

УДК 553.078.2

## ВЛИЯНИЕ РЕОЛОГИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ЛОКАЛИЗАЦИЮ РУДООБРАЗУЮЩИХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

© 2012 г. Н. С. Жатнуев<sup>1</sup>, С. Н. Рычагов<sup>2</sup>, В. И. Васильев<sup>1</sup>, Е. В. Васильева<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Геологический институт СО РАН

670047 Улан-Удэ, ул. Сахьяновой, 6а, e-mail: zhat@gin.bsnet.ru

<sup>2</sup>Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН

683006 Петропавловск-Камчатский, бульвар Пушкина, 9, e-mail: rychn@kscnet.ru

Поступила в редакцию 30.03.2010 г.

На основании всестороннего исследования гидротермально-магматических систем островных дуг и обобщения представлений о механизмах реализации упруго-пластических деформаций в горных породах рассмотрены условия взаимодействия конвективных магматической и гидротермальной ячеек в различных реологических зонах земной коры. Разработаны три модели формирования гидротермальных циркуляционных систем: 1) при локализации магматического очага в зоне пластичности, 2) частичном и 3) полном внедрении очага в хрупкую кору. Показано высокое соответствие последней из отмеченных моделей структуре современных высокотемпературных гидротермально-магматических систем на глубинах более 1.0–1.5 км и строению рудоносных вулканоплутонических комплексов миоцен-плиоценового возраста, эродированных на различную глубину в разных геологических блоках в пределах этих комплексов.

### ВВЕДЕНИЕ

Гидротермальная система представляет собой закономерно организованную часть земной коры над источником теплового питания и в области его влияния, в пределах которой благоприятное сочетание геологических тел, зон проницаемости и гидрогеологических структур приводит к переносу тепловой энергии с некоторых глубин к дневной поверхности посредством конвекции флюида в жидкой или паровой фазе [Структура ..., 1993]. Структуру гидротермальной системы составляют горные породы, горячие (остывающие) магматические тела, зоны гидротермальных изменений, проницаемые и залеченные вторичными минералами тектонические нарушения, области кипения гидротерм, водоносные горизонты и водоупоры, зоны термодинамических и геохимических барьеров и др. элементы геологического пространства, в пределах которых происходят фазовые преобразования вещества и минерало-рудообразование под воздействием химических реакций с выделением или поглощением тепла.

Гипотетически любая модель гидротермальной системы областей современного вулканизма предусматривала наличие в ее недрах магматического очага или нагретого интрузивного тела, как основных источников тепла [Аверьев, 1966; Гид-

ротермальные системы ..., 1976; Кононов, 1983]. Но только в последние годы, на основе анализа материалов сверхглубокого бурения, детального изучения структуры и выделения этапов длительноживущих вулканогенно-рудных центров, и глубокого бурения на андезитовых вулканах островных дуг удалось доказать наличие зоны перехода между близповерхностной гидротермальной и глубинной магматической конвективными ячейками в структуре высокотемпературных гидротермальных систем. Такие геологические структуры определены как длительноживущие рудообразующие гидротермально-магматические конвективные системы зоны перехода океан-континент [Рычагов, 2003] (в нашей работе далее – гидротермально-магматические системы).

Авторы настоящей работы, основываясь на теоретических представлениях и расчетных термогидродинамических моделях, а также на материалах комплексных исследований гидротермально-магматических систем островных дуг, Au–Ag–Cu–Mo... порфирировых, эпитеpmальных рудных и геотермальных месторождений, предлагают собственную оригинальную модель взаимодействия магматических очагов (горячих интрузивных тел) с газово-жидкими циркуляционны-

ми системами в различных реологических зонах земной коры.

### УПРУГО-ПЛАСТИЧЕСКИЙ ПЕРЕХОД В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (КОНЦЕПТУАЛЬНЫЙ АСПЕКТ)

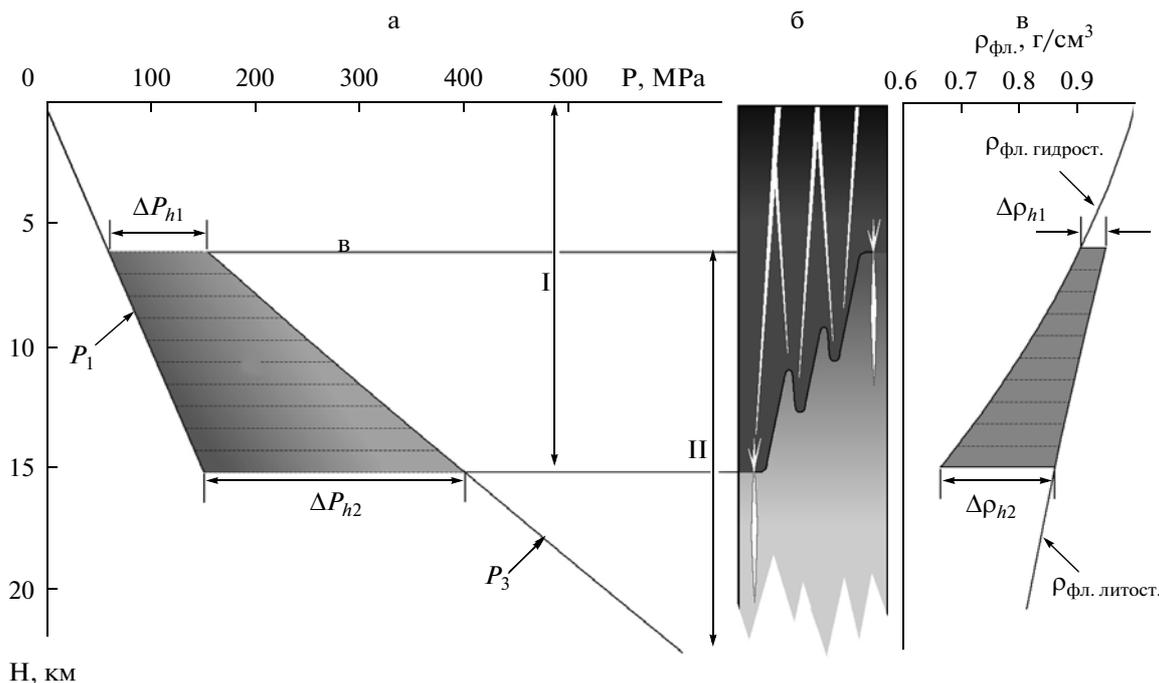
Известно, что в земной коре по направлению от дневной поверхности на глубину хрупкие деформации сменяются пластическими [Вашилов, 1984; Иванов, 1970, 1990; Николаевский, 2001; Павленкова, 2001]. Однако, глубина упруго-пластического перехода оценивается по-разному. Так, С.Н. Иванов утверждает, что континентальная кора подвержена хрупким деформациям до глубин 6–10 км, а ниже преобладают пластические деформации [Иванов, 1990]. При этом в пределах хрупкой коры флюид находится в открытых трещинах под гидростатическим давлением, а ниже – в изолированных полостях и порах в условиях максимального литостатического давления [Иванов, 1970, 1990]. Согласно работе [Николаевский, 2001], истинная пластичность геологической среды наступает на границе Мохо, что придает породам ниже этой границы непроницаемые свойства. Предполагается, что для океанической коры зона упруго-пластического перехода расположена на меньшей глубине, но при этом, возможно, эта зона лежит ниже границы Мохо. Так, согласно [Базылев, 1992] океанская вода в разломной зоне Атлантики проникает на глубину около 10–20 км, что для океана соответствует верхней мантии.

Различная оценка глубины упруго-пластического перехода может быть связана с тем, что в разных геодинамических условиях различны и скорости деформации. Если при сравнительно медленной деформации порода на больших глубинах ведет себя как пластичная среда, то при увеличении скорости деформации она проявляет упругие свойства. Так, по [Файф и др., 1981] предел текучести при сжатии известняка наступает в интервале напряжений от 1 до 10 МПа при соответствующих скоростях деформации от  $1.2 \times 10^{-7}$  сек до  $1.9 \times 10^{-1}$  сек. По-видимому, следует допускать определенный интервал хрупко-пластического перехода, соответствующий предельно низким и высоким скоростям геологических движений.

