

Раздел 2: СТРУКТУРА, ТЕПЛОВОЕ И РУДНОЕ ПИТАНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ОСТРОВНЫХ ДУГ: СТРУКТУРА И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ

Рычагов С.Н.

*Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский,
Россия E-mail: rychsn@kcs.iks.ru*

В связи с разработкой концептуальных моделей условий формирования эпitherмальных рудных и геотермальных месторождений и на основании материалов глубокого и сверхглубокого бурения на современных гидротермальных системах установлены новые геологические объекты: длительноживущие рудообразующие гидротермально-магматические системы зоны перехода океан-континент, выделены их типы. Гидротермально-магматические системы островных дуг являются сквозькоровыми дренирующими структурами и контролируют перенос тепловой энергии, расплавов, газов, гидротермальных растворов и химических элементов от уровня верхней мантии в близповерхностные горизонты земной коры. По мере развития систем интрателлурические потоки, расплавы, магматические газы и гидротермальные флюиды взаимодействуют с вмещающими породами, морскими, подземными и метеорными водами и активно влияют на перестройку геологического пространства, способствуя изоляции аномального теплового потока. Процесс изоляции саморегулируется в результате отложения кремнезема и других вторичных минералов вокруг гидротермально-магматической колонны. Последнее ведет к образованию крупных геотермальных, эпitherмальных рудных, порфировых и др. месторождений в верхних частях земной коры. Рассмотрено геологическое строение гидротермально-магматических систем, эволюционирующих от прогрессивного до экстремального этапов развития. Работа выполнена при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проекты 03-05-64044а, 05-05-79101к и 05-05-74029г).

HYDROTHERMAL-MAGMATIC SYSTEMS OF ISLAND ARCS: THE STRUCTURE AND STAGES DEVELOPMENT

Rychagov S.N.

Institute of Volcanology and Seismology FED RAS, Petropavlovsk-Kamchatsky, Russia E-mail: rychsn@kcs.iks.ru

In connection with the elaboration of conceptual models for formation conditions of epithermal ore and geothermal deposits and based on drilling materials from deep and super-deep boreholes at present-day hydrothermal systems, new geological structures have been identified: long-existing ore-forming hydrothermal-magmatic convective system in the ocean-continent transition zone. These through-crust draining systems govern the transfer of thermal energy, melts, gases, hydrothermal solutions and chemical elements from the upper-mantle level to the near-surface horizons of the crust. As the systems evolve, intertelluric flows, melts, magmatic gases, hydrothermal fluids interact with host rocks, marine, underground and meteoric waters and actively influence the geological restructuring processes thus promoting isolation of the anomalous heat flux. The isolation process is self-controlled by deposition of silica and other secondary minerals around the hydrothermal-magmatic column. The latter circumstance causes the formation of epithermal ore, geothermal, porphyry and other type deposits in the upper parts of the earth's crust. The geological structure of hydrothermal-magmatic systems (progressive, extremal and regressive stages of development) is studied. The work is performed with financial support of the Russian Foundation for Basic Research (projects 03-05-64044a, 05-05-79101k and 05-05-74029g).

1. Введение: Вулканогенно-рудные центры и структурное положение гидротермально-магматических систем

Большое значение в последние десятилетия приобрело учение о длительноживущих, необратимо и направленно развивающихся магматических и металлогенических центрах, составляющих в своей основе геоструктуры более крупных рангов [6, 16, 25]. Такие центры закономерно эволюционируют от плутонических формаций ранних этапов развития к вулканическим (экструзивным) фациям пород и от древнего глубинного рудообразования к поверхностным гидротермальным рудогенерирующим и геотермальным процессам. Индикаторами длительноживущих вулканогенно-рудных центров (ДВРЦ) являются современные вулканы и гидротермальные системы. Отдельные вулканы или их группы размещаются в пределах структурно четко оконтуренных центров более древней тектоно-магматической и металлогенической активности. На Камчатке и в южной части Корякского нагорья выделяется 23 ДВРЦ [25]. Основу геологической структуры ДВРЦ составляют гидротермально-магматические системы (ГМС), локализующиеся в осесимметричных, кольцевых в плане, структурах диаметром от 12-15 до 60-80 км. Выделено четыре вида систем, локализующихся на земной коре различного типа: 1) океанической, 2) переходной от подводно-океанических хребтов в островную дугу, 3) островодужной, 4) переходной от коры островной дуги в континентальную.

При формировании ГМС островных дуг происходит длительная задержка магматического расплава в структуре ДВРЦ, интенсивное выделение CO_2 , Cl -, F -содержащих и др. летучих, что обеспечивает устойчивое питание гидротермально-магматической системы, образование смешенных гидротерм, перенос и отложение металлов (**рис. 1**). Это обстоятельство предопределило большой интерес к исследованию ГМС островных дуг.

В островодужных условиях ГМС своими верхними частями располагаются на границе взаимодействия трех геосфер: атмосферы, гидросферы и литосферы. Это определяет протекание таких процессов, как взаимодействие гидротерм с холодными метеорными водами, подземное кипение и парагазоотделение. При извержении вулканов происходит поступление большого количества атмосферных газов на глубину до нескольких километров, что создает предпосылки для начала фреатомагматических и фреатических взрывов [47] и активизации гидротермальных

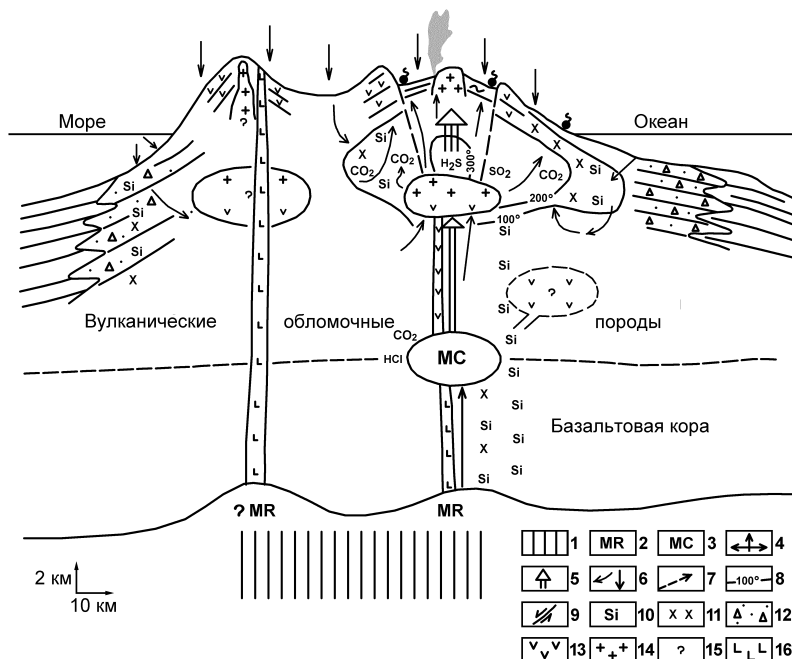


Рис. 1. ГМС островной дуги [4]. 1 – Зона генерации примитивных базальтовых магм в верхней мантии. 2 – Верхнемантийные магматические резервуары – место аккумуляции примитивных расплавов. 3 – Коровые магматические очаги – место остановки в земной коре примитивных расплавов. 4 – Инъекции примитивных расплавов. 5 – Инъекции дифференцированных расплавов. 6 – Инфильтрация морской (океанической) коры. 7 – Миграция подводных гидротерм. 8 – Изотермы гидротермальных систем. 9 – Разрывные тектонические нарушения. 10 – Гидротермальные изменения (окварцевание). 11 – То же (пропилитизация: хлоритизация, эпидотизация и др.). 12 – Пирокластические отложения. 13 – Лавы андезитов. 14 – Риолиты. 15 – Интрузивные тела. 16 – Дайки базальтов.

процессов. В верхних горизонтах ГМС формируются среды, в которых происходит динамичное изменение термодинамических параметров, вызывающее образование смешанных гидротерм, имеющих различные pH и Eh. Последнее обстоятельство влияет на перенос, концентрирование и отложение металлов. В таких условиях происходит формирование эпитермальных рудных месторождений [43]. Повышенные концентрации углекислоты в верхней части ГМС островных дуг обусловлены особыми структурно-геологическими условиями: поскольку верхние горизонты разреза сложены, в основном, рыхлыми породами, здесь создаются предпосылки для формирования субвулканических тел большого объема. При островодужном вулканизме большая часть глубинного высокотемпературного магматического расплава локализуется в самой структуре ДВРЦ. Такая задержка магматических расплавов в верхних горизонтах земной коры приводит к относительно равномерному и постепенному рассеянию тепла и длительной дегазации магмы, что обеспечивает устойчивое питание гидротермальной системы.

Для ГМС этого типа характерно наличие субповерхностного горизонта бикарбонатных гидротерм, насыщенных углекислотой. Интенсивное отделение CO_2 и обширное парообразование приводит к формированию мощных зон сульфатно-кислотных изменений, а также кремненных пород и отложению большого количества металлов.

