

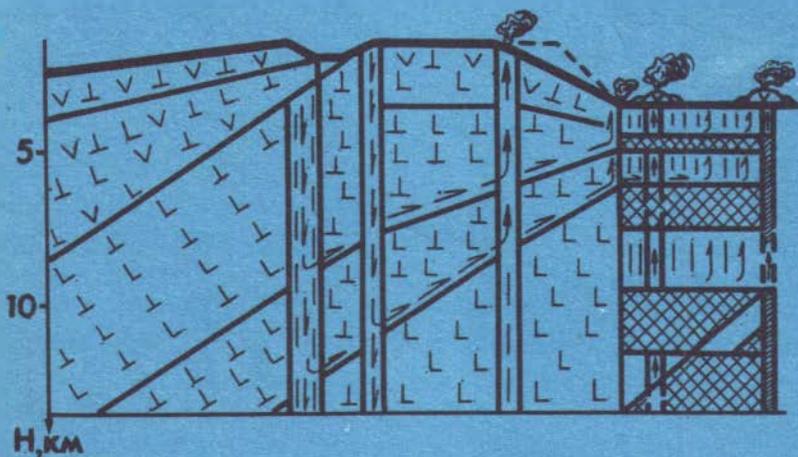
РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ОБЪЕДИНЕННЫЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛОГИИ

Проекты "Современное рудообразование",
"Глубинные геосферы"

Препринт № 2

В.Н.Шарапов

К ТОЛКОВАНИЮ ПРИРОДЫ СОВРЕМЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ



НОВОСИБИРСК 1993

УДК 553.3/4

Шарапов В.Н. К толкованию природы современных эндогенных флюидных систем. - Новосибирск, 1993. - 51 с. (Препр./ Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии СО РАН; N 2).

Предложена структурно-динамическая классификация современных, а также дана краткая характеристика вновь выделенных субмаринных тектонометаморфогенных эндогенных флюидных систем. Рассмотрены дискуссионные вопросы формирования субмаринных и наземных магматогенных эндогенных флюидных систем. Наиболее подробно показана динамика изменения давления в системе.

Для геологов-рудников и геохимиков.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Современные эндогенные термальные флюидные системы известны на суше в областях новейшего или современного вулканизма, в субмаринных условиях они чаще всего сопряжены с новейшими проявлениями вулканизма. В чем сходны или различны черты их эволюции? Каковы масштабы воздействия тех и других на окружающую среду? В чем они сходны и различаются в отношении современного рудообразования в недрах систем? Хотя природа этих систем едина, такие вопросы ставятся, к сожалению, в разных федеральных программах ("Изменение среды и климата", "Мировой океан"). Поэтому мне представляется уместным обсудить некоторые дискуссионные проблемы генезиса современных эндогенных наземных и субмаринных систем с позиции единого структурно-термодинамического подхода.

Они начинаются, в частности, с того, что эндогенные флюидные системы (ЭФС) имеют определенные этапы развития /IЗ, 25/, в которые "врезаны" современные события. Продолжительность проводящихся на некоторых из них инструментальных наблюдений "бесконечно мала" в сравнении с продолжительностью деятельности ЭФС. Кроме того, этими наблюдениями могут быть охвачены или преимущественно поверхностные (субмаринные, глубина бурения в единственной системе порядка I км /49, 62/), или приповерхностные (на суше) фации ЭФС (глубины бурения до 3,5 км /II/).

Поэтому прогноз эволюции новейших эндогенных флюидных систем может быть дан лишь на основе количественного анализа их динамических моделей. Следовательно, первой задачей, которая возникает при построении моделей конкретных ЭФС, является определение в них природы источников энергии и флюида, граничных и начальных условий возникновения, определяющих характер дальнейшего развития. С выявлением начальных и граничных условий эволюции связаны в количественном моделировании направления развития ЭФС.

Формальные трудности при моделировании развития ЭФС состоят, главным образом в чрезвычайно узком и недостаточно адекватном реальным явлениям в отношении учета физики тепло-массопереноса наборе количественных моделей, позволяющих в некотором приближении оценивать численное изменение параметров состояния флюидных систем со временем.

При попытках поиска путей минимизации указанных познавательных издержек в существующей ситуации, вероятно, может быть полезна дискуссия по некоторым из узловых моментов толкования природы эндогенных флюидных систем. Одним из них является классификация современных ЭФС, которую следует строить на основе признаков, позволяющих анализировать их развитие с позиции движущих сил процессов переноса тепла и массы, а также источников флюидов, если ищутся количественные оценки параметров состояния систем. Такой классификации, учитывающей структурно-геологические условия существования современных ЭФС, по-видимому, пока нет. Поэтому ниже предложен пробный вариант классификации современных ЭФС, на ее основе я попытался обсудить дискуссионные вопросы их природы. Вторая проблема, которая важна, но пока лишь начинает обсуждаться — это схема фаций современных термальных систем. Ее вид существенно зависит от модели ЭФС. Учитывая слабую фактическую базу, особенно по субмаринным ЭФС, предлагаемую ниже схему эволюции и фаций магматогенных флюидных систем можно отнести только к постановке вопроса. Я глубоко благодарен коллегам, с которыми его обсуждал в морских экспедициях, семинарах и частных дискуссиях, в процессе обработки наблюдений и при подготовке рукописей совместных работ — В.А.Акимцеву, В.Н.Доровскому, А.П.Лисицкину, Д.В.Рундквисту, С.Г.Сколотневу, Г.А.Третьякову.

Предложенная работа выполнена по двум сопряженным в отношении изучения ЭФС проектам в программах "Мировой океан" и "Изменение среды и климата".

СТРУКТУРНО-ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ

Современные термальные флюидные системы (СТФС) целесообразно классифицировать по структурно-геологическим признакам, по виду тех гидродинамических обстановок, которые вызывают их появление и определяют направленность развития. Если таким образом подходить к построению классификации СТФС, то она неизбежно будет структурно-термодинамической. Ранее было показано /25/, что с этой точки зрения существует два типа систем по видам источников флюида и движущих сил, определяющих их развитие: а) источник флюида и энергии совпадают; б) источник флюида и энергии не совпадают.

Если уточнить характер движущих сил в отношении развития СТФС, то можно назвать два главных типа этих систем: магматогенные и тектонометаморфогенные. В первом случае источник флюида может быть внешним (порово-трещинные воды вмещающих пород) или внутренним (магматический расплав); во втором также можно ожидать существование двух типов источника флюидов: деформируемые толщи и метеорные или морские воды, проникающие по разломам в область деформаций. Соответственно отмеченные СТФС могут появляться в одних геодинамических обстановках в земной коре и отсутствовать в других.

В структурно-геологических построениях удобно базироваться на представлениях глобальной тектоники, поэтому основанию известную информацию об эндогенных флюидных рудообразующих системах можно ранжировать в отношении: 1) видов разноранговых деформаций, развивающихся в земной коре; 2) источников флюидов; 3) источников энергии, обеспечивающих движение флюидов; 4) структурного контроля размещения оруденения на поверхности земли и в недрах земной коры.

Будем строить классификацию эндогенных флюидных систем, имея в виду глобальный тип деформаций /22/: 1) область коллизий; 2) об-

ласти растяжения земной коры (рифтинга); 3) внутриплитные области "рассеянного спрединга"; 4) глобальные зоны сдвигания (кручения) и т.д.

Если учитывать сказанное выше, то можно предложить структурно-термодинамическую классификацию ЭФС, приведенную в таблице. Содержательные комментарии к ней будут представлены ниже в соответствующих разделах, а в качестве общих замечаний можно сказать следующее.

В зонах глобального растяжения рудообразующие флюиды возникают за счет магматических газов и продуктов их смещения с поровыми и трещинными водами и рассолами. Энергетическими источниками процессов рудообразования являются базитовые расплавы, интрузирующиеся из родоначальных очагов в земную кору /6, I4, I9, 72/.

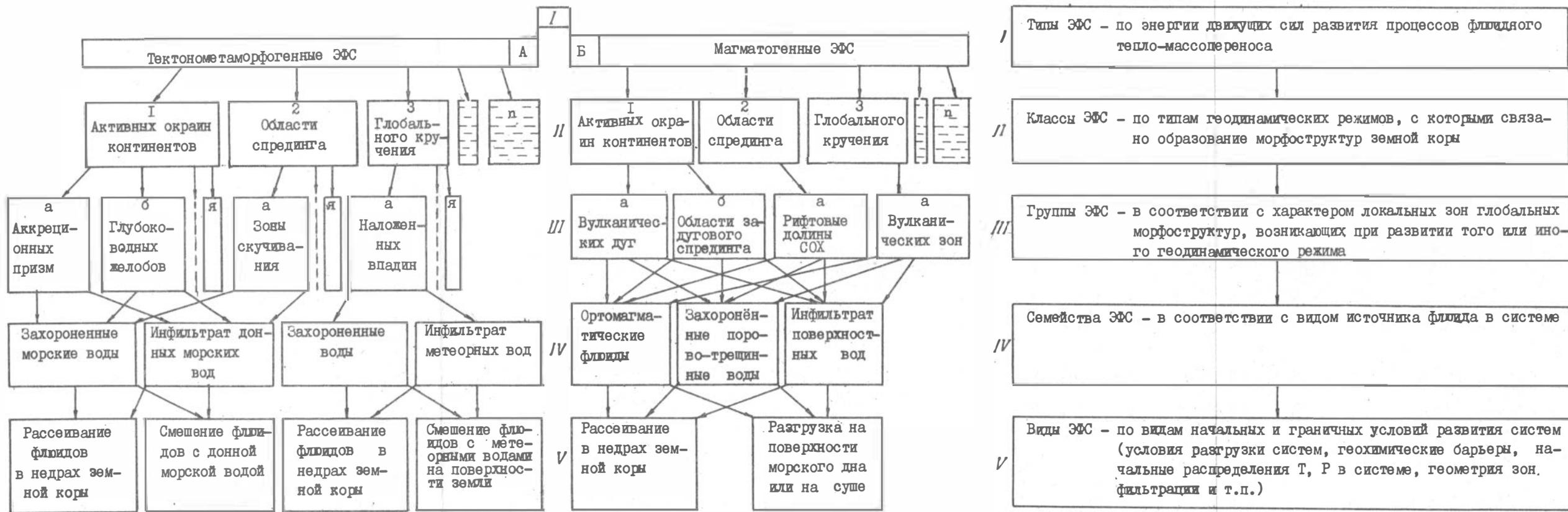
В зонах коллизии выявляется более сложная ситуация в зависимости от локальной тектонической зональности в области перехода океан – континент. Так, во внутренних морях и задуговых бассейнах характер развития эндогенного рудообразования аналогичен областям спрединга /I4, I5, I9, 44, 70/.

В вулканических дугах флюидные рудообразующие системы формируются в надинтрузивных зонах обрушения и связаны с кальдерной стадией эволюции вулканоплутонических комплексов /2, II, I3, I7, 52, 65/. Источник флюидов в них смешанный /I, 2, II, I6, 30, 63, 65/.

Новым объектом для теории эндогенного рудообразования можно назвать флюидные системы, возникающие в деформируемых аккреционных призмах, образующихся на шельфовых склонах вулканических дуг или склонах континентов и под глубоководными желобами или в бортах рифтов между расходящимися континентальными сегментами. Источниками флюидов в них являются, в основном, захороненные в осадках поровые флюиды, источниками энергии служат тектонические процессы /32, 33, 45, 48, 55, 57, 68/. Отсюда такого рода системы следует относить к тектонометаморфогенным. Последние характерны для участков скучивания в областях медленного спрединга, протекающих в океанических хребтах, в бортах крупных трансформных разломов /5, 2I, 28, 29/.

Во всех перечисленных системах структурный контроль локализации потоков термальных флюидов и их разгрузки на поверхности земли и в субмаринных условиях одинаков; высоко проницаемые трещинные зоны делятся на два типа: а) надинтрузивные зоны обруше-

СТРУКТУРНО-ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ТИПЫ ЭФС



ния в магматогенных системах; б) узлы пересечения разломов в магматогенных и тектонометаморфогенных системах.

Следует отметить, что выделяемый нами тип А тектонометаморфогенных систем – лишь часть более широкого типа метаморфогенных систем, с которыми связывают в теории эндогенного рудообразования появление метаморфогенных месторождений. Если рассмотреть последние с точки зрения спектра начальных и граничных условий их развития, то обозначенный нами тип А будет отнесен к случаю низких в недрах систем температур и умеренных тепловых потоков в зонах их разгрузки, но высоких локальных градиентов в поле напряжений, с которыми сопряжены деформации толщ в земной коре. Не лишним будет подчеркнуть, что рассматриваемые нами фациальные уровни ЭФС ранее в палеосистемах скорее выпадали из изучения, поскольку они обычно денудированы, а в последнее время начали привлекать все больше внимания в связи с изучением офиолитов или месторождений термальных вод /2, II, 60/.

Тип Б включает в себя все флюидные системы, появление которых связано с магматическими процессами. Большая их часть может быть соотнесена с плутоногенными /7, 20, 26/, другая – с мантийно-коровыми /20/, третья – с флюидными системами, возникающими в областях палингеного плавления пород земной коры /8, 10, 12/. Верхний уровень этих систем активно изучался при исследовании гидротермально-осадочных месторождений, а также месторождений высокотемпературных вод.

Начальные и граничные условия развития указанных типов ЭФС изучены пока неоднородно. Наиболее слабо они поняты для типа А, наиболее последовательно уже освещены для типа Б. Учитывая эту ситуацию, мы начали систематизировать такие известные данные для разных групп типа А, которые приведены ниже.

Как следует из таблицы, современные тектонометаморфогенные ЭФС характерны главным образом для субмаринных областей земли и сопряжены как с зонами коллизий, так и медленного спрединга. Для вулканических дуг возможность существования систем пока только предполагается. Отметим установленные особенности тех и других.

Эндогенные флюидные системы аккреционных призм

При детальном изучении аккреционных призм выявлено существование тектонометаморфогенных флюидных систем, которые генерируют восходящие по проницаемым зонам потоки флюидов, развивающиеся в уплотняющихся или уплотненных осадочных толщах при их деформации, в меланже и т.д. На морском дне при выходе таких флюидных потоков на поверхность морского дна формируются карбонатные отложения и постройки, идентичные таковым в случае разгрузки гидротерм в зонах спрединга. Эти проявления обнаружены на западном шельфе Северной Америки (штат Орегон) /53/, на склоне желоба /57/; их следы описаны в древних отложениях пояса Шиманто Северо-Восточной Японии /33/, в Северном море /48/, на склоне Марианского желоба /45/ и в Оманском заливе /55/.

Структурная схема развития таких систем, как показано в цитируемых работах, сводится к следующей системе элементов (рис. 1)^{*}, а термодинамические условия их развития сведены на рис.2.