На рис. 1 в координатах глубина – давление показан возможный интервал упруго-пластического перехода [Киссин, 2001]. В верхней (хрупкой и трещиноватой) части земной коры растворы, в первом приближении, находятся под собственным гидростатическим давлением и если принять

плотность флюида равной  $1 \text{ г/см}^3$ , то график давления будет соответствовать линии  $P_1$ . Реальные давления могут отличаться на величину, пропорциональную снижению плотности флюида с глубиной вследствие температурного разуплотнения. Линией  $P_2$  показано возможное давление флюида в условиях пластичности пород в изолированных порах и трещинах. Давление здесь определяется литостатической нагрузкой и зависит от плотности пород в интервале от поверхности до глубины локализации трещинно-поровой флюидной системы. В случае прорыва изолированной трещины, содержащей флюид, из зоны пластичности в хрупкую, что вполне возможно для мигрирующей трещины (механизм миграции трещин в пластической среде рассматривался нами ранее [Жатнуев, 2005]), будет наблюдаться резкий сброс давления флюида от литостатического до гидростатического с адиабатическим охлаждением и выпадением растворенного вещества. Величина перепада давления будет отличаться при различной глубине перехода от пластичных пород к упругим. Так, для глубины 6 км перепад давления составит  $\Delta P_{h1}$ , что значительно меньше, чем на глубине 15 км  $\Delta P_{h2}$  (см. рис. 1а). Соответственно будет различным и перепад плотности флюида, который в интервале этих глубин будет изменяться от  $\rho_{h1}$  до  $\rho_{h2}$  (см. рис. 1в). С увеличением плотности флюида растет и его растворяющая способность в условиях повышенных температур.

Вне зависимости от глубины расположения упруго-пластический переход играет важную роль в локализации магматических очагов, рудно-магматических комплексов и геотермальных месторождений. Переход от хрупкого состояния к пластичному не ведет к формированию трещиноватости и пористости, а также масштабному конвективному движению флюида и должен ограничивать возникновение гидротермальных систем. Но на практике при изучении земной коры сверхглубокими скважинами и с помощью микросейсмического просвечивания наблюдаются зоны (участки, блоки, горизонты) с контрастными петрофизическими свойствами пород. Это связано с наличием на различных глубинах, вплоть до 10–12 км [Кольская ..., 1984], зон разуплотнения пород, насыщенных газово-жидкими флюидами. Такие зоны, являющиеся коллекторами для нефти и газа, широко распространены на границах древних платформ, в пределах вулканических поясов и в областях тектоно-магматической активизации [Рычагов, 2003; Христофорова и др., 1999].



**Рис. 1.** Диаграмма упруго-пластического перехода в земной коре до глубины 20 км (по [Киссин, 2001], с изменениями)

а — изменение соотношения литостатического и гидростатического давления с глубиной в связи с реологией земной коры; б — разрез модельной системы; в — перепад плотности флюида в системе по вертикали ( $\rho_{h1}$  и  $\rho_{h2}$ ) при наличии пластично-хрупкого перехода вдоль геотермы  $30^\circ/\text{км}$ .

$P_1$  — гидростатическое давление флюида в трещинах в области хрупкого состояния пород;  $P_2$  — давление флюида в порах, равное литостатическому в области пластического состояния;  $P_3$  — зона перехода от  $P_1$  к  $P_2$ , в зависимости от физических свойств вмещающих пород. На разных глубинах перехода различен и перепад давлений ( $\Delta P_{h1}$  и  $\Delta P_{h2}$ ). I — зона открытой трещиноватости в области хрупких деформаций; II — зона закрытой трещиноватости, либо полного ее отсутствия в области пластических деформаций.

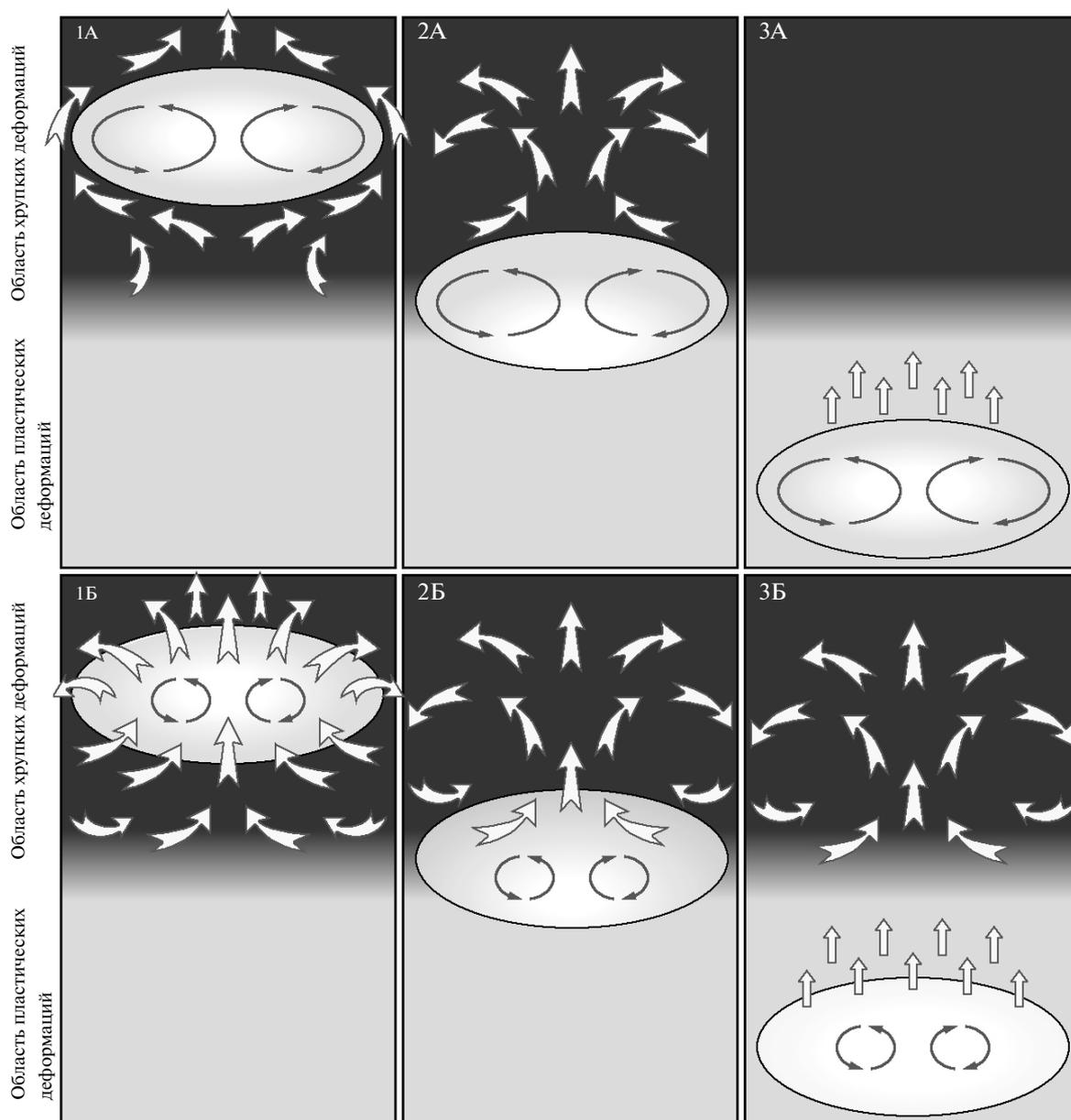
В зависимости от механических свойств пород (хрупкости и пластичности) гидротермальные системы, возбуждаемые магматическим очагом, могут развиваться согласно рассмотренным ниже сценариям.

**Сценарий 1.** Очаг внедряется в хрупкую кору (рис. 2, фрагмент 1А). При внедрении высокотемпературной магмы вокруг вновь сформированного магматического очага создается пластичная оболочка вмещающих пород [Ефимов, Ершова, 1998], которая не пропускает метеорные воды в краевые части остывающей интрузии и препятствует массообмену между расплавом и гидротермами, находящимися в трещинно-поровом пространстве вмещающих пород. Тем не менее, конвекция возникает на некотором удалении от магматического резервуара в породах, не подвергшихся пластификации в силу слабого прогрева геологической среды на данном этапе. Конвекция создает поток гидротермальных растворов, направленный вверх вблизи границ очага, и нис-

ходящий поток на периферии прогретой части системы.