2. Концептуальные модели ГМС островных дуг: классификации, обзор представлений

Рассматриваемые высокотемпературные ГМС по геолого-гидрохимической классификации Р. Хенли и А. Эллиса [45] относятся к системам, связанным с островодужным андезитовым вулканизмом (рис. 2). Близповерхностное геологическое строение и локальные гидравлические градиенты играют большую роль в формировании очагов разгрузки высокотемпературных систем. В то же время

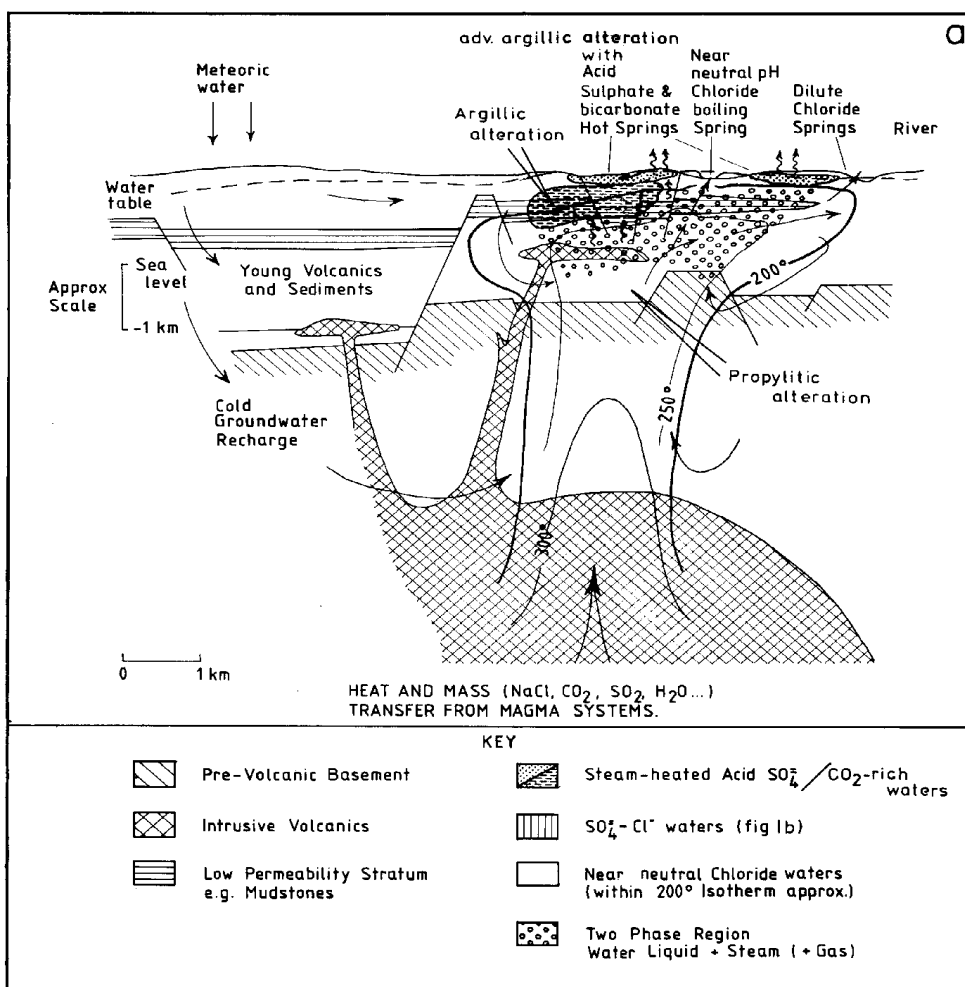


Рис. 2. Схематический разрез высокотемпературной, преимущественно метеорной, ГМС [41, 42, 45].

известно, что глубинная часть гидротермальной ячейки сосредоточена вокруг субвулканических тел (интрузий ?), расположенных в пределах осевой зоны тектономагматических построек (вулканических хребтов Вернадского и Карпинского - на о. Парамушир, Ивана Грозного - в центральной части о. Итуруп, Камбального на юге Камчатки). Как правило, малые интрузии андезитовых вулканов в рельефе проявляются в виде кольцевых структур, трассирующих осевые зоны хребтов. Геологическая структура вулканических хребтов определяет пространственное распределение областей питания, нагрева, дренирования и разгрузки формирующихся из метеорной воды, летучих и глубинного флюида термальных вод. Взаимодействие гидротермальных растворов с вмещающими породами приводит к повышению их минерализации. Химический состав гидротерм, наряду с температурой, является главным фактором, контролирующим растворимость минералов и газов.

Он также влияет на тип и минералогию гидротермальных реакций. Сера играет важную роль в составе гидротерм и в составе минералов, образованных гидротермальными растворами [7, 8]. Ряд геологов, изучавших современные гидротермальные рудообразующие системы, выделяют два типа высокотемпературных ($T > 150^{\circ}$) гидротермальных систем по состоянию окисленности серы: “low sulfidation” или «низко-серные» (образующиеся под влиянием серы с низкой степенью окисленности) и “high sulfidation” или «высоко-серные» (образующиеся под влиянием серы с высокой степенью окисленности) [44].

Большинство современных ГМС относится к типу “low sulfidation”. В них H_2S является преобладающим серосодержащим соединением. Температура гидротерм составляет $170-270^{\circ}$ С на глубинах 50-1000 м. Главным типом растворов в таких хорошо изученных системах являются разбавленные хлоридные воды. Cl в составе гидротерм является преобладающим анионом и сопровождается Na^+ , K^+ , Ca^{+2} и кремнеземом, газом с переменными концентрациями (в основном CO_2 , который количественно может преобладать над Cl и H_2S), а также содержатся небольшие концентрации других элементов, включая металлы. Вода, метеорная в основе, циркулирующая до глубины $\geq 5-10$ км, нагревается от магматических тел и поднимается к поверхности в результате свободной конвекции. Два наиболее важных физических процесса, влияющих на химизм гидротерм – это кипение и разбавление. По мере подъема высокотемпературных гидротерм происходит снижение равновесного давления и они пересекают точку кипения при данном

давлении. Для чистой воды на глубине 1000 м это происходит при $T = 300^{\circ}\text{C}$. В присутствии растворенного CO_2 в количестве 4 вес.% кипение начинается с глубины 2200 м. При меньшем содержании CO_2 точка кипения глубинных гидротерм находится в границах интервала 1000-2200 м. Процесс кипения сопровождается как потерей тепла на парообразование, так и дегазацией. Это вызывает резкое изменение химического состава остаточных гидротермальных растворов. Потеря CO_2 приводит к увеличению pH и выпадению из раствора солей. Кипение также способствует миграции газа к поверхности.

Высокотемпературные ГМС “high sulfidation”, для которых характерны обширные зоны поверхностных сернокислотных изменений, связаны с андезитовым островодужным вулканизмом. Инициирование исследования систем этого типа обусловлено разведкой золоторудных эпитеpmальных месторождений. В гидротермально измененных породах месторождений обнаружены энаргит, пирит, теннантит-тетраэдрит, ковеллин и/или алунит и часто ноздреватый кварц, который является продуктом гидролитического выщелачивания. Рудные зоны, строго локализованные структурными элементами [51] и связанные с брекчиями, имеют повсеместное распространение на небольшой глубине. Наблюдается постепенный переход от выщелоченного остаточного кремнезема в кварц-алунит, кварц-каолинит, глины (иллит-монтмориллонит, смектиты) и в зону пропилитизации [46, 52, 53]. Важной составной частью в метасоматитах являются каолинит, диккит, пирофиллит, диаспор, К-слюда, самородная сера, барит и ангидрит [17, 20]. Минералогический состав позволяет сделать определенный вывод о химизме и температуре гидротерм, ответственных за формирование систем этого типа. В целом, преобладают сульфатные и хлоридно-сульфатные гидротермы. Низкие pH (менее 2), необходимые для выщелачивания всех составных частей, кроме кремнезема; факты, указывающие на наличие растворов с высокой минерализацией (рассолов) и относительно окисленных условий, подтвержденных находками соответствующих минералов; высокие гипсометрические отметки вулканогенных структур, в которых локализованы ГМС; и др. свидетельствуют о высокой доле магматических флюидов в составе растворов систем “high sulfidation” (по изотопным данным – от 5-7 до 9-12 %). Эти ГМС располагаются в верхней части сложных андезитовых вулканов, наподобие вулканов Эбеко и Неожиданный (о-в Парамушир), Кошелевский (Ю. Камчатка) и др.

3. Геологическая позиция и структура ГМС островной дуги: от прогрессивного к регрессивному этапу развития

3.1. Типичная ГМС прогрессивного этапа развития

ГМС Баранского в результате бурения скважин на геотермальном месторождении Океанское и проведения комплексных исследований в центральной части о. Итуруп является одной из наиболее изученных в Курило-Камчатском регионе [18, 21, 26, 29, 32, 33-36, 38]. На ее примере покажем основные черты строения и рудогенерирующее значение систем прогрессивного этапа развития. ГМС и одноименный верхнечетвертичный андезитовый вулкан расположены в центре средне-позднеплейстоценовой (?) кальдеры Кипящей. Структуру района определяют продольные северо-восточные и поперечные северо-западные линейные тектонические нарушения, Центрально-Итурупская кольцевая мегаструктура диаметром 23-26 км и вулcano-тектонические структуры меньшего диаметра [29], **рис. 3.** ГМС Баранского приурочена к одной из таких вулcano-тектонических структур (ВТС), в центре с одноименным вулканом.