Из толщи уплотняющихся осадков происходит алозионное выдавливание воды. На глубине не более 1 км из захороненной органики генерируется метан и в некотором количестве этан. В низкопроницаемых уплотненных осадках в поровом флюиде при сжатии осадочной призмы развивается сверхвысокое "пластовое" давление, которое

^{*} Все рисунки см. в приложении.

может достигать 98 % литостатического. Смятие осадков и образование в них плоскостей взбросов приводит к развитию потока флюидов по более проницаемым горизонтам к трещинам или проницаемым зонам нарушений. По последним к поверхности морского дна перемещаются подогретые поровые воды, содержащие метан и углекислоту, являющуюся продуктом окисления метана. Они выщелачивают карбонат из осадков и при выходе на морское дно отлагают его. Карбонатные отложения могут занимать от 10 до 40 % площади морского дна. Они состоят из кальцита, магнезиальных карбонатов или доломита. В них содержатся, кроме глины песка и обломков (фрагментов) осадочных пород и раковин, аутигенный пирит и сортированный глауконитовый песок. Текстура отложений ноздреватая. Детальное изучение изотопов углерода в пределах западного шельфа Северной Америки /53/ выявило четыре различных типа флюидов (рис.3). Среди них наиболее интересна IV группа анализов, представляющая собой продукты отложений метеорных или термальных вод, выходы которых вскрыты глубоким каньоном на внешнем склоне шельфа /53/.

Таким образом, в глубинных зонах деформируемых аккреционных призм появляются относительно высокотемпературные потоки флюидов, которые могут проводить минерализацию в уплотненных брекчируемых породах. Описание развития такого процесса приведено в работе для пояса Шиманто в Юго-Западной Японии /33/. Уплотненная и литифицированная толща осадков при сжатии кливажируется, будинируется и т.д. После первой стадии деформации возникшие полости и открытые трещины залечиваются кварцевым штокверком. Кроме кварца в жилах отлагается эпидот, хлорит, пренит, кальцит и белая слюда. В толще отмечается еще несколько подобных циклов деформаций. Вполне отчетливо устанавливается не менее двух эпизодов отложения кварцевых жил и более позднего этапа формирования кальцитовых прожилков.

Судя по составу минеральных ассоциаций, температура флюидов, формировавших ранние кварцевые жилы, была не менее 120-150 °С. Термодинамика тепло-массопереноса в такого рода системах может быть дана на основе модели Г.Фостера и Л.Смита /43/.

Наиболее существенным результатом этой работы можно считать то, что выявлена зависимость максимальных тепловых потоков от проницаемости трещинных зон, дренирующих массив пород, где происходит нагревание поровых флюидов (рис.4).

Наличие максимума на кривой изменения теплового потока свидетельствует о том, что при высоких проницаемостях пород больше тепла "снимается" общим потоком флюида в массиве, чем поступает в него из земных недр. Этот эффект позволяет предвидеть то, что в тектонометаморфогенных ЭФС должен существовать верхний предел температур во флюиде в зонах разгрузки термальных систем и величина этого предела, скорее всего, не может превосходить нескольких сот градусов.

Чтобы проверить этот тезис, обратимся к анализу данных о температурах в разбуренных термальных системах Исламдии /42/. В зонах рифта, не сопряженных с участками извержений, температуры разогретых вод ниже 200 °С. Поэтому на основе данных бурения ЭФС и изучения тектоногенных ФС можно предложить, показывая на рис. 5, схему верхних температурных фаций смешанных ЭФС.

Тектонометаморфогенные ЭФС областей медленного спрединга

Как показали геолого-геофизические исследования последних лет /21/, в областях медленного спрединга существуют зоны проявления "скупивания", протрудирования мантийных пород, высокоградиентных деформаций пород, вплоть до появления милонитов. С этими же участками деформаций сопряжены участки развития окремнения милонитизированных пород, образования кварцевых жил с сульфидной минерализацией, арагонит-марганцевых жил и отложения на поверхности пород марганцевых и карбонатных корок, образование конкрециевидных обособлений арагонита с налетами и примазками гидроксида марганца /5, 6, 14, 19, 29/. Отсутствие во многих участках такого рода площадей молодых базальтовых изменений или только габро-гипербазитовый состав кристаллических пород, в которых развита описанная минерализация, привели нас к формулировке гипотезы о тектонометаморфогенной природе термальных систем таких зон /28/. Действительно, обнаружено, что мантийные гипербазиты повсеместно в зонах "скупивания" характеризуются многоактным трендом гидротермальных изменений от начальной серпентинизации с выделением гистерогенного магнетита и сульфидов до образования карбонат-гематитовых, карбонат-марганцевых жил. Аналогичная картина изменений фиксируется и в габроидах.

Следовательно, при воздействии нагретой морской воды на базитовые и гипербазитовые породы возникают гидротермальные флишды, которые при разгрузке на поверхности морского дна формируют площадные гидротермальные и гидротермально-осадочные продукты отложения, появление последних связано с охлаждением или смешением с морской водой. На основе расчетов, выполненных в работе /69/, на рис.5 приведена физико-химическая схема модели взаимодействия морская вода - дунит, которая содержит качественную картину формирования минеральных ассоциаций отдельных фаций в термальной системе, а также состава отложений при разгрузке термальных растворов на поверхности океанического дна.

Систематическое изучение состава гидротермально измененных базит-гипербазитовых пород и продуктов отложения в зонах разгрузки терм на поверхности дна в области восточного сочленения оси и трансформного разлома Зеленого Мыса показало следующую картину (рис.6). Эти данные свидетельствуют о существовании весьма широких полей выходов термальных растворов вдоль зон разломов, которые существенно больше известных участков разгрузки магматогенных термальных систем в осевых рифтовых долинах САХ /4,6,14,19/. Судя по проведенным в 15-ом рейсе НИС "Академик Николай Страх" "площадным" драгированием, во всех участках проявления "аномальной земной коры", т.е. тех ее участков, где нет покровных базальтов и на морском дне обнажаются базитовые и гипербазитовые породы, вдоль зон разломов разгружаются низкотемпературные растворы тектонометаморфогенных систем /29/.

Тектонометаморфогенные флишные системы вулканических поясов активных континентальных окраин

Ранее ЭФС, обнаруженные в пределах вулканических поясов, автоматически относились к магматогенным, но в последнее время начали появляться данные о том, что в них возможно присутствуют и тектонометаморфогенные. В частности, для Японских островов показано /32/, что из II крупных термальных систем две пространственно относятся к участкам разломов, трансверсивных к глубоко-

водным желобам. В их пределах не отмечается проявлений плиоцен-четвертичного вулканизма, а, следовательно, нет резона связывать появление данных ЭФС с магматическими процессами. Дополнительных сведений о возможной структурной или гидрохимической специфике указанных ЭФС в литературе обнаружить не удалось.

ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ В ТОЛКОВАНИИ ПРИРОДЫ ИСТОЧНИКА ФЛЮИДОВ В СОВРЕМЕННЫХ МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМАХ

Как говорилось выше, при построении моделей современных магматогенных ЭФС неизбежно возникает задача определения начальных и граничных условий их возникновения и оценки современной стадии или этапа эволюции систем для прогноза ситуации в ближайшем будущем. Как уже показано в работе /25/, начальная процедура сводится к указанию источника флюида и его параметров, а также источника энергии и его параметров. С конца 70-х годов и до настоящего времени среди зарубежных специалистов наиболее популярной была модель рециклинга /6,14,19/, хотя развивалась и модель смешения /27,46/. В нашей стране обсуждались разные модели ЭФС и достаточно распространена смешанная модель плутоногенных рудообразующих флюидных систем /20/. Следует указать, что в последнее время традиционная схема рециклинга для субмаринных ЭФС претерпела существенные изменения в отношении толкования их природы /36,37/. На основании изучения включений появились данные о том, что ей следует предпочесть смешанную модель формирования такого рода ЭФС /58/.

Вероятно, можно высказывать разные соображения по этому поводу. Правдоподобным представляется следующее толкование ситуации, имеющейся в современной теории эндогенного рудообразования.

Широкое использование "ортодоксальной" модели рециклинга /39,59/ для описания развития магматогенных ЭФС, скорее всего, является далеко идущим заблуждением. Не вдаваясь в историю становления этой модели, начиная с работ К.Банвелла /35/ или Э.Чекалюка /24/ и до публикаций Дж.Бишоффа и Дж.Розенбауэра /37/, отмечу, что, вероятно, два главных фактора сыграли основную роль в ее экспансии: 1) явно или неявно принимаемый постулат о том, что современные разбуренные термальные системы областей активного вулканизма и есть реальные рудообразующие системы; 2) неумение

решать адекватные реальным процессам задачи динамики кристаллизации расплавов с учетом ретроградного кипения и смешения магматических флюидов и трещинно-поровых вод. Заметим, что последнее затруднение не преодолено до сих пор.

Далее, в самой "ортодоксальной" модели рециклинга есть ряд чрезвычайно важных в отношении адекватности физики переноса тепла и массы упрощений граничных условий /II/, которые заставляют весьма осторожно оценивать прогностическую ценность имеющихся численных реализаций этой модели. Собственно это и вызвало появление ее модификации в форме схемы /37/.

Известные примеры использования модели рециклинга для описания формирования субмаринных магматогенных ЭФС имеют очевидные несоответствия между структурными условиями их проявления и "геометрией", внутренней структурой и заданием начальных условий в самих численных реализациях такой модели, по крайней мере, для областей медленного спрединга. Собственно, те же претензии можно высказать и в отношении примеров использования этой модели для описания наземных магматогенных термальных систем /II/.

Описание динамики эволюции наземных магматогенных флюидных систем

Как отмечалось выше (см. таблицу), можно указать ряд типов современных магматогенных термальных систем по виду геотектонических обстановок их проявления. В толковании их природы имеются существенные разночтения, которые нуждаются в обсуждении. Действительно, кардинальной проблемой современного эндогенного флюидогенного рудообразования являются оценки динамики эволюции флюидных рудообразующих систем, которые вытекают из адекватного учета в математических моделях начальных и граничных условий их развития. Следует указать, что большая часть существующих сейчас на этот счет построений базируется главным образом на фактических данных изучения современных месторождений термальных вод в областях активного вулканизма и субмаринного рудоотложения в рифтах океанических хребтов или задугового спрединга.

Анализ опубликованных геологических и расчетных данных, собственных теоретических построений и численных экспериментов /2,

II, I3, I8, 39-43, 46, 5I, 56, 59, 6I, 65, 73/ привел к формулировке ряда дискуссионных положений как в отношении оценки правдоподобия обычно фигурирующей в литературе модели рециклинга, так и модели смешения магматогенных и поровых флюидов. Они сводятся к следующему.

О динамике развития магматогенных флюидных систем можно судить только на основе математического (численного) эксперимента. Прогностическая ценность последнего определяется видом начальных и граничных условий, которые учитываются в физической модели реального процесса. Результаты этого эксперимента должны согласовываться с наблюдаемыми величинами параметров реальных систем.

Что известно о современных наземных термальных системах? активных вулканических зон? Данные о температурах в их недрах приведены на рис.7. Сведения об их возрасте относительно немногочисленны. Современные термальные системы имеют возраст от 250-300 тыс. лет (низкотемпературные) до 5-8 тыс. лет (высокотемпературные) /II, I3/. В ряде случаев время существования термальных систем 10-40 тыс. лет. Геофизические и геологические данные указывают на то, что магматические тела, с которыми связаны эти системы, могут находиться на глубинах от 2-3 до 10-12 км от поверхности земли /9, I3/.

Ассоциации жильных минералов, которые фиксируются в этих системах, относятся, на основе данных изучения плутогенных рудных месторождений /20/, к низкотемпературным постмагматическим образованиям заключительных обычно безрудных стадий гидротермальных процессов. При этом показывается удовлетворительное совпадение состава растворов и минеральных ассоциаций с точки зрения модели равновесного взаимодействия флюид - порода /I8, 54, 63, 64/. Для ряда разбуренных термальных систем построены достаточно подробные схемы минералогической и температурной зональности.

Попытаемся соотнести эту информацию с данными численных экспериментов, в которых рассматривалась динамика эволюции наземных магматогенных флюидных систем, связанных с ретроградным кипением магм /27/.

Оценим время существования в земной коре температурных аномалий, генерируемых интрузивными телами.

Современные флюидные процессы рудообразования могут быть

сопряжены с различными этапами охлаждения интрузивных тел в условиях разных магматических фаций глубинности. Выполненный к настоящему времени объем численных экспериментов для основного спектра начальных и граничных условий (сухие и водосодержащие эвтектоидные и котектические магмы при протекании процессов контактового метаморфизма; наличие ретроградного кипения в условиях различной проницаемости вмещающих пород и т.д.) /27,31/ позволил построить обобщенную схему оценок времени существования интрузивных тел, таких как температурных аномалий в земной коре (рис.8). Необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что при математическом моделировании получаемые численные параметры следует рассматривать только как верхние или нижние оценки возможных их величин в реальных эндогенных явлениях.

Итак, время существования жидких интрузивных тел в земной коре составляет от десятков тысяч до 200–500 тыс. лет, а тепловых аномалий, связанных с их охлаждением – менее 3 млн лет (скорее всего эти времена порядка 1 млн лет).

Наиболее существенной в рассматриваемой проблеме является задача оценки скорости возрастания температуры в недрах при ретроградном кипении магмы или при его отсутствии, ибо с этим связаны и оценки масштабов температурного воздействия интрузивных тел на геологическую среду (рис.9). Отметим, что область кондуктивного прогрева была ранее охарактеризована подробно.

Первые оценки такого рода получены довольно давно /7,8,66/, а для количественных оценок метаморфических изменений предложен численный параметр, названный критерием Ингерсолла /8/. Лишь в последнее время более глубокое рассмотрение физики кристаллизации магм позволило существенно их уточнить, что и показано в работе /27/; при содержании воды в гранитоидном расплаве более 1 мас.% в интрузивах при охлаждении развивается ретроградное кипение расплава.

Воспользуемся этим подходом для сопоставления температур в надинтрузивной зоне при ретроградном кипении магм с известными данными о распределении температур в недрах магматогенных термальных систем /II/, на рис.10 совмещены такие температурные профили. Несложно видеть хорошее согласование по значениям температур для времен существования современных термальных систем. Но в них преобладает в качестве флюида не конденсат магматичес-

кого газа, а трещинно-поровые поверхностные воды. Следовательно, должен существовать фронт или уровень смешения магматического газа и поверхностных вод, где выполняется условие $P_T^m \leq P_T^g$ (давление магматического газа равно или ниже гидростатического давления поровых вод) /27/. Поэтому необходимо оценить положение такого фронта из решения задачи динамики ретроградного кипения магм.

О толковании природы современных наземных систем
областей активного вулканизма
с точки зрения тепловой эволюции интрузивных тел

Результаты решения задач динамики охлаждения интрузивных тел позволяют дать оценку природы наблюдаемых параметров разбуренных термальных систем в областях активного вулканизма.