Конвекция растворов, в составе которых преобладают метеорные воды, осуществляет массоперенос во вмещающих породах и вынос тепла к поверхности. По мере остывания магмы и ее кристаллизации краевая часть интрузии становится хрупкой, фронт пластичности пород отступает в глубь очага, а растворы проникают по контракционной трещиноватости в тело интрузива (см. рис. 2, фрагмент 1Б). Происходит смешение метеорного вещества растворов и ювенильного магматического вещества. В то же время, магматический флюид в результате ретроградного кипения в процессе кристаллизации расплава выделяется в самостоятельную фазу, давление которой превышает прочность непроницаемой пластической оболочки, и прорывается из очага, смешиваясь с метеорными гидротермами.

**Сценарий 2.** Магматический очаг частично внедряется в хрупкую кору (см. рис. 2, фрагмент 2А).



**Рис. 2.** Внедрение магматических очагов в разные реологические зоны земной коры и схемы развития конвективных потоков гидротерм в зависимости от положения источника тепла.

В области хрупких деформаций давление флюида во вмещающих породах гидростатическое, теплоперенос конвективный. В области пластических деформаций давление флюида во вмещающих породах равно литостатическому, перенос тепла кондуктивный, вещества – диффузионный. 1 – локализация магматического очага в зоне хрупких деформаций; 2 – локализация магмы на границе между зонами упругих и пластических деформаций; 3 – локализация очага магмы в зоне пластичности пород; А – начальная стадия эволюции системы после внедрения магмы; Б – развитие конвекции в системе после частичной кристаллизации магмы. Большими стрелками показана конвекция растворов в зоне хрупких деформаций, маленькими – кондуктивный тепловой поток от магматического резервуара, расположенного в зоне пластичности пород; тонкие круговые стрелки – схема конвекции магмы в очаге.

Его основная часть находится в пределах пластичной зоны. Конвекция метеорных растворов в зоне хрупких деформаций осуществляет массоперенос во вмещающих породах и перенос тепла к

поверхности. По мере кристаллизации и остывания апикальная часть массива теряет пластичность, происходит ее хрупкое растрескивание и “промывание” гидротермальными растворами. В

отличие от первого сценария часть интрузии, находящаяся в зоне пластического состояния, остывает медленнее из-за отсутствия конвективного отвода тепла. В результате нижняя часть магматической камеры остается в расплавленном состоянии, изолируется в зоне пластического состояния пород и практически не обменивается веществом с гидротермами. Все это увеличивает время кристаллизации расплава в очаге и способствует сохранению ювенильного состава формирующейся магматической породы.

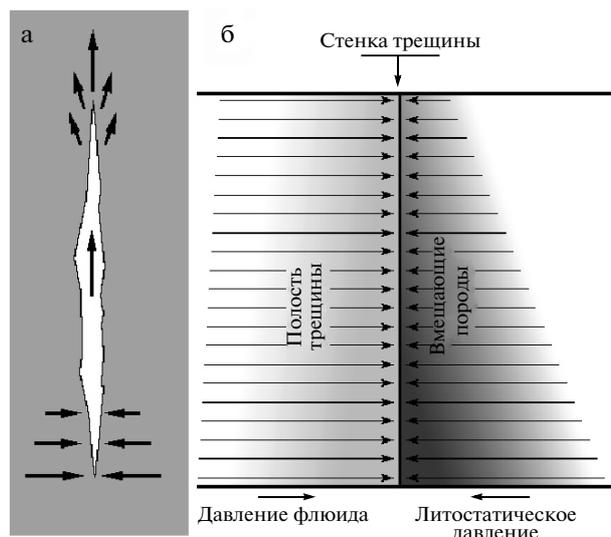
*Сценарий 3.* Очаг полностью остается в зоне пластичности (см. рис. 2, фрагмент 3А). Конвекция магмы переносит тепло в верхнюю часть камеры. Кондуктивный теплоотвод во вмещающие породы происходит, в основном, через апикальную зону интрузива, что связано с конвекцией в магме. Конвективный массообмен с вмещающей средой отсутствует. Возможно лишь порционное отделение флюидов, содержащих минеральное вещество, в процессе кристаллизации расплавов за счет ретроградного кипения, либо за счет декомпрессионной дегазации в случае пересыщения магмы флюидами. Конвекция метеорных растворов, в основном, происходит за счет кондуктивного разогрева пород в хрупкой части разреза над магматическим очагом (см. рис. 2, фрагмент 3Б). На солевой состав гидротермальных растворов не оказывает влияние ювенильный материал, он формируется полностью за счет взаимодействия с вмещающими породами. В отличие от первых двух вариантов, интрузивное тело, заключенное в зоне пластичности пород, будет раскристаллизовываться достаточно долго, поскольку кондуктивный теплообмен значительно менее эффективен, чем конвективный.

Из изложенного следует, что в зависимости от глубины заложения материнского интрузивного тела гидротермально-магматические системы будут развиваться разными путями. Возможны три варианта развития событий. Первый — локализация магматических очагов происходит в зоне хрупких деформаций; второй — на границе зон хрупкой и пластической деформаций; третий — в зоне пластических деформаций. Каждая из этих моделей отличается спецификой кристаллизации магматического расплава и имеет свои особенности формирования гидротермальных систем.

В первом случае магматическая система (субвулканический очаг) остывает достаточно быстро и раскристаллизованный массив “промывается” гидротермальными растворами. При этом происходит практически полное смешение ювенильного и метеорного вещества. Во втором случае имеет место быстрое остывание апикальной части мас-

сива и частичное смешение ювенильного и метеорного материала. При этом глубинная часть массива может эволюционировать длительное время и в нем происходит глубокая магматическая дифференциация вещества. В третьем случае кондуктивное остывание интрузива приводит к длительной дифференциации расплава в магматической камере с формированием на последней стадии пегматитов, жильных тел и отделения и миграции магматических флюидов по механизму, рассмотренному в работе [Жатнуев, 2005]. “Загрязнение” массива метеорным веществом практически исключается. В то же время, в области хрупкости пород могут формироваться низкотемпературные гидротермальные системы вследствие кондуктивного прогрева геологической среды; эти системы отличаются сугубо метеорным составом растворов на начальной стадии эволюции. В первом и втором случаях гидротермальные системы на начальных этапах характеризуются развитием мощных (до 300–500 м и более) паровых зон, границы которых играют роль эффективных геохимических барьеров, в т.ч. рудных [Жатнуев и др., 1996].

В третьем случае, при ретроградном кипении магмы, возможно отделение остаточной водно-силикатной жидкости, которая мигрирует вверх до зоны хрупких деформаций по движущимся трещинам. Механизм трещинной миграции флюидов в зоне пластической деформации был разработан ранее [Жатнуев, 2005]. Суть его заключается в следующем. В “головной” части трещины, заполненной флюидом и находящейся в градиентном поле литостатического давления, возникает избыточное давление, величина которого превышает прочность пород. Оно разрывает пластичные породы вверху трещины и одновременно литостатическое давление сжимает трещину в ее хвостовой части (рис. 3а). Распределение литостатического и флюидного давления на стенку трещины по высоте последней показано на рис. 3б. Этот процесс заставляет трещину двигаться против вектора литостатического давления к зоне хрупких деформаций, где флюид находится под собственным гидростатическим давлением. Переход от литостатического к гидростатическому давлению, при прорыве из зоны пластичности в зону хрупкости, приводит к адиабатическому расширению флюида со значительным охлаждением и осаждением растворенного вещества. Поэтому зона перехода пород из упругого к пластическому состоянию отличается интенсивным вторичным минералообразованием, в частности, окремнением пород и залечиванием пустот, пор и трещин тридимитом, кристобалитом, опалом, халцедоном



