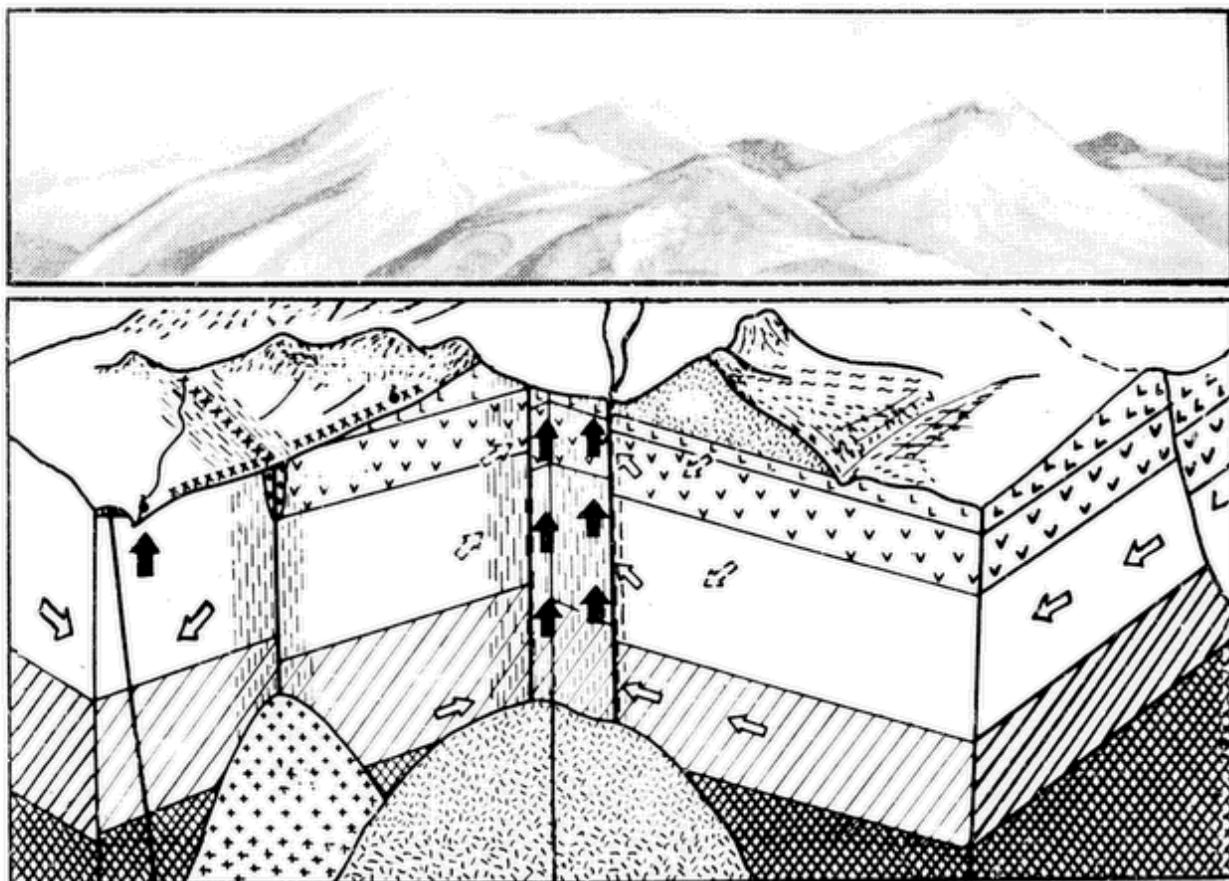


А.В.Кирюхин, В.М.Сугробов

Модели теплопереноса в гидротермальных системах КАМЧАТКИ



«Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ордена Трудового Красного Знамени
Институт вулканологии

А.В.Кирюхин, В.М.Сугробов

Модели теплопереноса в гидротермальных системах КАМЧАТКИ

Ответственный редактор
член-корреспондент АН СССР
С.А. ФЕДОТОВ



МОСКВА "НАУКА" 1987

К и р ю х и н А.В., С у г р о б о в В.М. Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки. М.: Наука, 1987. 152 с.