Как следует из развитой теории /27,31/, в тепловой эволюции интрузивных тел при отсутствии ретроградного кипения магмы есть два существенно различных по времени этапа: 1) магматический, когда в камере имеется магматическая жидкость; 2) постмагматический, когда жидкость превратилась в горную породу. В первом случае даже при очень низком содержании летучих метеорные воды не могут проникать в интрузив, потому что давление в газе в порах магматического тела много выше, чем в поровых водах, с одной стороны, а с другой — потому что при ороговикании вмещающих пород происходит дегидратация водосодержащих минералов и отгонка влаги во вмещающие породы. Поэтому над такими интрузивами могут формироваться "рециклинговые" системы с начальных моментов прогрева вмещающих пород, но относительно низкотемпературные (примерно, по схеме К.Банвелла /35/). Судя по данным расчетов охлаждения интрузива /27,31,34/, этот отрезок времени достаточно продолжителен: от нескольких тысяч до 20–30 тыс. лет.

После начала охлаждения раскристаллизованного интрузива, похоже, возможна реализация схемы рециклинга по Д.Нортону, И.Найту /59/ и Л.Кетлсу /39/. Оценки времени существования таких систем порядка 100–300 тыс. лет. Количественной модели развития свободного конвектирования по указанной схеме пока не существует. Поэтому более определенно оценить ее динамические характеристики

затруднительно. Оценки параметров для поздних этапов эволюции такого вида магматогенных систем для разных моделей среды приведены в работе /II/.

Рассмотрим особенности динамики температурной эволюции магматогенных ФС и изменения давления во флюиде в зависимости от глубины охлаждения интрузивов, проницаемости вмещающих пород. проявления обрушения "кровли" интрузивов и начального содержания воды в расплаве. Такая модель разносторонне освещена в публикации /27/, поэтому здесь приводятся только результаты численного эксперимента.

Пусть происходит охлаждение гранитоидного плутона на глубине от 7 до 10–15 км от поверхности земли. На рис. II–16 приведены различные варианты эволюции флюидной магматогенной системы в зависимости от перечисленных выше факторов без учета смешения с поровыми водами. Из этих данных вытекает ряд важных для понимания наземных термальных систем следствий: 1) основную роль в изменении параметров состояния систем играет структура разреза земной коры и физические свойства его пород; 2) обрушение кровли интрузивов (образование кальдер) существенно в изменении режима тепловой эволюции смешанных магматогенных флюидных систем. Действительно, в зависимости от проницаемости вмещающих пород реализуется тот или иной тип затвердевания магматических тел в отношении динамики перемещения верхнего и нижнего фронтов солидуса, эволюции давления в системе.

Наблюдения за современными выходами магматических газов /47/ свидетельствуют о том, что в приповерхностных условиях замеренные температуры магматических флюидов не противоречат получаемым в наших расчетах их величинам у контакта магматических тел (600–900 °С), ровно как их расходы говорят о правдоподобности оценок давления в них на фронте солидуса в расчетах. Далее, состав этих флюидов близок к принятому нами в отношении физических параметров (по солености, содержанию воды и т.п.). Поэтому с определенной уверенностью можно утверждать, что среди существующих генетических схем современных термальных систем, связанных с новейшим или современным вулканизмом, ближе всего к результатам численного моделирования подходит интерпретация процесса формирования термальных вод В.В.Аверьева /2/ в отношении существования эндогенного "подпитывания" системы магматическими газами.

Для "кальдерной" стадии эволюции магматогенных термальных систем оценки параметров во флюиде по разным моделям оказываются близкими (расход флюида, температура в недрах систем). Но в отношении рассмотрений современного рудообразования эти модели резко разойдутся при его описании на фронте смещения и ниже. Поскольку бурением в них не вскрыты эти зоны (не ясной является ситуация в системе Салтон Си), то пока вроде бы нет особой нужды слишком подчеркивать расхождение существа моделей рециклинга и смещений. Но помнить о них, вероятно, не вредно.

К сожалению, как в той, так и другой модели не разработаны вопросы физики тепло-массопереноса при наличии фазового разделения во флюиде. Особенно остра эта проблема для толкования природы субмаринных магматогенных флюидных систем.

О природе рассолов в современных термальных системах

Существование рассолов в современных магматогенных системах вызвало продолжающуюся до сих пор дискуссию о их природе. Дебатировалась две точки зрения: подогрев рассолов соленородных толщ и фазовое расслоение флюидов. Первая возникла главным образом на основе изучения геологии Красноморского рифта /14,19/, а вторая - системы Салтон Си /71/. Изучение состава газовой-жидких включений в "гидротермальных" минералах и растворов на выходе субмаринных гидротермальных флюидов усилили интерес к этой проблеме. Появились идеи о возможности существования "многоэтажных" в отношении солености флюида магматогенных систем. В частности, Р.Хенли и А.Мак-Набб /46/ рассмотрели возможность развития двухуровневого флюидного плазма над гранитоидным plutonом, появляющегося при гетерогенизации магматических флюидов (модель смещения).

Дж.Бишофф и Дж.Розенбауэр /37/ нарисовали появление подобной системы (рис.16) при гетерогенизации разогретой до закрыточных температур морской воды в контактовой зоне кристаллизующегося магматического тела (модель рециклинга). Тот и другой варианты не бесспорны. Действительно, если интерпретировать фазовую диаграмму $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ /38/ в указанном ключе /6,36,37/, то появляются следующие сомнительные моменты:

I. В гидравлически связанных системах (типа рассматриваемых

в моделях рециклинга) трудно допустить возможность практически адиабатического снижения давления в большом участке системы, так как распределение давления в них фактически гидростатическое.

2. Подъем гиперсоленого флюида к поверхности (известны случаи появления) морского дна в схеме типа, что на рис. I7, не следует из характера действующих сил.

3. Диффузионный обмен компонентами – весьма малоэффективный механизм смешения.

Изучение газово-жидких включений в кварце и других жильных минералах /58/ указывает на то, что система типа рассмотренной в работах /5,37/ отсутствовала. Возможна, однако, ситуация, которая обсуждалась нами ранее /27/. Недостатком этой схемы, в свою очередь, является допущение наличия резкого фронта (стефановское приближение) фазового раздела. Схема формирования гиперсоленого флюида по Дж.Бишоффу и Дж.Розенбауэру /37/ возможна в модели смешения при кальдерных обрушениях. Для нее однако нет удовлетворительной модели сепарации газа и рассола в потоке. Поэтому пока возможно лишь чисто "модельное" сопоставление перемещения температурных фронтов при фильтрации рассола и водного флюида от контакта магматического тела. Такие расчеты были выполнены нами ранее /26/. Некоторые из этих результатов, позволяющих понять причину редкого появления на поверхности морского дна высокотемпературных гиперсоленых флюидов в субмаринных или наземных ФС, показаны на рис. I7. Возможно то, что вне рамок модели смешения затруднительно объяснить (если не вовлекаются в гидротермальный процесс рассола солеродных отложений) формирование гиперсоленых флюидов.

Дискуссионные аспекты моделей эволюции магматогенных субмаринных ФС

Среди магматогенных субмаринных ФС похоже существует два основных подтипа: а) связанные с гранитоидными интрузивными телами "андезитового магматизма" островных дуг, а также офиолитовых серий; б) связанные с базитовыми расслоенными или дифференцирующимися плутонами под рифтовыми долинами срединных океанических хребтов, зон задугового спрединга и т.д. Относительно пер-

вого в дополнение к сказанному выше можно добавить лишь то, что на фронте $P_f^m \leq P_f^h$ происходит смешение морской воды и магматического газа.

В отношении объяснения природы систем, открытых в рифтовых долинах СОХ, имеются, по-видимому, два основных дискуссионных момента: 1) представление внутренней структуры системы и ее общих геометрических черт; 2) толкование роли магматических газов и рудных расплавов в формировании гидротермальных и гидротермально-осадочных колчеданных и полиметаллических руд.

Наш опыт изучения областей медленного спрединга в отношении структурного контроля размещения выходов термальных систем /5, 28, 29/ вызывает определенные сомнения в правдоподобности схем типа, что на рис.17, по следующим обстоятельствам.

Листрические сбросы в бортах рифтовой долины не относятся к рудовыводящим нарушениям. Это показано как для рудного поля ТАГ /14/, так и Снейк Пит /50/.

Разломы бортов осевой рифтовой долины САХ относятся к крутопадающим разломам, являющимся элементами региональной сети линейных элементов. Поперечные к ним разломы, рассекающие хребет на "ячейки" /6, 14, 50/, относятся к категории флюидоупоров, поскольку около них выклиниваются рудные зоны. Таким образом, если принимать схему питания морской водой надинтрузивной области, то следует принимать схему И.Дональдсона /41/. Поэтому нами на основе общей морфоструктуры для одного из участков САХ (рис.18), где выявлена термальная система /5/, принимается схема питания морской водой, которая показана на рис.19.

Далее, в отношении источника рудных элементов во флюиде можно указать следующие противоречия, которые просматриваются в схеме рециклинга: 1) в зонах медленного спрединга базальты не могут быть источником рудных элементов, так как они просто отсутствуют в зонах, где формируются рудоносные флюиды /5, 29/; 2) в областях быстрого спрединга в свою очередь можно указать ряд неясных обстоятельств. Так, по простиранию ВП, хребтов Хуан-де-Фука и Эндовер состав базальтов второго слоя океанической коры монотонен, тогда как состав гидротермально-осадочных руд варьирует существенно. Не ясно как с позиций модели рециклинга толковать особенности изотопов серы в гидротермальных рудах. Относительная эфимерность локальных участков разгрузки высоко-

температурных источников на морском дне плохо вяжется с гидродинамикой системы, где рассматривается свободное конвективное флюидов.

Вроде бы напрашиваются вполне правдоподобные объяснения этих противоречий с точки зрения модели смешения.

В отношении источников и состава рудных элементов во флюидах может быть дана следующая качественная трактовка: 1. При изучении дифференцированных и расслоенных базитовых плутонов установлено, что в верхних их горизонтах и вмещающих породах развиваются локальные зоны сульфидной или малосульфидной минерализации, связанные с отделением летучих из частично закристаллизованных областей интрузива. Эти явления параллельны сегрегации рудных жидкостей /34,6I,67/. 2. В базальтах осевых рифтовых долин фиксируются разновидности, в которых есть признаки консервирования указанных явлений в порциях расплава, изливающегося на морском дне /3,4/.

Таким образом, предварительное концентрирование металлов при дифференциации базитовых магм является основным фактором рудоносности определенного типа флюидов, которые отделяются от кристаллизующегося массива или выщелачивают их из сульфидных обособлений в базальтах или габброидах.

Далее, объяснение появления гиперсоленых флюидов, пульсаций в проявлении отложения на дне можно объяснить, как и наличие избыточных давлений во флюиде на уровне морского дна, на основе той же модели смешения. Но прежде чем говорить об этой модели, зафиксируем фактические наблюдения, которые следует объяснить с ее помощью.

Все изученные выходы термальных СОХ располагаются в зонах растяжения, где имеются зияющие трещины, раскрытие которых может быть больше десятков сантиметров. Во всех случаях, когда зоны разгрузки термальных систем в СОХ изучались с помощью сплошного или выборочного фотографирования дна, телевизионной локации, а также визуального исследования из обитаемых аппаратов, установлено, что термальные системы начинают разгружаться на морском дне после обрушений в экструзиях или лавовых полях, заливающих дно долин, а также образования терминальных кальдер на отдельных горах.

В некоторых случаях отмечено перекрытие рудных осадков ла-

вами. Выявлена ритмичность развития вулканизма оруденения для рудного поля. Наиболее подробно эта особенность эволюции ФС изучена для ТАГ (Центральная Атлантика) /6,14/ при сопоставлении возрастов слоев рудных осадков и вулканических пород. Обнаружено, что продолжительность отложения рудных осадков, по-видимому, не больше 600 тыс. лет. Отдельные "ритмы" термальной активности на морском дне, вероятно, меньше 20 тыс. лет. Время образования отдельных "рудных холмов" или слоев в рудных осадках порядка сотен или тысячи лет. Минимальные отрезки времени разгрузки (микrocиклы) ФС оцениваются в несколько десятков лет.

Максимальные температуры, замеренные в выходах терм, ниже 400 °С, хотя возможны и несколько более высокие температуры. "Теплые" растворы, образующие площадные отложения, имеют температуру от нескольких до 15-20 °С /6,14/. Площадные соотношения температур во флюидах можно представить из данных изучения одного из термальных полей бассейна Гуаймас /14,74/. При общей площади термальной аномалии ~ 30 км² относительно высокие температуры во флюиде фиксируются на участке ~ 1 км². Участки же проявления высокотемпературных терм с 100 °С < T < 400 °С являются "точечными". Отдельные рудные холмы имеют размеры до 200 м в поперечнике при высоте не более 100 м. Если построить кривую распределения высот "рудных построек", расположенных над трещинами, то она, похоже, будет близка к пуассоновой, в интервале высот от нескольких сантиметров до 70 м и более. Весьма показательны соотношения высот и диаметров рудных холмов ~ 1:2.

Замеренные расходы флюидов на морском дне из трещин достигают 10 м/с. По высоте "рудных холмов" можно оценить и избыточные давления на уровне дна: от долей до ≤ 100 бар. Общие площади термальных систем составляют 20-30 км², зафиксированные локальные зоны сульфидных руд достигают ≈ 600 x 200 x 20-40 м /14,50/.

В отличие от гранитоидных массивов вулканических дуг базитовые плутоны, с которыми связаны термальные системы областей спрединга, охлаждаются на меньших глубинах. Судя по данным изучения офиолитовых серий /60/, их кровля находилась от поверхности морского дна на глубинах 2-4 км. Породы надвнутрузивной зоны высоко проницаемы за счет трещиноватости. Учитывая это обстоятельство, нами построена весьма приближенная схема динамики эволюции температуры и давления во флюиде на основе модели $Ab+Q+$

H_2O с низким начальным содержанием воды (I-I,5 мас.%). Выбор этой системы связан с отсутствием подходящей диаграммы состояния типа базальт - CO_2 (или H_2O). Расчеты на основе этой системы дают несколько заниженные температуры во флюиде на выходе из расплава, но несколько завышенные расходы для начальных времен кристаллизации. Оценки давления во флюиде вполне пригодны для наших целей.

На рис.20 приведены результаты численного эксперимента для случая эволюции ортомагматической флюидной системы. С учетом оценок температуры в недрах таких систем была построена структурно-термодинамическая схема фаций термальных систем областей быстрого спрединга (рис:21). Она рисовалась с учетом данных физико-химического моделирования взаимодействия морская вода - базит (ультрабазит) в интервале температур I,5-350 °C и давлениях до 500 бар, а также данных изучения оруденения в офиолитовых комплексах /60/.

Учитывая изложенное, попытаемся интерпретировать известные факты о характере разгрузки термальных систем на основе модели смешения магматических газов и морских вод, проникающих в над-интрузивную область пород по разломам. На основе модели смешения при наличии ретроградного кипения магм можно объяснить установленные особенности развития гидротермального оруденения в рифтовых долинах COX в отношении развития локальных зон разгрузки высокотемпературных флюидов с высоким дебитом с периодом существования первые сотни лет.

