнен для профиля литосферы по [Егоркин, 2004]. Рисунок соответствует распределению температуры при 90 млн лет на рис. 2.

ограниченных масс базитовых магм из астеносферных магматических очагов [Huppert, Sparks, 1988]. Следовательно, более содержательной моделью динамики континентальной внутриплитной мантийно-коровой рудно-магматической системы может быть гетерофазная модель, в которой учитывается конвективный теплоперенос в литосфере магматогенными надастеносферными флюидами и управляющие уравнения которой строятся на основе многоскоростной гидродинамики [Шарапов и др., 2000].

**Динамика метасоматического преобразования пород многослойной литосферы потоками магматогенных мантийных флюидов и конвективного плавления земной коры в области границы Мохо.** Появление в составе трапповой формации гранитоидных пород в англоязычной литературе обычно считается следствием контактового плавления пород земной коры базитовыми интрузивами [Huppert, Sparks, 1988; Fowler et al., 2004]. В русскоязычных источниках также остается популярной модель конвективного плавления Д.С. Коржинского, численная реализация которой впервые предложена в [Шарапов и др. 1977]. Процессы сублимации (растворения) литосферных пород рассмотрены в рамках неравновесной неизотермической динамики [Шарапов и др., 2003] и равновесной физико-химической динамики [Шарапов и др., 2004]. В дальнейшем равновесный подход был развит для описания метасоматического преобразования мантийных и коровых пород литосферы фильтрующимися магматогенными



мантийными флюидами [Шарапов, 2005] и процессов метасоматоза интрузивных пород над границей ретроградного кипения в малоглубинных трапповых интрузивах [Шарапов и др., 2006]. Получаемые оценки масштабов преобразования пород литосферы и типы разрезов метасоматических колонок [Шарапов и др., 2007] приведены на рис. 3. К сожалению, сопряженное численное моделирование кондуктивного и конвективного теплопере-

**Рис. 2. Распределение температур по разрезу верхней мантии и литосферы для различных моментов развития конвективного теплопереноса над горячей точкой под центром Тунгусской синеклизы [Шарапов и др., 2008].**

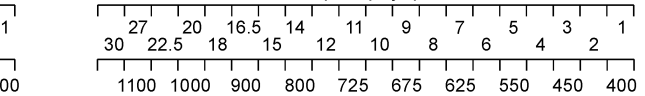
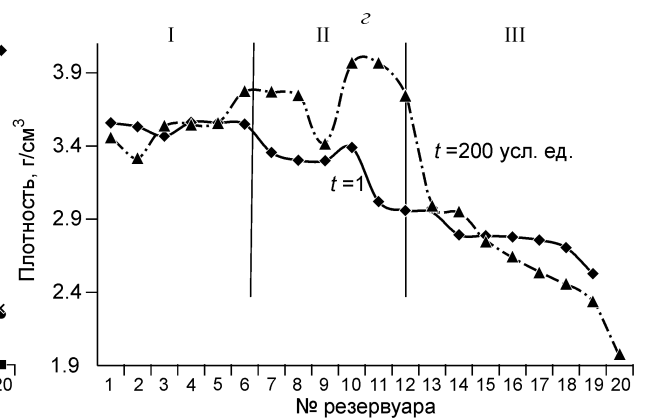
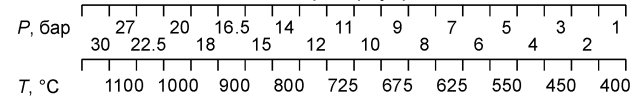
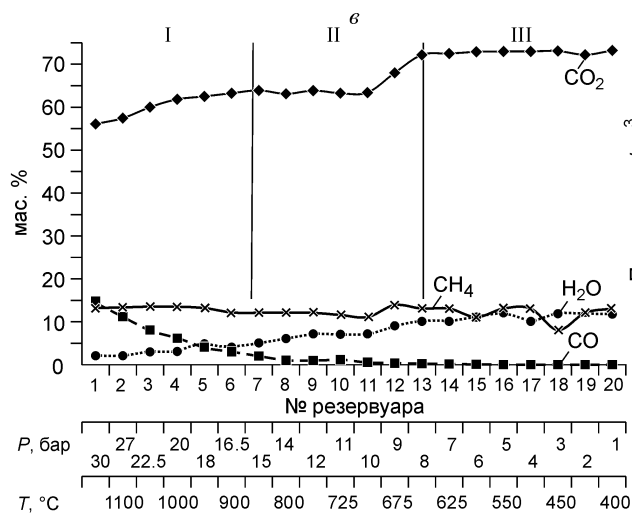
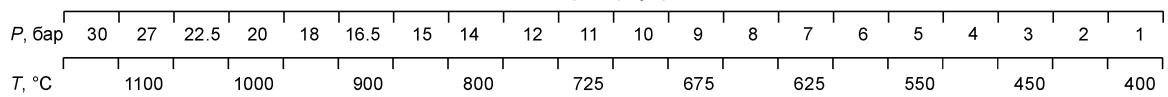
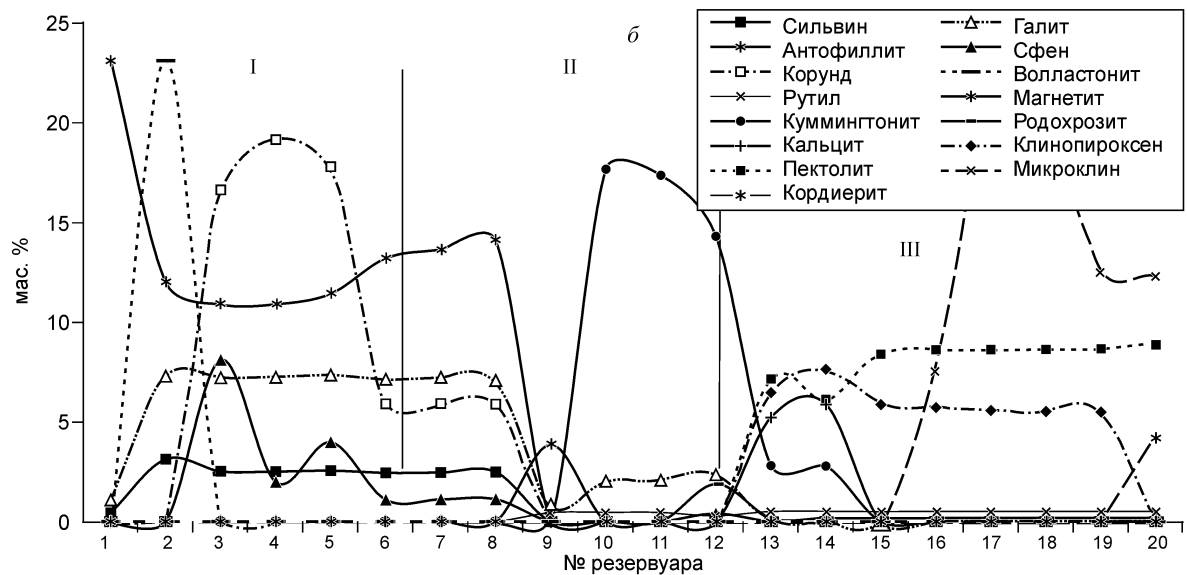
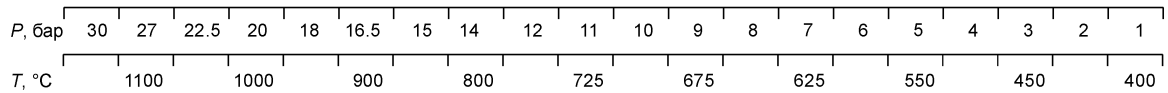
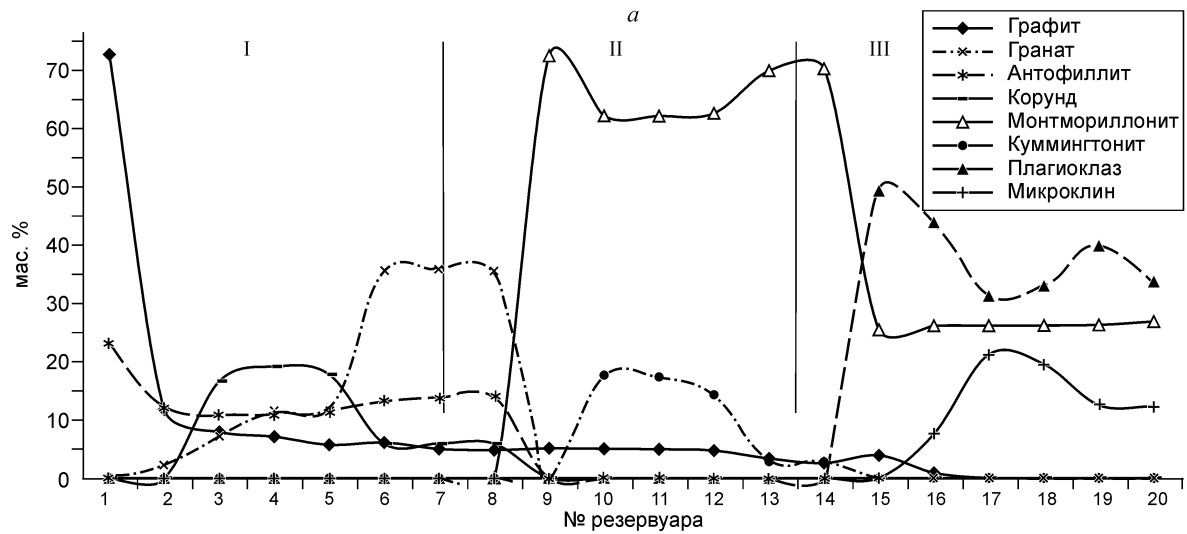
носов для рассматриваемых мантийно-коровых магматических систем реализованы пока только для кристаллизации коровых интрузивов [Шарапов и др., 2000].

**Динамика интродирования расплавов по трещинным магмопроводникам, формирование интрузивов в платформенном чехле и питание трещинных вулканов.** В трапповой формации СП основными объектами изучения являются эффузивные образования (лавы и туфы), дайки и другие разнообразные магматические тела, среди которых в слоистом чехле платформ преобладают силлоподобные интрузивы. Динамика интродирования расплавов по трещинным магмопроводникам относится к фундаментальной проблеме оценки составов и фазового состояния магмы после ее выхода из области плавления или промежуточного магматического очага и заполнения интрузивных камер и извержений трещинных вулканов. Гидромеханическая теория разрушения хрупких пород [Желтов, Христианович, 1955], после опубликования работы Ю.П. Желтова [1966], остается популярной среди российских геологов при исследовании природы интродирования магм в земной коре. В англоязычных публикациях начало приложений этой теории в геомеханике связано с работой Д. Полларда [Pollard, Segall, 1987]. В дальнейшем внимание исследователей было обращено на выявление условий развития трещин в литосфере над областью плавления мантийных пород [Lister, Kerr, 1991; Rubin, 1995; Ito, Martel, 2002]. В практике количественного анализа неизотермического интродирования базитовых магм было предложено несколько моделей, в которых рассматривается неизотермическое течение магмы по ранее возникшим трещинным или трубообразным каналам без учета гетерогенизации жидкостей [Федотов, 1982; Dalany, Pollard, 1982], а также с учетом появления фронтов кристаллизации в эвтектических расплавах [Bruce, Huppert, 1990]. Модель нестационарной неизотермической динамики интродирования котектических расплавов по трещинным магмопроводникам в приближении квазиравновесной гетерофазной зоны была предложена достаточно давно [Шарапов, Черепанов, 1986]. Позже, с использованием ПК Комагат в качестве фиктивной диаграммы состояния, она стала наиболее адекватной для получения таких количественных характеристик базитовых магм, как средняя скорость течения, содержание и состав твердой фазы в потоке, ширины зон стекловатых и кристаллических пород в различных участках проводящего канала и их изменений со временем [Шарапов и др., 2000]. Эта модель использовалась при учете соответствующих диаграмм состояния для описания динамики интродирования как базитовых расплавов [Шарапов, 1997], так и «рудных магм» [Шарапов, Маркович, 1991].