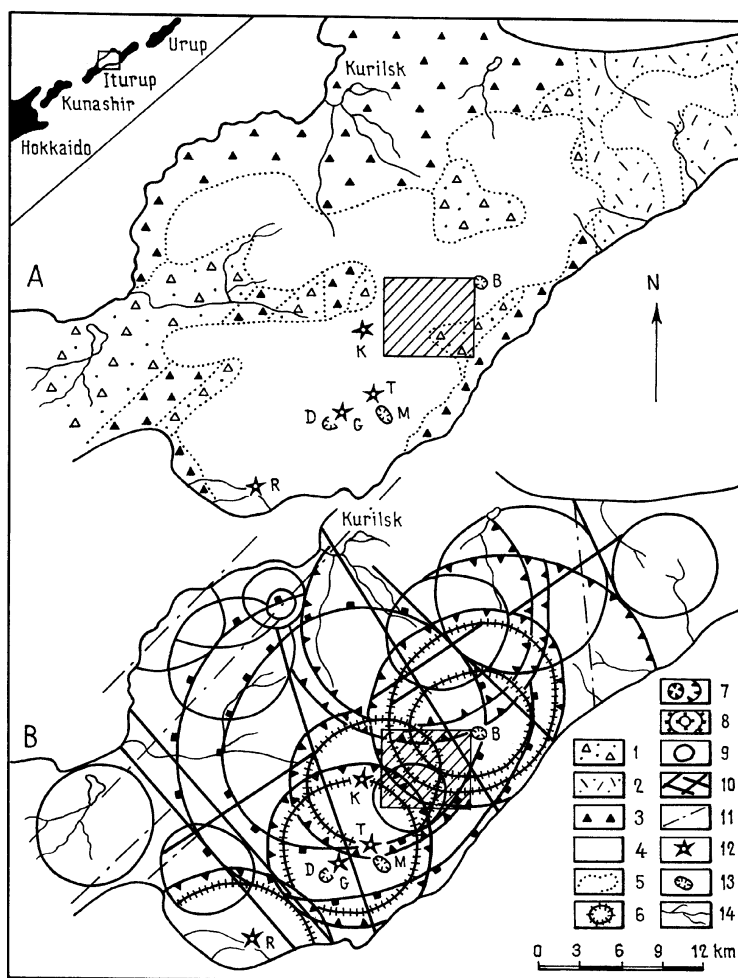


Рис. 3. Геологическое строение (А) и основные элементы структуры (В) Центрально-Итурупского геотермального района [29]. 1-3 – Геологические комплексы среднемиоцен-плиоценового возраста: вулканогенно-кремнисто-диатомовый (1), вулканогенный преимущественно кислого состава (2), андезитобазальтовый (3). 4 – Андезитовый комплекс четвертичного возраста. 5 – Литологические границы. 6 – Внутренние концы вулcano-тектонических структур хребта Иван Грозный. 7 – Внешние концы структур. 8 – Центрально-Итурупская кольцевая мегаструктура. 9 – Другие кольцевые структуры. 10 – Система линейных тектонических нарушений. 11 – Разломы, предполагаемые по геологическим данным. 12 – Конусы вулканов. 13 – Центральные кратеры вулканов. 14 – Гидросеть

На пересечении этой ВТС с ВТС «Крыло» расположено известное геотермальное

месторождение Океанское. Ряд рудопроявлений приурочен к этим и другим ВТС [10]. Таким образом, Центрально-Итурупская кольцевая мегаструктура может быть отождествлена с длительноживущим вулканогенно-рудным центром, включающим разновозрастные ГМС. ГМС Баранского характеризуются блоковым строением (рис. 4). Породы относительно опущенного блока и тектоно-магматических поднятий, в целом, значительно менее нарушены и переработаны гидротермальными растворами, чем породы горстов [21]. Горсты характеризуются

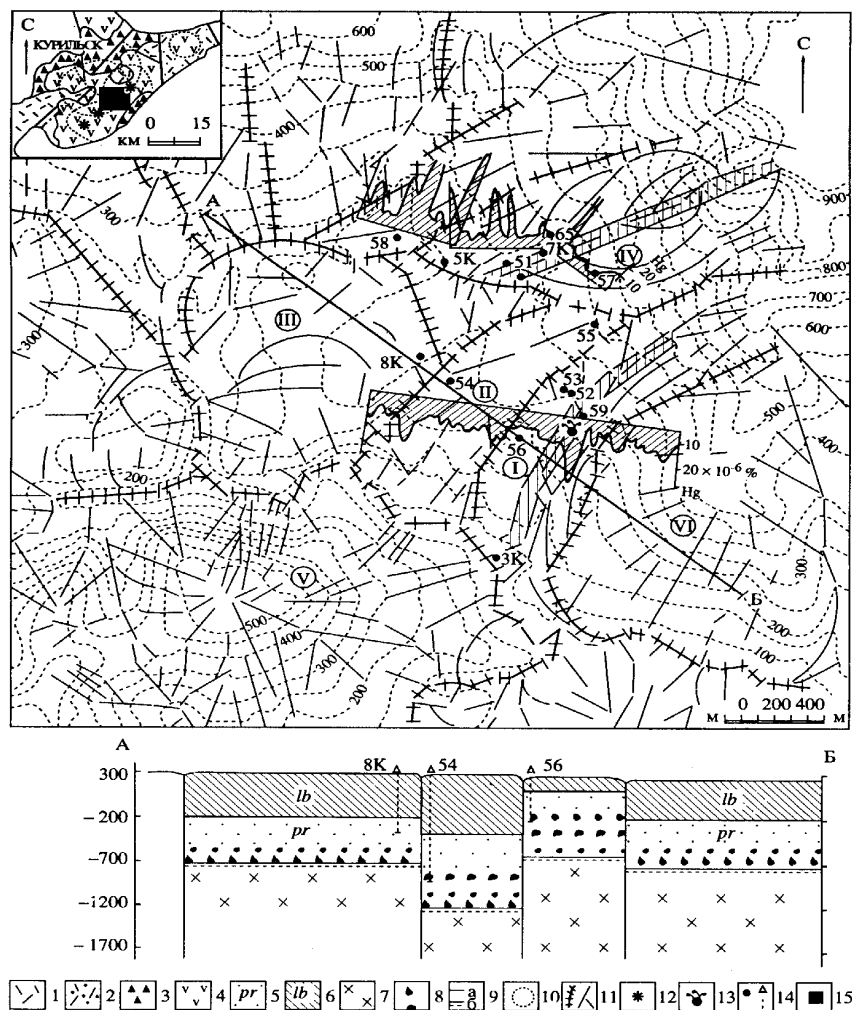


Рис. 4. Схема современной тектонической структуры ГМС Баранского. 1 – 4 – Геологические комплексы среднемиоцен-плиоценового возраста. 5 – Парусная свита: существенно туфовые породы. 6 – Лебединская свита: вулканогенно-осадочные породы. 7 – Субвулканические андезиты-базальты. 8 – Интрузивные брекчии контактовой зоны субвулканического тела. 9 – Литологические (а) и интрузивные (б) границы. 10 – Вулкано-тектонические структуры (на врезке). 11 – Тектонические нарушения и границы тектонических блоков: I – горст ручья Кипящая Речка, II – относительно опущенный блок (вскрытый скважиной 54), III – тектоно-магматическое поднятие, IV – горст Старозаводское поле, V – тектоно-магматическое поднятие – экструзивно-субвулканический комплекс Купол, VI – предположительно то же, нижнего течения р. Серной. 12 – Вулканы, с юго-запада на северо-восток: Иван Грозный, Тебенькова, Баранского. 13 – Кипящий источник “Голубое озеро”. 14 – Скважины. 15 – Границы фигуры на врезке. Заштрихованы осевые зоны горстов и геохимические профили на Hg.

значительным выносом тепла на дневную поверхность – до 71 000 ккал/сек суммарной мощности [26]. Термовыводящими структурами являются зоны тектонических нарушений, разбивающие породы горстов на мелкие блоки - пластины, и границы крупных блоков. По аналогии с гидротермальными системами Камчатки основными термовыводящими структурами являются зоны разломов, сложенные брекчиями: тектоническими, эндо- и экзоконтактов экструзивных и субвулканических тел, гидротермальными, полимиктовыми комбинированными. Последние брекчии характеризуются различным составом обломков, многостадийностью формирования гидротермального цемента, многократным проявлением брекчирования и содержат сульфиды железа, свинца, цинка, самородные металлы.

Как установлено ранее [19], главные особенности локализации гидротерм заключаются в гипсометрической «стратификации» их типов: в верхней части вулканических построек расположены сольфатары, на склонах конусов и у их подножий – сульфатные кислые термы поверхностного формирования со смешанным катионным составом, а также ультракислые сульфатно-хлоридные термы, связанные с растворением в подземных водах продуктов вулканических эманаций и кремнезема; на удалении от молодых вулканических конусов развиты слабокислые и субщелочные смешанные поверхностные источники. На еще большем удалении разгружаются источники хлоридно-натриевых субщелочных терм, обогащенные в приповерхностной зоне гидрокарбонат-ионами и имеющие региональное распространение.

Породы в различной степени гидротермально изменены. В эндоконтактовой брекчиевой зоне крупного субвулканического тела андезито-базальтового состава образуются вторичные кварциты (монокварциты, кварц-эпидозиты) при температурах 350-470⁰С. Парусная свита в настоящее время представляет собой среднетемпературные пропилиты кварц-хлорит-альбит слюдистого состава с эпидотом, цеолитами, карбонатами, сульфидами. Температуры образования пропилитов по данным О.П.Гончаренко превышают 300-350⁰С [33]. Эти пропилиты формируются в пределах экзоконтактовой брекчиевой зоны субвулканического тела. Низкотемпературные пропилиты (180-300⁰С) кварц-хлорит-кальцит-цеолитового состава с гидрослюдами, ангидритом, эпидотом и сульфидами развиты в интервале глубин от 0 до 500 м. Туффиты лебединской свиты и четвертичные туфы, пемзы и трещиноватые лавы преобразованы, в основном, в низкотемпературные (100-200⁰С)

кварц-кальцит-цеолит-гидрослюдистые пропилиты с хлорит-сметитовыми минералами. Завершают разрез опал-каолинит-алунитовые породы зоны сернокислотного выщелачивания и продукты хлоридно-углекислотного выщелачивания (сметиты). Продукты кислотного выщелачивания образуют «шапку» аргиллизитов мощностью от 30-50 до 225 м на всей площади системы. Каолинитизация и алунитизация пород по открытым тектоническим нарушениям распространяется до глубин 400-500 м в структурах грабенов и до 200-250 м в пределах горстов. Под опал-каолинит-алунитовыми метасоматитами открытые поры и микротрещины в породах на 75-80% выполнены тридимитом. Образуется вязкая и плотная толща. Ее мощность достигает 150-200 м над зонами интенсивного кипения перегретого флюида. Толща вследствие высокой вязкости и малой пористости пород служит верхним водоупором для парогидротерм.