Развитие таких явлений возможно, если дренирующая трещинная зона достигает кровли магматического тела, где давление флюида на сотни атмосфер может быть выше, чем во вмещающих интрузив породах. Ранее мы показали /7/, что в указанной ситуации возможно кратковременное существование подофных флюидопроводящих зон с аномально высокими расходами флюидов. Заметим, что именно в таких случаях наиболее вероятно постушение горячих рассолов на морское дно.

Проявление обрушения кровли интрузивов, связанное с изменениями базальтов, может быть названо основной причиной фазового расслоения магматогенного флюида, поскольку давления в нем при этом могут "мгновенно" понизиться на сотни бар.

Кроме того, весьма вероятны ситуации с осциллирующим кипе-

нием магмы /23/, а также существенного со временем изменения состава, отделяющегося от дифференцирующегося расплава /23,67 /.

Изменение состава оруденения от места к месту вдоль "срединговых ячеек" в СОХ без противоречий объясняется локальными условиями дифференциации базитовой магмы в интрузивных камерах, как и вариации изотопов серы в различные моменты формирования руд на дне в жилах или околожилных измененных породах.

Какие аргументы можно дополнительно привести в поддержку нашего предлагаемого толкования природы рудообразующих флюидов, кроме умозрительной, нодальных построений? В базальтах Срединно-Атлантического хребта также обнаружены излияния, содержащие магматические выделения сульфидов с содержаниями рудных капель I-5 % по объему /4/. Здесь же установлены "рудные" габбро и весьма своеобразные графитово-рудные пемзы /5/. В участке осевой долины САХ (22° с.ш.), южнее рудного поля Снейк Пит, найдены засоленные базальты, в которых имеется вкрашенность магматических и гидротермальных сульфидов.

Количество таких наблюдений увеличивается по мере накопления точек опробования океанического дна. Но любая их статистика, естественно, не может заменить полноценной модели динамики эволюции магматогенной флюидной системы. Пока не будет решена эта задача, дискуссионность конкурирующих моделей мало изменится. Хотя затруднений в модели рециклинга много больше, чем в модели смешения, первая подкупает как простотой и наглядностью, так и существенно и более простым математическим аппаратом при попытках получения численных характеристик параметров термальных систем.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение развития современных эндогенных флюидных систем вносит много новых элементов в казалось бы устоявшиеся представления о моделях переноса тепла и массы в тектонически активных областях земной коры и в связи с зонами проявления новейшего и современного вулканизма. Существующие сейчас модели тепло-массо-переноса в таких зонах пока не удовлетворяют наблюдениям и требуют углубления и развития главным образом в отношении описания областей фазовых переходов во флюиде и при кипении магм.

Похоже, что модель смешения имеет меньше противоречий и неясных моментов, чем модель рециклинга.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в магматогенных и гидротермальных системах: Автореф. дис... канд. геол.-мин.-Новосибирск, 1987. - 77 с.

2. Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. - М.: Наука, 1966. - С.118-129.

3. Акимцев В.А., Шарапов В.Н. Ликвационные выделения рудных минералов в базальтах центрального сектора САХ // Докл. РАН. - 1992. - Т.323, № 5. - С.930-933.

4. Акимцев В.А., Шарапов В.Н. "Рудные" эффузивы борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта в секторе I4-I5°с.ш. // Докл. РАН. - 1993. (В печати).

5. Геологические исследования в Центральной Атлантике. - Новосибирск: СИГТМ СО РАН, 1992. - 191 с.

6. Гидротермальные сульфидные руды и металлоносные осадки океана. - СПб.: Недра, 1992. - 232 с.

7. Голубев В.С., Шарапов В.Н. Динамика эндогенного рудообразования. - М.: Недра, 1974. - 274 с.

8. Дударев А.Н., Кудрявцев В.А., Меламед В.Г., Шарапов В.Н. Теплообмен в магматогенных процессах. - Новосибирск: Наука, 1972. - 108 с.

9. Злобин К.Т., Знаменский В.С. Геология и геологическое строение геотермального района (о.Итурур) // Геология руд. месторождений. - 1991. - № 4. - С.1-15.

10. Калинин А.С., Васильева Э.Н. Гипабиссальные граниты и магматогенные гидротермальные системы // Применение математического моделирования для прогноза рудных месторождений. - Иркутск, 1981. - С.29-42.

11. Кирюхин А.В., Делемень И.Ф., Гусев Д.Н. Высокотемпературные гидротермальные резервуары. - М.: Наука, 1991. - 160 с.

12. Кутнев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. - М.: Недра, 1979. - 179 с.

13. Леонов В.В. Структурные условия локализации высокотемпературных гидротерм. - М.: Наука, 1989. - 94 с.
14. Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океанов. - М.: Наука, 1990. - 240 с.
15. Лисицын А.П., Малахов О.Р., Богданов Ю.А. и др. Гидротермальные образования северной части бассейна Лая (Тихий океан) // Изв. РАН. Сер. геол. - 1992. - № 4. - С.5-24.
16. Маврицкий Б.Ф. Термальные воды складчатых и платформенных областей. - М.: Наука, 1971. - 229 с.
17. Мирлия Е.Г., Пшенина И.А., Емельянинов А.А. Строение рифтовых зон океанов в связи с проблемой гидротермальной рудной минерализации. - М.: ВИЭМС, 1989. - 43 с.
18. Пампура В.Д. Гидротермы долгоживущих вулканических центров. - М.: Наука, 1981. - 178 с.
19. Рона Р. Гидротермальная минерализация областей спрединга в океане. - М.: Мир, 1986. - 134 с.
20. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - М.: Недра, 1982. - 600 с.
21. Строение разлома Зеленого Мыса. - М.: Наука, 1989. - 186 с.
22. Структурная геология и тектоника плит / Под ред. К.Сейферт.-М.: Мир, 1990. - Т.1-3.
23. Флюиды и окислительно-восстановительные равновесия в магматических системах. - М.: Наука, 1991. - 253 с.
24. Чекалкин Э.Б. Термодинамика нефтяного пласта. - М.: Недра, 1965. - 231 с.
25. Шаратов В.Н. Развитие эндогенных флюидных рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука, 1992. - 133 с.
26. Шаратов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло- и массообмена в плутоногенных гидротермальных системах. - Новосибирск, 1987. - 48 с. (Препр./ ИГиГ СО АН СССР; № 3).
27. Шаратов В.Н., Аверкин Ю.А. Динамика тепло-массопереноса в ортомагматических флюидных системах. - Новосибирск: Наука, 1990. - 190 с.
28. Шаратов В.Н., Акимцев В.А., Сколотнев С.Г. О структурно-генетических типах рудообразующих систем Центральной Атлантики // Геология и геофизика. - 1992. - № 7. - С.21-39.

29. Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Сколотнев С.Г. Рудопроявления в секторе СХХ I4-I5⁰ с.ш. // Геология и геофизика. - 1993. - № 8. (В печати). С.125-131.
30. Шарапов В.Н., Голубев В.С. Динамика взаимодействия магмы с породами. - Новосибирск: Наука, 1976. - 192 с.
31. Шарапов В.Н., Черепанов А.Н. Динамика дифференциации магм. - Новосибирск: Наука, 1986. - 200 с.
32. Acharya H.R. Relationship between hot springs and geothermal fields in Japan // J.Geophys. Res. - 1989. - V.94, N B12. - P.17701-17711.
33. Agar S.M. The interaction of fluid processes and progressive deformation during shallow levee accretion: examples from the Shimanto belt of SW Japan // J.Geophys. Res. - 1990. - V.95, N B6. - P.9133-9147.
34. Akimtsev V.A., Tretyakov G.A., Sharapov V.N. Sulfide melts in basalts of the southern part of Juan de Fuca Ridge // Proceed. 8th IAGOD Symp., Ottawa; Stuttgart, 1992.
35. Banwell C.L. Thermal energy from the Earth's crust // New Zealand J. Geol. and Geophys. - 1963. - V.6, N 11. - P.3-20.
36. Bischoff J.I., Rosenbauer J.R. Phase separation in sea-floor geothermal systems: an experimental study of the effects on metal transport // Amer. J. Sci. - 1987. - V.287. - P.955-978.
37. Bischoff J.I., Rosenbauer J.R. Salinity variations in submarine hydrothermal systems by layered double-diffusive convection // J. Geol. - 1989. - V.97. - P.613-623.
38. Bischoff J.I., Pitzer K.S. Liquid-vapor relations for the system NaCl-H₂O: summary of the P-T-x surface from 300° to 500°C // Amer. J. Sci. - 1989. - V.289. - P.217-248.
39. Cathles L.M. An analysis of cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // Econom. Geol. 1977. - V.72. - P.804-827.
40. Chapman D., Rybach L. Heat flow anomalies and their interpretation // J. Geotherm. - 1985. - N 4. - P.3-37.
41. Donaldson I.G. A possible model for hydrothermal systems and methods of studying such a model // Proc. III Austral. Conf. Hydraul. and Fluid Mech. - Sydney, 1968. - P.200-204.
42. Flovenz O. Application of subsurface temperature measurements in geothermal prospecting in Iceland // J.Geotherm. - 1985. - N 4.- P.331-340.

43. Foster G., Smith L. The influence of ground-water flow on thermal regimes in Mountainous terrain: a model study // J. Geophys. Res. - 1989. - V.94, N B7. - P.9439-9451.
44. Fouquet Y. et al. Hydrothermal activity in the Law back-arc basin: sulfides and chemistry // Geology. - 1991. - V.19. - P.303-306.
45. Haggerty I.A. Gold-water: Deep-sea chemneys from the Marine for arc serpentinite seamounts // EOS: Trans. AGU. - 1987. - V.44. - P.1534.
46. Henley R.W., McNabb A. Magmatic varop plumes and ground-water interaction in porphery copper emplacement // Econ. Geol. - 1978. - N 1. - P.1-21.
47. Hinkley T.K. Distribution of metals between particulate and gaseous forms in a volcanic plume // Bull. Volcan. - 1991. - V.53. - P.395-400.
48. Hovland M., Talbot M.R., Qvale M.R. et al. Methane-related carbonate cements in pockmarks of the North Sea // J.Sediment Petrol. - 1987. - V.57. - P.881-892.
49. Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, sites 501, 504B, 508B. V.69.-Washington, 1983. - 864 p.
50. Karson I.A., Brown I.R. Geological setting of the Snake Pit hydrothermal site; An active vent field on the Mid-Atlantic ridge // Mar. Geophys. Res. - 1988. - V.10. - P.91-107.
51. Kasamer P., Younker L., Hanson J. Inversion approach for data from a convecting hydrothermal system // J. Geotherm. - 1985. - N 4. - P.165-181.
52. Kodosky L.G., Motyka R.Y., Symonds R.B. Fumarolic emissions from Mount St. Augustine, Alaska: 1979-1984 degassing trends, volatile sources and their possible role in eruptive style // Bull. Volcan. - 1991. - V.53. - P.384-394.
53. Kulm L.D., Suess E. Relationship between carbonate deposits and fluid venting Oregon accretionary prism // J.Geophys. Res. - 1990. - V.95, N B6. - P.8899-8915.
54. Lonker S.W., Gerald I.D.F., Hedenquist I.W., Walshe I.L. Mineral-fluid intersections in the Broadlands Ohaaki geothermal system? New Zealand // Amer.J.Sci. - 1990. - V.290. - P.995-1068.
55. Minshull T., White R. Sediment compaction and fluid migration in the Markan accretionary prism // J.Geophys. Res. - 1989. - V.94, N B6. - P.7387-7402.

56. Mojorowicz I.A., Zones F.W., Lam H.L., Zessop A.M. Terrestrial heat flow and geothermal gradients in relation to hydrodynamics in the Alberta basin, Canada // J.Geotherm. - 1985. - N 4. - P.265-283.
57. Moor I.C. et al. Tectonics and hydrology of the northern Barbados Ridge: Resylts from Ocean Drilling Project Leg 110 // Geol. Soc. Amer. Bull. - 1988. - V.100. - P.1578-1593.
58. Nehlig P. Salinity of oceanic hydrothermal fluids a fluid inclusion study // Earth. Plan. Sci. Lett. - 1991. - V.102. - P.310-325.
59. Norton D., Knight I. Transport phenomena in hydrothermal systems: cooling plutins // Amer. J. Sci. - 1977. - V.277. - P.937-982.
60. Ophiolites and oceanic litosphere: Abst. Pap. Symp.Troodos-87. Geological. Sew. Dep. - Nicosia, 1987. - 170 p.
61. Origin of laering // NATO ASI series.- Ser. C. - V.296.- Dordrecht; Boston; Lancaster, 1987. - 656 p.
62. Proceeding of ocean Drilling Program. V.III, sites 677-678. - Washington, 1986. - 670 p.
63. Parry W.T., Bowman I.R. Chemical and stable isotopic models for Boundary Creek warm springs, southwestern Yellowstone National Park, Wyoming // J.Volcanol. Geotherm. Res. - 1990. - V.43. - P.133-157.
64. Reed M.N. Seawater-basalt reaction and the origin of greenstones and related ore deposits // Econom. Geol. - 1983. - V.78: - P.466-485.
65. Reyes A.G. Petrology of Philippine geothermal systems and the application of alteration mineralogy to their esessment // J.Volcanol. Geotherm. Res. - 1990. - V.43. - P.279-309.
66. Shimazu Y. Physical theory of generation, upward transfer, differentiation and exploration of magma // J. Earth Sci. Nagoy. Univ. - 1961. - V.9. - P.185-223.
67. Structure and dynamics of partially solidifical systems // NATO ASI series. - Boston; Lancaster; Dordrecht, 1987. - 465 p.
68. Thomburg T.M., Suess E. Allochthonous carbonate cementation of granular and fracture porosity: Implication for the Cenozoic hydrologic development of the Peru Continental margin// Initvel Rep. Ocean Drill. Program. Leg 112, 1989.

69. Tretyakov G.A., Simonov V.A. Physico-Chemical model of the Mid-Atlantic ridge ultramafic rocks serpentinization // Thermodynamics of natural Processes and Thermodynamics in Geology: Slo. Inter. Symp.; abst. - Novosibirsk, 1992. - P.142.

70. Von Stackelberg U., Von Rad U. Geological Evolution and Hydrothermal Activity in the Lau and North Fiji Basins (Sonne Cruise SO-35) - a Synthesis // Geol. Ib. - 1990. - N D92. - P.629-660.

71. White D.E. Thermal waters of volcanic origin // Bull. Geol. Soc. Amer. - 1957. - V.68. - P.475-481.

72. White R., Mekenzie D. Magmatism at rift zones: the generation of volcanic continental margins and flood basalts // J. Geophys. Res. - 1989. - V.94, N B6. - P.7685-7729.