**Рис. 3.** Механизм движения трещинной полости, заполненной флюидом, вверх в пластических породах.

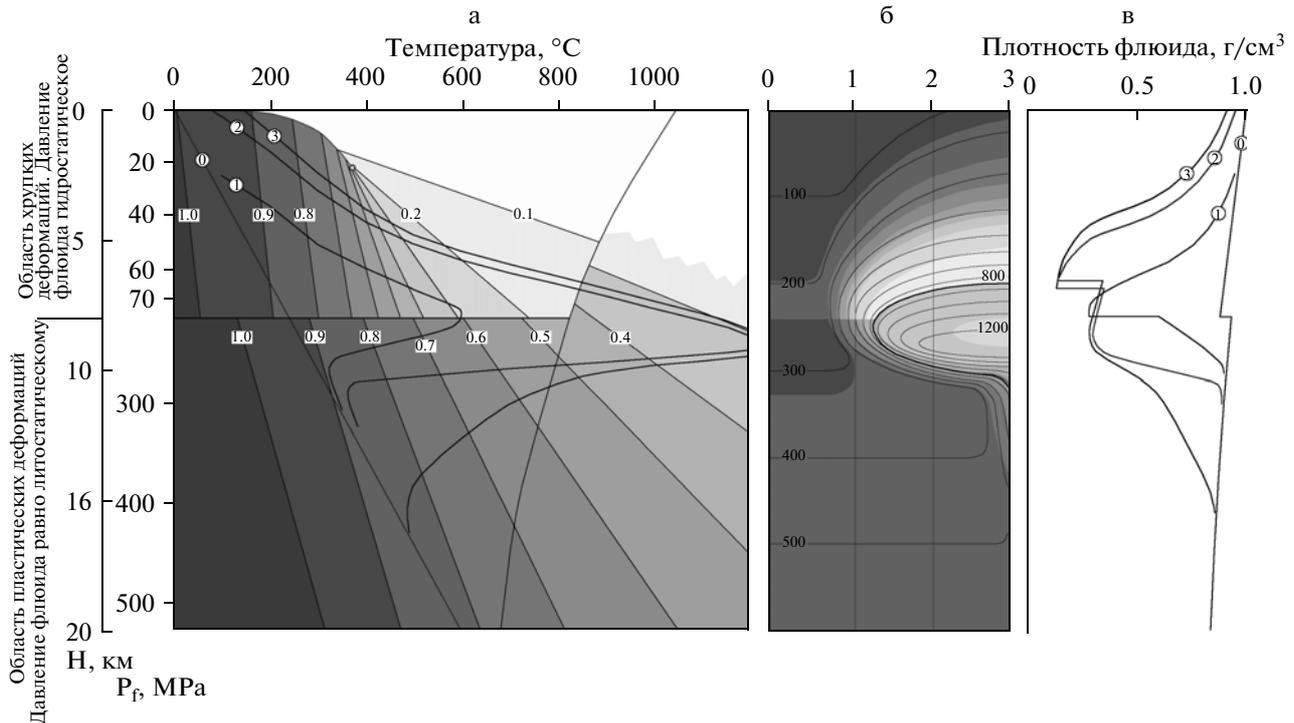
а — модель трещинной полости (стрелками вверх показан гидроразрыв полости в “голове”, стрелками вниз — сжатие полости литостатическим давлением, стрелка внутри полости обозначает направление перемещения флюида); б — векторы флюидного и литостатического давления, действующих на стенку полости.

и кварцем. При таком сбросе флюида из трещин происходит резкое снижение его плотности. Перепад плотности флюида меняется в зависимости от глубины зоны упруго-пластического перехода (рис. 4). Изолинии плотности воды в Р-Т координатах с учетом упруго-пластического перехода в породах на глубине 8 км показаны на рис. 4а. В зоне хрупких деформаций (до 8 км) пористость и трещиноватость пород позволяет водным растворам находиться под собственным гидростатическим давлением. Соотношение глубина-давление соответствуют жидкой воде. Ниже 8 км давление растворов соответствует литостатическому и поэтому наклон водных изоплет существенно меняется. Такой же наклон изоплет характерен и для поля базальтового расплава, солидус которого также нанесен на диаграмму. Проекция изоплет воды на гипотетический разрез магматического очага (см. рис. 4в) показывает, что плотность воды испытывает значительный скачок на границе упругости и пластичности пород. Так же, если в расплаве существует свободная вода в пузырьках, плотность ее будет выше, чем плотность воды в зоне хрупких деформаций на том же уровне. На рис. 4в отчетливо видны перепады плотности флюида на упруго-пластическом переходе при геотермическом градиенте, ненарушенном тепловой аномалией очага магмы (график 0) и в температурном поле магматического очага (график 1). В первом случае перепад плотности незначителен, во втором — существенно больше и составляет около  $0.3 \text{ г/см}^3$ .

Так же большой перепад плотности водного флюида (около  $0.2 \text{ г/см}^3$ ) происходит на границе вмещающих пород и расплава (графики 2, 3).

Механизм трещинных извержений базальтовых расплавов, модель развития системы трещин и даек над крупными периферическими и глубоко залегающими магматическими очагами обоснованы в работе [Федотов, 1984]. На основе обобщения теоретических представлений, анализа огромного объема непрерывных сейсмологических данных, натуральных вулканологических и др. наблюдений, полученных в ходе Большого трещинного Толбачинского извержения, доказано, что подъем базальтовой магмы происходил от уровня верхней мантии по узким трещинным каналам, в которых мощность отдельных трещин не превышала 1.0–1.3 м. Высокая скорость подъема магмы (величина ее оценивается, в среднем, от 2 до 20 см/сек), в частности, обусловлена избыточным давлением газонасыщенной магмы в головных частях трещин [Федотов, 1984].

Авторы настоящей статьи, оперируя другими данными (знаниями в области геологического строения гидротермальных систем и интрузивных тел, гидрогеотермических характеристик, процессов взаимодействия газ-вода-порода в зоне перехода от гидротермальных к магматическим конвективным ячейкам), приходят к близким заключениям о механизмах раскрытия трещин в упруго-пластичной среде. Основываясь на данных [Федотов, 1984] и на механизме, предложен-



**Рис. 4.** Перепад плотности флюида при переходе из зоны пластических в зону хрупких деформаций.

а – изолинии плотности воды в Р-Т координатах с учетом упруго-пластического перехода в породах на глубине 8 км; б – гипотетический разрез с изотермами через магматический очаг и проекции водных изоплет с диаграммы (а) на разрез; в – изменение плотности воды в разрезе по сечениям 1–3 (цифры в кружочках).

На диаграмму (а) нанесен солидус водосодержащей базальтовой магмы: положение изоплет воды в поле базальтового расплава такое же, как и в зоне пластических деформаций; здесь же даны геотермы гипотетического магматического очага, цифры в кружочках на геотермах показывают распределение температуры по сечениям 0–3 на фрагменте (в). Жирной линией на диаграмме (б) показана проекция солидуса базальта на разрез.

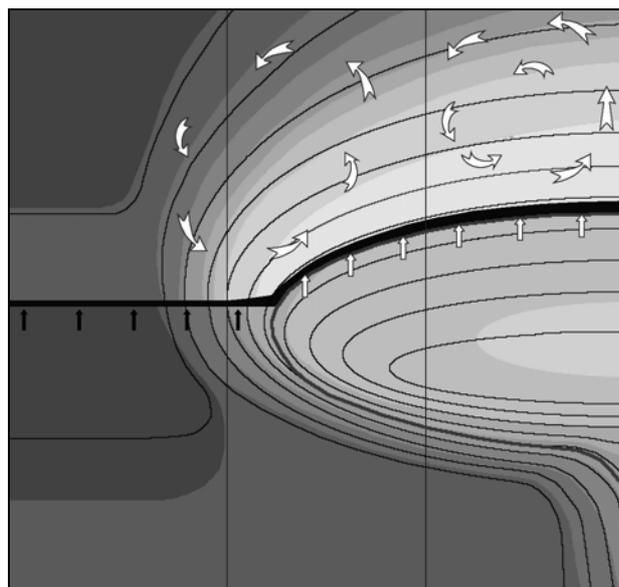
ном в работе [Жатнуев, 2010], можно предполагать, что образование единой протяженной магмопроводящей системы трещин происходит за счет внедрения водно-силикатной жидкости (расплава, флюида) в отдельные трещины, сопряженные во времени и пространстве.