Динамика формирования силлов в платформенном чехле СП в литературе обсуждалась на основе использования механизма гидроразрыва [Феокистов, 1978]. Однако применение данной изотермической гидродинамической модели полезно для случая формирования даек или тонких силлов, поперечник которых на пару порядков меньше толщи вмещающих пород, в которых при нагнетании жидкостей возникают хрупкие деформации [Желтов, Христианович, 1955; Pollard, Segall, 1987]. Образование рудоносных интрузивных тел с поперечником более сотни метров в платформенном чехле правильнее описывать в рамках более адекватных схем деформации слоистой среды. Одна из таких схем может быть основана на предположении о развитии эйлеровой неустойчивости [Шарапов и др., 1993]. Поэтому количественное моделирование механизма внедрения больших масс базитовых расплавов в чехол СП остается открытой проблемой.

При рассмотрении динамики охлаждения магм корректнее принимать эмпирически определенную ширину канала как начальное условие, избегая обсуждения недостаточно ясных механизмов деформации пород платформенного чехла при интродировании больших масс расплава, сопровождающихся ассимиляцией и диссоциацией пород, кипением поровых жидкостей и других процессов при становлении крупных массивов базитовых магм трапповой формации. При количественном анализе формирования интрузивных тел различной формы использовался именно такой подход [Шарапов и др., 2000]. В этом случае имеется возможность по ширине зон закалки оценить скорости течения магмы при ее интродировании в камеру, осредненные температуры расплава после заполнения плоской горизонтальной емкости и распределение по разрезу камеры структурных зон к моменту прекращения напорного течения магмы (рис. 4). Результаты численного моделирования заполнения магматических камер с учетом охлаждения магмы в дайках [Шарапов, 1997; Шарапов и др., 2000] и интродирования пикритоидных расплавов в чехол СП при формировании силлообразных интрузивов показывают, что зоны контактовых пород составляют от десятков сантиметров до 1—2 м при относительно небольшом содержании в жидком «ядре» расплава ликвидусных минералов. Как показано в [Тарасов, 1975], содержание оливина и плагиоклаза в магме при формировании интрузива месторождения Норильск-1 не превышало нескольких объемных процентов, а «директивные структуры» в изверженной породе были характерны для субсолидусной области солидификации расплава [Золотухин, 1964]. Известные толщины верхних и нижних зон контактовых пород в рудоносных интрузивах [Тарасов, 1975; Генкин и др., 1981; Рябов и др., 2000] по порядку величин согласуются с расчетными.

**Динамика образования лавовых щитов трещинных вулканов.** После публикации фундаментальной монографии [Volcanism..., 1987] появилась серия работ, развивающих физические модели формирования «лавовых рек» при прорыве краев кратеров (гавайский тип потоков), а также плащеобразных



**Рис. 3. Квасистационарное распределение метасоматических зон в разрезе слоистой континентальной литосферы, возникающее при воздействии потока мантийных магматогенных флюидов постоянного состава в астеносферном источнике, распределение состава макрогазов в потоке и плотность измененных пород.**

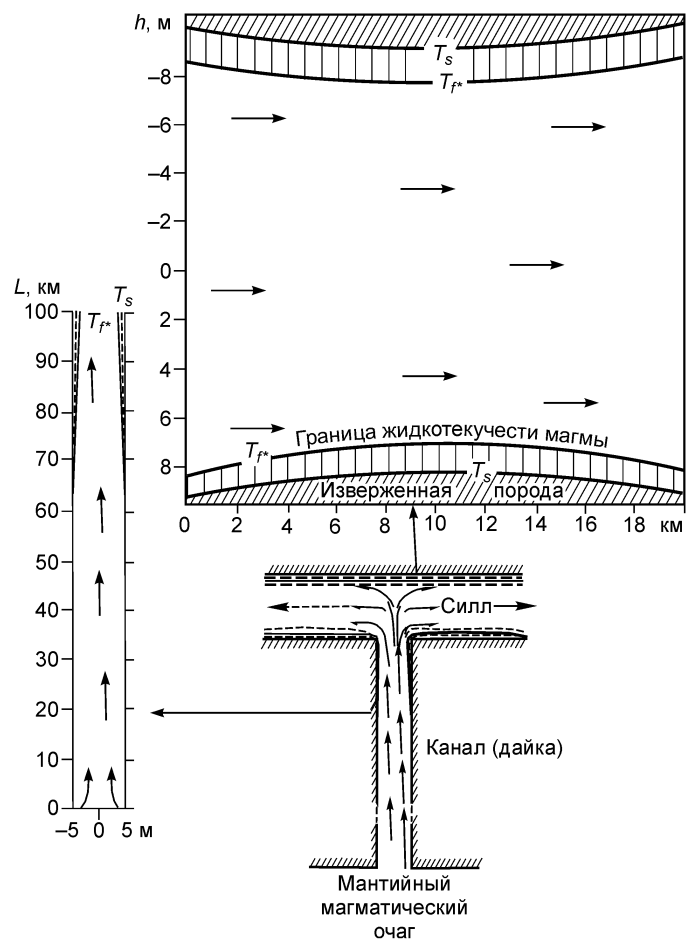
*a, б* — составы минералов в разрезе измененных пород; *в* — соотношение газов во флюиде; *г* — соотношение плотностей пород на начальном и квазистационарном этапах эволюции [Шарапов и др., 2007]. Начальный состав пород в разрезе системы: I — «вебстеритовая литосферная мантия»; II — «диоритовая нижняя земная кора»; III — «гранитовая верхняя земная кора». Состав газовой фазы: O–C–H–N–Cl–F–S. Используются следующие базы данных: C\_DUMP.TDB, G\_Yokokawa.TDB, G\_Reid.TDB. Начальные давление и температура газовой смеси в резервуаре:  $P_0 = 40$  кбар,  $T_0 = 1000 - 1200$  °C. Конечные давление и температура на выходе из области фильтрации:  $P_k = 200 - 500$  бар,  $T_k = 40 - 400$  °C.

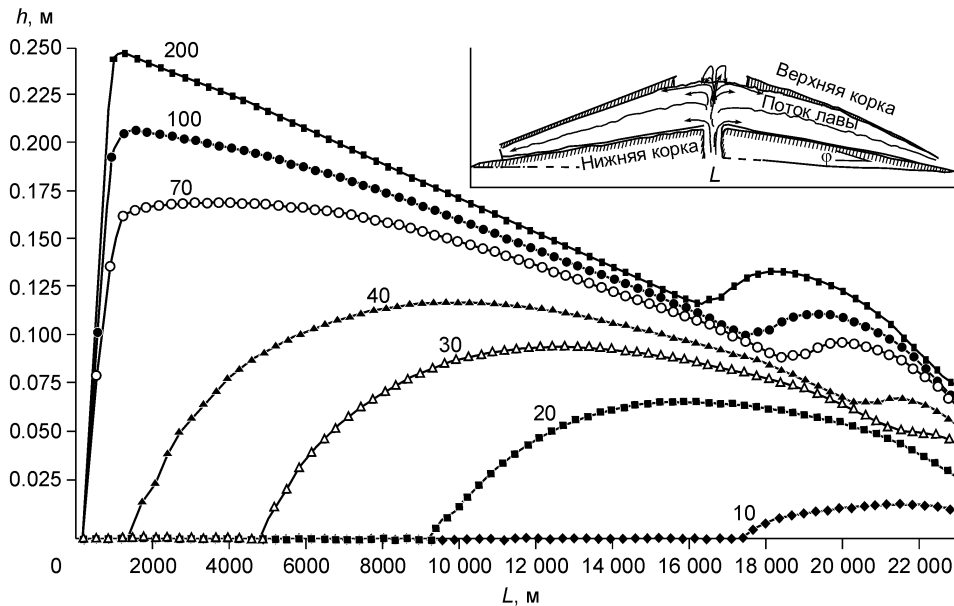
покровов платобазальтов [Grips, Baloga, 1994; Self et al., 1997; Koszethelyi, 1995; Lore et al., 2001]. Обзор десятков более поздних исследований динамики вулканических процессов на Земле и других планетах выходит за рамки данной работы, поэтому отметим только наиболее важную проблему образования лавового щита СП: оценка гидродинамических параметров, которые позволяют понять природу больших по протяженности и мощности покровов при весьма малых углах наклона поверхности растекания лав [Старосельцев, 1989; Васильев, 1999], а также понять соотношение охлаждения расплавов при интродировании и эффузиях. Решение этих задач [Шарапов и др., 2000, 2003а] позволило показать, что формирование мощных протяженных лавовых покровов при весьма слабой расчлененности рельефа и малых гидравлических напорах может быть обеспечено специфическими геодинамическими условиями, при которых относительно кратковременные растяжения литосферы [Варанд, 1970; Сапронов, 1986; Траппы..., 1991] обеспечивали появление латерально протяженных (сотни километров) магмопроводников с шириной на порядок большей, чем гавайские рифтовые зоны [Volcanism..., 1987]. При этом наиболее мощные потоки могли образовываться вблизи питающих каналов, когда при скоростях более 1 м/с, толщина покровов может быть соизмеримой с наблюдаемой в разрезах пермотриасовых эффузивов СП [Старосельцев, 1989; Траппы..., 1991]. Сомнительно, чтобы протяженность мощных лавовых покровов (толщиной более 10—15 м) могла быть больше 70—80 км при углах наклона 0.5—1° [Шарапов и др., 2003а]. Соотношение скоростей затвердевания пикритоидного расплава при интродировании (см. рис. 4) и трещинных субаэральных извержений одного порядка на аналогичных контактах силлов и лавовых потоков, но существенно различны для верхней границы потока лавы (рис. 5).