На основе численного моделирования дается количественная оценка гидротермальным процессам и обосновывается наиболее правдоподобный их механизм. Модели использованы для объяснения гидрогеотермических условий формирования Паужетской, Мутновской и Кошелевской гидротермальных систем, а также термоаномалий, приуроченных к кратерам вулканов. Для наиболее изученной — Паужетской — с помощью моделирования выполнен прогноз теплового режима для различных вариантов ее разработки, рассмотрены вопросы прогноза производительности пароводяных скважин и оценки эксплуатационных запасов.

В Приложении содержатся тексты программ на ЭВМ.

Книга может быть полезна гидрогеологам, геотермикам, геофизикам, занимающимся вопросами моделирования и изучением геотермальных месторождений.

Табл. 9. Ил. 60. Библиогр. 130 назв.

Р е ц е н з е н т ы:

В.А. Воронков, Г.Н. Забарный

ВВЕДЕНИЕ

Вулканическое тепло Земли — один из главных потенциальных источников энергии человечества. В районах современного вулканизма происходит интенсивный вынос тепловой энергии из недр; на небольших, доступных для бурения, глубинах существуют гидротермальные системы — зоны относительно проницаемых, водонасыщенных, прогретых до высоких температур пород.

Разносторонние гидрогеотермические исследования в областях современного вулканизма получили достаточно полное отражение в работах как советских исследователей Б.И. Пийпа, В.В. Аверьева, С.И. Набоко, В.В. Иванова, Е.А. Баскова, В.И. Белоусова, Е.А. Вакина, В.И. Кононова, Б.Г. Поляка, В.М. Сугрובה, так и зарубежных Г. Бодварсона, С. Бануэлла, Р. Бургасси, М. Гранта, Д. Макнитта, Ф. Тонани, Д. Факка, Ф. Штудта, Д. Уайта, Дж. Элдера, А. Эллиса и многих других.

В результате накоплен и систематизирован огромный материал. Выявлены наиболее крупные гидротермальные системы и измерены их близповерхностные энергетические характеристики: вынос тепла, включающий тепловую мощность паровых струй, горячих источников, теплоотдачу с поверхности термопроявлений и кондуктивный тепловой поток, определена форма геотермических аномалий в плане. Проведено изучение геологических структур, в пределах которых возникают гидротермальные системы. Благодаря бурению и последующему опробованию скважин установлена форма геотермических аномалий в разрезе до глубины 1–2 км и оценена проницаемость геотермальных резервуаров. Определены геохимические условия в верхних этажах гидротермальных систем: химический, газовый и изотопный составы флюидов и вмещающих пород; имеется уже большой (десятки лет) опыт эксплуатации и режимных наблюдений на ряде гидротермальных систем. Однако до сих пор механизм возникновения и функционирования этих систем в целом не охарактеризован количественными оценками.

Здесь необходимо остановиться на том, что понимается под механизмом. С физической точки зрения объект нашего исследования — тепловая машина, где в качестве рабочей жидкости используется вода и (или) пар. Желательно было бы понять, что является нагревателем (с геологических позиций — источником теплового питания), как устроен холодильник (область разгрузки гидротерм), в каких условиях производится работа этой тепловой машины (что из себя представляет область фильтрации), каков ее коэффициент полезного действия (эксплуатационные запасы гидротерм).

Если сегодня удалось продвинуться достаточно далеко в качественном понимании механизма функционирования гидротермальных систем, то возможности количественных моделей для исследования термогидродинами-

ческих условий формирования гидротерм еще далеко не исчерпаны. Между тем на понимании и количественной оценке механизма гидротермальных процессов основывается достоверный прогноз геотермальных ресурсов. Поэтому дальнейшая разработка представлений о механизме теплопереноса в гидротермальных системах для обоснования постановки поисково-разведочных работ и выбора режима эксплуатации отдельных участков этих систем необходима.

В связи с этим нашей целью было моделирование термогидродинамических условий формирования гидротермальных систем Камчатки, а практическим приложением моделирования было определение эксплуатационных запасов приуроченных к ним геотермальных месторождений.