В тепловом поле магматического очага в зоне хрупких деформаций, как отмечено выше, гидротермы переносят тепло и вещество по открытым порам и трещинам с помощью конвекции. Перенос и отложение вещества будет происходить по мере изменения Р-Т условий в разрезе гидротермально-магматической системы. Вместе с тем, если принять гипотезу трещинного перемещения флюидов [Жатнуев, 2005] в условиях пластических деформаций, а также возможность выноса вещества в пузырьях и трещинах из вскипающей и кристаллизующейся магмы, то можно предполагать резкое расширение флюида при выходе из пластичной среды в хрупкую, снижение растворимости компонентов флюида и отложение вещества вокруг магматического очага и на границе зон хрупких и пластических деформаций (рис. 5),

что и происходит на природных объектах. Изложенные варианты модели относятся к случаю одноактного внедрения магмы в резервуар. При многократном внедрении, возможно, происходит наложение сценариев рассмотренных процессов.

#### УПРУГО-ПЛАСТИЧЕСКИЕ ПЕРЕХОДЫ В СТРУКТУРЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО- МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ОСТРОВНЫХ ДУГ

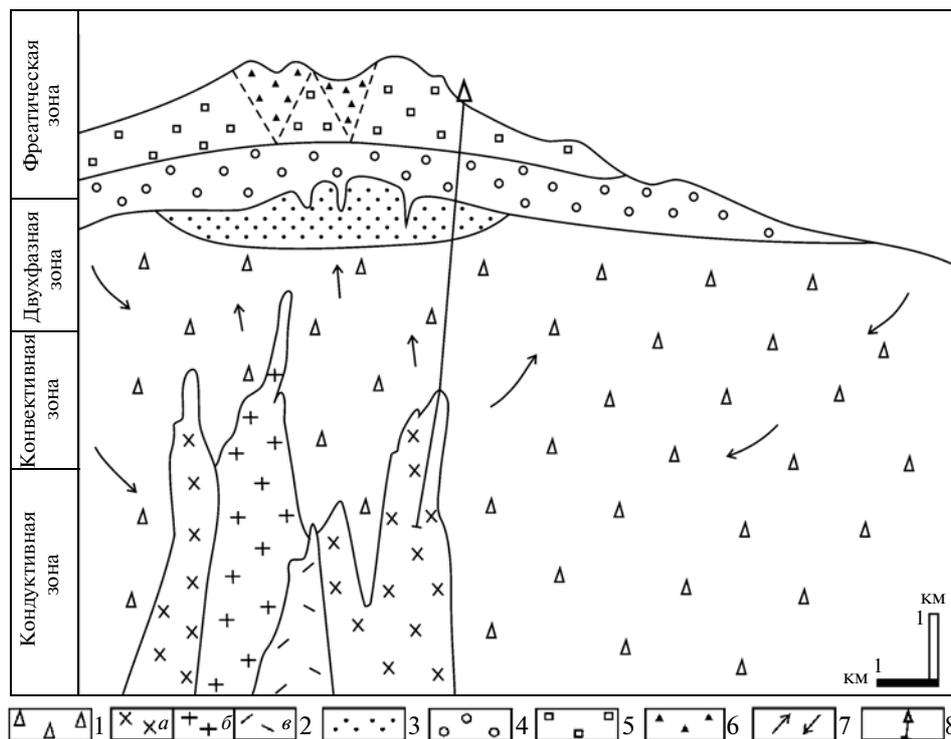
Бурение скважин до глубины 5 км в пределах длительноживущих вулканогенно-рудных центров, геотермальных районов и на действующих андезитовых вулканах Курило-Камчатской, Японской, Индонезийской и др. островных дуг Тихоокеанского региона позволило получить реальные термодинамические и физико-химические характеристики зоны взаимодействия гидротермальных систем и магматических интрузий. Особенно интересные результаты по оценке взаимодействия друг с другом и влияния кондуктивного теплового потока и конвективных магмати-



**Рис. 5.** Положение в разрезе зон минерализации на границе пластично-хрупкого перехода.

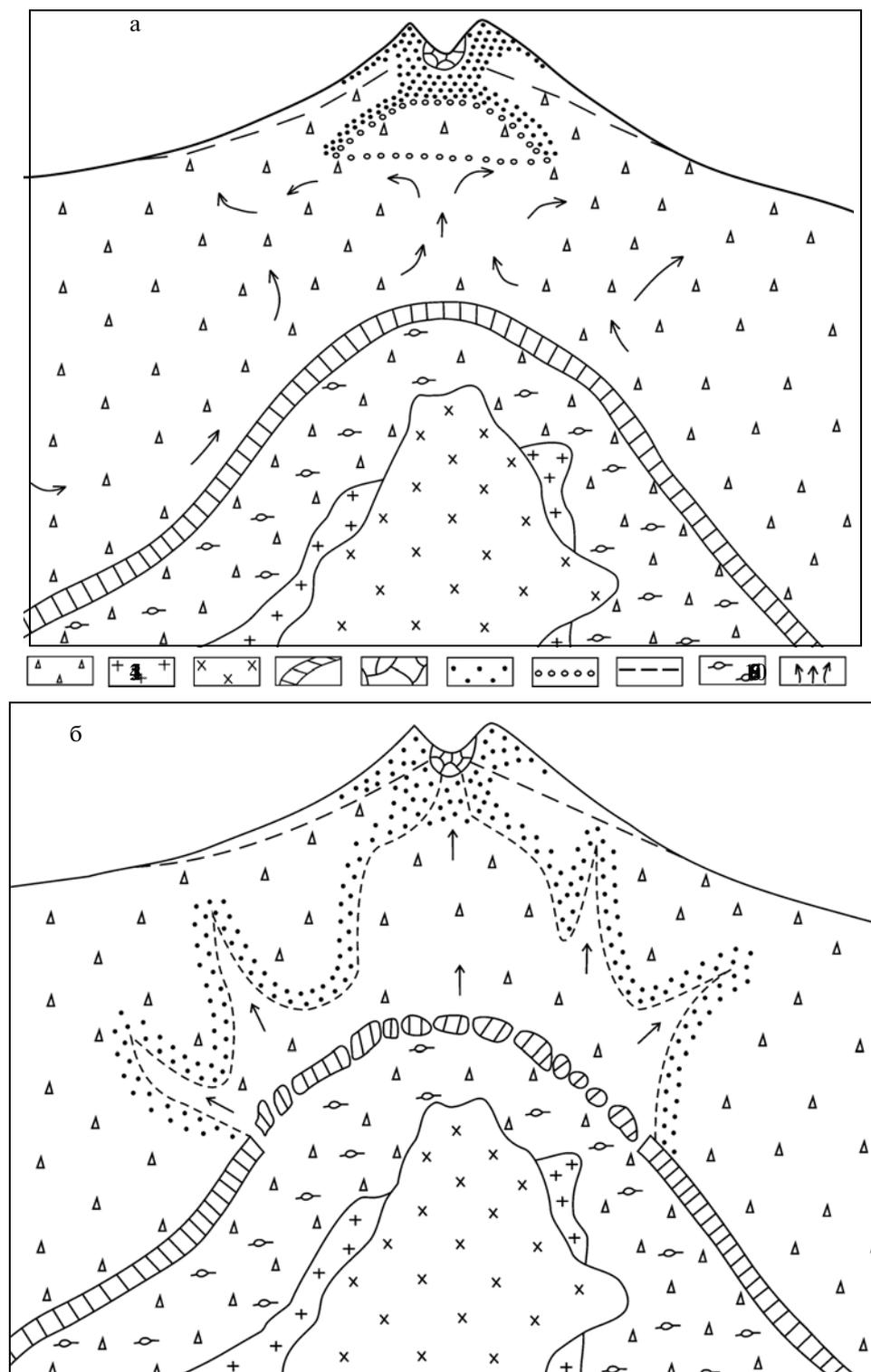
1 – зона минерализации, образующаяся при выходе трещинного раствора из пластичных пород в хрупкие; 2 – то же при выходе раствора из расплава во вмещающие породы; 3 – конвекция гидротерм в хрупких трещиновато-пористых породах; 4 – изотермы и солидус расплава.