**Динамика кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов в интрузивных камерах.** Гидродинамические аспекты кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов в магматических камерах достаточно полно были охарактеризованы в обзоре [Marsh, 1989], физико-химические аспекты этой проблемы наиболее последовательно освещены в монографии [Френкель, 1995]. Характерной особенностью строения базитовых интрузивов, размеры которых

**Рис. 4. Распределение фазовых границ в магмопроводнике и силловидном интрузиве после заполнения 20-километровой камеры при внедрении пикритоидного расплава состава (мас. %):**

SiO<sub>2</sub> — 47.5; TiO<sub>2</sub> — 1.73; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 11.7; FeO\* — 12.3; MgO — 13.8; CaO — 10.2; Na<sub>2</sub>O — 1.64; K<sub>2</sub>O — 0.63; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0.25; диаграмма ликвидус—солидус построена с помощью ПК Комагат 3.0 [Арискин, Бармина, 2000], скорость расплава на входе в камеру — 0.1 м/с.  $T_s$  — температура солидуса,  $T_f$  — температура, при которой происходит потеря текучести среды.





**Рис. 5. Толщина верхней кристаллической корки на поверхности потока пикритовидной лавы.**

Состав соответствует рис. 3, ширина питающей дайки 10 м, скорость расплава на выходе из проводника 0.1 м/с, угол клона земной поверхности  $\varphi = 3^\circ$ , толщина потока на срезе кратера 4 м, значения эффективного коэффициента теплоотдачи ( $\alpha$ , Вт/м<sup>2</sup>К) с поверхности потока показаны на рисунке. На врезке — соотношения между верхней и нижней корками и изменение толщины потока на длине  $L \approx 20$  км.

превышают несколько десятков метров, является скрытая или полосовидная расслоенность. С начала 80-х годов прошлого столетия в петрологии изверженных пород происходит интенсивное развитие моделей осцилляции составов плагиоклазов и ритмичности текстур изверженных пород, а также расслоенности в магматических породах. В этих моделях рассматриваются явления, связанные с нелинейными колебаниями параметров состояния системы в узкой области перехода между границей солидуса и границей конвективного обмена активной гетерофазной зоны с объемом свободно конвектирующего раствора. Происходит интенсивное развитие моделей солидификации интрузивных тел с учетом тепломассообмена на верхней и нижней границах солидуса, а также с учетом конвективного переноса фаз между указанными активными зонами затвердевания интрузивов. Основные достижения в количественном моделировании затвердевания базитовых расплавов в магматических телах относятся к явлениям осцилляции [Самойлович, 1979; Шарапов, Черепанов, 1986; Wang, Merino, 1993; Шеплев, 1998; Crystal..., 2004; Zaraisky, 2004].

Природа более масштабных явлений ритмичности в интрузивных телах пока не получила корректного объяснения на основе динамических моделей [Ярошевский, 2007]. С одной стороны, получены оценки значений параметров, регулирующих гравитационную устойчивость в магматических телах, скорости сегрегации фаз и т.д. [Шарапов, Черепанов, 1986; Brandeis, Jaupart, 1986, 1987; Френкель и др., 1988; Marsh, 1989; Worster et al., 1990; Brandeis, 1992; Hort et al., 1993; Cawthorn, Walraven, 1998], с другой стороны, построены модели конвекции, качественно согласующие наблюдаемые структурно-минералогические последовательности отдельных интрузивов в слоях изверженных пород с указанными оценками [Бычкова, Коптев-Дворников, 2004].

Несмотря на большое количество опубликованных за четверть века работ, посвященных качественному и количественному анализу ритмической расслоенности магматических пород в интрузивных телах, общего представления о механизмах, вызывающих появление в них слоистой структуры, пока нет. Это в первую очередь связано с тем, что корректных количественных моделей неизотермической динамики, описывающих развитие сложнопостроенных зон ритмической расслоенности типа [Уэйджер, Браун, 1970], пока не предложено. Более того, корректной модели неизотермической динамики формирования кумулуса в расслоенных интрузивах также не создано, хотя предпринимались попытки описать элементы этого процесса [Irvine, 1980; Kerr, Tait, 1985; Petersen, 1987; Brandeis, 1992; Werster, 1997; Voudreau, Philpotts, 2002]. Такие явления можно рассматривать в рамках «прогночной» схемы Френкеля—Арискина [Арискин, Бармина, 2000], которая позволяет оценивать тренд разделения твердой и жидкой фаз в меняющемся поле температур без учета ликвации и ретроградного кипения в расплаве.

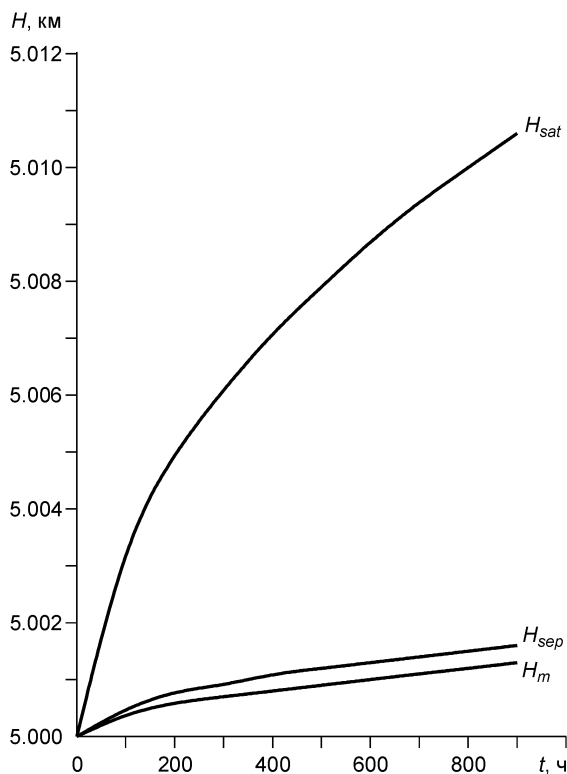
**Динамика подликвидусной ликвации и ретроградного кипения при кристаллизации трапповых силлов.** Для понимания формирования дифференцированных трапповых интрузивов, содержащих



вкрапленную сульфидную минерализацию в нижних частях силлообразных тел, важно иметь представление о динамике сопряженного перемещения фронтов ликвации и ретроградного кипения при кристаллизации расплава у верхнего контакта плоских магматических тел. Существенно то, что создание таких моделей даст возможность далее перейти к решению задач, позволяющих исследовать распределение компонентов в кристаллизационных ячейках, и, таким образом, показать соотношение составов включений в минерале и остаточного расплава в кристаллизационной ячейке в локальных участках магматических тел. Иными словами, это одна из базовых задач для интерпретации данных по составу расплавленных включений в минералах изверженных пород при реконструкции составов исходных магм. Эти вопросы частично решены в работах [Черепанов и др., 1981, 2004; Борисов и др., 2002, 2004].

В базитовых магматических телах, охлаждающихся с относительно высокой скоростью (лавовые потоки, субвулканические интрузивы и т.п.), характерно присутствие в зонах закалки каплевидных обособлений сульфидов, самородного железа и газовых пузырьков, которые встречаются также и в виде включений в кристаллах. По разрезу относительно мощных трапповых силлов фиксируется сложная картина распределения этих элементов структуры и текстуры изверженных пород [Тарасов, 1975; Рябов и др., 2000]. По схеме формирования сульфидных магматических ликвационных месторождений предполагается существование двух этапов охлаждения интрузивных тел: образование пород контактовой группы, в которых нет сегрегации жидких фракций и газовой фазы; проявление гравитационной дифференциации рудных капель после замедления движения фронта солидуса [Черепанов и др., 2000; Налдретт, 2003]. Динамика сопряженного перемещения указанных фазовых фронтов у верхнего контакта магматических тел в настоящее время рассмотрена в рамках динамики кристаллизации, ликвации и кипения гомогенного расплава после или в процессе заполнения магматической камеры на примере квазибинарного сечения модельной системы  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4\text{—FeS}$ , содержащей некоторое количество растворенного «инертного» газа (например  $\text{N}_2$ ), не влияющего на фазовые равновесия при ликвации и кристаллизации [Черепанов и др., 2004]. Рассмотрение характера динамики фронтов кристаллизации ( $H_c$ ), расслоения ( $H_{sep}$ ) и вскипания ( $H_{sat}$ ) показывает (рис. 6), что особенностью таких многофазных систем является расширение со временем области вскипания. Это означает, что со временем затвердевающая порода будет содержать большее количество газовых включений, чем в предыдущие моменты солидации интрузивного тела. Причем в случае слияния газовых пузырьков при всплывании к фронту кристаллизации, размеры включений в породе могут в несколько раз превосходить первоначальный радиус газового пузырька, составляющий при рассматриваемых условиях  $\sim 10^{-9}$  м. Радиус критического зародыша сульфидной фазы составляет  $\sim 6 \cdot 10^{-9}$  м. Скорости роста таких зародышей по диффузионному механизму [Черепанов и др., 2004] относительно времени кристаллизации силлов мощностью 150—200 м невелики. Наличие ниже фронта ликвации фронта ретроградного кипения определяет возможность флотации рудных капель (эффект, обычный для шлаков [Шарапов и др., 2000]), что может существенно замедлять сегрегацию коалесцирующих капель сульфидной жидкости в нижней части интрузива. Количественно учесть эти эффекты в рамках общей задачи динамики кристаллизационной дифференциации ликвидирующих базитовых магм затруднительно. Изучение таких интрузивов показывает, что максимальное содержание сульфидных вкрапленников в области кумулуса не превышает 15 об.%. [Шевко, Гора, 2006].

Полученные решения задачи динамики ликвидации расплава могут представлять интерес для петрогенетических реконструкций при интерпретации данных изучения включений в минералах. В частности, с учетом решений задач вторичного стеклования и термодинамики кристаллизации сложных соединений [Борисов и др., 2002, 2004], появляется возможность восстановления эволюции составов остаточных жидкостей в кристаллизационных ячейках. Из полученных оценок скорости охлаждения расплавов при запол-



**Рис. 6.** Динамика перемещения фазовых фронтов под верхним контактом плоского интрузива при солидации модельного расплава состава  $\text{Si}_2\text{FeO}_4\text{—FeS—N}_2$ :  $H_{sat}$  — фронт ретроградного кипения;  $H_{sep}$  — фронт ликвации;  $H_m$  — фронт кристаллизации.

нении камер [Шарапов и др., 2000] следует, что после образования оторочки контактовых пород, возникающих при относительно высоких скоростях затвердевания, в реальных интрузивных телах у фронта солидуса и в области объемной кристаллизации из-за различной растворимости летучих, а также разных концентраций петрогенных и примесных компонентов, поменяется состав и количество включений как газовой, так и жидкой фаз.

Как следует из цитированных выше работ, для всех структурно-динамических зон мантийно-коровых магматических внутрислитных континентальных систем предложены и реализованы количественные неизотермические модели динамики. Из них, как и следовало ожидать, наиболее развиты задачи динамики трещинных извержений базитовых лав. Эти явления подробно изучены на натуральных примерах, поэтому верификация моделей наиболее последовательна. Для описания процессов магматического рудообразования внутри интрузивных камер получены математические модели отдельных фрагментов. В данном обзоре не рассматриваются модели, в которых исследуется сегрегация твердой фазы или диффузионный перенос компонентов в интрузивных камерах в изотермическом приближении. Ограниченность объема публикации заставляет рассмотреть только неизотермическое приближения, более адекватные природным явлениям, для которых получены оценки термодинамических параметров. Их проверка по отмеченным параметрам возможна в реальных магматических телах. Проблемы фазового разделения компонентов при кипении магм подробно рассмотрены в [Шарапов и др., 2000], поэтому процессы барботирования также не рассматриваются.