73. Williams D.L. et al. The hydrothermal Mounds of the Galapagos rift: observations with DSR Alvin and detailed heat flow studies // J. Geophys. Res. - 1979. - V.84, N B13. - P.7467-7484.

74. Williams D.L. et al. Heat flow at the spreading centers of the Guaymas basin, gulf of California // J. Geophys. Res. - 1979. - V.84, N B12. - P.6757-6769.

ПРИЛОЖЕНИЕ

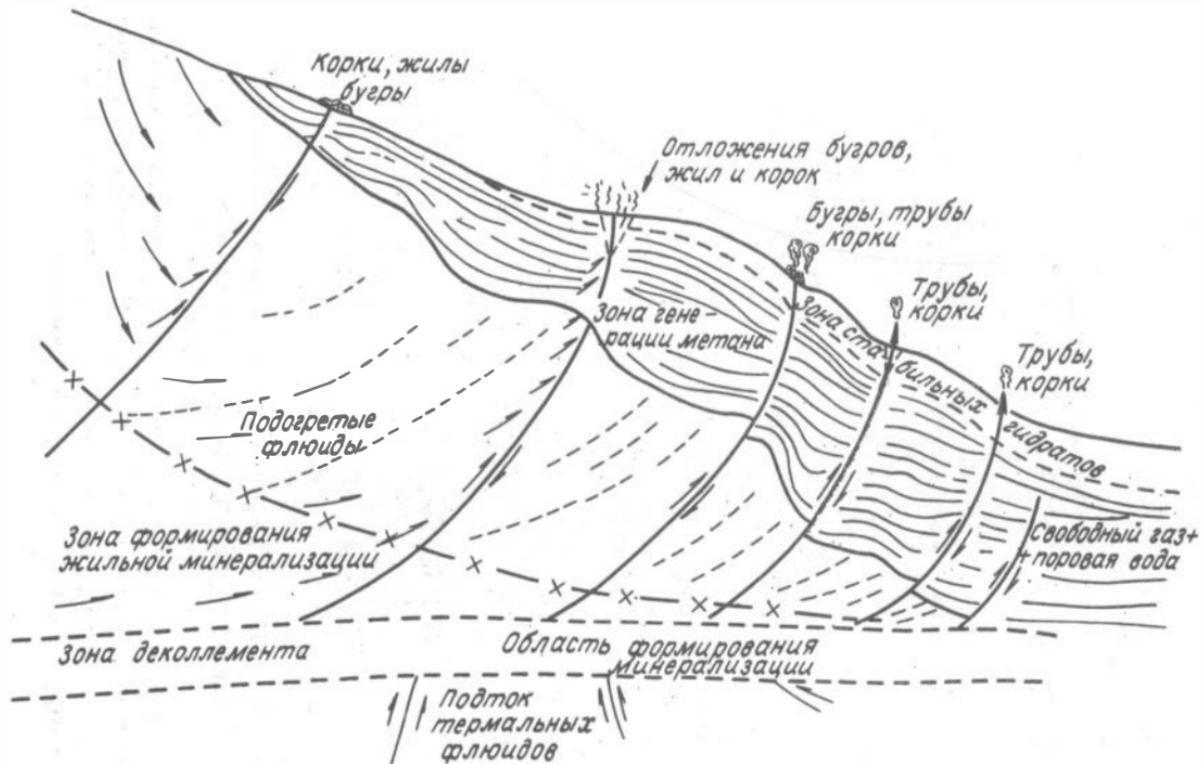


Рис. 1. Схема структурных условий развития тектонометаморфогенных флюидных систем в аккреционных призмах.

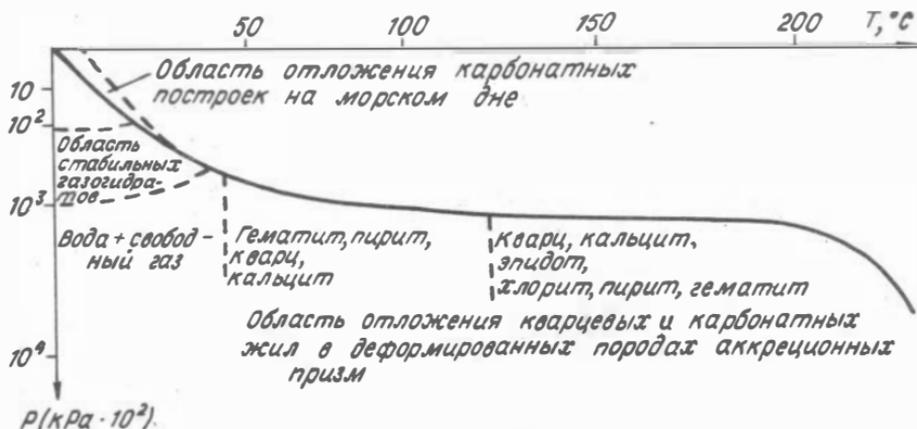


Рис. 2. Термодинамические условия в различных фациальных зонах тектонометаморфогенных флюидных систем.

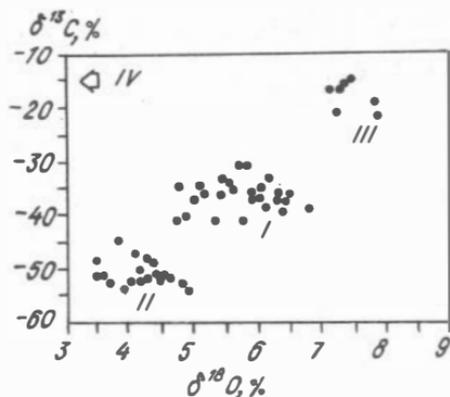


Рис. 3. Соотношения в содержании стабильных изотопов из карбонатных отложений на морском дне в участках выхода термальных вод /53/:

I - "холодные" флюиды, отложения из метаноносных флюидов, цемент и раковины;
 II - материал из пластин, корок, участки каминов; III - отложения из доломита в конических постройках, их внутренние и средние участки; IV - отложения из разогретых метеорных вод или гидротермальных флюидов.

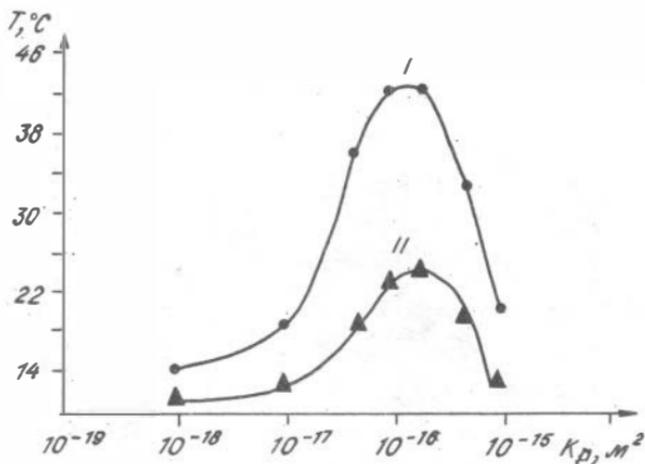


Рис. 4. Изменение температуры в потоке воды, дренируемой трещинной зоной из массива пород, где проявлен тепловой поток (q) в зависимости от проницаемости (K_p) флюидопроводящей структуры /43/:
 I - $q = 120 \text{ mV/m}^2$; II - $q = 60 \text{ mV/m}^2$.

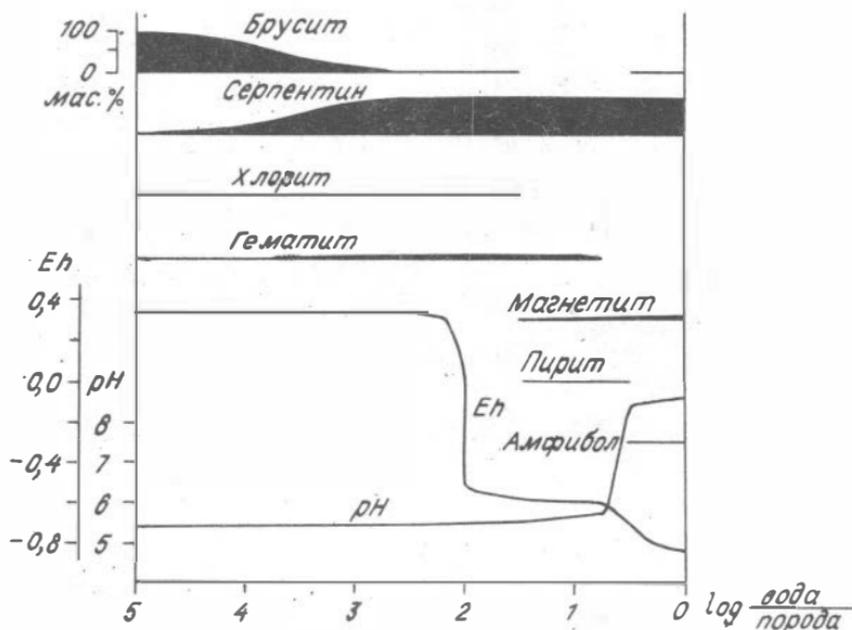


Рис. 5. Минеральные парагенезисы, возникающие в дуните при воздействии морской воды при $T = 350 \text{ }^\circ\text{C}$ и давлении $P = 300 \text{ бар}$ /69/.

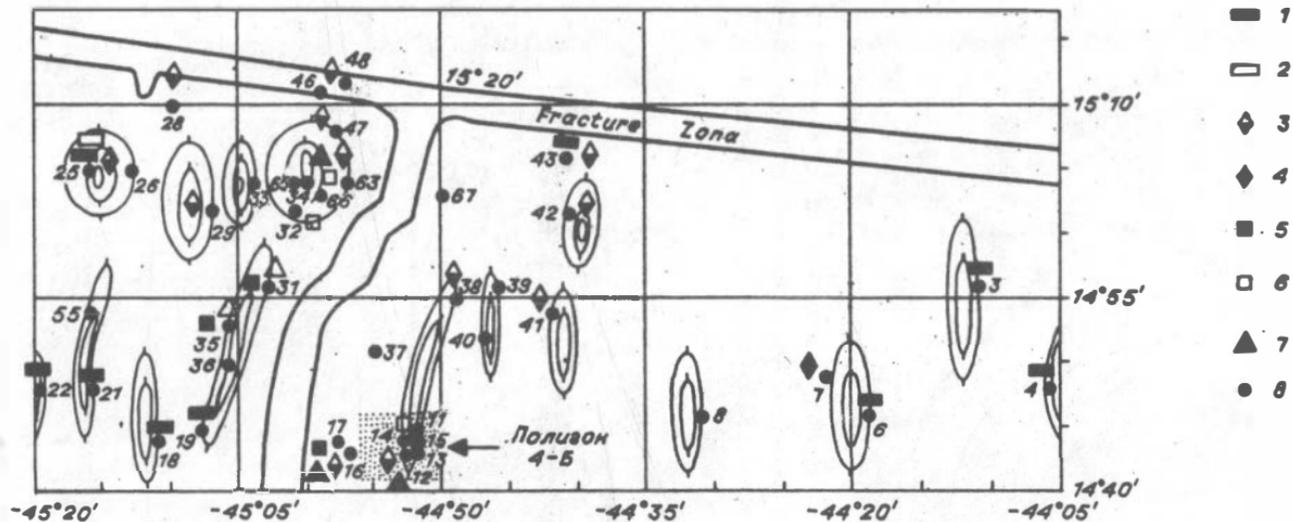


Рис. 6. Схема размещения точек минерализации, обнаруженных в 15-ом рейсе НИС "Академик Николай Страхов" (1992):

1 - железо-марганцевые корки; 2 - отложения карбонатов; 3 - кальцитовые жилы с марганцевой минерализацией; 4 - кварцевые жилы; 5 - сульфиды магматические и 6 - гидротермальные; 7 - титаномagnetитовая минерализация в габброидах; 8 - станции драгирования (зона сочленения трансформного разлома Зеленого Мыса и осевой долины САХ).

Рис. 7. Температурные характеристики различных структурно-генетических типов современных флюидных систем (точки - измеренные максимальные температуры водного флюида /11/):

I - высокотемпературные термальные системы областей современного андезитового и базальтового магматизма; II - отмирающие термальные магматогенные флюидные системы; III - тектонOMETAMОРФОННЫЕ термальные системы.

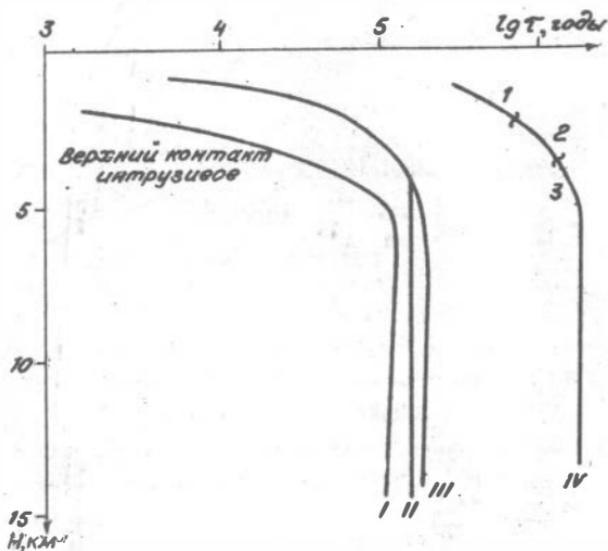
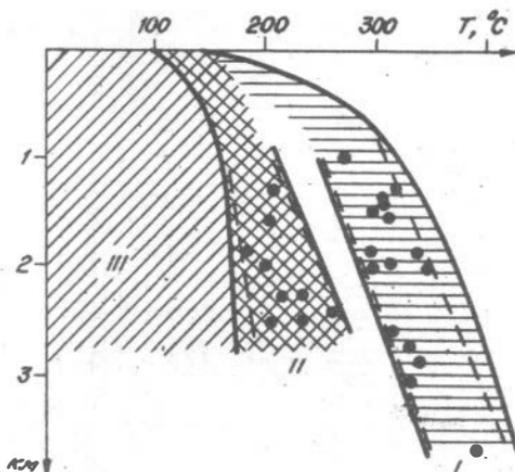


Рис. 8. Время кристаллизации интрузивных тел (кривые I-III) и существования температурных аномалий (кривая IV) в земной коре: I - гранитоидные интрузивы мощностью от 1-1.5 до 3-5 км; II - базитовые плутоны мощностью 1-3 км; III - гранитоидные плутоны с развитым режимом ретроградного кипения магмы; IV - плутоны: 1 - субвулканические, 2 - гипабиссальные, 3 - мезоабиссальные и абиссальные.