ческой и гидротермальной ячеек на физико-химические свойства вмещающих пород получены при разведке и эксплуатации геотермальных, эпитеермальных золото-полиметаллических и Au–Ag–Cu–Mo... порфировых месторождений Филиппинской островной дуги [Corbett, Leach, 1998]. Несмотря на то, что внедрение полифазной интрузии происходит в пределах верхней части земной коры, здесь за счет длительной эволюции сложного магматического тела реализуются механизмы сценариев 1 и 2 и, возможно, сценария 3 (рис. 6). В условиях островных дуг мощный кон-



**Рис. 6.** Концептуальная модель гидротермально-магматической системы островной дуги на примере изучения эпи-, мезотермальных и порфировых месторождений Филиппинской островной дуги [Corbett, Leach, 1998].

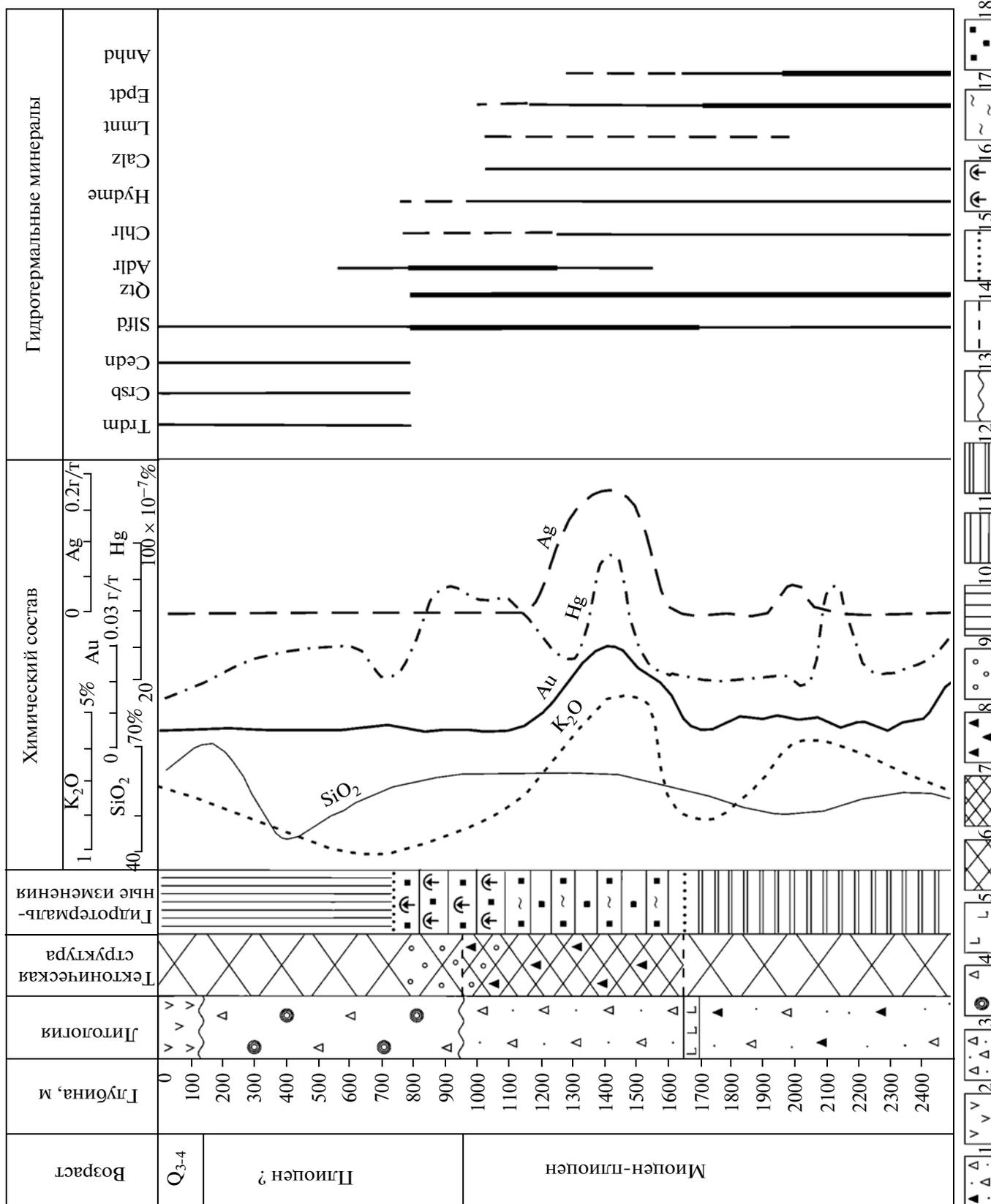
1 – вмещающая вулканогенно-осадочная толща; 2 – многофазная интрузия: *a* – основные породы, *б* – среднего состава, *в* – кислого; 3 – зона смешения глубинных флюидов с сульфатно-бикарбонатными растворами и область отложения рудных минералов; 4 – зона сульфатно-бикарбонатных гидротерм; 5 – зона инфильтрации метеорных вод; 6 – воронки взрыва вулканического или гидротермального происхождения; 7 – направления движения потоков флюидов, морских или смешанных вод; 8 – скважина.



**Рис. 7.** Схематическая модель перехода от магматических к эпитегрмальным (гидротермальным) условиям в субвулканических структурах у кровли внедрившихся плутонов [Fournier, 1999].

а – переход от хрупкой среды к пластичной, происходящий в интервале от 370°C до 400°C; б – эпизодические и временные прорывы магматических флюидов с их внедрением в расположенную выше гидротермальную систему.

1 – вмещающая вулканогенно-осадочная толща; 2 – первая фаза интрузии; 3 – вторая фаза интрузии; 4 – зона хрупко-пластичного перехода; 5 – вулканические брекчии в кратерной зоне вулкана; 6 – гидротермально-метасоматические изменения пород над зоной кипения гидротерм; 7 – граница зоны кипения гидротерм; 8 – пьезометрический уровень гидротермальных растворов; 9 – надинтрузивная зона, насыщенная паром и минерализованными водами (рассолом); 10 – направления движения флюидов и водных потоков.