### **МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МАГМАТОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ТРАППОВОЙ ФОРМАЦИИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ, СВЯЗАННЫХ С ВНЕДРЕНИЕМ БАЗИТОВЫХ РАСПЛАВОВ В ПОРОДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ**

Проблемы геологии и качественные схемы генезиса сульфидных магматических месторождений, связанных с кристаллизацией базитовых магм в интрузивных камерах в земной коре, подробно освещены в фундаментальном обзоре [Надретт, 2003], в котором описаны и основные существующие представления о природе отдельных крупных объектов, часть из которых относится к траппам СП. В дополнение к изложенным в обзоре генетическим схемам месторождений Норильского района следует отметить схемы, предложенные в [Годлевский, Лихачев, 1979; Маракушев и др., 1982], которые хотя и обсуждаются менее активно, чем классические схемы подликвидусной ликвации, но позволяют моделировать более сложные системы. Согласно [Годлевский, Лихачев, 1979], формирование сульфидной жидкости совместно с пикритоидными расплавами происходит при плавлении мантийных пород: смесь жидких фракций, сепарируясь, интрузируется по магмопроводнику, а при заполнении камеры в платформенном чехле происходит дополнительное фракционирование смеси «рудной магмы» [Лихачев, 1997]. Аналогичная схема с некоторыми модификациями была рассмотрена в [Генкин и др., 1981]. В [Маракушев и др., 1982] к схеме ликвационного распада жидкости добавляется процесс конвективного плавления субстрата и кипения, которые обычно остаются за рамками классической модели ликвации. Физическая картина такого процесса, соотношение динамики отдельных фазовых фронтов при кристаллизации расплава в камере, прокомментирована выше. Следует также отметить, что учет геохимических характеристик интрузивных пород и сульфидных руд приводит большинство исследователей к схеме контаминирования пикритоидных магм коровым веществом [Надретт, 2003].

Это определяет интерес исследователей к различным физико-химическим моделям коровой контаминации пикритоидных и толеитовых расплавов. Обсуждение взаимодействия базитовых расплавов и вещества земной коры в отношении рудоносности траппов СП в первом приближении может быть сведено к следующим аспектам: 1) попадание в расплав серы и развитие в нем ликвации с образованием аномального количества сульфидной жидкости [Альмухамедов, Медведев, 1979; Павлов, 1979], а также эволюция состава флюидов при рудообразовании в магматической камере [Аплов, 2001]; 2) восстановление железа с образованием капель самородного железа или окисление железа с появлением расплавов, содержащих более 25 мас.% железа [Рябов и др., 1985, 2001; Павлов, 1992]; 3) ассимиляция карбонатно-соленосных пород с окислением железа (ферритизация) [Павлов, Дымкин, 1979], ликвация базитового расплава и образование ферритных расплавов. Изотермические физико-химические схемы таких процессов рассмотрены в работах [Павлов, 1979; Павлов, Дымкин, 1979; Шарапов и др., 1993], которым в дальнейшем были сопоставлены количественные модели гидродинамики неизотермического фазового разделения [Доровский, 1991, 2001, 2004; Шарапов и др., 2000].

**Об общей проблеме количественного описания динамики формирования руд в схемах образования крупномасштабных магматических сульфидных месторождений.** Если отвлечься от «ультраметасоматических» представлений о генезисе магматических сульфидных месторождений норильского типа [Золотухин, 1964; Зотов, 1979], то во всех других генетических схемах появления месторождений Норильского района есть сходная базовая гидродинамическая задача, наиболее последовательно отстаиваемая в [Лихачев, 1997]: перемещение из очага генерации по проводящему каналу гетерофазной смеси,

состоящей из жидких фракций, твердой и газовой фазы, и нагнетание продуктов ее сепарации в пологозалегающие слоистые толщи верхней части платформенного чехла. Именно такая задача неизотермической динамики и сепарации жидких фракций, содержащих газовую и твердую фазы, является главным гидродинамическим элементом известных генетических моделей магматических месторождений талнахского типа. Эти модели формально различаются только механизмами появления данной смеси в мантийном или коровом резервуаре. Корректного решения данной задачи в рамках многоскоростной гидромеханики гетерофазных систем в настоящее время не существует. Для двух- и трехфазных неизотермических систем решения получены в цитированных выше работах В.Н. Доровского и Ю.В. Перепечко.

**О петрохимических трендах составов жидких фракций, возникающих при ликвации толеитовых расплавов, подвергающихся сульфуризации, ферритизации и восстановлению.** Равновесная термодинамика ликвации многокомпонентных алюмосиликатных расплавов рассмотрена в [Киргинцев, 1993], где показано, что в таких жидкостях между границами бинодали и устойчивого состояния многокомпонентных растворов существует особая «инфинитивная» область. В этой области возможные траектории эволюции системы, определяемые критерием устойчивости в зависимости от знака производной энергии Гиббса, неоднозначны, т. е. состав системы при проявлении неустойчивости становится труднопредсказуемым. Труднопредсказуемым становится и направление распада сложных растворов с изменением термодинамических параметров. Этот вывод подтверждается экспериментально при изучении метастабильного подликвидусного распада в алюмосиликатных стеклах [Андреев и др., 1974]. В реальных условиях взаимодействие интродуцируемых базитовых магм с вмещающими породами земной коры является сильно неравновесным, следовательно, составы ликватов, даже при наличии адекватной диаграммы состояния для области ликвации данной многокомпонентной системы, труднопрогнозируемы. Поэтому основным методом их оценки является статистическое исследование данных опробования возможных продуктов распада реальных контаминированных расплавов.

Рассмотрим эту проблему в приложении к формированию железорудных месторождений Ангаро-Илимской провинции и других регионов СП, а также самородного железа в трапповых интрузивах. Была проведена статистическая обработка всех доступных данных о составах пород железорудных месторождений, эффузивных пород и связанных с ними «рудных лав», а также данных о составах стекловатых пород, включенных в самородки железа, содержащихся в каплевидных рудных обособлениях в субмаринных базальтах и интрузивных породах СП. Анализ петрохимических особенностей породных групп и стекловатых фракций дает основание для следующих выводов [Шарапов и др., 2008].

При ферритизации и сульфуризации толеитовых расплавов в отликвированных метастабильных фракциях исчезают линейные корреляции между компонентами  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{CaO}$ , которые «нормальны» для котектических трендов, и появляются совершенно несвойственные им связи ( $\text{MnO}-\text{CaO}$ ,  $\text{CaO}-\text{TiO}_2$ ).

В долеритах, ассимилировавших карбонатные и соленосные отложения и также подверженных ферритизации, имеются несовместимые для котектической эволюции расплавов положительные связи  $\text{MgO}-\text{K}_2\text{O}$  и отрицательные  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ .

В «рудных» и высококремнистых фракциях стекловатых включений в слитках самородного железа имеются аналогичные линейные корреляции  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}^*$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Из этого ряда выпадают такие компоненты, как  $\text{MnO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$ .

При общей, как минимум трехжидкостной, ликвации просматриваются два петрогенетических тренда формирования специфических алюмосиликатных фракций разной кремнистости, железистости, магнизиальности, титанистости, щелочности и фосфористости для восстановленных и ферритизированных толеитовых расплавов.

Появление части трахибазальтовых контаминированных магм, по-видимому, является следствием квазиравновесной ликвации толеитовых расплавов при ассимиляции карбонатных и соленосных отложений, которая вызывает также появление оксидно-сульфидных или преимущественно оксидных рудных расплавов.

Сопоставление статистически выраженных групп составов расплавов при ликвации показывает:

— во всех случаях фиксируется присутствие не менее трех фракций — собственно «рудной», повышенно-«железистой» и «высококремнистой»;

— для процесса восстановления железа при барботировании газовой фазы в продуктах распада базитового расплава характерно аномальное обогащение «железистой» фракции фосфором;

— при ассимиляции карбонатных и соленосных отложений характерно обогащение алюмокремниевых фракций титаном и калием, а «железистых» также и магнием;

— алюмокремниевые жидкости по содержанию и соотношению  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  обнаруживают две тенденции — обогащение калием и разделение составов на два поля по отношению  $\text{Na}/\text{K}$ .

Таким образом, петрогенетическим следствием коровой контаминации базитовых расплавов является появление в них «рудноносного потенциала» и проявление «трахибазальтовой линии» в формировании относительно широкого поля составов пород, переходных между толеитами, щелочными ассоциациями

Соотношение петрохимических и геохимических характеристик в исследованных объектах Сибирской платформы

Порода	Th/U	La/Yb	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$R_{\text{MgO}-\text{FeO}^*}$	$R_{\text{MgO}-\text{K}_2\text{O}}$	$R_{\text{K}_2\text{O}-\text{Na}_2\text{O}}$	$R_{\text{MgO}-\text{La/Yb}}$	$R_{\text{MgO}-\text{Sm/Yb}}$
Дайки и силлы из рудных полей Ангаро-Илимской провинции	13.66	7.63	0.70809	-0.82	0.8	-0.93	0.67	0.67
Онекский интрузив	3.47	3.08	0.70564	—	0.7	0.60	—	—
Эффузивы Хараелакской мульды (nd)	4.05	9.35	0.7089	—	-0.6	0.80	—	—
Эффузивные толеиты (on) Маймеча-Котуйской провинции	2.69	2.93	0.7047	—	—	—	—	—

Примечание. nd — надежинская свита, on — онкучанская свита;  $R$  — линейные коэффициенты корреляции между компонентами; — значимые линейные связи не обнаружены.

и также риолитами. Как следует из данных изучения юрхской свиты [Рябов и др., 2005], масштабы развития таких контаминированных трахибазальтовых магм выходят за рамки локальных вариаций в отдельных рудоносных диатремах Ангаро-Илимской провинции. Так, на территории южного сектора СП из проанализированных составов интрузивных пород по статистической оценке весовая доля этих групп пород составляет более 20 %, а риолитовых — порядка 2 %. Имеются и другие «аномальные» составы расплавов. Таким образом, около трети базитовых расплавов западного и южного сектора СП, где известны магнетитовые и магномагнетитовые рудопоявления и месторождения, относится к магмам, контаминированным веществом земной коры. Геохимическими «метками» этого типа контаминации является появление ортогональных к нормальным корреляционным связей таких компонентов, как  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  и  $\text{MgO}$  с  $\text{La/Yb}$ ,  $\text{Sm/Yb}$ , и резко увеличенные значения отношения  $\text{Th/U}$  (таблица).

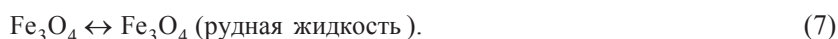
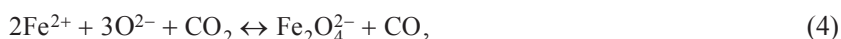
Трахибазальты, пространственно ассоциирующиеся с магматическими рудами, характеризуются существенным увеличением концентраций  $\text{Ba}$ ,  $\text{Ce}$ ,  $\text{Nd}$ ,  $\text{Th}$ ,  $\text{Pb}$ ,  $\text{Zn}$ ,  $\text{Zr}$ . Отметим, что рассмотренная проблема обсуждается не только в отношении траппов, эти вопросы актуальны и для магматических месторождений активных окраин континентов, для которых характерны явления распада при смешении магм [Clark, Kontak, 2004].