Достижение данной цели потребовало, во-первых, разработки численной термогидродинамической модели гидротермальной системы и применения ее к гидротермальным системам Камчатки: Паужетской, Мутновской и Кошелевской — для обоснования источников теплового и водного питания этих систем и, во-вторых, приложения модели к прогнозу термогидродинамического режима при эксплуатации Пужетского месторождения и к оценке его эксплуатационных запасов.

В настоящей работе широко используется понятие "гидротермальная система". При этом авторы исходили из определения, сформулированного Е.А. Вакиным, Б.Г. Поляком и В.М. Сугробовым [11, с. 199]: "гидротермальные системы — это специфические гидродинамические и геохимические системы, возникающие в земной коре при внедрении в водоносный слой глубинного теплоносителя — магм или надкритического водного флюида". Кроме того, учитывались отмеченные в литературе следующие основные свойства и элементы определяемого объекта:

- 1) место действия — верхние этажи земной коры, определенные геологические структуры;
- 2) время действия — с момента внедрения глубинного теплоносителя;
- 3) основное действующее лицо — вода, поэтому выделяются элементы гидротермальной системы: область водного питания, область фильтрации (транзита) и область разгрузки гидротерм;
- 4) предполагаемые источники теплового питания: региональный тепловой поток, магма или водно-газовый флюид;
- 5) основные показатели: аномально высокая температура в недрах, значительный вынос тепла горячими и кипящими источниками, паровыми струями, интенсивность которого превышает на два порядка фоновый тепловой поток.

Такой "портрет" гидротермальной системы составлен по ранее данным ее определениям Г. Бодварссона [79], Дж. Эльдера [90, 91], В.В. Аверьева [3, 74], В.М. Сугробова [60], Е.А. Вакина, Б.Г. Поляка, В.М. Сугробова [11], Д. Уайта и др. [130], Л. Рибиха [118]. Авторы данной работы, понимая неопределенность термина, полагают, что с помощью термогидродинамической модели можно подойти к более углубленному и однозначному определению понятия "гидротермальная система".

В качестве исходных материалов для проведенного моделирования послужили данные о естественной разгрузке и тепловой мощности гидротермальных систем Камчатки, распределении температур в их недрах; результаты опробования геотермальных скважин и режимных наблюдений в про-

цессе почти 20-летней эксплуатации Паужетского геотермального месторождения; материалы геофизических работ и структурно-геологических исследований; сведения о химическом и газовом составе геотермальных флюидов.

Таким образом, работа основана на обширных материалах, полученных самими авторами и известных из литературы. Книга написана совместно А.В. Кирюхиным и В.М. Сугробовым, за исключением гл. 3, изложенной А.В. Кирюхиным.

Содержание отдельных разделов работы обсуждалось с С.А. Федотовым, В.А. Мироненко, В.А. Дрозниным, Е.А. Басковым, В.А. Воронковым, Е.А. Вакиным, А.Е. Гуревичем, Г.Н. Забарным, В.А. Кирюхиным, Ю.А. Краевым, И.И. Крашиным, Ю.Ф. Манухиным, И.В. Мелекесцевым, Ю.М. Парийским, Р.И. Пашкевичем, Б.Г. Поляком, Ю.П. Трухиным, А.А. Шпаком, В.В. Шаньковым. В разработке программ на ЭВМ принимали активное участие И.Э. Жаринова, Т.В. Максютова, Ф.М. Хаметвалеева, И.К. Латыпова, Р. Сагитова. Всем перечисленным лицам авторы выражают глубокую признательность.

МОДЕЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ РАЙОНОВ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

1.1. Общие представления о гидротермальных системах

Качественные, или концептуальные, модели выражают концепцию исследователя относительно того, каким образом развивается гидротермальный процесс.

Например, С.П. Крашенинников [36, с. 92] объяснял возникновение горячих источников на Камчатке следующим образом: "На самых вершинах гор, которые раньше дымились или извергали огонь, а потом потухли, находятся озера. Поэтому можно заключить, что когда горы выгорели до самого основания, открылись трещины, по которым проникла вода и заняла полое место". Это одна из первых, а потому и не лишенная некоторой наивности концептуальная модель. С течением времени число концептуальных моделей росло и они усложнялись.