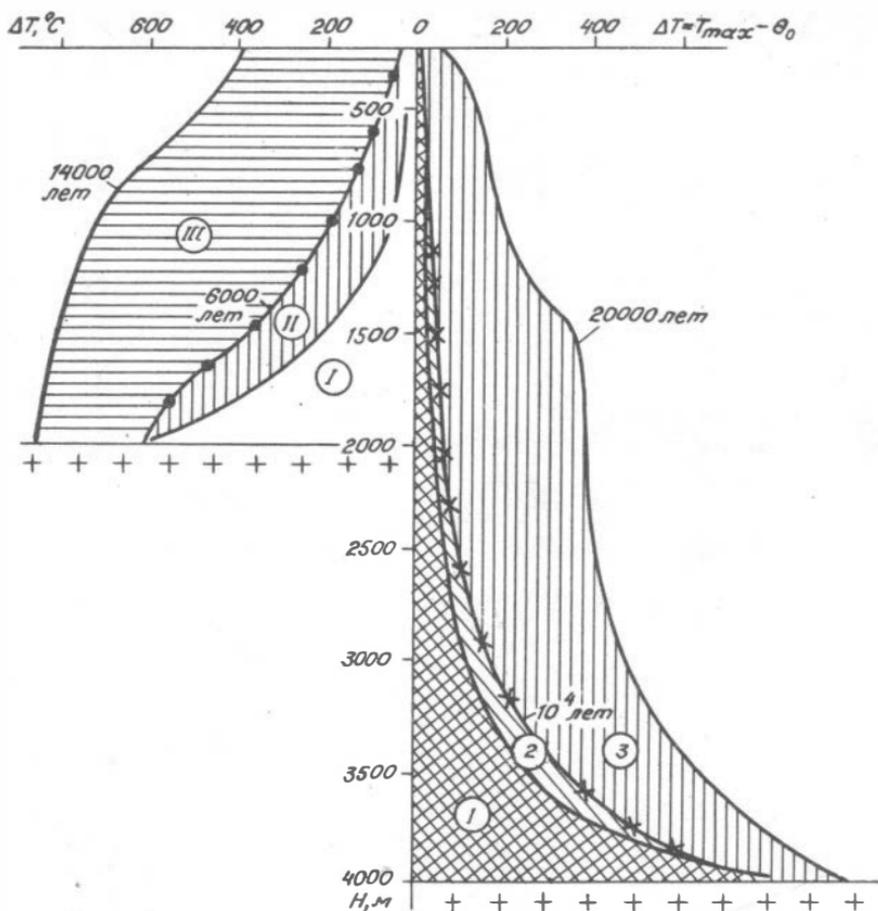


Рис. 9. Распределение максимальных избыточных над фоном температур вмещающих интрузивы пород в зависимости от наличия или отсутствия конвективного прогрева:

1-I - изохимический контактовый метаморфизм; 2-II - слабо выраженный процесс ретроградного кипения ($V \sim 10^{-10}$ м/с); 3-III - развитый режим ретроградного кипения ($V \sim 10^{-9}$ м/с).

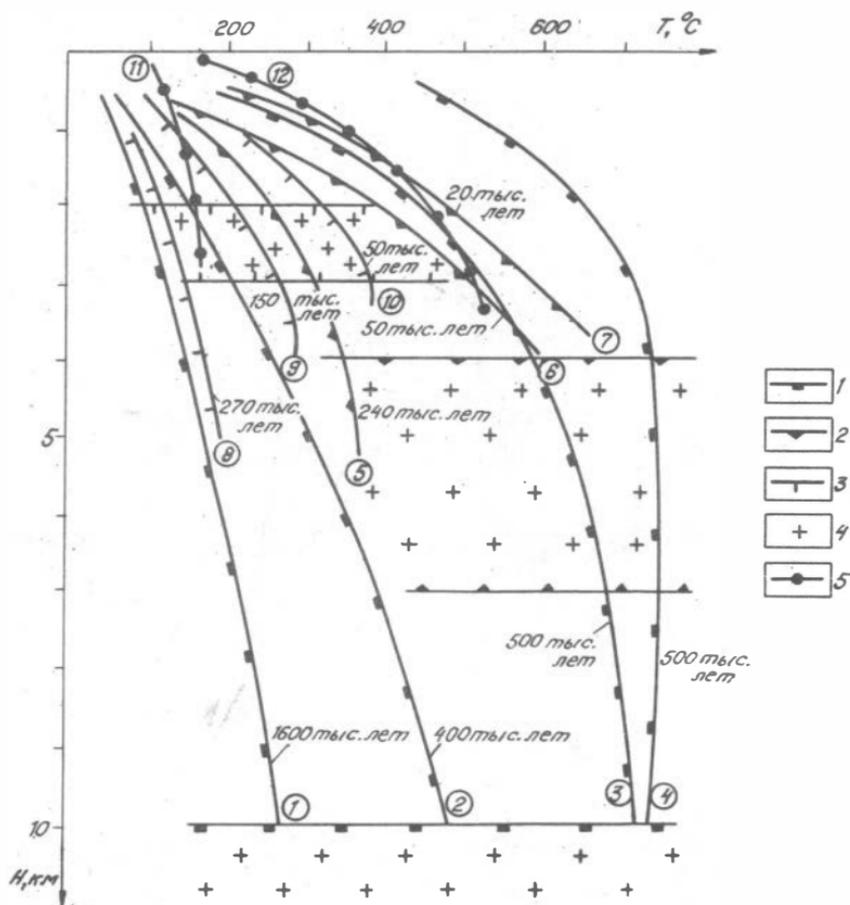
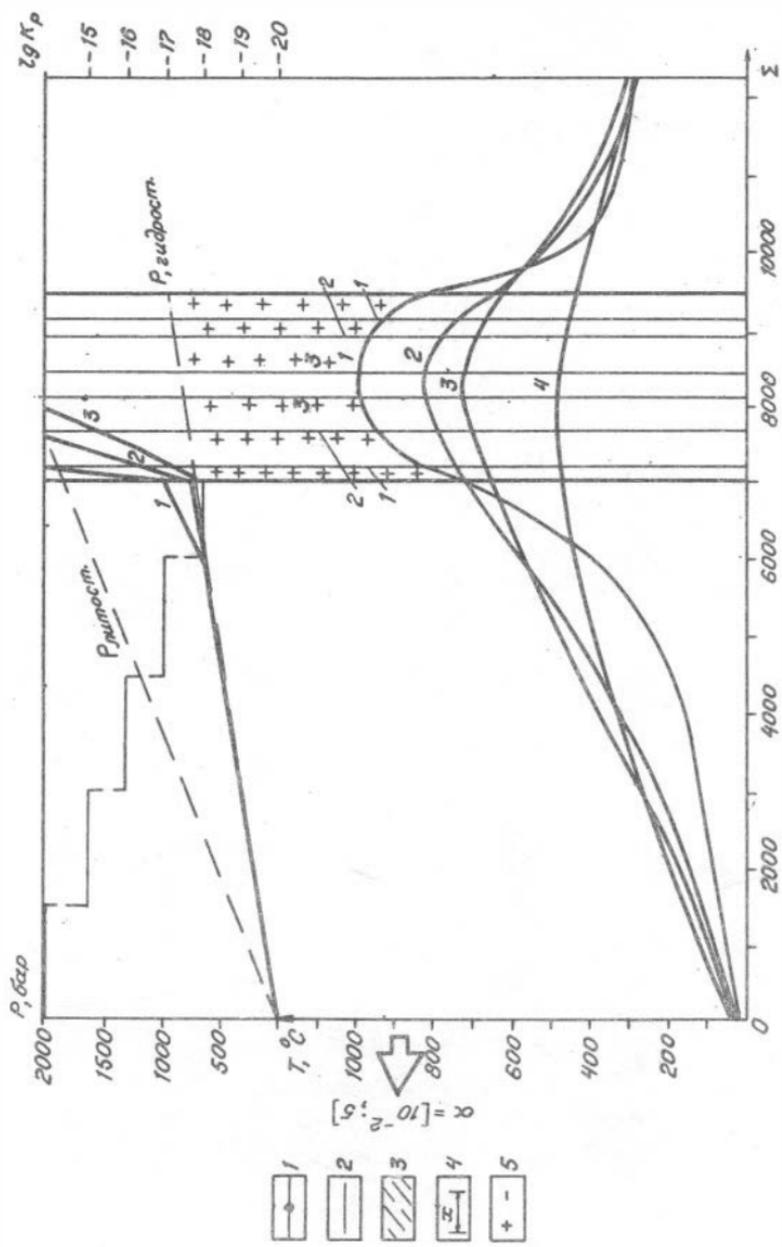


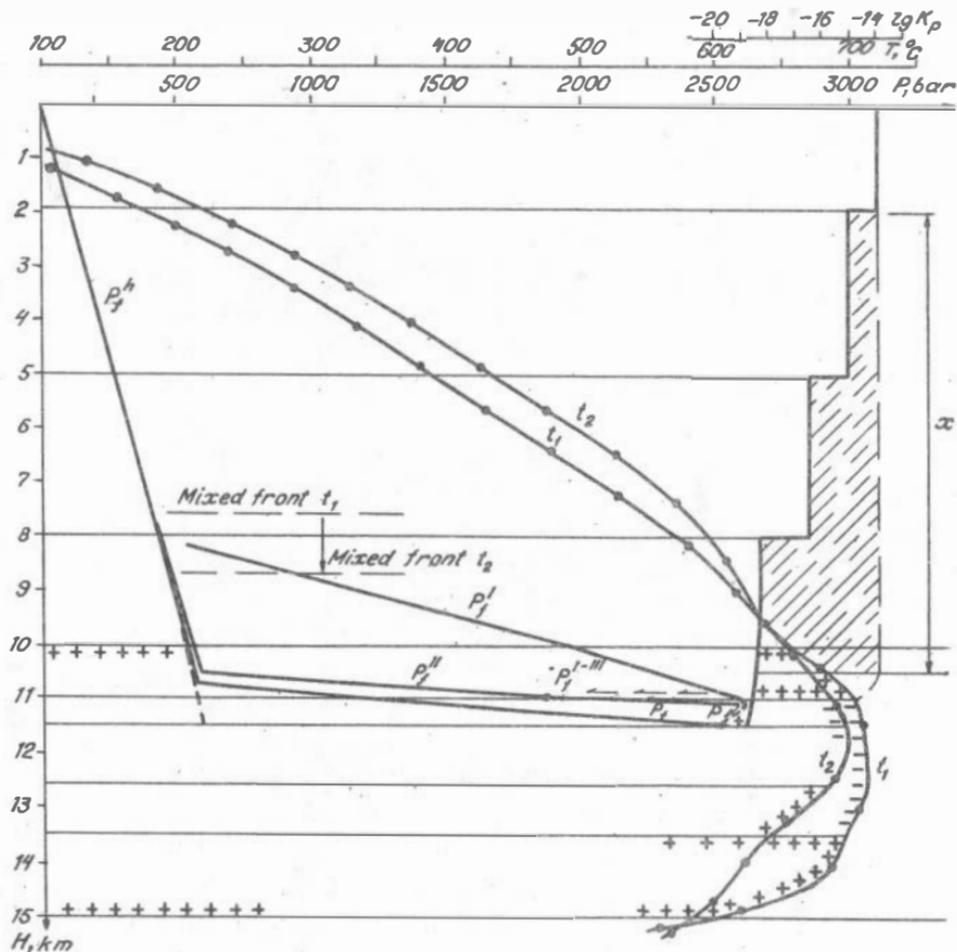
Рис. 10. Соотношения между изменением температуры в земной коре над интрузивными телами разных магматических фаций глубинности и температурами в недрах разбуренных термальных систем:

1-3 - плутоны: абиссальные гранитоидные (кривые 1-4), 2 - мезоабиссальные (кривые 5-7), 3 - гипабиссальные (кривые 8-10); 4 - магматические тела; 5 - температурные границы месторождений параметровых вод (кривые 11, 12).



а

Рис. 11. Изменение давления (P) во флюиде при развитии ретроградного кипения магмы в процессе смешения фронтов солидуса (крестики) при слоистом разрезе вмещающих пород с проницаемостями (K): а - положение фронтов солидуса (1-3); б - 1 - кривые температур, 2 - изменение давления во флюиде P_f ; 3 - распределение проницаемости до обрушения кровли; 4 - зона обрушения; 5 - двухфазная зона. P_f , P_f^{II} давление во флюиде после обрушения; $C_0\text{H}_2\text{O} = 2.5$ мас.%, $t_1 = 600$ тыс.лет, $t_2 = 630$ тыс. лет.



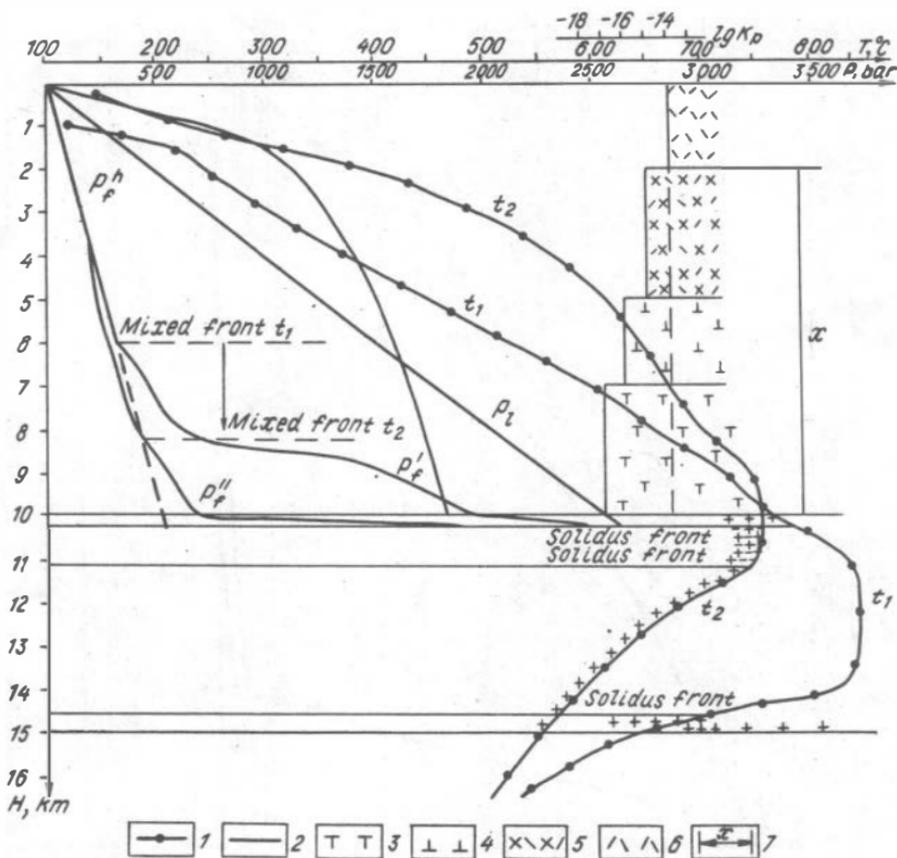


Рис.12. Распределение температуры (1) и давления (2) во флюиде (P_f) при ретроградном кипении для слоистого разреза (3-6) с распределением проницаемости K_p до и после обрушения кровли; 7 - зона углубления фронта смешения после обрушения. $C_0H_2O = 5,5$ мас.%, $t_1 = 243$ тыс. лет, $t_2 = 840$ тыс. лет. Остальные усл. обозн. см. на рис.116.