**Описание кинетики и динамики фазового разделения компонентов при декомпрессии, кристаллизации, ассимиляции и ликвации базитовых расплавов.** В земной коре при внедрении базитовых расплавов происходит как минимум три типа фазового разделения компонентов с участием газовой фазы: экстрагирование компонентов при декомпрессионном кипении магмы; барботирование расплава газовой фазой, поступающей из вмещающих пород и возникающей при ассимиляции или термической диссоциации карбонатных пород; разделение компонентов при ретроградном подликвидусном кипении. Теория таких явлений развита с различной степенью полноты в применении к численному моделированию [Шарапов, Черепанов, 1986; Перепечко, 1994; Шарапов и др., 2000]. В цитированных работах для моделирования указанных явлений использована многоскоростная гидродинамика, основанная на выводе динамических уравнений из фундаментальных физических принципов: инвариантности уравнений относительно преобразований Галилея; законов сохранения; первого и второго начал термодинамики; основных постулатов неравновесной термодинамики. Принципиальность использования такого подхода состоит в обеспечении математической корректности соответствующей задачи Коши: например, в работе [Перепечко, 1994] корректно описан процесс сегрегации газовой фазы в поднимающейся по магмопроводнику магматической колонны. Уравнение состояния такой многокомпонентной гетерофазной среды с учетом межфазного массообмена, химических реакций, произвольной сжимаемости фаз в широком интервале изменения термодинамических переменных и скорости гетерофазного течения было получено позднее [Шарапов и др., 2000].

Для описания процессов рудообразования в гетерофазных рудно-магматических системах исключительно важен результат, полученный В.Н. Доровским [Шарапов и др., 2000; Доровский, 2001, 2004]. Показано, что в присутствии поверхностно активных веществ ( $\text{S}$ ,  $\text{Cl}$ ,  $\text{F}$ ,  $\text{V}$  и т.п.) проявляется гидродинамический эффект взаимодействия фаз: поток экстрагируемых примесных компонентов на поверхность газовых пузырьков определяется эффективным коэффициентом диффузии как  $D^{1/5}$ , а характерное время поглощения частиц расплавом из газовой фазы пропорционально  $c_0^{-2/3}$  (где  $c_0$  — начальная концентрация компонента в фазе). Это означает, что скорость фазового обмена на несколько порядков больше, чем при ординарном диффузионном массопереносе. Следовательно, фигурирующие в публикациях оценки скорости массообмена между фазами в базитовых магматических системах при экстрагировании компонентов по классической диффузионной модели Фика следует относить к экстремально низким в случае малой вязкости взаимодействующих жидких фракций в присутствии твердой и газовой фаз.

Динамика ретроградного кипения базитовых магм в приближении квазиравновесной гетерофазной зоны подробно проанализирована ранее в [Шарапов и др., 2000], и, по-видимому, не нуждается в дополнительных комментариях.

Объективно существующие сложности определения составов фракций при распаде базитовых расплавов в случае ассимиляции пород земной коры и барботирования газовой фазой были отмечены выше. Построение корректных гидродинамических моделей таких систем выявляет дополнительные по сравнению с равновесными термодинамическими расчетами [Spera, Bohrson, 2004] требования к экспериментальной информации. Действительно, гидродинамика фазового разделения компонентов при распаде контаминированной жидкости высвечивает малоисследованные аспекты кинетики ликвации сложных растворов. Проиллюстрируем это утверждение на примере простейшей схемы ферритизации базитового расплава [Дорковский, 1993]:



Эти реакции имеют прямые и обратные константы скоростей в системе, состоящей из трех фракций: 1) матрицы силикатной фракции с минералами  $\text{Fe}_2\text{SiO}_4$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{O}^{2-}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_4^{2-}$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ; 2) газовой фазы с соединениями  $\text{CO}_2$  и  $\text{CO}$ ; 3) рудной жидкости  $\text{Fe}_3\text{O}_4$ . Полнота реакций описывается соответствующей системой стехиометрических уравнений, системами уравнений массового баланса и скоростей химических превращений. С их помощью возможно замкнутое описание термодинамики системы по отношению к фазовым концентрациям компонентов. В реальных системах эти фазы движутся с собственными скоростями, управляемые уравнениями переноса. Скорости химических реакций и фазовых переходов являются определенными функциями этих скоростей. Их совместное рассмотрение позволяет согласовать скорости фазовых превращений с функциями распределения пузырей газовой фазы и рудных капель в насыщающей жидкости. В решении этой задачи можно получить соотношения, описывающие рост рудных капель в процессе распада исходного раствора, через который барботируется газовая фаза. Аналогичным образом описывается процесс сульфуризации базитового расплава и восстановления в нем железа или совмещение такого рода процессов. Однако создание численной реализации этих теорий затрудняется отсутствием данных о кинетике реакций и неясностью механизма фазового распада. Именно эти обстоятельства затрудняют практические приложения развитого подхода и вынуждают к использованию односкоростных классических диффузионных моделей для описания кинетики образования дисперсной структуры в ликвирующих системах. В таких приближениях на основе модельных диаграмм состояния возможно получить оценки плотности распределения и скорости роста ликвационных капель при распаде базитовых магм [Черепанов и др., 2000]. Проведенная аппроксимация кинетики ликвации при сопоставлении с наблюдаемым распределением морфологических характеристик и размеров рудных вкрапленников в разрезах дифференцированных трапповых силлов позволяет решать обратную задачу относительно локальных условий их «вмораживания» (захвата фронтом солидуса) в изверженную породу. Решение неизотермической задачи динамики кристаллизации у нижнего контакта дифференцированных трапповых силлов с учетом подликвидусной ликвации позволяет оценить роль локальной ликвации при формировании оруденения области кумулуса. Такая задача без учета ретроградного кипения магмы и коалесценции рудных капель была решена в [Черепанов и др., 2003].

Обзор классических методов односкоростной гидродинамики для математического моделирования процессов теплопереноса в гетерофазных системах содержится в работе [Wersta et al., 1999]. Ряд изложенных в нем подходов могут быть полезны при количественном анализе процессов дифференциации в магматических камерах, ритмичности в фазовом разделении компонентов и анализе некоторых других процессов теплопереноса в магматических системах, которые выходят за рамки тем данной работы.

Количественные модели, описанные выше, позволяют получать хронологические, пространственные и масштабные характеристики динамики основных структурно-динамических зон мантийно-коровых рудно-магматических систем, сопряженных с трапповой формацией СП. Определенный прогресс в развитии и в приложениях математических моделей, позволяющих рассматривать условия возникновения и эволюции мантийно-коровых рудно-магматических систем СП, наблюдается, однако количество обсуж-

даемых генетических проблем в объяснении их природы уменьшилось незначительно. Многие из них только обострились после представления рассмотренных математических моделей.

## ОБСУЖДЕНИЕ

В приведенном кратком обзоре созданных технологий количественного моделирования магматических и магматогенных рудообразующих процессов обращено внимание петрологов и геологов-рудников на появившиеся возможности количественного описания мантийно-коровых процессов как целостных систем, в которых последовательно возникают и эволюционируют структурно-динамические зоны с собственными возможностями и источниками компонентов, концентрирующихся в виде рудных месторождений в магматических телах или в экзоконтакте, и как они могут быть реализованы для раскрытия природы характерных параметров трапповой формации СП и поступающей новой информации о триасовом разрезе Западно-Сибирской плиты (ЗСП) [Saraev et al., 2007]. Главным элементом количественного моделирования мантийно-коровых магматических систем является описание зарождения и эволюции мантийных источников базитовых магм. Возможности корректного задания краевых условий для количественного описания неизотермического транзита расплавов, их контаминации и развития интрузивов в земной коре, извержения трещинных вулканов, а также плавления пород в области границы Мохо, базируются на получаемых результатах в такого рода моделях. В этом направлении делаются, по-видимому, только первые шаги. Действительно, отмеченные выше характеристики трапповой формации СП были реализованы только для известных моделей выплавления из мантийных пород толеитовых и пикритоидных магм [McKenzie, 1984; King, Anderson, 1995; Turner et al., 1996]. Количественное двухмерное моделирование динамики литосферных источников расплавов пермотриасовых траппов ЗСП и СП [Шарапов и др., 2006—2008] показало, что появление в литосфере зон надастеносферного плавления метасоматизированных ультрабазитов могло быть реализовано над распределенными горячими точками под утоненными участками континентальной литосферы (см. рис. 1). Расчетные размеры линзовидных областей плавления в литосфере согласуются с широтными протяженностями лавовых щитов ЗСП и СП. При этом расчетные времена существования двухуровневых областей плавления в верхней мантии неплохо согласуются с имеющимися датировками рассматриваемых магматических событий [Расказов и др., 2005; Saraev et al., 2007]. Характерно, что расчетные временные и пространственные параметры мантийно-коровых магматических систем ЗСП и СП согласуются также с оценками размеров зон декомпрессионного плавления в головной части эволюционирующего в двухуровневой мантии Земли термоконцентрационного суперплюма [Farnetani et al., 2002]. Пока неясно, на каких количественных моделях динамики плавления пород литосферы базируются представления о существовании на границе палеозоя и мезозоя под азиатским континентом суперплюма, простиравшегося с севера на юг от Таймыра до Вьетнама, с запада на восток от Урала до Приморья [Large..., 2007].

Появление возможности получения физико-химических оценок степени метасоматического преобразования пород литосферной мантии потоками магматогенных флюидов, поступающих из эволюционирующих астенолинз [Шарапов и др., 2007], позволяет корректировать постановку задачи плавления измененных пород в многослойной литосфере как для проведения количественных характеристик степени плавления, так и для определения предельного положения верхней границы плавления, которая может задаваться по границе флогопитизации и амфиболизации деплетированных ультрабазитов (см. рис. 3). Соответственно может строиться и задача определения области выплавления гранитоидных магм в окрестностях границы Мохо.

Проблемы получения верхних оценок степени контаминирования базитовых выплавок траппов СП нижнекоровыми субстратами [Sharma, 1987; Vasu et al., 1998; Федоренко, 2003] может быть решена, как и случае аналогичных образований центра изверженных пород Скай (Шотландия), с помощью программного комплекса EC-RAFC [Fowler et al., 2004]. Однако его использование для этих целей ограничивается из-за отсутствия петрохимической и геохимической информации о составе нижнекоровых пород под Тунгусской синеклизой или Бахтинским сводом. В рассматриваемых задачах формирования магматогенного оруденения его использование также ограничено: нельзя описать ассимиляцию с ликвацией контаминированной жидкости и ее кипение. Характер контаминирования базитовых выплавок карбонатными и солевыми отложениями обсуждался выше.