Рассмотрим на примере Паужетской гидротермальной системы эволюцию ее качественных моделей.

Первой концептуальной моделью гидротермального процесса в Паужетской структуре является модель В.В. Аверьева [2,46], она изображена на рис. 1 д. Метеорные холодные воды проникают в недра системы в пределах Камбального хребта и движутся далее, к зоне разгрузки в северо-западном направлении по горизонту псефитовых туфов. По пути движения они смешиваются с восходящими по зонам тектонических нарушений потоками более горячих вод из нижнего горизонта и потоками эндогенного пара. Долина р. Паужетки служит естественной дренаж, к которой приурочена разгрузка Паужетских термальных источников; Восточно-Паужетские и Камбальные паровые струи контролируются трещинами, уходящими в прогретые до высоких температур горизонты, интенсивный нагрев термальных вод происходит в недрах Камбального хребта.

Схема движения термальных и холодных вод в верхней части разреза, в частности латеральное движение в зоне разгрузки, подтверждена исследованиями В.М. Сугробова в процессе разведочного бурения на месторождении [58, 59, 62].

Данная модель больше характеризует гидротермальный процесс на участке латерального потока и разгрузки Паужетских горячих источников и паровых струй и в силу своей ограниченности в пространстве не дает ответа на вопрос о механизме этого процесса в целом. В частности, нагрев гидротерм эндогенным паром обсуждается только на основе анализа интенсивности выноса тепла в верхних частях гидротермальной системы.

Развивая модель В.В. Аверьева и учитывая данные разведочных работ и исследование термопроявлений Камбального хребта, В.М. Сугробов [7] обосновал представление о едином потоке высокотемпературных гидротерм термальной зоны северо-западного простирания в границах водонапорной