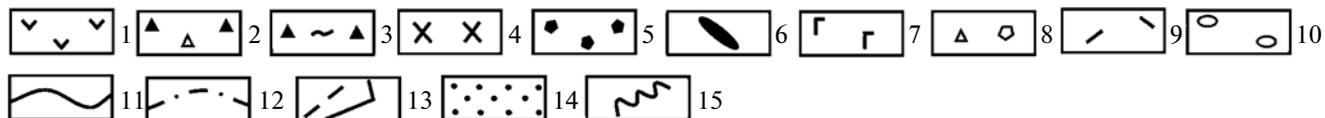
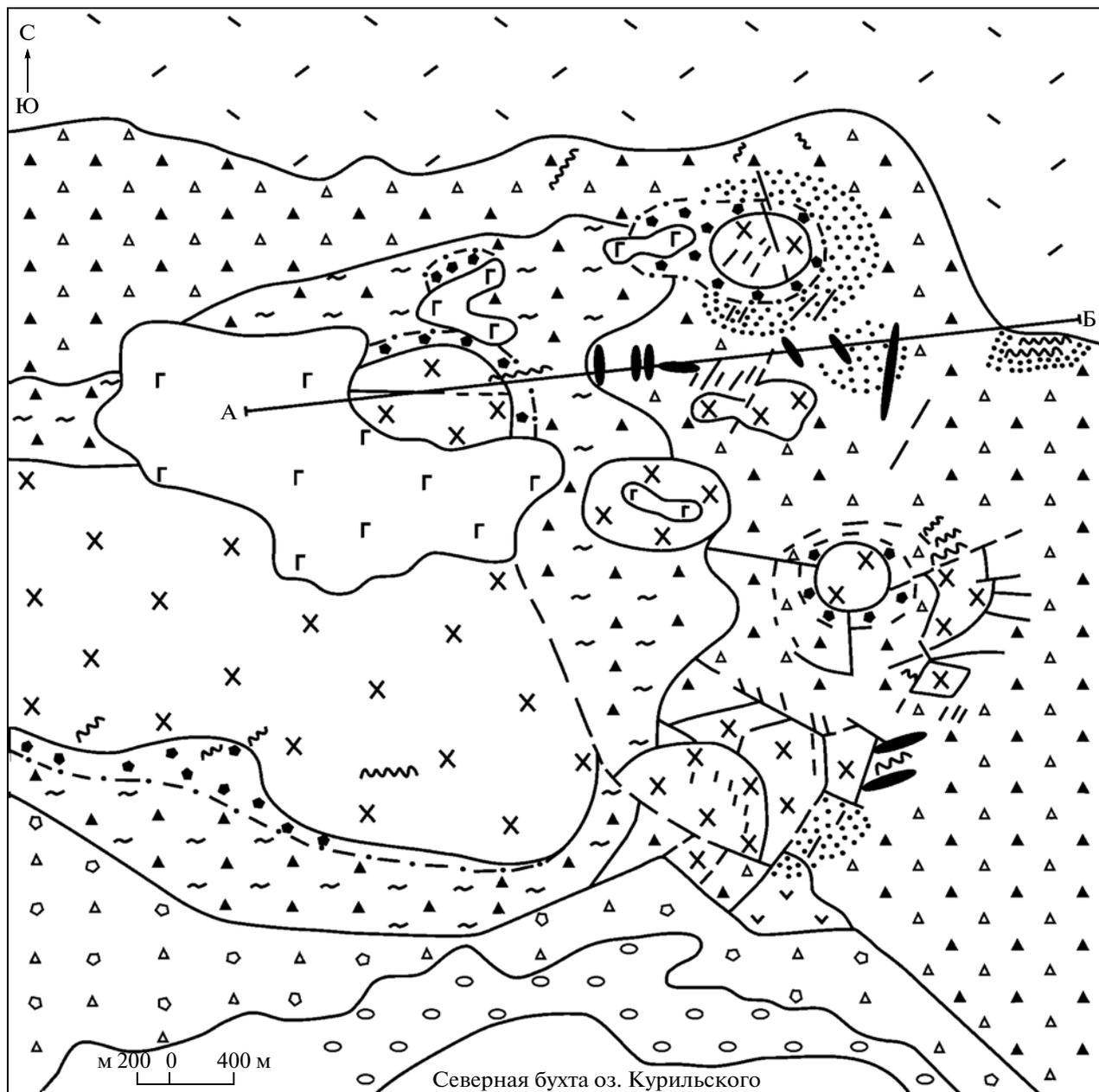
дуктивный тепловой поток обеспечивается развитием мантийных плюмов, а конвективные потоки — внедрением в нижние горизонты земной коры и длительной эволюцией крупных полифазных интрузий от ультраосновного до кислого состава. В апикальных частях субвулканических магматических тел (исследованы глубины от 1–3 до 5–7 км) на контакте с вмещающими породами возникает зона хрупко-пластического перехода (рис. 7). Эта зона имеет сложное строение за счет взаимодействия магматического флюида с гидротермальными растворами и вмещающими алюмосиликатными породами, формирования рассолов и зон охлаждения магмы, образования брекчиевых тел и особого типа гидротермально-метаморфических изменений, и др. Периодически магматическая система взаимодействует с гидротермальной вследствие физического разрушения зоны хрупко-пластического перехода.

Ранее нашими работами было показано, что при эволюции рудообразующей гидротермально-магматической системы островной дуги наблюдается самоизоляция системы от окружающих ее других региональных геологических структур вследствие выноса многих петрогенных и микрокомпонентов из зоны восходящих тепловых потоков к границам системы [Белоусов и др., 1998; Рычагов, 2003]. Компонентами, активно участвующими в самоизоляции гидротермально-магматических систем, являются коллоидные соединения кремнекислоты и образующиеся из них минералы кремнезема — опал, тридимит, кристобалит, халцедон и кварц. Именно такой механизм взаимодействия “вода-порода” реализуется на примере геотермальных процессов, протекающих в недрах Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы [Рычагов и др., 2002]. В одном из геологических блоков

этой геологической структуры, вскрытом скважиной ГП-3 до глубины 2.5 км, над интрузивным телом габбро-диоритов образуется зона кипения металлонесных гидротерм, своеобразная рудная геохимическая и минералогическая зональности; кипение гидротерм приводит к осаждению в пористых вулканогенно-осадочных породах силикатного геля с последующей его раскристаллизацией в минералы кремнезема (рис. 8). Последнее ведет к созданию вторичного (дополнительного) горизонта мощностью до 300–500 м и более. Мощность такого горизонта в структуре одного из блоков Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы составляет 750 м [Рычагов и др., 2002]. Зоной хрупко-пластического перехода от остывающего магматического тела к вмещающим горным породам служит и, так называемая, “брекчиевая мантия” — комплекс различного типа брекчиевых образований (от интрузивных и автомагматических до гидротермальных и метасоматических брекчий) в эндо- и экзоконтактовых частях интрузий (рис. 9). Видимая мощность брекчиевой мантии на данном геологическом объекте составляет 400–500 м, но может достигать 800–1000 м [Рычагов, 1989]. На примере палеовулканического комплекса Выченкия (Южная Камчатка) закартированы переходы от интрузивных тел через различные “промежуточные” типы пород к рудообразующим структурам на разных эрозионных срезях. Уровни эрозионного срезья для этой геологической структуры оцениваются нами в 800–1000 м для юго-западной части и 300–500 м для северо-восточной и восточной частей комплекса [Структура ..., 1993].

**Рис. 8.** Глубокий геолого-геохимический разрез Северо-Парамуширской гидротермально-магматической системы, колонка скважины ГП-3 [Рычагов и др., 2002].

1 — туфы литокристаллокластические псефо-псаммитовые интрузивные (интрузивные брекчии); 2 — лавы андезитов; 3 — туфы литокристаллокластические псефо-псаммитовые пестроцветные; 4 — туффиты мелко-тонкообломочные с реликтивными формами микрофауны; 5 — габбро-порфириды (субпластовое тело); 6 — тектоническая трещиноватость пород; 7 — интенсивная тектоническая трещиноватость пород; 8 — тектонические брекчии; 9 — зона с высокой открытой пористостью пород; 10 — зона низкотемпературной минерализации опал-кристобалит-тридимит-халцедон-кварцевого состава с гидрослюдами; 11 — пропилиты среднетемпературные кварц-хлорит-эпидот-мусковитового состава; 12 — вторичные кварциты кварц-адуляр-гидрослюдистого состава; 13–15 — границы: 13 — литологические, 14 — тектонические, 15 — метасоматические; 16 — зона перехода жидкость-пар с кварц-адуляровыми метасоматитами; 17 — кварц-халцедоновые прожилки; 18 — рудная минерализация.



**Рис. 9.** Структура рудоносного вулканоплутонического комплекса Выченкия (Ю. Камчатка).

1 — андезитовые лавы основания разреза палеоген-раннемиоценового (?) возраста; 2 — туфы и туфолавы андезитов, андезидацитов; 3 — толща переслаивающихся лав, туфолав, туфов и игнимбритов кислого состава; 4 — субвулканические андезибазальты; 5 — интрузивные брекчии: гиганто-, грубо- и мелкообломочные автомагматические брекчии с обломками-блоками вмещающих пород; 6 — дайки андезитов и андезибазальтов; 7 — лаво-экструзивный комплекс андезидацитов плиоценового (?) этапа магматизма; 8 — туфоконгломераты четвертичного возраста; 9 — пемзовые отложения голоценового возраста; 10 — перемытые пемзовые отложения и озерные (озерно-морские ?) пески; 11 — стратиграфические и интрузивные границы; 12 — границы брекчиевой мантии интрузивных тел; 13 — тектонические нарушения предполагаемые (пунктир) и установленные (сплошная линия); 14 — поля гидротермально измененных пород; 15 — кварцево-рудные зоны и жилы.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В структуре длительноживущих рудообразующих гидротермально-магматических систем островных дуг создаются особые реологические условия в форме упруго-пластических переходов геологической среды. Упруго-пластические переходы регулируют образование гидротермально-магматических систем, источников их теплового питания (магматических очагов и интрузивных тел) и протекание физико-химических процессов в зоне перехода между близповерхностной гидротермальной и глубинной магматической конвективными ячейками.