Количественное моделирование интродуирования толеитовых магм в слоистые толщи платформенного чехла СП было проведено в [Феоктистов, 1978], которое может быть дополнено определением минимальных диапазонов средних скоростей течения базитовых магм при формировании силлообразных интрузивов толщиной от нескольких до сотен метров. При их определении использовалась известная структурно-геологическая информация: размеры блоков земной коры СП южнее Нижней Тунгуски при формировании трещинных извержений составляли ~40 км [Варанд, 1970; Сапронов, 1986]; поперечный размер трещин при внедрении даек Каменской провинции Норильского района был более десятки метров при протяженности разрывов указанного выше порядка [Генкин и др., 1981; Рябов, Гриб, 2005]; ширина

контактных пород в трапповых силлах варьирует от десятков сантиметров до нескольких метров [Генкин и др., 1981; Рябов и др., 2000]; вертикальная протяженность магмопроводников могла достигать 100 км [Шарапов и др., 2006—2008].

На рис. 4 показан пример расчета функционирования системы проводник—силл для случая внедрения пикритоидного расплава, когда можно экстраполировать одну диаграмму состояния в широком диапазоне давлений [Арискин, Бармина, 2000]. Проведенные численные эксперименты [Шарапов и др., 2000] показали, что протяженность силлов для указанных выше значений контактных пород при средних скоростях течения расплава более 0.005 м/с на выходе из проводника шириной  $\geq 5$  м в образовавшейся полости  $> 10$  м может составлять  $\sim 20$ —40 км. Как уже говорилось, параметры рудоносных интрузивов Норильского района попадают в рассматриваемые интервалы размеров питающих каналов и толщин контактных пород [Генкин и др., 1981; Рябов и др., 2000]. С другой стороны, эти результаты близки наблюдаемым параметрам интродирования базитовых расплавов в современной Гавайской магматической системе [Volcanism..., 1987]. Таким образом, не только рассмотренные случаи, но и предположения [Феоктистов, 1978] о возможно более значительных непрерывных протяженностях силлообразных внедрений в чехле южной части СП не лишены оснований. Проблема состоит в обосновании подходящей гидравлической модели нагнетания из магмопроводника вязкой жидкости на расстояния более десятков километров в субгоризонтальные, заданной ширины, трещины в образующейся слоистой среде. Такая задача в настоящее время не решена.

Следует отметить высокую степень согласия наблюдений и результатов численного двух- и трехмерного моделирования гидромеханических условий растекания и охлаждения расплавов при образовании лавовых «рек» или потоков-покровов большой толщины. Проблемы использования известных в литературе программных продуктов для углубления информации о формировании щитовых вулканов трапповой формации СП связаны скорее с недостаточностью предметной информации о структуре конкретных лавовых разрезов на СП, чем с проблемами модельного описания трещинных извержений.

Работы, посвященные количественному описанию собственно динамики магматогенных рудообразующих систем обсуждаемого типа, в доступных литературных источниках практически отсутствуют. Имеющиеся количественные модели отдельных процессов формирования магматических внутрикамерных месторождений отмечены выше. Некоторые причины возникающих проблем в исследовании природы контаминирования в земной коре интродуцируемых в нее базитовых расплавов также обсуждались. Наиболее сложной представляется проблема моделирования механизма образования метаморфогенных флюидов нужного состава и процесса перерождения «сульфуризуемых» и «ферритизируемых» неконтаминированных базитовых расплавов при формировании магнетитовых и сульфидных, а также гибридных алюмосиликатных расплавов, в коровых очагах. Спектр генетических схем по данному вопросу варьируется от мантийных «сквозьмагматических» флюидов [Зотов, 1979] до «метаморфизованных» поровых рассолов платформенного чехла [Павлов, 1975; Павлов, Пэк, 1979]. Но им не сопоставлены корректные гидродинамические модели, развиты только качественные представления. Так, последние модификации флюидогенных схем рудообразования выглядят следующим образом: на основании детального изучения минерального состава руд и закономерностей их пространственного размещения в пределах рудоносных вулканотектонических построек М.П. Мазуров развивает и дополняет модель Д.И. Павлова [1975], полагая, что основной процесс магнетитового рудообразования связан с взаимодействием базитовых магм с карбонатно-соленосными отложениями чехла и заключенными в них растроврами и рассолами. Главным агентом метасоматических процессов являлся образовавшийся в реакционных зонах флюид. Он включал газ, отделяющийся от расплава, и компоненты солевого раствора-расплава, появившегося при плавлении и растворении соленосных толщ. Железо, экстрагированное высокотемпературными флюидами, служило источником рудных масс в сопряженных участках области рудоотложения [Мазуров, Бондаренко, 1997; Мазуров и др., 2007]. Растворение в расплаве карбонатных и соленосных пород в пределах промежуточных магматических камер М.П. Мазуров относит к факторам, обуславливающим появление контаминированных рудоносных расплавов, барботирование которых служило одним из источников формирования контактово-реакционных пород, в том числе и руд в магнезиальных скарнах магматической стадии. В.В. Рябов [1999] основным фактором рудоносности трапповой формации СП считает флюидно-магматическое взаимодействие при барботировании газовых смесей через расплав в зонах глубинных разломов, связанных с потоками высокотемпературных внедряющимися базитовыми магмами поровых флюидов. Исходный состав флюидов определяет тип перерождения и распад расплавов — сульфуризация, ферритизация, восстановление. Растворение в расплаве карбонатных и соленосных пород В.В. Рябов относит к сопутствующим второстепенным процессам в магматическом рудообразовании и незначительно влияющим на ликвацию при магматогенном рудообразовании [Рябов и др., 2001].

Сопоставление генетических работ последних тридцати лет (от сборника работ с итогами деятельности советских геологов за 60 лет [Основные параметры..., 1979], обзора 1997 г. [Шарапов, Сот-

ников, 1997] и до настоящего момента) демонстрирует отсутствие увеличения в них количественных оценок параметров состояния рудообразующих систем или описания фазового разделения компонентов при формировании рудных месторождений. В последние десять лет увеличился поток аналитических и минералогических данных, возросла изощренность инструментальных методов изучения пород и руд, но содержательность генетических схем для количественного описания эволюции рудообразующих магматогенных систем существенно не изменилась.

В таком анализе динамики эндогенных систем ключевыми являются, по-видимому, две главных компоненты: 1) «геологическая добротность» генетической гипотезы, которой сопоставляется математическая модель; 2) экспериментальная обеспеченность численных экспериментов данными о кинетике гетерофазного взаимодействия и механизмах фазового распада многокомпонентных растворов. Если обеспеченность второй компоненты практически не зависит от геологов, то первая целиком определяется глубиной предметного изучения конкретных магматических явлений и процессов тепломассопереноса в сопряженных с интрузивами телах. При этом наиболее существенным является не столько достаточно глубокое раскрытие «элементарных локальных актов» взаимодействия (дайка — вмещающие породы, кристаллизационная ячейка — минерал — включение, и т.д.), сколько качественная реконструкция объемной картины протекания таких явлений, как «ассимиляция», «перерождение исходного расплава» и т.п. в границах всей области взаимодействия магматической жидкости и породы. При постановке задачи динамики нельзя обойтись общими идеями, поскольку требуется конкретизация генетических схем в отношении точного обозначения всех видов потоков на ее границах и однозначного определения всех фазовых взаимодействий внутри системы. Именно эти требования пока сложно реализовать в отдельных генетических построениях. Поскольку не наблюдается роста количества экспериментальной информации о характеристиках флюидно-магматического или ассимиляционного взаимодействия «базитовый расплав — вмещающая среда», можно попробовать улучшить информационную оснащенность генетических схем на основе исследования наличия линейных и нелинейных корреляций в накопленных данных. Раскрытие существа корреляционных связей позволит продвинуться в выявлении существа и количественного описания факторов, определяющих эффективность механизмов фазового разделения в структурно-динамических зонах реальных магматических систем. В настоящее время в работах петрологов и геохимиков, к сожалению, преобладает свертка и представление числовой информации в форме вариационных диаграмм, удобных для обозрения, но мало полезных в многопараметрическом количественном анализе связей в магматических системах.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Построенные количественные модели создают предпосылки для развития и углубления петрогенетических схем возникновения и эволюции мантийно-коровых магматических систем пермотриасовой формации СП: 1) возможно корректно согласовать модели конвективного и кондуктивного плавления пород примитивной и деплетированной верхней мантии, что позволяет объяснить причины появления циклических разрезов эффузивных пород в окрестностях Хатангского погиба; 2) возможно обосновать гидродинамические условия появления мощных и протяженных лавовых потоков, формирующих базальтовые лавовые щиты, а также появление протяженных послонных интрузий в платформенном чехле СП; 3) возможно показать характер сопряженного перемещения фазовых фронтов у верхнего контакта силлообразных интрузивов, которые играют существенную роль при формировании магматических подликвидусных сульфидных руд, а также рассмотреть условия сегрегации и «вмораживания» рудных капель у нижнего контакта таких магматических тел; 4) наличие гибких и многопрофильных программных комплексов, таких как Селектор, Комагмат, Melts, EC – E'RA<sub>χ</sub>FC, позволяет решать весьма широкий спектр частных петрогенетических задач или получать модельные диаграммы состояния, используемые в задачах равновесной физико-химической динамики воздействия магматических флюидов на породы литосферы, динамики кристаллизации базитовых расплавов, их контаминации или контактного плавления вмещающих пород.

За последние десять лет достигнут определенный прогресс в моделировании мантийно-коровых магматических систем континентальных LIPs. В то же время не наблюдается заметного продвижения в количественном анализе природы металлогенической зональности магматогенного рудообразования, сопряженного с трапповой формацией СП, что зафиксировано в обзоре [Налдретт, 2003] и сообщениях международного симпозиума, на котором рассматривались большие изверженные провинции и их металлогения на азиатском континенте [Large..., 2007].

Прогресс в количественном описании динамики мантийно-коровых рудно-магматических систем трапповой формации СП можно ожидать при углублении, с одной стороны, геологического и минералогического геохимического анализа реакционного взаимодействия базитовых магм с разнородными составами коро-



вых осадочных пород и поровых флюидов в разных частях платформы и последовательным статистическим анализом полученных баз данных, с другой стороны, теоретического анализа полученных результатов с целью выявления механизмов взаимодействия магм с породами и флюидами литосферы на основе многоскоростной гидродинамики.

Мы признательны Ю.Р. Васильеву, А.С. Борисенко, Н.П. Похиленко, В.В. Рябову за конструктивное и критическое обсуждение рассматриваемых проблем петрогенезиса и металлогении трапповой формации СП; Л.Н. Перепечко, В.Н. Попову, А.Н. Черепанову, В.К. Черепановой, К.В. Чудненко за методическую помощь при решении задач динамики; Е.П. Бессоновой, М.П. Гора, Л.Г. Бишаевой за помощь в оформлении статьи.

Работа выполнена при поддержке гранта Министерства образования и науки РНП 2.1.1.702.

#### ЛИТЕРАТУРА

**Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** К генетической природе сульфидных медно-никелевых месторождений // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1979, с. 129—138.

**Андреев Н.С., Мазурин О.В., Порай-Кошиц Е.А., Роскова Г.П., Филиппович В.В.** Явления ликвации в стеклах. М., Наука, 1974, 217 с.