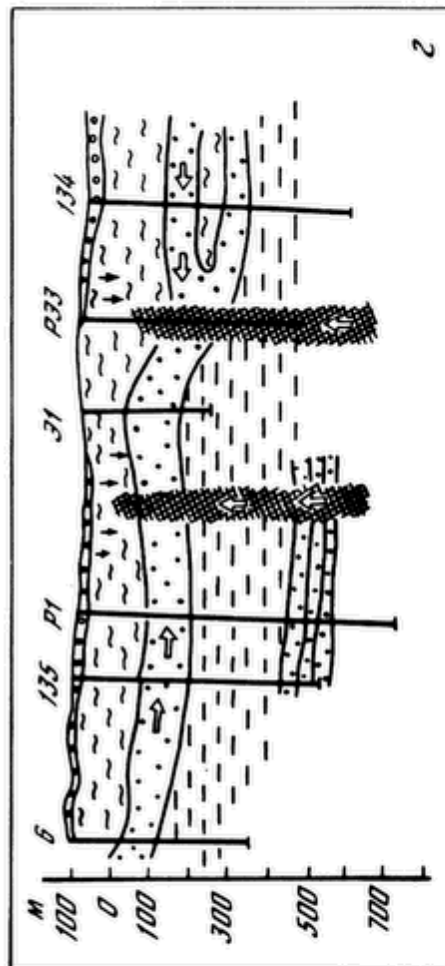
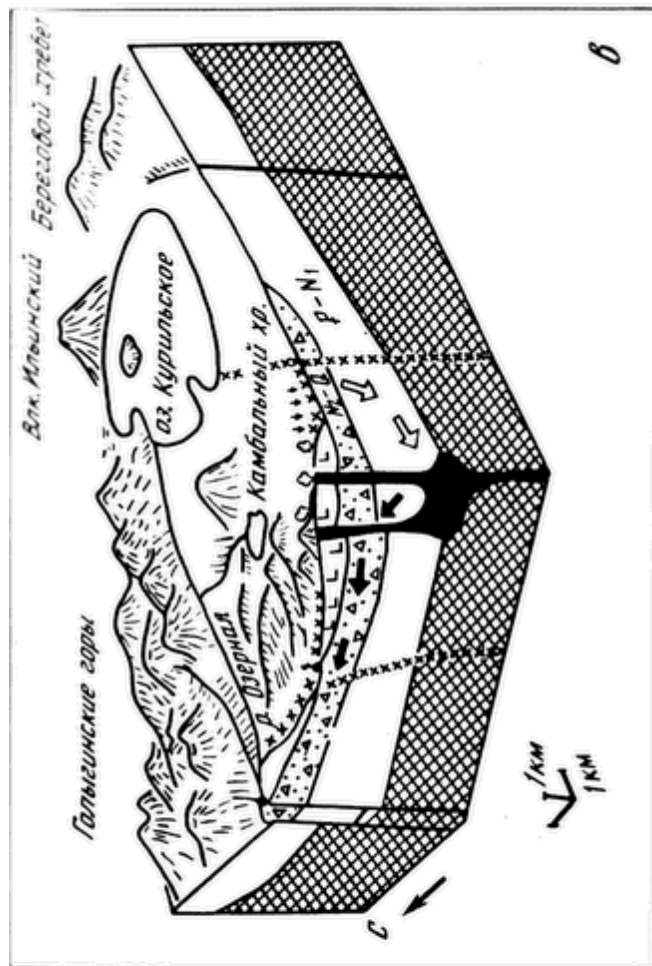
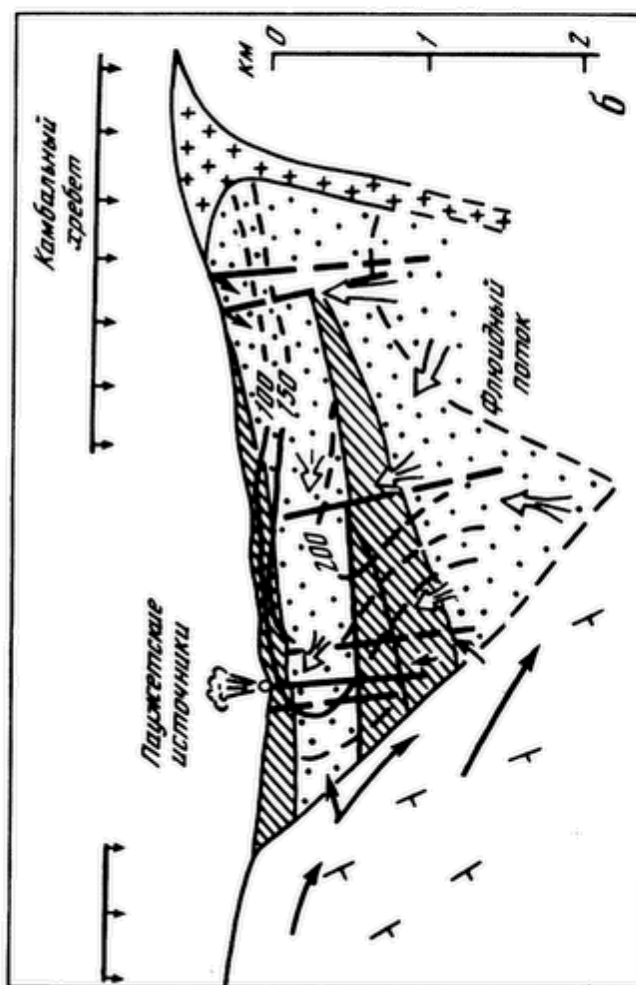
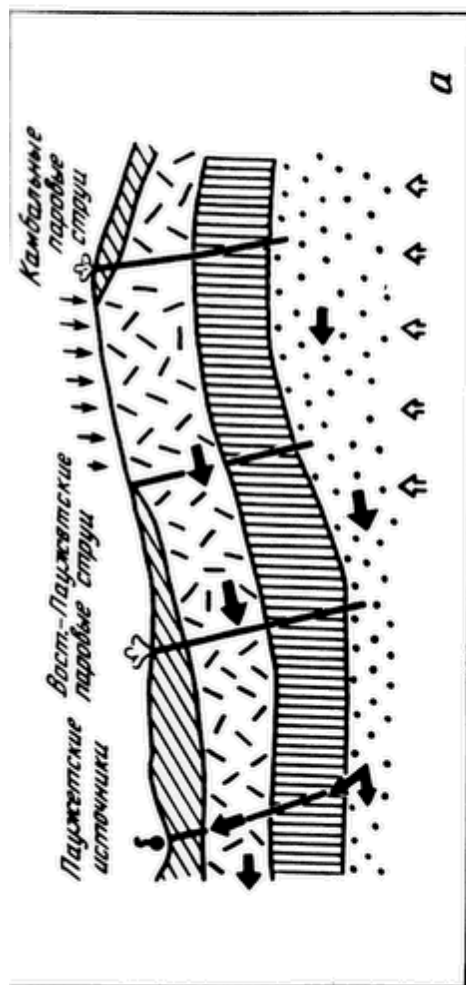