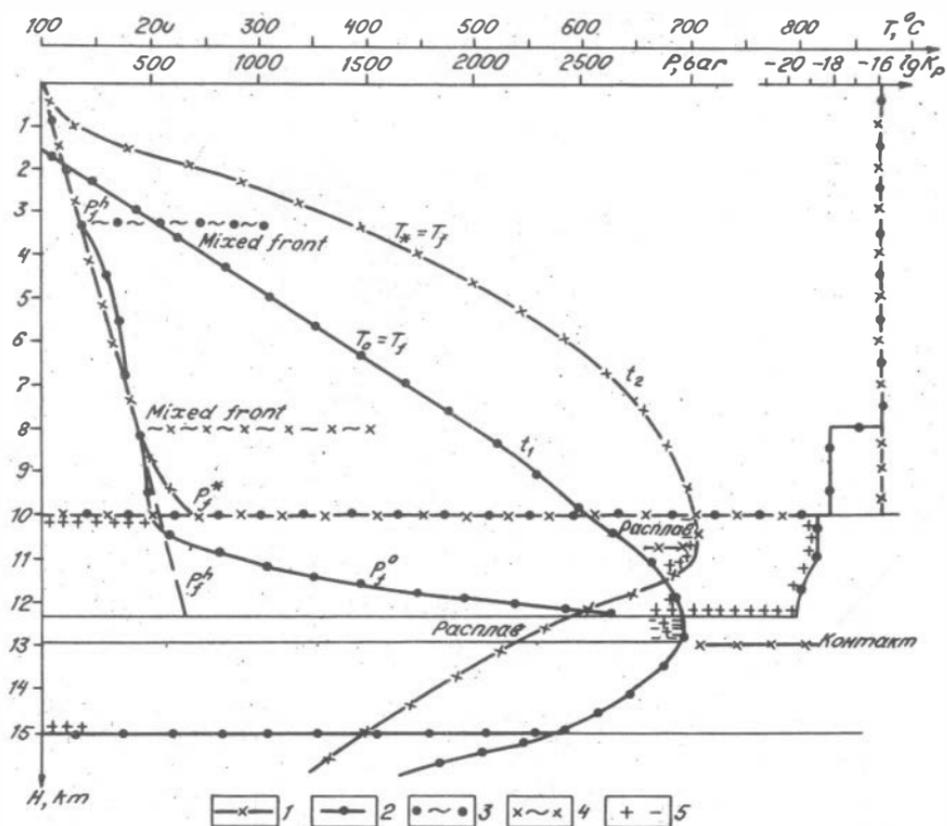


Рис. 13. Изменение положения фронта смешения для двух разных типов разреза вмещающих пород:

1 - высокопроницаемая трещиноватая область; 2 - наличие экзоконтактовой зоны с низкой проницаемостью; 3 - проницаемость изверженной породы; 4 - контакт интрузива. $t_1 = 405$ тысяч лет, $t_2 = 467$ тысяч лет. Остальные усл. обозн. см. на рис.116.

Рис. 14. Распределение температур (1) и давления (2) в системе при сложном строении разреза вмещающих пород, где имеются флюидоупорные горизонты (5), (7), перемежающиеся с более проницаемыми толщами (4), (6), (8). 9 - изверженная порода, 10 - расплав. $t_1 = 21$ тыс. лет, $t_2 = 28$ тыс. лет, $t_3 = 500$ тыс. лет, $t_4 = 560$ тыс. лет, $C_0^{H_2O} = 3$ мас. %.

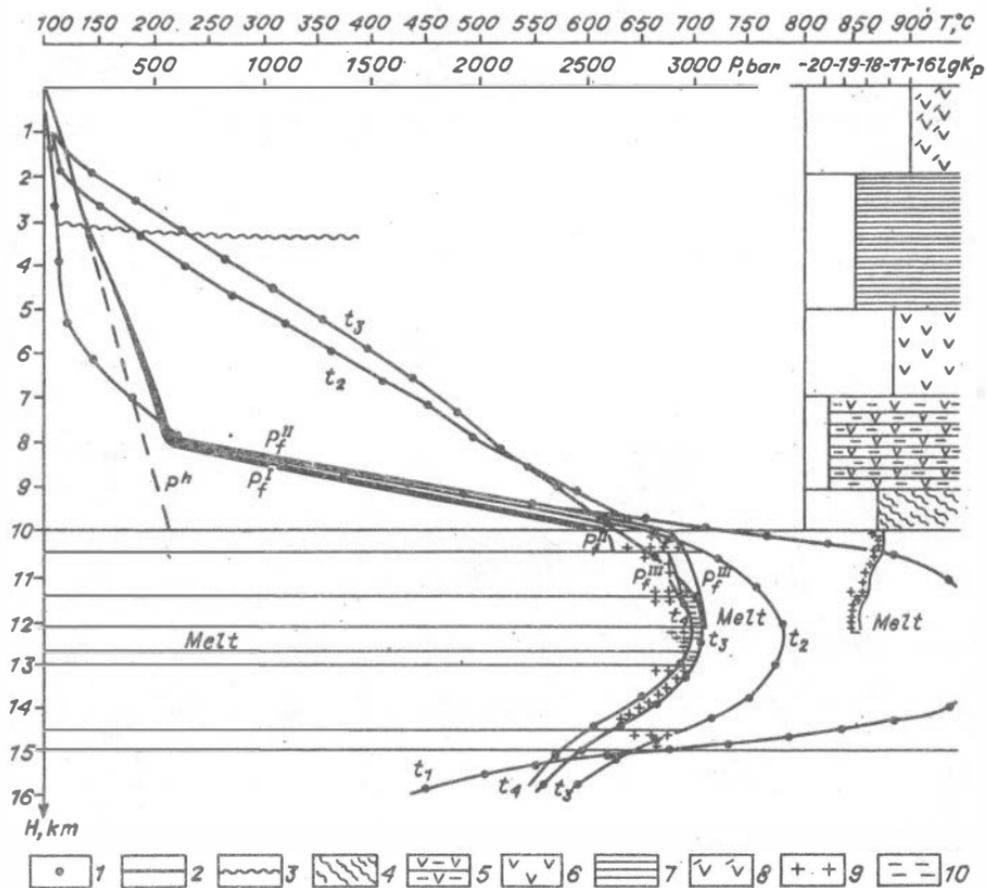
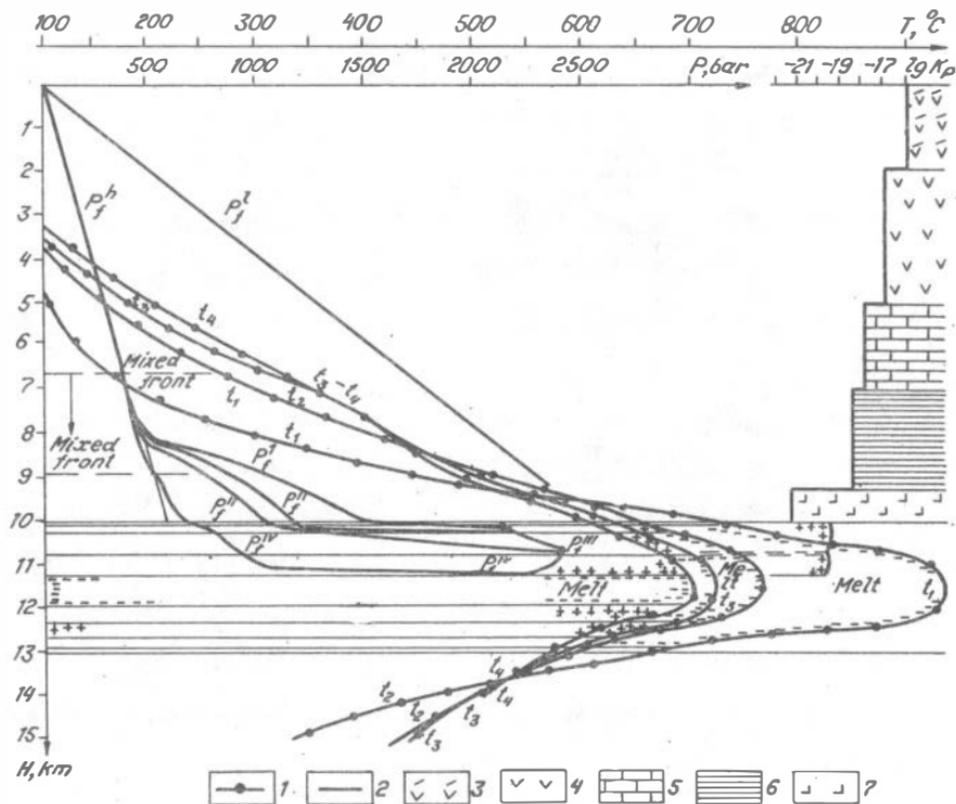


Рис.15. Смещение фронта смешения в недра системы по мере углубления фронта затвердевания:

1 - температура во флюиде; 2 - давление во флюиде; 3-7 - породы с разной проницаемостью. $\text{C}_0\text{H}_2\text{O} = 3$ мас.%; $t_1 = 2,7$ тыслет, $t_2 = 6$ тыслет, $t_3 = 160$ тыслет, $t_4 = 172$ тыслет. Остальные усл. обозн. см. на рис.116.



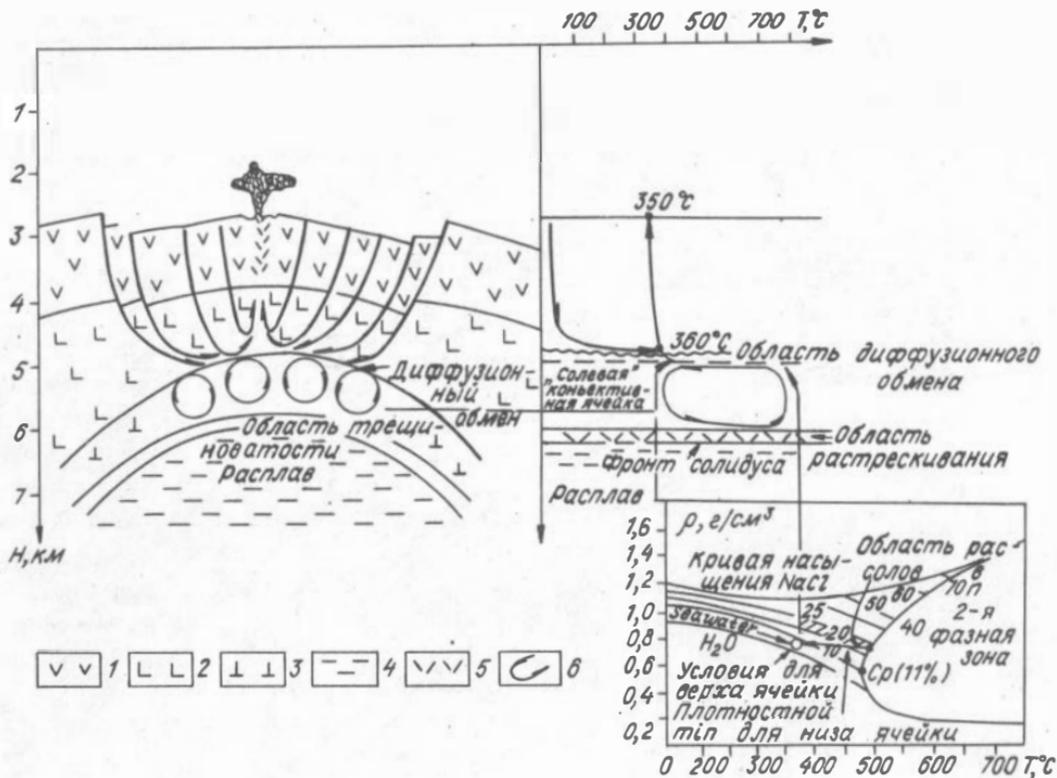


Рис.16. Структурная схема субмаринной термальной системы в осевой зоне СОХ, гидродинамическая ее схема и термодинамическая трактовка условий массообмена:

1 - базальты; 2 - габброиды; 3 - зона развития солевой конвективной ячейки в области высокого прогрева вмещающих пород; 4 - область трещиноватости в эндоконтакте, где происходила селарация рассол-пар; 5 - расплав; 6 - направление движения потоков в конвектирующем флюиде.

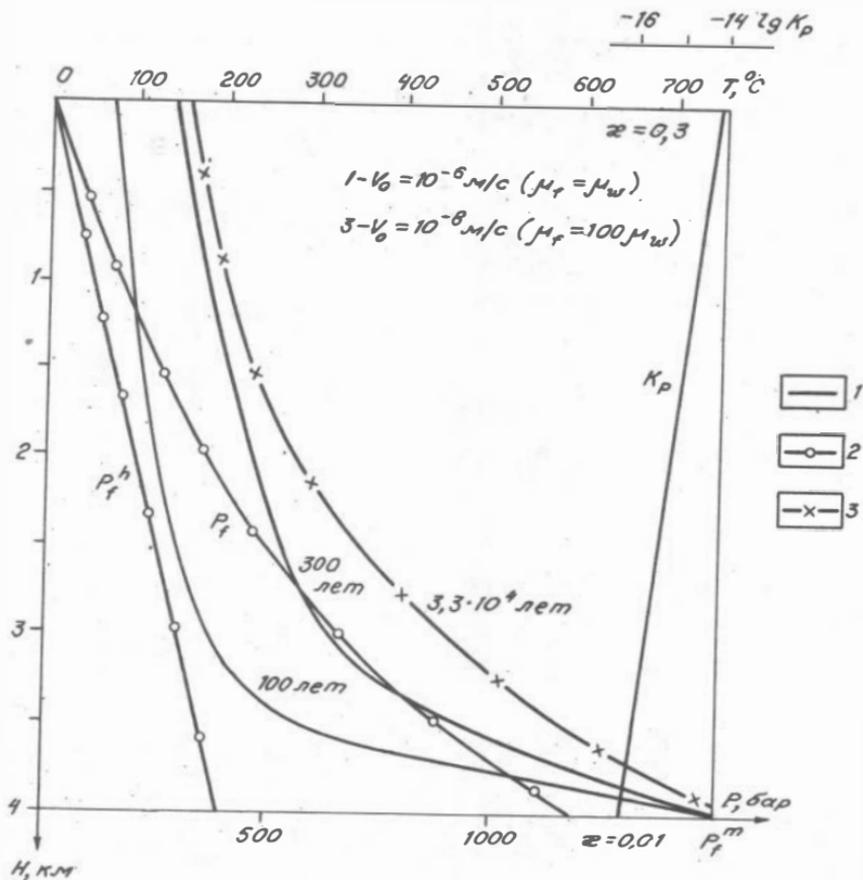


Рис.17. Положение температурных фронтов в потоке магматического флюида для разных величин вязкости и исходных скоростей фильтрации:
 P_f^h - гидростатическое давление, P_f^m - давление в магматическом флюиде.