При изучении газово-жидких включений в минералах обращает на себя внимание сходство температур гомогенизации и декрепитации [12], что позволяет интерпретировать их как температуры минералообразующих растворов [20, 24]. В целом, очевидно охлаждение гидротермальных растворов снизу вверх по разрезам (рис. 5). Эта тенденция отчетливо проявлена для растворов включений из

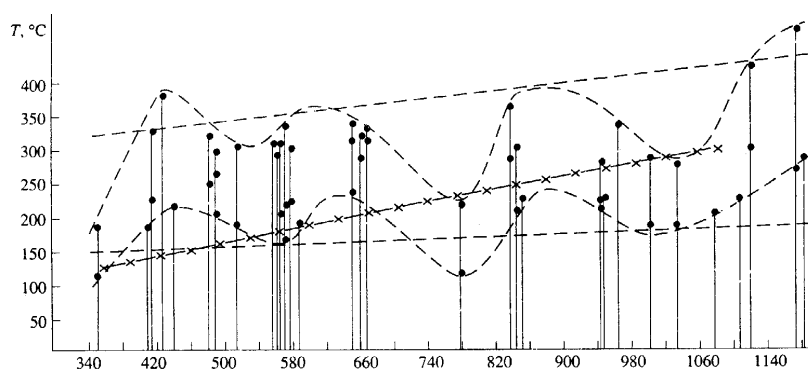


Рис. 5. Распределение температур гомогенизации и декрепитации газово-жидких и твердо-газово-жидких включений (точки – конкретные значения, пунктирные линии – кривые распределения) и усредненная кривая термокаротаж в опорном геологическом разрезе ГМС Баранского (скв. 54).

«сквозных» минералов – кварца ($400-180^{\circ}\text{C}$) и кальцита ($300-90^{\circ}\text{C}$). Вместе с тем, отмечается четкое чередование интервалов разреза с относительно низкими и относительно высокими (контрастными) температурами образования вторичных минералов. Эти интервалы характеризуют охлажденные и прогретые участки-блоки пород. Мощность таких, контрастных по температурам формирования вторичных минералов и, соответственно, условиям циркуляции гидротермальных растворов,

участков-блоков составляет от 100-120 до 200-250 м. Данная структура чередования охлажденных и прогретых участков разреза в относительно опущенном тектоническом блоке соответствует распределению тектонически нарушенных и монолитных блоков пород по петрофизическим материалам. Охлажденным участкам соответствуют проницаемые тектонически нарушенные породы, прогретым – плотные слабо проницаемые породы. Таким образом, в области питания гидротермальной системы метеорными водами поступление холодных вод (метеорных, отработанных термальных и морских) происходит по отдельным участкам-зонам повышенной тектонической проницаемости до глубины более 1000 м (по данным изучения разреза глубокой скважины на о. Парамушир – до 2500 м). Принципиально похожая картина чередования относительно прогретых и охлажденных участков-блоков пород наблюдается и в зонах горстов (восходящих потоков гидротерм).

Изучение распределения петрофизических параметров показало, что породы различных геологических блоков характеризуются разными петрофизическими свойствами. Породы зон горстов, в целом, обладают более низкими значениями плотности, прочности, скоростей продольных и поперечных волн, чем аналогичные породы опущенного блока. Высокими значениями и однородным распределением большинства параметров отличаются приконтактные части субвулканических тел во всех блоках гидротермально-магматической системы – полосы окварцованных интрузивных брекчий мощностью до 800 м. Зоны перехода жидкость-пар, образованные в осевых частях термовыводящих разрывных нарушений, выделяются большой плотностью, прочностью и отсутствием магнитных минералов. В пределах крупных тектонических блоков, различающихся петрофизическими параметрами, наблюдается чередование горизонтов пород плотных, массивных с породами пористыми и трещиноватыми. Мощность горизонтов колеблется от 50-60 до 130-150 м. Внутри них также имеет место чередование горизонтов пород мощностью 1-5 м, обладающих контрастными петрофизическими свойствами (**рис. 6**). Горизонты пород с высокой намагниченностью (плотные, наименее измененные породы), в целом, более мощные, чем с низкой (гидротермально измененные, трещиноватые, проницаемые породы). Внутри первых и вторых фрагментов разреза также наблюдается чередование пород с контрастной намагниченностью. Таким образом, в недрах ГМС существует иерархическая система горизонтов (блоков) с резко отличными петрофизическими свойствами пород. Эта система установлена во

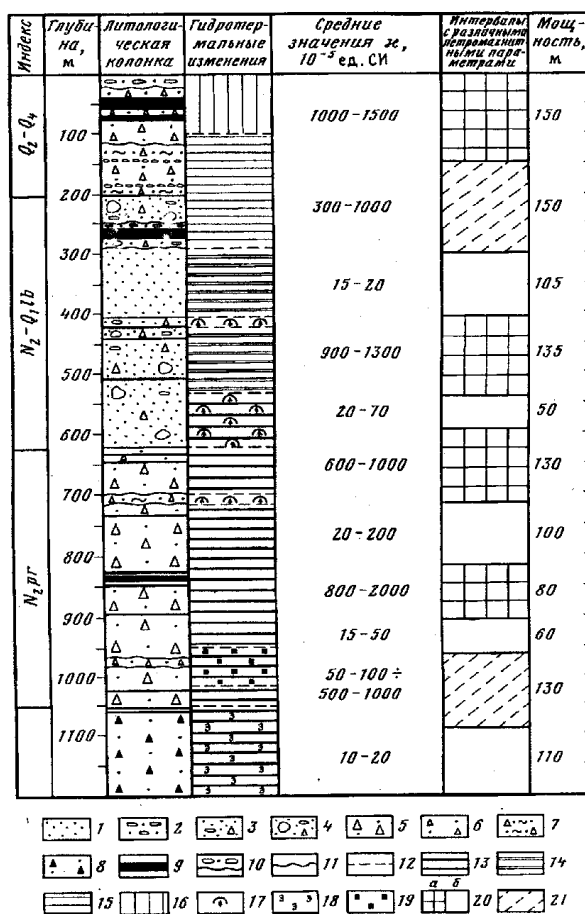


Рис. 6. Блоковая структура опорного разреза ГМС Барановского (скважина 54) по петромагнитным данным. 1 – 12 – см. рис. 2. 13 – Высоко-среднетемпературные пропилиты. 14 – Средне-низкотемпературные ропилиты. 15 – Низкотемпературные пропилиты. 16 – Опал-каолинит-алунитовые породы зоны кислотного выщелачивания. 17 – Гидротермалиты зоны перехода жидкост-пар. 18, 19 – Повышенное содержание в породах эпидота и сульфидов, соответственно. 20 – Блоки с различной намагниченностью пород: а – высокой, б - низкой. 21 – Блоки с промежуточными значениями петромагнитных параметров.

всех изученных вертикальных разрезах. Есть основания полагать, что подобная мозаично-блоковая структура имеет место и в горизонтальных сечениях. В дальнейшем возможна постановка и решение проблемы картирования объемной иерархической блоковой структуры систем.

Изложенные данные свидетельствуют о том, что в недрах ГМС прогрессивного этапа развития в настоящее время идет активный процесс перерождения вулканогенных, вулканогенно-осадочных и субвулканических пород под влиянием высокотемпературных (до 300-350⁰С и, вероятно, выше) трещинно-поровых сероводородно-углекисло-сульфатных и хлоридно-натриевых углекисло-азотных вод. В эндоконтактной зоне крупного субвулканического тела андезито-

базальтового состава образуются монокварциты или кварц-эпидозиты. Среднетемпературные пропилиты формируются в основании разреза. Выше происходит смена данных пропилитов на низкотемпературные и аргиллизированные.

Таким образом, происходит последовательная смена режима гидротермального изменения пород снизу вверх, в соответствии с изменением состава и температуры гидротермального флюида и в зависимости от геологической структуры системы. В особом термодинамическом и геохимическом режиме формируются области перехода «жидкость-пар» или кипения гидротерм. Температуры гидротермального минералообразования здесь колеблются от 300-250 до 200-170⁰С и ниже. Это свидетельствует о резком снижении температуры пород в процессе кипения растворов, возможно, за счет поступления холодных метеорных или морских вод по открытым разломам. В Курило-Камчатском регионе активные сейсмотектонические процессы способствуют раскрытию тектонических нарушений и проникновению в них метеорных и морских вод [2, 15]. При формировании интрузий в обстановке высокой сейсмической активности может происходить взаимодействие расплава с морской водой. Специальные исследования [23] показали, что независимо от состава магмы это приводит к мгновенному испарению воды, вызывающему взрыв, который дробит застывающий расплав и вмещающие породы. Гидротермальные растворы испытывают резкое охлаждение. Такие зоны резкого охлаждения пород фиксирует, в частности, ангидрит. Так, ангидрит распространен в опорном разрезе гидротермально-магматической системы Баранского на глубинах 785-925 м при перепаде температур вторичного минералообразования от 460-360 до 190⁰С. В схожих условиях формируется ангидрит из измененных базальтов на геотермальном поле Рейкьянес, Исландия [11]. Таким образом, проникновение значительных масс метеорных и (или) морских вод в недра высокотемпературной гидротермально-магматической системы служит одним из спусковых механизмов дробления пород и фактором их охлаждения, в т.ч. в процессе формирования зон перехода «жидкость-пар». Зоны характеризуются наличием геохимических барьеров осаждения рудных, щелочных, редких химических элементов и широко распространены в пределах горстов (рис. 7).