2. Предложено три сценария (модели) формирования циркуляционных гидротермально-магматических систем, учитывающие расположение магматического источника тепла в пластичной или хрупкой зонах земной коры. Подъем магматического расплава и флюидов по вертикальным трещинным системам происходит при возникновении избыточного давления в головной части трещин. Это избыточное давление возникает за счет разности плотностей флюида (или магмы) и вмещающей среды. Оно зависит от вертикальной протяженности полостей, заполненных флюидом или магмой [Жатнуев, 2005]. Переход от литостатического к гидростатическому давлению при проникновении трещины в хрупкие породы приводит к адиабатическому расширению флюида, резкому снижению его плотности и охлаждению растворов (часто сопровождающемуся вскипанием), а также к минералообразованию. Поэтому зоны переходов от литостатического к гидростатическому давлению трассируются интенсивным вторичным минералообразованием, в частности, окремнением пород и залечиванием трещинно-порового пространства тридимитом, кристобалитом, опалом, халцедоном и кварцем в ассоциации с адуляром. В кварц-адуляровых метасоматитах и зонах аргиллизации пород образуется золото-сульфидная минерализация, высаживаются самородные металлы и интерметаллические соединения.

3. На основании комплексных геолого-геофизических, гидрогеологических, минералого-геохимических и др. исследований гидротермально-

магматических систем Южной Камчатки и острова Парамушир показано высокое соответствие модели внедрения магматических расплавов в хрупкую земную кору строению современных высокотемпературных гидротермально-магматических систем (прогрессивного этапа развития) на глубинах более 1.0–1.5 км, и рудоносных вулканоплутонических комплексов миоцен-плиоценового возраста, эродированных на различную глубину в разных геологических блоках. В структуре вулканоплутонических комплексов зоной хрупко-пластического перехода служит брекчиевая мантия интрузивных габбро-диоритовых тел, контролирующая потоки высокотемпературных металлоносных газо-водных флюидов.

Авторы выражают глубокую признательность академику С.А. Федотову за интерес к статье и обсуждение моделей механизмов подъема базальтового расплава с глубоких горизонтов земной коры к дневной поверхности.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 09-05-00022а и 10-05-00009а), Президиума СО РАН (проект №117) и Президиума ДВО РАН (проекты 09-II-SO-08-006 и 09-II-SO-08-004).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–128.
- Базылев Б.А.* Метаморфизм гипербазитов из разломной зоны Атлантис (Атлантический океан): свидетельство глубокого проникновения воды в океаническую литосферу // Докл. АН СССР. 1992. Т. 323. № 4. С. 741–743.
- Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Кузьмин Ю.Д. и др.* Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Экологическая химия. 1998. Т. 7. Вып. 3. С. 200–216.
- Вашилов Ю.Я.* Блоково-слоистая модель земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1984. 240 с.
- Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки / Отв. ред. Сугробов В.М. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 284 с.
- Ефимов А.Б., Еришова Т.Я.* О термомеханическом режиме системы, окружающей магматический канал // Вулканология и сейсмология. 1998. № 4/5. С. 88–102.

- Жатнуев Н.С. Трещинные флюидные системы в зоне пластических деформаций // ДАН. 2005. Т. 404. № 3. С. 380–384.
- Жатнуев Н.С. Динамика глубинных магм // ДАН. 2010. Т. 430. № 6. С. 787–791.
- Жатнуев Н.С., Миронов А.Г., Рычагов С.Н., Гунин В.И. Гидротермальные системы с паровыми резервуарами. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1996. 184 с.
- Иванов С.Н. Предельная глубина открытых трещин и гидродинамическая зональность земной коры // Ежегодник-1969. Свердловск: Изд-во Ин-та геологии и геохимии УФ АН СССР, 1970. С. 212–233.
- Иванов С.Н. Зоны пластичных и хрупких деформаций в вертикальном разрезе литосферы // Геотектоника. 1990. № 2. С. 3–14.
- Киссин И.Г. Об источниках и путях миграции флюидов, участвующих в формировании электропроводящих и низкоскоростных зон земной коры // ДАН. 2001. Т. 380. № 6. С. 800–804.
- Кольская сверхглубокая. Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины / Гл. ред. Козловский Е.А. М.: Недра, 1984. 490 с.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма (рифтовых зон и островных дуг) // Труды ГИН. Вып. 379. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Николаевский В.Н. Разломы земной коры и тектонические волны // Электронный научно-информационный журнал "ВЕСТНИК ОГГН РАН". 2001. № 1 (16). [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/1-2001/nikolaevsky.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/1-2001/nikolaevsky.htm#begin)
- Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и механизм движения глубинного вещества // Электронный научно-информационный журнал "ВЕСТНИК ОГГН РАН". 2001. № 4 (19). [http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h\\_dgggms/4-2001/pavlenkova.htm#begin](http://www.scgis.ru/russian/cp1251/h_dgggms/4-2001/pavlenkova.htm#begin)
- Рычагов С.Н. Брекчиевая структура геологической среды. Депонировано в ВИНТИ 04.04.89. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с.
- Рычагов С.Н. Эволюция гидротермально-магматических систем островных дуг / Автореф. дисс. ... доктора геол.-мин. наук. М.: ИГЕМ РАН, 2003. 50 с.
- Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др. Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минерало-рудообразования в ее недрах // Вулканология и сейсмология. 2002. № 4. С. 3–21.
- Структура гидротермальной системы. М.: Наука, 1993. 298 с.
- Файф У., Прайс Н., Томпсон А. Флюиды в земной коре. М.: Мир, 1981. 436 с.
- Федотов С.А. Большие трещинные извержения, их теория. Механизм Толбачинского извержения // Большое трещинное Толбачинское извержение (1975–1976 гг., Камчатка). М.: Наука, 1984. С. 537–575.
- Христофорова Н.Н., Христофоров А.В., Муслимов Р.Х. Разуплотненные зоны в кристаллическом фундаменте // Георесурсы. 1999. № 1 (1). С. 4–15.
- Corbett G.J., Leach T.M. Southwest Pacific Rim Gold-Copper systems: Structure, Alteration and Mineralization // Special Pub. Society of Econ. Geol. Ins. 1998. № 6. 237 p.
- Fournier R.O. Hydrothermal processes related to movement of fluid from plastic into brittle rock in the magmatic-epithermal environment // Economic Geology. 1999. № 94. P. 1193–1212.

## The Influence of Rheologic Crustal Properties of the Crust on the Location of Ore-Forming Hydrothermal Magmatic Systems

N. S. Zhatnuev<sup>a</sup>, S. N. Rychagov<sup>b</sup>, V. I. Vasil'ev<sup>a</sup>, and E. V. Vasil'eva<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Geological Institute, Siberian Branch, Russian Academy of Sciences, 6a ul. Sakh'yanovoi, Ulan-Ude, Russia 670047

e-mail: zhat@gin.bscnet.ru

<sup>b</sup> Institute of Volcanology and Seismology, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Petropavlovsk-Kamchatskii, Russia 683006

e-mail: rychn@kscnet.ru

**Abstract**—Based on a comprehensive study of hydrothermal magmatic systems at island arcs and a review of available mechanisms that cause elasto-plastic deformation in rocks, we considered the conditions for interaction between a convective magmatic cell and a convective hydrothermal cell in different rheologic zones of the crust. Three models have been developed to describe the generation of hydrothermal circulation systems: (1) the magma chamber is localized in a plastic zone, (2) partial and (3) complete penetration of the chamber into a brittle crust. It is shown that the last of these models is highly consistent with the structure of present-day high-temperature hydrothermal magmatic systems at depths greater than 1.0–1.5 km and with the structure of Miocene to Pliocene ore-bearing volcano-plutonic complexes that are eroded to different depths in different geologic blocks within these complexes.