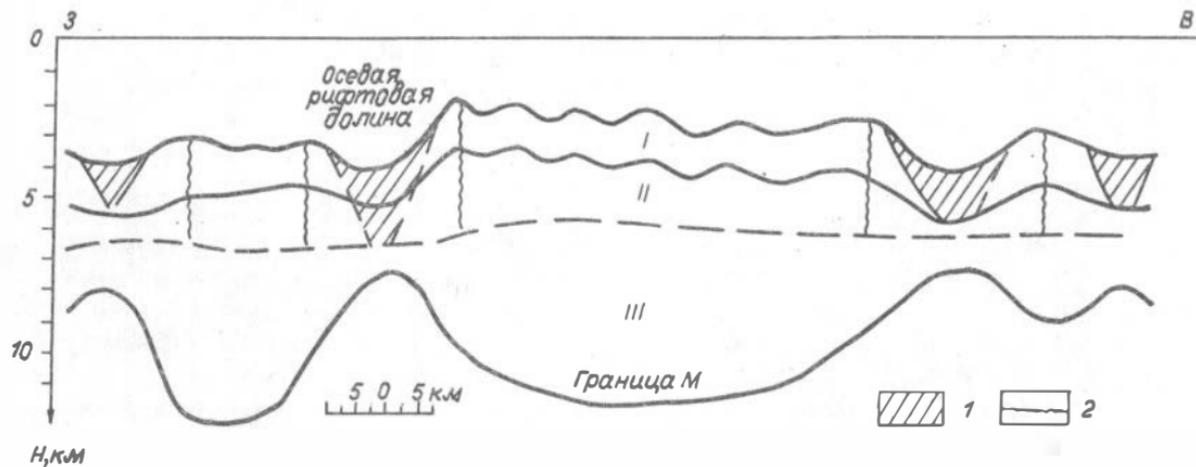


Рис.18. Схема расположения возможных зон образования термальных систем (1) при ширине областей питания (2): I-III - "слои" в разрезе земной коры СХ в районе пройденного профиля (14°43' с.ш.).

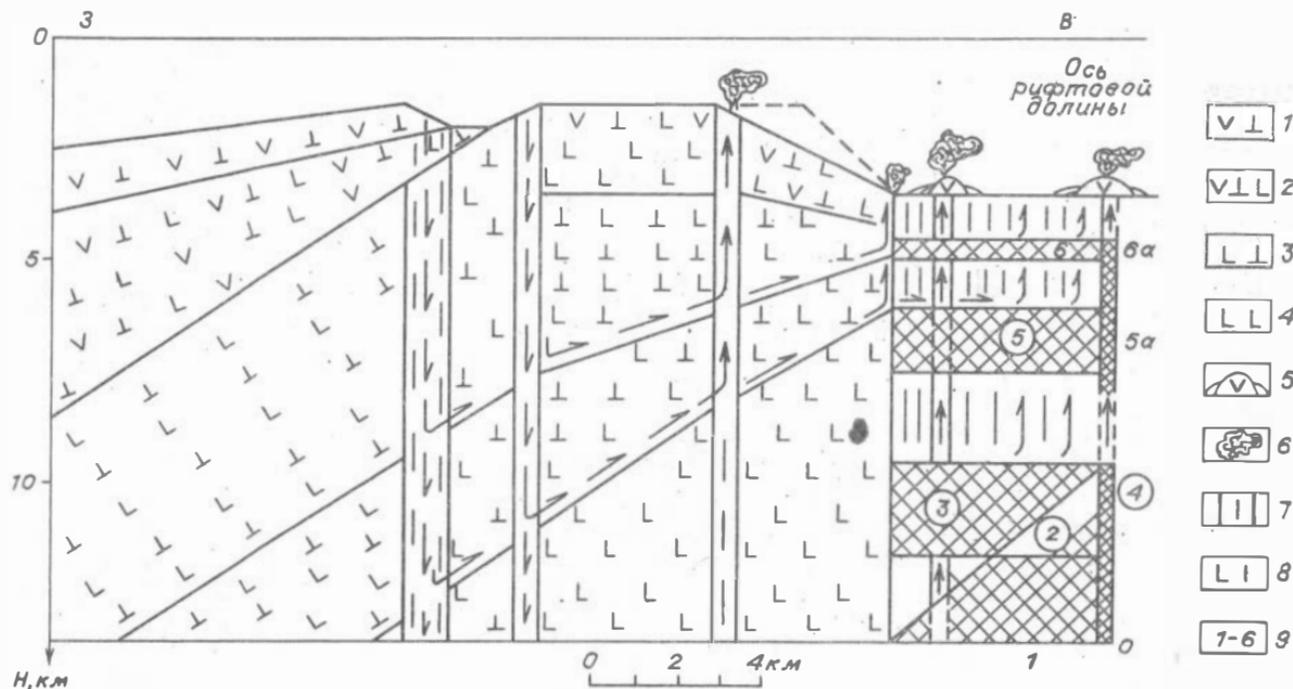


Рис.19. Структурная схема развития магматогенных термальных систем в осевой долине САХ в участке его сочленения с трансформным разломом Зеленого Мыса:

1 - пластина, состоящая из базальтов, габброидов; 2 - пластина, состоящая из базальтов, габброидов и ультрабазитов; 3 - базит-гипербазитовые породы; 4 - ультрабазиты; 5 - базальтовые экструзии; 6 - термальные плюмы; 7 - зоны разломов и трещиноватых пород; 8 - направление потоков флюидов; 9 - возможное положение интрузивов в разрезе под рифтовой долиной.

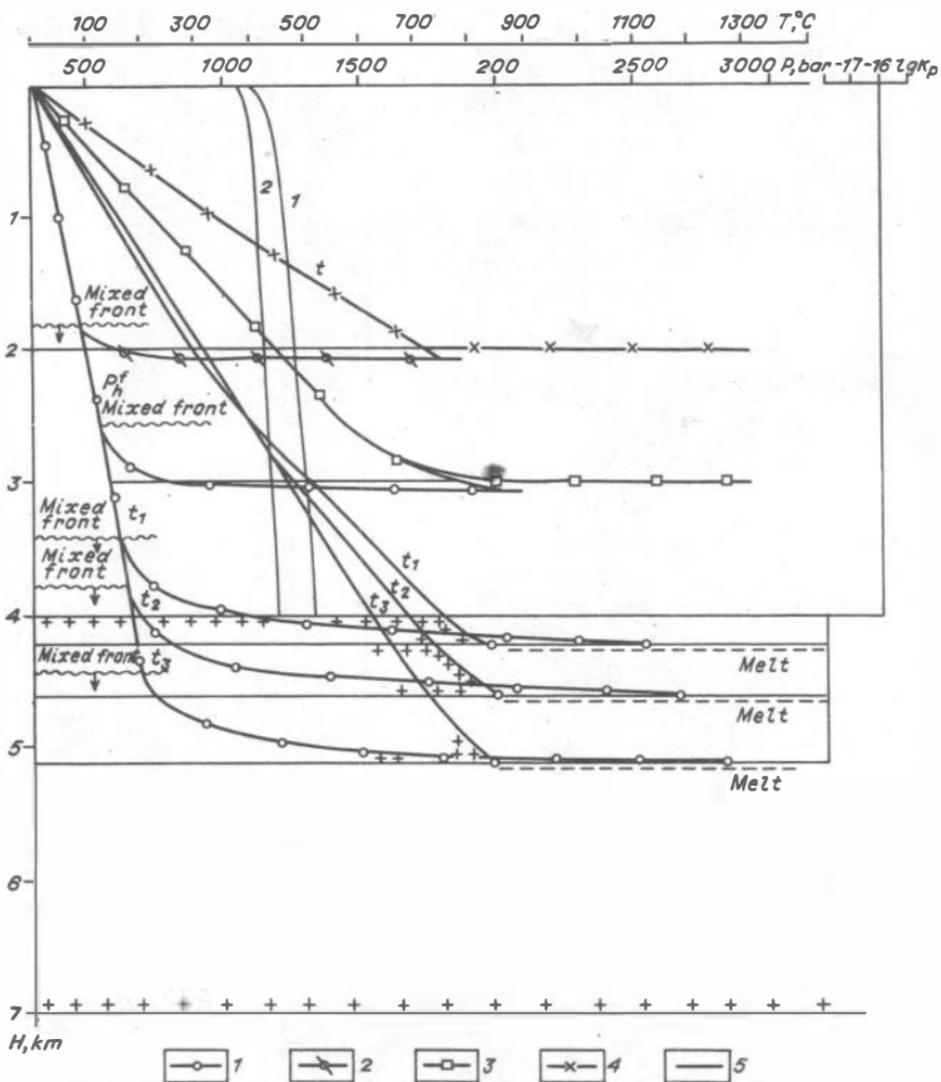


Рис.20. Распределение в субмаринной флюидной магматогенной системе давления во флюиде и температуры для разной по глубине залегания кровли базальтовых плутонов:

1 - 4 км, P_f ; 2 - 2 км, P_f ; 3 - 3 км, P_f ; 4 - температура в системе при глубине кровли массива 2 км от поверхности дна; 5 - критические кривые для системы $\text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$: 1 - глубина моря 3 км и 2 - 2 км. Остальные усл. обозн. см. на рис.116.

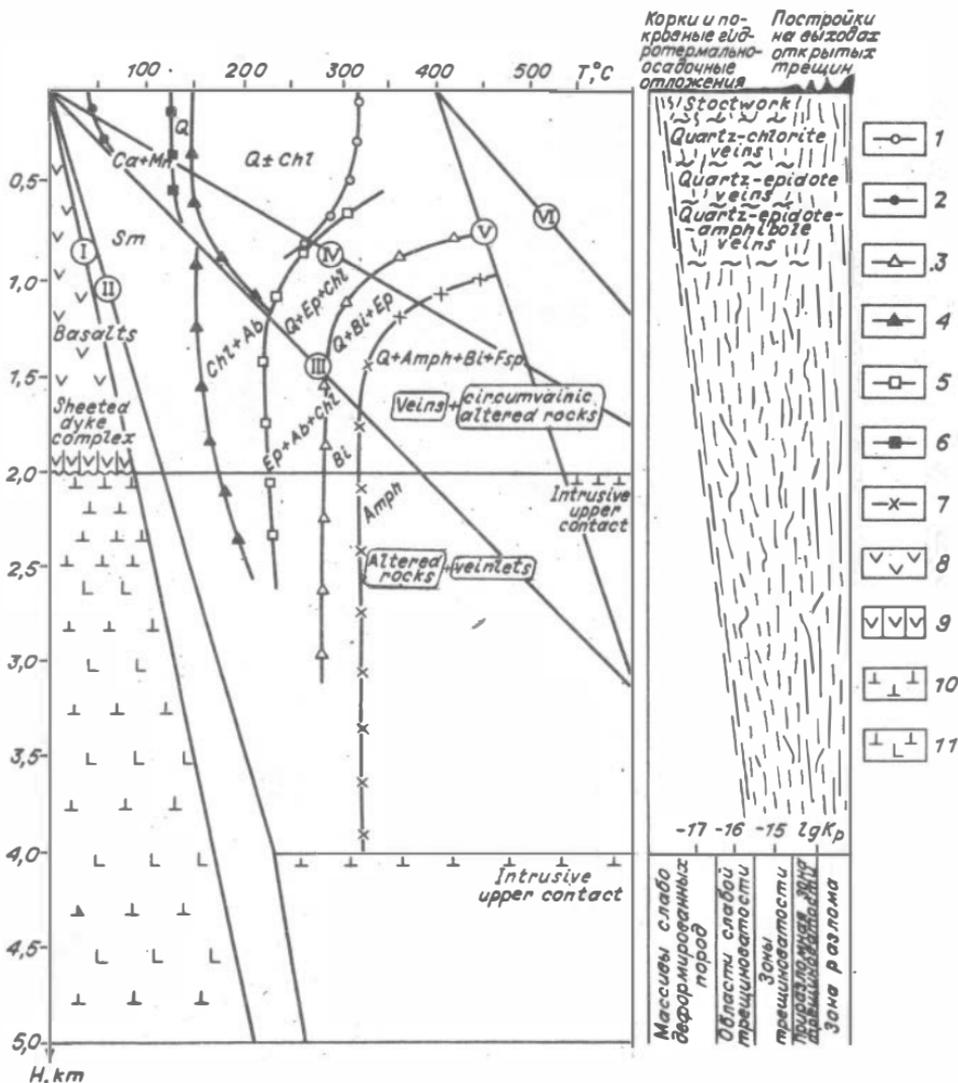


Рис.21. Структурно-термодинамическая схема фаций субмаринных магматогенных флюидных систем областей быстрого спрединга:

I - распределение температур в земной коре вне зон влияния интрузивных тел; II - распределение температур в отмирающих магматогенных флюидных системах; III - распределение температур в системе при слабом проявлении ретроградного кипения над кровлей плутона (глубина 4 км от поверхности дна); IV - то же, что и III для случая положения кровли на глубине 2 км; V, VI - распределение температур в высокопроницаемых разломных зонах. 1-7 - границы минеральных фаций жильных минералов и метасоматических пород: Sm - смектиты и смешанослойные минералы, Chl - хлорит, Ab - альбит, Ep - эпидот, Bi - биотит, Amph - амфибол, Fsp - полевые шпаты, Q - кварц, Ca - кальцит, Mn - гидроокислы марганца; 8 - базальты; 9 - дайковый комплекс; 10 - габброиды; 11 - расслоенная габбро-гипербазитовая серия.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	1
СТРУКТУРНО-ТЕРМОДИНАМИЧЕСКАЯ КЛАССИФИКАЦИЯ СОВРЕМЕННЫХ ЭНДОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ	3
СОВРЕМЕННЫЕ ТЕКТОНОМЕТАМОРФОГЕННЫЕ ЭФС	6
Эндогенные флюидные системы аккреционных призм	6
Тектонометаморфогенные флюидные системы вулканических поясов активных континентальных окраин	9
ДИСКУССИОННЫЕ ВОПРОСЫ В ТОЛКОВАНИИ ПРИРОДЫ ИСТОЧНИКА ФЛЮИДОВ В СОВРЕМЕННЫХ МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМАХ	11
Описание динамики эволюции наземных магмагенных флюидных систем	12
О толковании природы современных наземных систем областей активного вулканизма с точки зрения тепловой эволюции интрузивных тел	15
О природе рассолов в современных термальных системах	17
Дискуссионные аспекты моделей эволюции магмагенных субмаринных ФС	18
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	24
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	25
ПРИЛОЖЕНИЕ	31

Утверждено к печати
Институтом геологии СО РАН

Редактор З.В. Белоусова

Технический редактор О.М. Вараксина

Подписано к печати 11.06.93.
Бумага 60x84/16. Печ. л. 3, 25. + 1 вкл. Уч.-изд. л. 3, 30.
Тираж 200. Заказ 120.

Объединенный институт геологии, геофизики
и минералогии СО РАН
Новосибирск, 90. Ротапринт.