3.2. Экстремальный этап развития

К этому этапу отнесена Мутновская ГМС, расположенная в пределах артезианского супербассейна неправильно-изометричной формы, вытянутого в

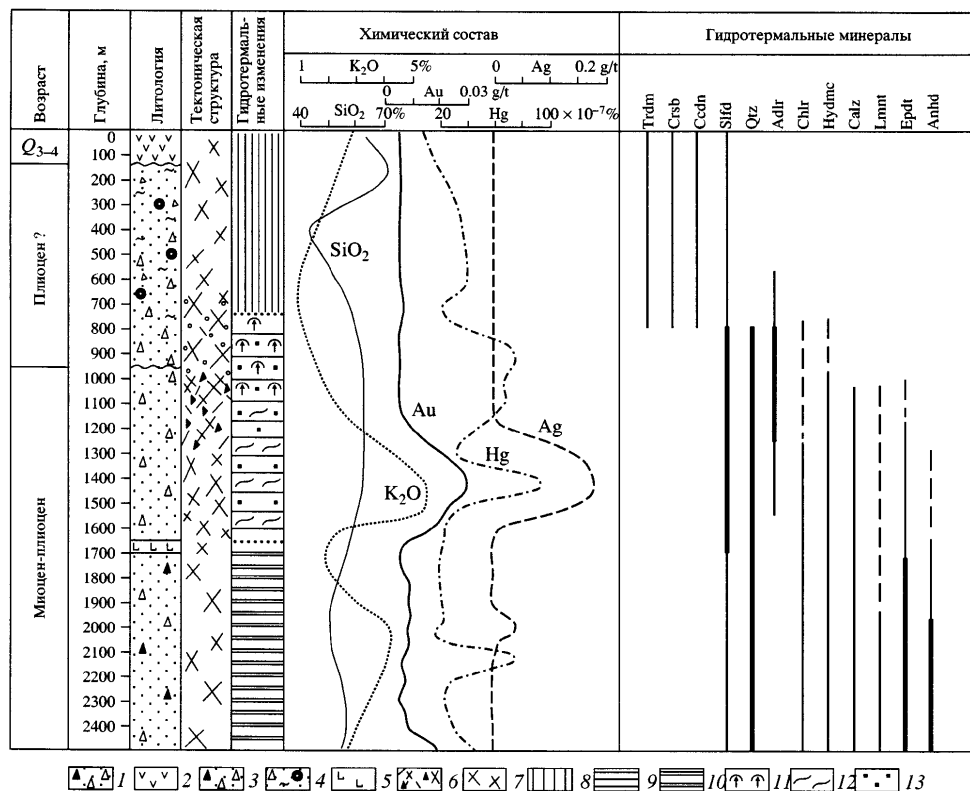


Рис. 7. Сводный геолого-геохимический разрез Северо-Парамуширской ГМС (скважина ГП-3). 1 – Интрузивная брекчия андезито-базальтового состава; 2 – лавы андезитов; 3 – туф литокристаллокластический пестроцветный андезитового состава, псефо-псаммитовой размерности обломков; 4 – туфит с включениями реликтового органического материала; 5 – лавы (дайки, силлы ?) андезито-базальтов; 6 – тектоническая брекчия; 7 – умеренно трещиноватые породы; 8 – низкотемпературная опал-кристобалит-тридимит-халцедоновая минерализация; 9 – низко-среднетемпературные существенно кварц-адуляр-гидрослюдистые метасоматиты с включениями рудных минералов; 10 – среднетемпературные пропициты кварц-хлорит-эпидот-мусковитового состава; 11 – зоны перехода жидкость-пар (кварц-адулярные метасоматиты); 12 – кварц-халцедоновые прожилки с рудными минералами; 13 – рудная минерализация. Гидротермальные минералы: Trdm – тридимит, Crsb – кристобалит, Ccdn – халцедон, Slfd – сульфиды, Qtz – кварц, Adlr – адуляр, Chlr – хлорит, Hydmc – гидрослюда, Calz – кальцит, Lmnt – ломонтит, Epdt – эпидот, Anhd – ангидрит.

субмеридиональном направлении, площадью $\geq 5000 \text{ км}^2$. Водное питание артезианского бассейна происходит за счет инфильтрации метеорных вод через палеоген-неогеновые породы, вскрытые на дневной поверхности, а также вследствие нисходящего движения вод по вертикально расположенным структурам вулканогенного происхождения, не подвергшимся интенсивному гидротермальному метаморфизму (рис. 8). В целом, гидротермы имеют метеорное происхождение, глубинная ювенильная составляющая в пределах центральной части ГМС (участок Дачный, Верхне-Мутновское месторождение) не превышает первых процентов [5, 9]. В составе катионов преобладает Na; в составе анионов – сульфат и гидрокарбонат, в подчиненном количестве – хлор-ион. Температуры гидротермальных растворов колеблются, в среднем, от 220-250 до 100-150⁰С. Температуры гидротермального

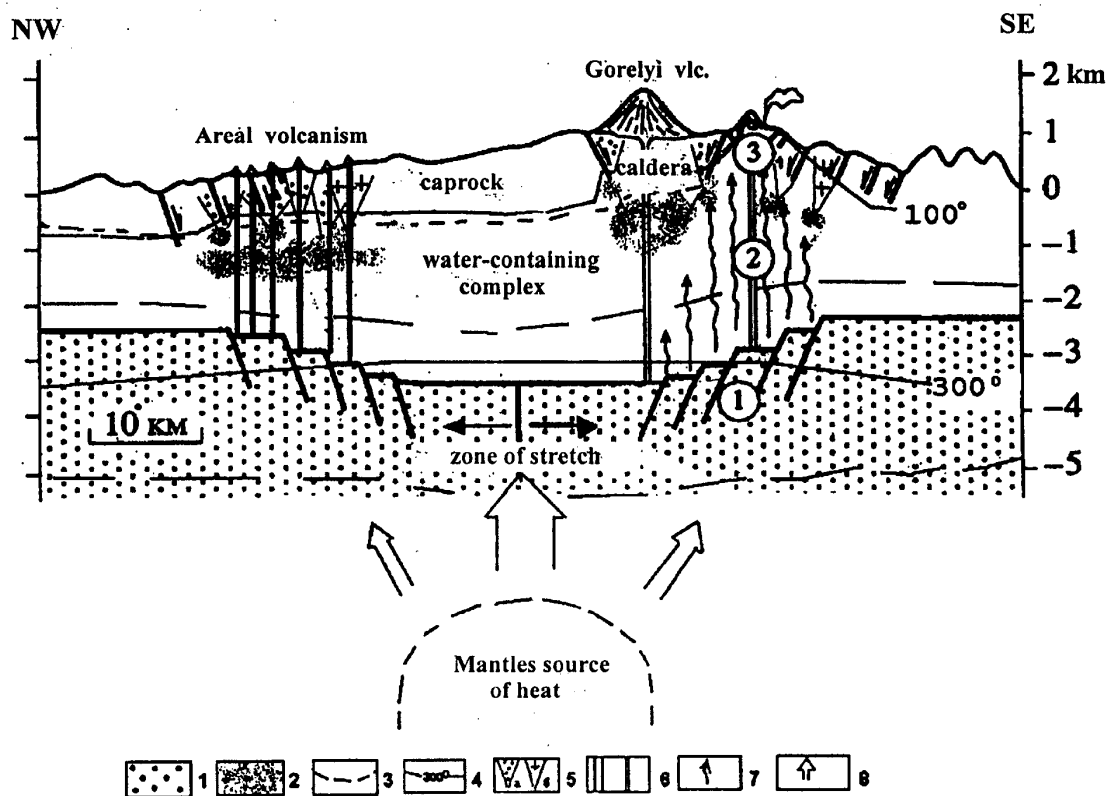


Рис. 8. Структура Мутновско-Жировского геотермального района и Мутновской ГМС [22]. 1 – Докайнозойский комплекс пород. 2 – Зоны дробления и обрушения в районах проявления фреато-магматизма. 3 – Границы областей развития вулканогенно-кремнистых формаций и генераций андезитовых и кислых анатектических расплавов (зона локализации коровых источников тепла). 4 – Изотермы. 5 – Диатремы и воронки взрыва. 6 – Дайки и магматические каналы. 7 – Восходящие струи мантийных флюидов. 8 – Направление напряжений, движения расплавов и глубинных флюидов, генерируемых в верхней мантии. Цифрами в кружках отмечены: 1 – зона разломов, ограничивающих прогиб и являющихся глубинными ловушками для магм и гидротермальных флюидов, 2 – зона подъема магмы и гидротермальных флюидов к поверхности, 3 – зона развития познеплейстоценовых трещин и сбросов на поверхности.

флюида в зонах восходящего теплового потока не превышают $250-280^{\circ}\text{C}$ на глубинах до 3 км. Гидротермы металлоносны. По заключению О.В.Чудаева с коллегами рудные элементы обнаруживают аномально высокие содержания в парогидротермах, но основным их поставщиком являются вмещающие горные породы [40]. Кислые воды на дневной поверхности локализованы в пределах кипящих котлов активной воронки Мутновского вулкана и на отдельных термальных площадках, и практически не распространены в недрах ГМС. Воды геотермального района формируются под влиянием глубинной (мантийной) составляющей, но основным источником вод следует считать неглубоко залегающие очаги [9, 40]. Таким образом, гидротермы экстремального этапа развития уверенно отличаются от гидротермальных флюидов систем прогрессивного этапа по ряду параметров: средними температурами ($150-250^{\circ}\text{C}$) в

пределах большого объема вмещающих пород ($\geq 300 \text{ км}^3$); преобладанием в составе катионов Na (в меньшей степени Ca и еще менее – K), в составе анионов – сульфата и гидрокарбоната; локализацией кислых вод (pH = 1-3) в узких открытых трещинных зонах над магматическим очагом; в целом высоким содержанием во всех типах гидротерм рудных элементов (Zn, Pb, Al, Sb, Cr, Ni, Cu) за счет активного выщелачивания больших объемов вмещающих пород.