**Аплов В.С.** Термобарохимическая модель Талнахского платино-медно-никелевого месторождения. СПб., Изд-во ВНИИОкеанологии, 2001, 234 с.

**Арискин А.А., Бармина Г.С.** Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М., Наука, 2000, 363 с.

**Борисов В.Т., Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Шаратов В.Н.** Стеклование расплавов при кристаллизации // Черная металлургия, 2002, № 12, с. 37—41.

**Борисов В.Т., Шаратов В.Н., Черепанов А.Н., Петровский В.А.** Квазиравновесная кристаллизация химического соединения переменного состава // Металлы, 2004, № 4, с. 24—32.

**Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В.** Ритмическая расслоенность кавакинского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования // Петрология, 2004, т. 12, № 3, с. 281—302.

**Варанд Э.Л.** О тектоническом положении вулканических аппаратов Тунгусской синеклизы // Проблемы палеовулканизма Средней Сибири. Красноярск, 1970, с. 115—116.

**Васильев Ю.Р.** Количественная оценка крупнообъемных проявлений пермотриасового траппового магматизма на Сибирской платформе // Докл. РАН, 1999, т. 367, № 3, с. 380—384.

**Васильев Ю.Р., Прусская С.Н., Мазуров М.П., Гора М.П.** Особенности петрологии Онецкого крупнообъемного траппового интрузива (Западный сектор Сибирской платформы) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Томск, ЦНТИ, 2004, с. 6—11.

**Генкин А.Г., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гороховская Т.Л.** Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М., Наука, 1981, 234 с.

**Годлевский М.Н., Лихачев А.П.** Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1979, с. 109—118.

**Додин Д.А.** Металлогения Таймыро-Норильского региона. СПб., Наука, 2002, 822 с.

**Доровский В.Н.** К гидродинамической теории ликвационного рудообразования // Геология и геофизика, 1991 (3), с. 37—49.

**Доровский В.Н.** Гидродинамическая модель оксидного ликвационного рудообразования. Новосибирск, 1993, 15 с. (Препринт / ОИГГМ СО РАН; № 6).

**Доровский В.Н.** Динамика массообмена между фазами в магме, содержащей поверхностно-активные вещества // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (8), с. 1249—1259.

**Доровский В.Н.** Характерные времена экстракции примесных частиц из магматического расплава в присутствии поверхностно-активных веществ // Геология и геофизика, 2004, т. 45 (5), с. 626—638.

**Егоркин А.В.** Строение мантии Сибирской платформы // Физика Земли, 2004, № 5, с. 37—46.

**Желтов Ю.П.** Деформации горных пород. М., Недра, 1966, 297 с.

**Желтов Ю.П., Христианович С.А.** О гидравлическом разрыве нефтяного пласта // Изв. АН СССР. Отд. техн. наук, 1955, № 5, с. 3—41.

**Золотухин В.В.** Основные закономерности прототектоники и вопросы формирования рудоносных трапповых интрузий. Новосибирск, Наука, 1964, 192 с.

**Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А.** Базальты Сибирской платформы. Новосибирск, Наука, 1986, 246 с.

**Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А.** Разнообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск, Наука, 1989, 246 с.

**Зотов И.А.** Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М., Наука, 1979, 155 с.

**Киргинцев А.Н.** Равновесие однопородных фаз в симметричных регулярных растворах. Новосибирск, 1993, 12 с. (Препринт / ОИГТМ СО РАН; № 1).

**Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н.** К динамике процессов регионального метаморфизма и палингенеза // Геология и геофизика, 1969 (6), с. 29—36.

**Лихачев А.П.** Трапповый магматизм и платино-медно-никелевое рудообразование в Норильском районе // Отечественная геология, 1997, № 10, с. 8—19.

**Мазуров М.П.** Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск, Наука, 1985, 184 с.

**Мазуров М.П., Бондаренко П.М.** Структурно-генетическая модель рудообразующей системы ангаро-илимского типа // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1584—1593.

**Мазуров М. П., Гришина С.Н., Истомин В.Е., Титов А.Т.** Метасоматизм и рудообразование в контактах долеритов с соленосными отложениями чехла юга Сибирской платформы // Геология рудных месторождений, 2007, т. 49, № 4, с. 306—320.

**Маракушев А.А., Феногенов А.Н., Емельяненко П.Ф., Дюжиков О.А., Скрипниченко В.А.** Генезис расслоенных интрузивов норильского типа // Вестн. МГУ, Серия геол., 1982, № 1, с. 3—19.

**Налдретт А.Дж.** Магматические месторождения сульфидных медно-никелевых и платиновых руд. СПб., Изд-во СПбГУ, 2003, 487 с.

**Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаас Г.С.** Алмазопрогностика. Иркутск, АЛРОСА, 2001, 311 с.

**Олейников Б. В.** Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск, Наука, 1979, 263 с.

**Основные параметры** природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, т. 1, 259 с.; т. 2, 264 с.

**Павлов Д.И.** Магнетитовое рудообразование при участии экзогенных хлоридных вод. М., Наука, 1975, 246 с.

**Павлов Д. И., Пэк А. А.** Формирование железорудных месторождений ангаро-илимского типа как результат тепловой мобилизации пластовых рассолов региональным трапповым силлом // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск, Наука, 1979, с. 178—186.

**Павлов А.Л.** Термодинамика процессов сульфуризации в силикатных расплавах и проблемы сульфидного рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 79 с.

**Павлов А.Л.** Физико-химическое моделирование магматогенных флюидных рудообразующих систем. Новосибирск, Наука, 1992, 15 с.

**Павлов А.Л., Дымкин А.М.** Термодинамика процессов ферритизации в силикатных расплавах и проблемы рудообразования. Новосибирск, Наука, 1979, 85 с.

**Перепечко Ю.В.** Феноменологическое описание динамики кипения магм // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (11), с. 13—27.

**Петрология** и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы / Под ред. В.В. Золотухина, А.М. Виленского. Новосибирск, Наука, 1978, 274 с.

**Пухнарович М.М.** Условия и особенности формирования эндогенных месторождений железа на юге Сибирской платформы. Иркутск, Изд-во Иркут. ун-та, 1986, 336 с.

**Рассказов С.В., Брандт С.Б., Брандт И.С., Иванов А.В.** Радиоизотопная геология в задачах и примерах. Новосибирск, Изд-во «Гео», 2005, 150 с.

**Рябов В.В.** Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект) // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (10), с. 1457—1473.

**Рябов В.В., Гриб Д.Е.** Многофазные дайки — пример рассеянного спрединга на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 471—485.

**Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г.** Самородное железо сибирских траппов. Новосибирск, Наука, 1985, 169 с.

**Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.** Магматические образования Норильского района. Новосибирск, Нонпарель, 2001, т. 1, 401 с.; т. 2, 591 с.

**Рябов В.В., Шевко А.Я., Затеева С.Н.** «Аномальные образования» в траппах Сибирской платформы — показатель геодинамической обстановки формирования платобазальтов // Литосфера, 2005, № 4, с. 165—177.

**Самойлович Ю.А.** О возможности кристаллизации магматических тел в режиме автоколебаний // Геохимия, 1979, вып. 6, с. 821—829.

**Сапронов Н.Л.** Древние вулканические структуры на юге Тунгусской синеклизы. Новосибирск, Наука, 1986, 97 с.

**Старосельцев В.С.** Тектоника базальтовых плато и нефтегазоносность подстилающих отложений. М., Недра, 1989, 255 с.

**Тарасов А.В.** О механизмах формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных руд // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. Новосибирск, Наука, 1975, с. 123—274.

**Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия** / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск, Наука, 1991, 213 с.

**Уэйджер Л., Браун Г.** Расслоенные изверженные породы. М., Мир, 1970, 529 с.

**Федоренко В.А.** Геохимические типы платовулканических пород севера Сибирской платформы // Руды и металлы, 2003, № 1, с. 45—54.

**Федотов С.А.** Механизмы внедрения даек и трещинных извержений // Вулканология и сейсмология, 1982, № 6, с. 79—85.

**Феоктистов Г.Д.** Петрология и условия формирования трапповых силлов. Новосибирск, Наука, 1978, 168 с.

**Френкель М.Я.** Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М., Наука, 1995, 135 с.

**Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В.** Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М., Наука, 1988, 216 с.

**Черепанов А.Н., Шарапов В.Н., Милова Л.В.** Термо- и гидродинамические условия возникновения включений в минералах изверженных пород // Докл. АН СССР, 1981, т. 160, № 1, с. 186—190.

**Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Шарапов В.Н., Борисов В.Т.** Формирование композиционной структуры при направленном затвердевании расслаивающихся расплавов // Физическая мезомеханика, 2003, т. 6, № 5, с. 53—62.

**Черепанов А.Н., Черепанова В.К., Шарапов В.Н.** Динамика фронтов кристаллизации, ликвирования и кипения у верхнего контакта плоских интрузивных тел // Докл. РАН, 2004, т. 396, № 4, с. 535—540.

**Шарапов В.Н.** О структурно-динамических зонах и магматических фациях базитовых даек // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (10), с. 1563—1573.

**Шарапов В.Н.** Функции распределения содержаний компонентов в разрезах флэд-базальтов Сибирской платформы как показатели эволюции магматической системы // Докл. РАН, 2004, т. 395, № 2, с. 241—246.

**Шарапов В.Н.** Динамика развития надастеносферных флюидных систем // Геология и геофизика, 2005, т. 46 (5), с. 459—470.

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

**Шарапов В.Н., Маркович С.А.** Возможный характер охлаждения расплава при интрузии «рудных магм» из очага генерации // Геология и геофизика, 1991 (4), с. 15—20.

**Шарапов В.Н., Сотников В.И.** К проблеме количественного моделирования развития рудно-магматических систем // Геология и геофизика, 1997, т. 38 (5), с. 857—870.

**Шарапов В.Н., Калинин А.С., Васильев Э.Н.** Модель плавления пород земной коры при наличии неоднородного конвективного теплового потока // Геология и геофизика, 1977 (2), с. 3—10.

**Шарапов В.Н., Фон-дер-Флаасс Г.С., Хоменко А.В.** Реакционно-термическое взаимодействие с вмещающей средой базитового расплава при его интрузии в слоистые толщи чехла Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1992, т. 33 (3), с. 43—56.

**Шарапов В.Н., Киргинцев А.Н., Милова Л.В.** К проблеме термодинамического описания генезиса рудных магм // Геология и геофизика, 1993, т. 34 (1), с. 57—70.

**Шарапов В.Н., Роменский Е.И., Доровский В.Н.** Гидродинамика интрузии базитового расплава в стратифицированные толщи земной коры // Геология и геофизика, 1994, т. 35 (3), с. 20—28.

**Шарапов В.Н., Акимцев А.В., Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н.** Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск, НИЦ ОИГГМ СО РАН, 2000, 414 с.

**Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Прусская С.Н.** Петрохимические характеристики интрузивных траппов западной части Сибирской платформы и региональная зональность их состава // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (9), с. 1299—1313.

**Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Попов В.Н., Акимцев А.В.** Модель динамики сублимирования пород литосферы над очагами базитовых расплавов // Докл. РАН, 2002, т. 385, № 4, с. 533—536.

**Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Попов В.Н.** О гидродинамических параметрах формирования эффузивных траппов Сибирской платформы // Докл. РАН, 2003а, т. 388, № 1, с. 101—104.

**Шарапов В.Н., Васильев Ю.Р., Альмухамедов А.И., Медведев А.Я.** О локальной и региональной изменчивости в составе пермотриасовых эффузивных траппов Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2003б, т. 44 (8), с. 741—752.

**Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., Мазуров М.П.** Мантийно-коровые флюидно-магматические системы зон спрединга // Геология и геофизика, 2006, т. 47 (12), с. 1326—1343.

**Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В.** Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, ГЕОС, 2007, 192 с.

**Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Акимцев А.В.** О типах петрохимических трендов подольвусных фракций базитовых расплавов при их сульфуризации и восстановлении // Докл. РАН, 2008, т. 419, № 5, с. 681—686.

**Шевко А.Я., Гора М.П.** Вариации содержаний и состава сульфидов в разрезе Южно-Пясинской интрузии // Актуальные проблемы рудообразования и металлогении. Новосибирск, Академическое изд-во «Гео», 2006, с. 245—246.

**Шеплев В.С.** Математическое моделирование химической зональности в метаморфических реакционных структурах горных пород: Автореф. дис. ... д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГТМ СО РАН, 1998, 80 с.

**Ярошевский А.А.** «Псевдоритмичность» как результат случайных событий (к вопросу о ритмичности расслоенных магматических комплексов) // Геохимия, 2007, № 2, с. 224—228.

**Anderson D.L.** Theory of the Earth. Boston: Blackwell Scientific Publications, 1989. <http://resolver.caltech.edu/CaltechBOOK:1989.001>.

**Basu A.R., Hannigan R.E., Jacobsen S.B.** Melting of the Siberian mantle plume // Geoph. Res. Lett., 1998, v. 25, № 12, p. 2209—2212.

**Babeyko A.Yu., Sobolev S.V., Trumbull R.B., Oncken O., Lavier L.L.** Numerical models of crustal-scale convection and partial melting beneath the Altiplano-Puna plateau // Earth Planet. Sci. Lett., 2002, v. 199, p. 373—388.

**Boudreau A., Philpotts A.R.** Quantitative modeling of compaction in the Holyoke flood basalt flow, Hartford Basin, Connecticut // Contr. Miner. Petrol., 2002, v. 144, p. 176—184.

**Brandeis G.** Constraints on the formation of cyclic units in ultramafic zones of large basaltic chambers // Contr. Miner. Petrol., 1992, v. 112, p. 312—326.

**Brandeis G., Jaupart C.** On the interaction between convection and crystallization in cooling magma chambers // Earth Planet. Sci. Lett., 1986, v. 81, p. 345—361.

**Brandeis G., Jaupart C.** The kinetics of nucleation and crystal growth and scaling laws for magmatic crystallization // Contr. Miner. Petrol., 1987, v. 96, p. 24—34.

**Bruce P.M., Huppert H.E.** Solidification and melting along dykes by the laminar flow of basaltic magma // Magma transport and storage. N.Y., Wiley, 1990, p. 87—101.

**Cawthorn G., Walraven F.** Emplacement and crystallization time for the Bushveld Complex // J. Petrol., 1998, v. 39, № 9, p. 1669—1687.

**Clark A.H., Kontak D.J.** Fe-Ti-P Oxide melts generated through magma mixing in the Antauta Subvolcanic Center, Peru: implication for origin of nelsonite and iron oxide-dominated hydrothermal deposits // Econom. Geol., 2004, v. 99, p. 377—395.

**Crystal transport and magma crystallization processes, 2004.** [http://www.geo.ua.edu/volcanology/lecture\\_notes\\_files/crystal-transport-and-ma.html](http://www.geo.ua.edu/volcanology/lecture_notes_files/crystal-transport-and-ma.html).

**Dalany P.T., Pollard D.** Solidification of basaltic magma during flow in a dyke // Amer. J. Sci., 1982, v. 282, № 6, p. 856—885.

**Green D.** Mantle temperatures: primary magmas at mid-ocean ridges, «hot-spots» and other intraplate settings: constraints on mantle potential temperatures // <http://www.MantlePlume.org>, 2005.

**Grips J., Baloga S.** Influence of crystallization and cooler material on the emplacement of basaltic lava flows // J. Geophys. Res., 1994, v. 99, № B6, p. 11819—11931.

**Farnetani C.G., Legas B., Tackley P.J.** Mixing and deformation in mantle plumes // EPSL, 2002, v. 196, p. 1—15.

**Fowler S.J., Bohrsen W.A., Spera F.J.** Magmatic evolution of the Skye Igneous Centre, Western Scotland: modeling of assimilation, recharge and fractional crystallization // J. Petrol., 2004, v. 45, № 12, p. 2481—2505.

**Hort M., Marsh B.D., Spohn T.** Igneous layering through oscillatory nucleation and crystal setting in well-mixed magmas // Contr. Miner. Petrol. Geotherm. Res., 1993, v. 114, p. 425—440.

**Huppert H.E., Sparks S.** The generation of granitic magmas by intrusion of basalt into continental crust // J. Petrol., 1988, v. 29, p. 599—624.

**Irvine T.N.** Magmatic infiltration metasomatism, double diffusive fractional crystallization, and growth in the Muskox intrusion and other layering intrusions // *Physics of magmatic processes*. Princeton University Press. Princeton, 1980, p. 325—383.

**Ito G., Martel S.J.** Focusing in the upper mantle through dyke interaction // *J. Geophys. Res.*, 2002, v. 107, № B10, 2223, doi:1029/2001JB000251.

**Ito G., van Keken P.** Hotspots and melting // *Treatise on geophysics*. Elsevier, Ltd, 2006, p. 1—102.

**Jaupart C., Brandeis G.** The stagnant bottom layer of convecting magma chambers // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1986, v. 80, p. 183—199.

**Kerr R.C., Tait S.R.** Convective exchange between pore fluid and an overlying reservoir of dense fluid, a postcumulus process // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1985, v. 75, p. 147—156.

**King S.D., Anderson D.L.** An alternative mechanism of flood basalt formation // *Earth Plan. Sci. Lett.*, 1995, v. 136, p. 269—279.

**Koszthelyi L.** A preliminary thermal budget for lava tubes on the Earth and planets // *J. Geophys. Res.*, 1995, v. 100, № B10, p. 20411—20420.

**Large** igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny. Novosibirsk, 2007, 216 p.

**Lister R., Kerr C.** Fluid-mechanical models of crack propagation and their application to magma transport in dykes // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, p. 10049—10077.

**Lore J., Aydin A., Goodson K.** A deterministic methodology for prediction of fracture distribution in basaltic multiflow / *J. Geophys. Res.*, 2001, v. 106, № B4, p. 6447—6459.

**Mantovani M.S.M., Hawkesworth C.J.** An inversion approach to assimilation and fractional crystallization processes // *Contr. Miner. Petrol.*, 1990, v. 102, p. 289—302.

**Marsh B.D.** On convective style and vigor in sleet-like magma chambers // *J. Petrol.*, 1989, v. 30, № 1, p. 479—530.

**McKenzie D.** The generation and compaction of partial molten rock // *J. Petrol.*, 1984, v. 25, p. 713—765.

**Niu Y., Batiza R.** An empirical method for calculation produced mid-ocean ridge: application for axis and off-axis (seamount) melting // *J. Geophys. Res.*, 1991, v. 96, p. 21753—21777.

**Petersen J.S.** Solidification contraction: another approach to cumulus processes and origin of igneous layering // *Origins of igneous layering*. Reidel, Dordrecht NATO ASI Series C 196, 1987, p. 505—526.

**Pollard D.D., Segall P.** Theoretical displacement and stress near fractures in rock, with applications to faults, joints, veins, dykes and solution surfaces // *Fracture mechanics of rock* / Ed. D.K. Atkinson. Academic San Diego, Calif., 1987, p. 277—349.

**Rubin A.** Propagation of magma-filled cracks // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 1995, v. 23, p. 27—336.

**Saraev S.V., Baturina T.P., Klets A.G.** Permo-Triassic basalts of trappean formation of West Siberia // *Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny*. Novosibirsk, 2007, p. 63—65.

**Sharapov V.N., Mazurov M.P., Ryabov V.V., Perepechko Yu.V., Vasil'ev Yu.R.** Model analysis for ore productivity of multi-level interplate mantle-crust system // *Large igneous provinces of Asia, mantle plumes and metallogeny*. International symposium. Novosibirsk, 13—16 August 2007, p. 115—117.

**Sharma V.** Siberian Traps // *Large Igneous Provinces: continental, oceanic and planetary flood volcanism* / Eds. J.J. Mahoney, M.F. Coffin. *Geophys. Monograph* 100. Amer. Geophys. Union, 1997, p. 273—295.

**Self S., Thorvardson Th., Keszthelyi L.** Emplacement of continental basalt lava flows // *Ibid.*, p. 381—410.

**Spera F.J., Bohron W.A.** Open-system magma chamber evolution: an energy-constrained geochemical model incorporating the effects of concurrent eruption, recharge, variable assimilation and fractional crystallization ( $EC - RA_{\lambda}FC$ ) // *J. Petrol.*, 2004, v. 45, № 12, p. 2459—2480.

**Turner S., Hawkesworth C., Gallagher K., Stewart K., Peate D., Mantovani M.** Mantle plumes, flood basalts, and thermal models for melt generation beneath continents: assessment of a conductive heating model and application to the Parana // *J. Geophys. Res.*, 1996, v. 101, p. 11503—11518.

**Volcanism in Hawaii** / Eds. R.W. Decker, T.L. Wright, and P.H. Stauffer. V. 2. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap. 1350. Washington, 1987, p. 919—1602.

**Wang V., Merino E.** Oscillatory magma crystallization by feedback between the concentrations of reactant species and mineral growth rates // *J. Petrol.*, 1993, v. 34, p. 369—382.

**Wersta J.R., Verhoeven C.J.M., van Roermund A.H.M.** Oscillators and oscillator systems: classification, analysis and synthesis. Kluwer Acad. Pub. London, 1999, 275 p.

**Worster M.G.** Convection in mushy layers // *Amer. Rev. Fluid Mech.*, 1997, v. 29, p. 91—122.

**Worster M.G., Huppert H.T., Sparks R.S.J.** Convection and crystallization in magma cooled from above // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 101, p. 78—89.

**White W.M.** Geochemistry. Elsevier, Amsterdam, 1997, 700 p.

**Wyllie P.J.** Experimental petrology of upper mantle materials, processes and products // J. Geodyn., 1995, v. 20, p. 429—468.

**Zaraisky G.P.** Oscillation phenomena at magmatic crystallization, Denver Ann. Meet., 2004, Paper № 158-4. [http://gsa.confex.com/gsa/2004AM/finalprogram/abstract\\_78831.htm](http://gsa.confex.com/gsa/2004AM/finalprogram/abstract_78831.htm).

*Рекомендована к печати 27 марта 2008 г.  
А.С. Борисенко*

*Поступила в редакцию  
19 ноября 2007 г.*