Система структурно и генетически связана с зоной растяжения земной коры регионального или локального характера и ее тепловое питание обеспечивается источниками генерации энергии, расположенными в интервале глубин от мантии до верхней коры. В строении палеоген-неогеновых и плиоцен-четвертичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных толщ присутствуют игнимбриты и спекшиесе туфы, что может свидетельствовать о наличии процессов формирования расслоенных магматических очагов в недрах Мутновского геотермального района и в настоящее время. Распределение тепла под водоупорными комплексами Мутновской гидротермально-магматической системы происходит неравномерно: наиболее прогреты относительно приподнятые блоки горных пород, в которых кровля водоносного комплекса находится на более высоких гипсометрических уровнях. Как правило, структуры поднятий обусловлены интрузиями и протрузиями вязкой магмы и характерны для андезитового и кислого вулканизма.

Гидротермы систем экстремального этапа развития характеризуются средними температурами (150-250⁰C) в целом в большом объеме ($\geq 300 \text{ км}^3$) вмещающих пород, преобладанием в составе катионов Na, в составе анионов – сульфата и гидрокарбоната, локализацией кислых терм в узких трещинных зонах непосредственно над источником теплового питания, металлоносностью основных химических типов растворов.

2.3. Регрессивный этап развития систем

Типичная рудогенерирующая ГМС этого этапа, Паужетская, локализуется в центральной части Кошелевско-Паужетского ДВРЦ (Ю.Камчатка). ГМС также имеет неоднородную блоковую структуру. Восходящие потоки гидротермального флюида приурочены к изометричным приподнятым блокам пород размером до 500 м в поперечнике (**рис. 9**). В этих изометричных кольцевых блоках формируются области разуплотнения пород в виде различных брекчий и зоны перехода жидкость-пар. В недрах системы залегает крупный магматический источник теплового питания – субвулканическое (интрузивное ?) тело среднего - основного состава.

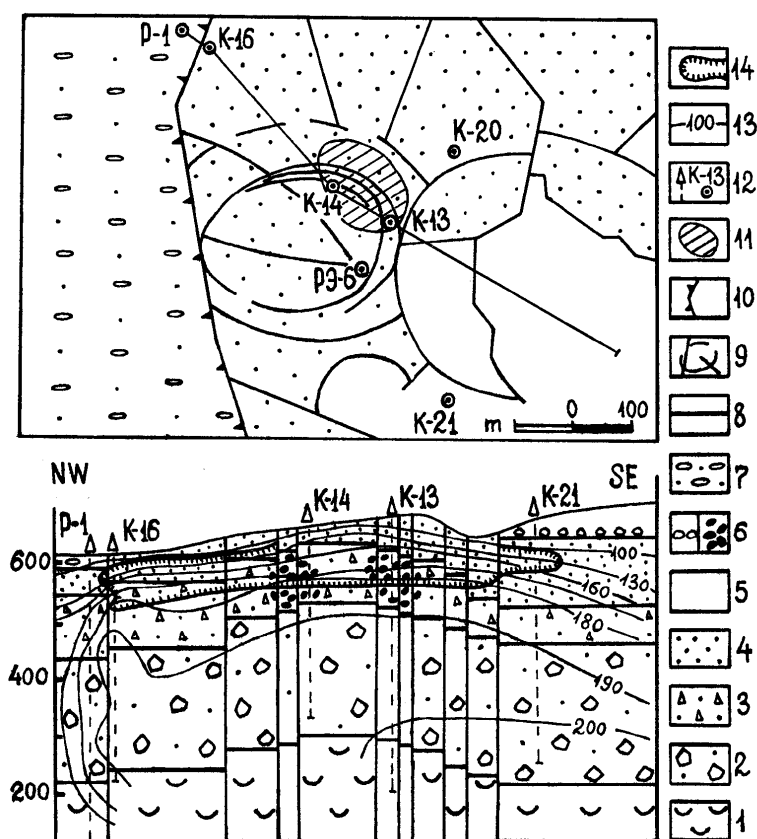


Рис. 9. Схема геологического строения тектонически поднятого блока Верхнего термального поля Паужетского геотермального месторождения [37]. 1 – Отложения гольгинской свиты. 2 – Нижнепаужетская подсвита. 3 – Среднепаужетская подсвита. 4 – Верхнепаужетская подсвита. 5 – Средне-верхнечетвертичные лавы и экструзии дацитов. 6 – Лавобрекчии основания лаво-экструзивного комплекса дацитов (а) и эксплозивные (гидротермальные) брекчии (б). 7 – Современные аллювиальные валунно-галечные отложения. 8 – Литологические границы. 9 – Тектонические нарушения, в плане. 10 – Ограничения Паужетского грабена. 11 – Верхнее термальное поле. 12 – Скважины на разрезе и на плане. 13 – Изотермы. 14 – Границы пародоминирующей зоны на разрезе.

На основании выявленных и показанных выше закономерностей развития структуры ГМС, крупная длительноживущая система возникает при наличии в верхних частях земной коры мощных зон проницаемости, что достигается на контактах полифазного субвулканического тела. Это тело обычно располагается в пределах тектонического поднятия или другой положительной структуры, осложняющей тектоническую депрессию. Наличие депрессии обуславливает достаточное водное питание системы. Эта особенность наиболее характерна для ГМС, находящихся на этапе регрессивного развития (остывающих). Форма субвулканических комплексов описываемого типа отличается сложным рельефом кровли: наличием нескольких апикальных поднятий, к которым приурочены неки, брекчиевые трубки, моногенные вулканические аппараты, шлаковые конусы. Верхняя граница

встречаемости даек и силлов в зоне экзоконтакта, в целом, повторяет форму поверхности эндоконтактовой брекчиевой зоны субвулканического тела. Эта закономерность позволяет реконструировать положение верхней и краевых частей тела, даже если оно не вскрыто скважинами. Учитывая, что в пределах других известных ГМС мощность зоны экзо- и эндоконтактов субвулканического тела составляет до 800-1000 м, можно ожидать, что его кровля в пределах Паужетской системы находится на глубине 2 – 2,5 км. Разведанный в настоящее время интервал системы (до глубины 1500 м) относится к верхней, по-видимому, не самой продуктивной ее части.

В процессе эволюции гидротермальные процессы прошли следующие стадии изменения пород: а) среднетемпературную пропилитизацию (хлорит +альбит +эпидот +пирит +лейкоксен), в интервале температур от 350-330 до 280⁰С; б) интенсивно и широко проявленную цеолитовую (хлорит+ ломонтит +вайрацит +анальцит +пренит) и ограниченно развитую трансильванскую (иллит+карбонат+кварц +хлорит+пирит+сфен) низкотемпературные пропилитизации в интервале температур от 300-280 до 200⁰С; в) гидротермальную аргиллизацию пропилитов, протекающую в рамках триоктаэдрического и диоктаэдрического структурного мотива (смешанослойные минералы) в интервале температур 200-150⁰С [37]. В зонах перехода жидкость-пар на различных глубинах образуются кварц-адуляровые, эпидот-кварц-адуляровые, вайрацит-пренит-эпидот-кварц-адуляровые метасоматиты при температурах от 330-300 до 170-150⁰С. В близповерхностных условиях при температурах 150-80⁰С в кислых туфах, андезитах и дацитах развиваются высококремнистые цеолиты и диоктаэдрический смектит. В аномальных случаях, когда высокотемпературные изотермы благодаря интенсивной трещиноватости пород над источником тепла были приближены к дневной поверхности, в верхнем водоупорном горизонте образовались цеолитовые пропилиты. На термальных полях при температурах ниже 100⁰С идут процессы глинообразования, обязанные хлоридно-углекислотному и сернокислотному выщелачиванию. Термобарогеохимические исследования показали, что гидротермальный процесс был многостадийным: минералообразование протекало в обстановке снижения температуры от 350-330 до 200-150 и до 100-50⁰С в отдельных блоках системы. В целом, термальные воды ГМС регрессивного этапа развития (Паужетской и Паратунской, Ю. Камчатка) характеризуются общей минерализацией на уровне стабильных средних значений 2,5 – 3,5 г/л, рН = 6-8, хлоридно-натриевым

составом; повышенными содержаниями калий-иона трассируются лишь узкие зоны разгрузки наиболее высокотемпературных (до 200-220⁰) терм.

Таким образом, ГМС регрессивного этапа развития имеют определенные особенности эволюции геологической структуры вмещающих их длительноживущих вулканогенно-рудных центров (как правило, это формирование мощных кальдерных комплексов и крупных артезианских бассейнов), наследуют геологическое строение ГМС предыдущих этапов (продолжает развиваться контрастная система «горячих» и «холодных» блоков пород, при локализации и резком уменьшении размеров наиболее прогретых участков до 300-500 м в поперечнике), в их недрах происходит постепенное разобщение магматической и гидротермальной конвективных ячеек (охлаждение интрузивных и субвулканических питающих тел, деградация восходящего потока парогидротерм, существенное уменьшение доли ювенильной составляющей в восходящем флюиде – до десятых процента). В недрах систем продолжается перераспределение рудных компонентов за счет выщелачивания вмещающих пород и накопление рудных химических элементов в минералах-концентраторах.

2.4. Типичное строение субвулканических тел – источников теплового и рудного питания ГМС

Массив, выделяемый ранее на мелкомасштабных геологических картах как единое интрузивное тело [1, 13], при детальном изучении состоит из ряда тел – выходов на дневную поверхность изометричной формы (**рис. 10**). Тела имеют размер от 300-400 до 800 м в горизонтальном сечении и расположены в виде пояса вокруг крупного субвулканического образования. Мелкие выходы расположены на расстоянии от 2-3 до 0,5 линейного размера тела друг от друга и от основного массива, имеют близкий химический состав и сходные петрографические структуры. Дайки андезитового или андезито-базальтового состава падают вертикально или под углом 40-65-85⁰ к крупным субвулканическим телам. Эти данные позволяют предполагать, что субвулканические тела образованы за счет единого источника и объединяются на глубине 500-1000 м от дневной поверхности в крупный массив размером не менее 5 км. Породы основных тел представлены базальт – андезито-базальтами порфировой структуры (микродиоритами ?). Содержание кремнезема варьирует по разрезу А-Б от 43,23 до 53,89%, по южной части комплекса от 49,02 до 58,42%. В краевых частях тел породы представлены микродиоритами с большой долей стекла в основной массе и обломками-ксенолитами вмещающих пород.

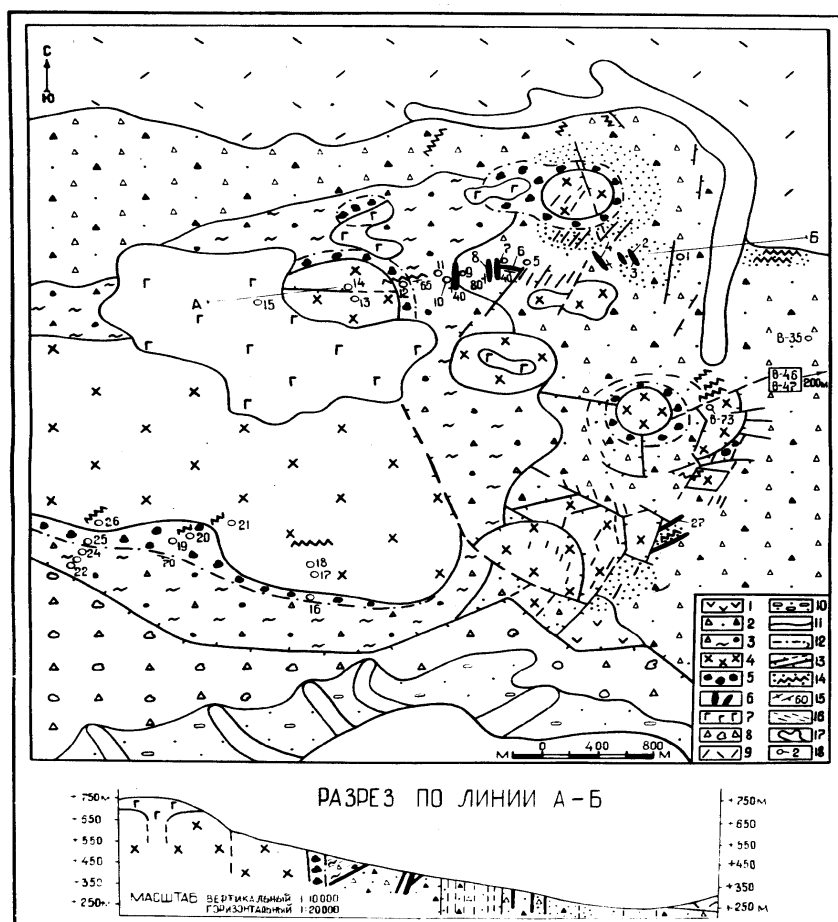


Рис. 10. Структура вулcano-плутонического комплекса Вычненкия (Ю. Камчатка). 1 – Андезитовые лавы основания разреза, палеоген-раннемиоценового (?) возраста. 2 – Туфы и туфолавы андезито-дацитового (до дацитового в верху разреза) состава. 3 – Толща переслаивающихся лав, туфолав, туфов и игнимбритов кислого состава. 4 – Субвулканические андезито-базальты. 5 – Интрузивные брекчии: гиганто-, грубо-, мелкообломочные автомагматические брекчии с обломками вмещающих пород. 6 – Дайки андезитового и андезито-базальтового состава. 7 – Лаво-экструзивный комплекс андезито-дацитового состава плиоценового (?) этапа магматизма. 8 – Туфоконгломераты четвертичного возраста, фиксирующие заложение котловины Курильского озера. 9 – Пемзовые отложения голоценового возраста. 10 – Перемытые пемзовые отложения и озерные (озерно-морские ?) пески. 11 – Стратиграфические и интрузивные границы. 12 – Границы мегабрекчиевой оторочки интрузивных брекчий. 13 – Тектонические нарушения, установленные. 14 – Поля гидротермально измененных пород (а) и кварцево-рудные зоны (б). 15 – Элементы падения пород в плане. 16 – То же, в разрезе. 17 – Аллювиальные отложения широких участков речных долин. 18 – Точки опробования пород на определение абсолютного (К-Аг) возраста.

Эндоконтактовая зона субвулканических тел идентифицируется по наличию здесь типичных автомагматических, а также гигантообломочных интрузивных брекчий. Автомагматические брекчии сложены округлыми либо неправильной формы обломками микродиоритов, сцементированных андезитовой лавой. Фрагментами обломки сплавлены друг с другом, цемент отсутствует. Вмещающих пород в обломочной части не более 5%, в краевых частях тел – до 50%. Возникает оторочка из обломков вмещающих пород и субвулканических андезито-базальтов. Брекчии

слагают воронко-, трубо-, жилообразные и неправильно-изометричные тела, локализованные в зоне гигантообломочных интрузивных брекчий. В последних обломки представлены крупными (1-50 м и, возможно, более) изометричными блоками микродиоритов, помещенных в тектоническую брекчию вмещающих пород с размером осколков от долей сантиметра до 20 x 60 м и более. В отдельных случаях цементом служат автомагматические брекчии. Блоки субвулканических и вмещающих пород расположены беспорядочно, как обломки в гетерогенной брекчии или ксенотуфе. Интрузивные гигантообломочные и атомагматические брекчии образуют своеобразную оторочку-зону мощностью от 50-100 до 400 м и более в эндоконтактных частях субвулканических тел. По-видимому, ее образование связано с корродирующим воздействием интрузивной массы на вмещающие породы при вскипании магмы. При этом возможно проявление ряда «частных» механизмов брекчирования: взрывов, контрвзрывов, газовых ударов, и др. [28, 30, 39].

Детальное петрографическое изучение пород вулкано-плутонического комплекса показало, что для субвулканических образований характерна обломковидность основной микролитовой массы и фенокристаллов. Основная масса породы разбита на изометричные фрагменты-неоднородности, отличающиеся ориентировкой, а в некоторых случаях и размерами фенокристаллов. Границы фрагментов представлены тончайшими трещинками, либо не выражены. Фрагментарность породы более характерна для краевых частей субвулканических тел. Таким образом, брекчиевая структура типична для пород вулкано-плутонического комплекса, а также для всей вулканогенной толщи (рис. 11). Важнейшей особенностью структуры вулкано-плутонического комплекса является повышенная начальная брекчированность и проницаемость пород в контактовых зонах геологических тел (силлов, даек, лавовых и туфовых потоков) и как следствие этого – локализация именно здесь наложенных процессов, формирующих структуры вторичной брекчированности пород (тектонические, гидротермальные, в т.ч. рудные). Контактные зоны имеют специфический состав, брекчиевую структуру, четкие интрузивные или тектонические границы, значительную мощность (десятки и сотни метров) и должны изучаться в качестве «самостоятельных» геологических тел.

Современные высокотемпературные рудогенерирующие гидротермально-магматические конвективные системы имеют аналогичное строение вблизи субвулканических тел или периферических магматических очагов, обеспечивающих

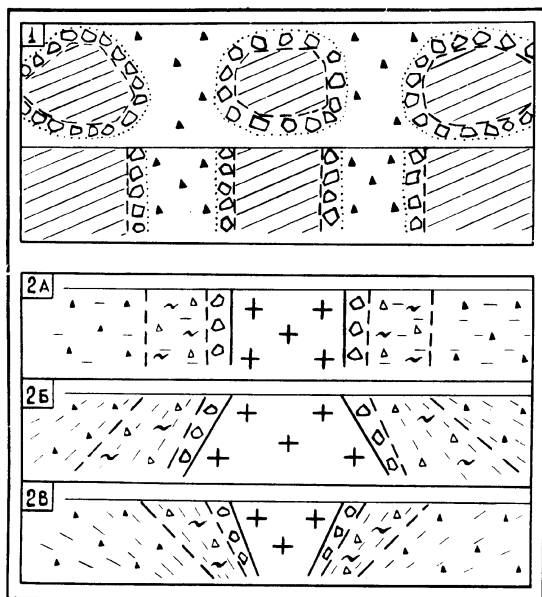


Рис. 11. 1 - Принципиальная брекчиевая структура вулканогенной толщи. Штриховкой показаны стабильные, относительно монолитные, участки (обломки); черным крапом – цемент. Обломки облекаются гигантскими (грубообломочными) брекчиями. 2 – Принципиальное строение вулканогенной толщи вблизи субвулканического тела среднего – основного составов: А – падение контактов тела вертикальное, Б и В – наклонное. Тело окружено оторочкой гигантских автомагматических (интрузивных) брекчий. Далее выделяется толща переслаивающихся туфов, туфолав и лав среднего и кислого состава псефитовой размерности; крупность обломков постепенно возрастает по направлению к субвулканическому телу.

водное и тепловое питание систем. К контактовым зонам глубинных магматических тел приурочены наиболее высокотемпературные металлоносные газо-гидротермальные флюиды.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. **Апрелков С.Е., Ежов Б.В., Оточкин В.В. и др.** Вулкано тектоника Южной Камчатки // Бюлл. вулканол. станций, 1979. № 57. С. 72-78.
2. **Барабанов Л.Н.** Химические равновесия и зональность термальных вод Курильских островов // Гидротермальный процесс в областях тектоно-магматической активности. М.: Наука, 1977. С. 155-163.
3. **Белоусов В.И., Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В., Сугробов В.М.** Кислый вулканизм и гидротермальная активность в Паужетском геотермальном районе // Материалы XV Генеральной ассамблеи МГТС. Тезисы докладов. М.: Наука, 1971.
4. **Белоусов В.И., Рычагов С.Н., Фазлуллин С.М. и др.** Кремнезем в высокотемпературных гидротермальных системах областей современного вулканизма // Экологическая химия, 1998. Т. 7. Вып. 3. С. 200-216.
5. **Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П.** Термальные поля и горячие источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1976. С.85-114.
6. **Василевский М.М., Стефанов Ю.М., Рычаг С.Н., Некрасова Ж.А.** Структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных районов, узлов и полей (к проблеме прогноза) // Вулканология и сейсмология, 1981. № 4. С. 60-73.
7. **Власов Г.М.** Вулканические отложения серы и некоторые вопросы близповерхностного рудообразования // Тр. Лаб. вулканологии, 1958. Вып. 13. С.166 - 178.
8. **Власов Г.М.** Особенности кратерно-озерных отложений. Бюлл. МОИП, 1960. Т. 35. № 6.
9. **Геотермические и геохимические исследования высокотемпературных гидротерм / Ред.**

- В.М.Сугробов. М.: Наука, 1986. 207 с.
10. **Геолого-геофизический атлас** Курило-Камчатской островной системы / Под ред. Сергеева К.Ф., Красного М.Л. Л.: ВСЕГЕИ, 1987. 36 л.
 11. **Гептнер А.Р., Крестманнсдохтур Х., Селезнева М.А.** Вторичные минералы базальтоидов, измененных гидротермальным рассолом на полуострове Рейкьянес (Исландия) // *Литология и полезные ископаемые*, 1987. № 2. С. 25-41.
 12. **Гончаренко О.П.** Температурные условия развития геотермальной системы вулкана Баранского (о. Итуруп) // *Геохимия*, 1993. № 2. С. 237-243.
 13. **Долгоживущий центр эндогенной активности** Южной Камчатки М.: Наука, 1980. 172 с.
 14. **Дриц В.А., Коссовская А.Г.** Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования // *Труды ГИН АН СССР*, 1990. Вып. 446. 214 с.
 15. **Дуничев В.М.** Парогидротермы Горячего Пляжа и перспективы использования термальных вод Курильских островов // *Изучение и использование глубинного тепла Земли*. М.: Наука, 1973. С. 226-229.
 16. **Егоров О.Н.** Центры эндогенной активности (вулканические системы). М.:Наука, 1984. 166 с.
 17. **Ерощев-Шак В.А.** Гидротермальный субповерхностный литогенез Курило-Камчатского региона. М.:Наука, 1992. 132 с.
 18. **Знаменский В.С., Никитина И.Б.** Гидротермы центральной части острова Итуруп (Курильские острова) // *Вулканология и сейсмология*, 1985. № 5. С.44-65.
 19. **Иванов В.В.** Генетическая классификация минерализованных вод земной коры // *Вопросы гидрогеологии минеральных вод*. М.: Труды ЦНИИК и Ф., 1977. Т. 34. С. 3-58.
 20. **Коробов А.Д.** Гидротермальный литогенез в областях газемного вулканизма // *Автореферат дисс. на соискание уч. степ. докт. геол.-мин. наук*. Москва, 1995. 44 с.
 21. **Ладыгин В.М., Рычагов С.Н.** Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: блоковая структура и интенсивность гидротермально-метасоматического перерождения пород по петрофизическим данным // *Вулканология и сейсмология*, 1995. № 5. С.28-44.
 22. **Леонов В.Л.** Региональные структурные позиции высокотемпературных гидротермальных систем на Камчатке // *Вулканология и сейсмология*, 2001. № 5. С. 32-47.
 23. **Марковский Б.А., Ротман В.К.** Особенности вулканизма и гидротермальной деятельности ранних стадий развития островных дуг // *Вулканология и сейсмология*, 1988. № 5. С. 35-41.
 24. **Наумов В.Б.** К вопросу об определении температур минералообразования методом декрепитации // *Минералогическая термометрия и барометрия*. М.: Наука, 1968. Т. II. С. 37-43.
 25. **Прогнозная оценка рудоносности** вулканогенных формаций. М.: Недра, 1977. 296 с.
 26. **Пчелкин В.И.** К методике поисков термальных вод в районах современного вулканизма (на примере центральной части о-ва Итуруп) // *Всесоюзное совещание по подземным водам Востока СССР*. Иркутск-Ю.Сахалинск, 1988. С.57-58.
 27. **Пэк А.А.** Гидродинамические модели гидротермальных рудообразующих систем // *Рудообразующие процессы и системы*. М.: Наука, 1989. С. 68-78.
 28. **Рычагов С.Н.** Брекчиевая структура геологической среды. Депонировано в ВИНТИ 04.04.89. Петропавловск-Камчатский, 1989. 62 с
 29. **Рычагов С.Н.** Гидротермальная система вулкана Баранского, о-в Итуруп: модель геологической структуры // *Вулканология и сейсмология*, 1993. № 2. С. 59-74.
 30. **Рычагов С.Н.** Кольцевые структурно-вещественные парагенезисы вулканогенных рудных полей. Владивосток: Изд-во ДВНЦ АН СССР, 1984. 148 с.
 31. **Рычагов С.Н., Белоусов В.И., Главатских С.Ф. и др.** Северо-Парамуширская гидротермально-магматическая система: характеристика глубокого геологического разреза и модель современного минералорудообразования в ее недрах // *Вулканология и сейсмология*, 2002. № 4. С. 1-19.
 32. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др.** Температурная и минералого-геохимическая характеристика геотермального месторождения Океанское (о-в Итуруп) // *Геология рудных месторождений*, 1993. Т. 35. № 5. С. 405-418.
 33. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Гончаренко О.П. и др.** Температурный режим вторичного минералообразования и структура температурного поля в недрах гидротермальной системы вулкана Баранского (о-в Итуруп) // *Вулканология и сейсмология*, 1994. № 6. С.96-112.
 34. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И.** Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры, флюидного режима и минералорудообразования в современной гидротермальной системе Баранского (о-в Итуруп) // *Геология рудных месторождений*, 1996. Т. 38. № 1. С. 31-40.
 35. **Рычагов С.Н., Главатских С.Ф., Сандимирова Е.И.** Рудные и силикатные магнитные шарики как индикаторы структуры и флюидного режима современной гидротермальной системы

- Баранского (о.Итуруп) // Доклады АН, 1997. Т. 356. № 5. С. 677-681.
36. Рычагов С.Н., Сандимирова Е.И., Степанов И.И. Пирит как индикатор структуры современной высокотемпературной гидротермальной системы и проблема источника рудного вещества // Вулканология и сейсмология, 1998. № 4-5. С. 43-53.
 37. Структура гидротермальной системы (Рычагов С.Н., Жатнуев Н.С., Коробов А.Д. и др.). М.: Наука, 1993. 298 с.
 38. Таран Ю.А., Знаменский В.С., Юрова Л.М. Геохимическая модель гидротермальных систем вулкана Баранского (о-в Итуруп, Курильские острова) // Вулканология и сейсмология, 1995. № 4-5. С. 95-115.
 39. Тузовик Г.И. Флюидно-эксплозивные структуры и их рудоносность. М.: Наука, 1984. 193 с.
 40. Чудаев О.В., Чудаева В.А., Карпов Г.А. и др. Геохимия вод основных геотермальных районов Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 2000. 162 с.
 41. Giggenbach W.F. Geothermal mineral equilibria // *Geochim.Cosmochim. Acta*, 1981. № 45. Pp. 393-410
 42. Hedenquist J.W. Geothermal systems in the Taupo Volcanic Zone of New Zealand. Their characteristics, and relation to volcanism and mineralisation // In I.E.M. Smith, ed., *Late Ceinzoic volcanism in New Zealand. Royal Society of New Zealand Bull.*, 1986. V. 23. Pp. 134-168.
 43. Hedenquist J.W., Brown P.R.L., Allis R.G. Epithermal Gold Mineralithation Wairakei, New Zealand. 1988. 376 p.
 44. Hedenquist J.W., Houghton B.F. Epithermal gold mineralisation and its volcanic environments. The earth resources Foundation the University of Sydney Taupo Vol.Zone, N.Z. 15-21 november. 1987.
 45. Henley R.W., Ellis A.J. Geothermal systems, ancient and modern // *Earth Science Reviews*, 1983. N 19. Pp. 1-50.
 46. Huang C. K. Gold-copper deposits of the Chinkuashih mine, Taiwan, with special referens totheminalogy // *Acta Geologica Taiwanica*, 1955. V. 7. Pp.1-20.
 47. Ohsawa S., Yusa Y., Oue K., Amita K. Entainment of atmospheric air into the volcanic system during the 1995 phreatic eruption of Kujii Volcano, Japan // *Volcanol. Geothermal Research*, 2000. N 96. Pp. 33-43.
 48. Rychagov S.N., Belousov V.I., Sugrobov V.M. North-Paramushir hydrothermal-magmatic system: the geological structure, probable sources of heat flows and geothermal resource // *Geothermal Resources Council*, 2001. August 26-29, San-Diego, USA. 6 p.
 49. Rychagov S.N., Glavatskikh S.F., Belousov V.I. et.al. Geothermal driling on the Kuril islands: the study of deep cross sections // *Geothermal Resources Council*, 2001. August 26-29, San-Diego, USA. 5 p.
 50. Rychagov S.N., Kalacheva E.G., Belousov V.I. Hydrodinamic structure of North- Paramushir hydrothermal-magmatic system (the Kuril islands) // *Geothermal Resources Council*, 2002. September 22-25, Reno, Nevada, USA.
 51. Sillitoe R.H. Enargite-bearing massive sulfide deposits in porphyry copper systems: *Economic Geology*, 1983. V. 78. Pp. 348-352.
 52. Stoffregen R.E. Genesis of acid-sulfate alteration and Au-Cu-Ag mineralization at Summitville, Colorado (including sections on supergene alteration and clay mineralogy of the deposit) // Unpublished Ph. D. Thesis, University of California, Berneley. 1985. 205 p.
 53. Urashima Y., Sato M. The Iwato gold ore deposits, Kagoshima Prefecture, Japan // *Mining Geol. Spec. Issue 10*, 1981. Pp. 1-14 (in Japanese).