Рис. 1. Концептуальные модели Паужетской гидротермальной системы

а — по В.В. Аверьеву [2]; б — по В.А. Воронкову и В.М. Сугробову [14]; в — по А.В. Кирюхину [30, 104]; г — по А.В. Кирюхину [28]

Здесь и далее пояснения см. в тексте

системы артезианского склона Камбального хребта. Восходящий конвективный поток высокотемпературной воды или глубинного пара, обеспечивающий формирование латерального потока в верхней части гидротермальной системы, приурочивался к приосевой части и склону Камбального хребта. Гидродинамическая схема гидротермальной системы в целом изложена В.А. Воронковым и В.М. Сугробовым [14] и показана на рис. 1,б. В данной модели уточнены области инфильтрационного питания, показана циркуляция подземных вод, носящая характер как свободной, так и вынужденной конвекции, следствием чего является грибообразная форма термоаномалии в разрезе.

Представления В.В. Аверьева детализированы В.И. Белоусовым [6] в отношении геологической позиции Паужетской высокотемпературной гидротермальной системы (связанной с долгоживущим вулканическим центром), в строении которой обозначены источники теплового питания гидротермального процесса: силлы, дайки, экструзивные образования и другие неглубокозалегающие магматические тела.

В работе В.Л. Леонова [38] мы встречаемся с концептуальной моделью Паужетской структуры, характеризующейся наибольшей общностью геологических построений и палеогидрогеологической направленностью. Гидротермальный процесс в Паужетской структуре трактуется им как следствие региональных тектонических событий, происшедших в четвертичное время: отрыва восточного блока Южной Камчатки от западного и заложения грабена субмеридионального простирания (ранний плейстоцен); осложнения данного грабена поднятием Камбального хребта, которое связано с внедрением экструзий в его центральной части (средний плейстоцен) и, наконец, внедрением экструзии Дикого Гребня, еще более осложнившим структуру (голоцен). При этом, по мнению В.Л. Леонова, термальная деятельность в пределах структуры контролируется более древними тектоническими нарушениями северо-западного простирания.

В модели, предложенной А.В. Кирюхиным [30, 104], предпринята попытка сгладить противоречия между схематичностью мелкомасштабных построений и фрагментарностью более детальных моделей. В ней рассмотрена локализация гидротермального процесса внутри проницаемой зоны северо-западного простирания в пределах Паужетской вулканотектонической депрессии, отражены условия движения подземных вод в данной проницаемой зоне и показано в качестве возможного источника теплового питания неглубокозалегающее магматическое тело (см. рис. 1,в).

Локальный подход к изображению гидротермального процесса показан на рис. 1,г, где даны более исчерпывающие характеристики отдельного элемента выделенной проницаемой тектонической зоны с различными типами пород в соответствии с их коллекторскими свойствами: участки локальной тектонической трещиноватости, включающие трещинно-жильные воды; два проницаемых горизонта, вмещающих порово-трещинные воды; аллювиальные отложения р. Паужетки, вмещающие поровые воды; разделяющие слои относительно водоупоров [28].

Различия рассмотренных моделей, основанных на одной и той же совокупности геологических, геофизических и гидрогеологических данных, определяются, с одной стороны, интуицией конкретного исследователя и теми задачами, которые он перед собой ставит, а с другой — недостаточностью

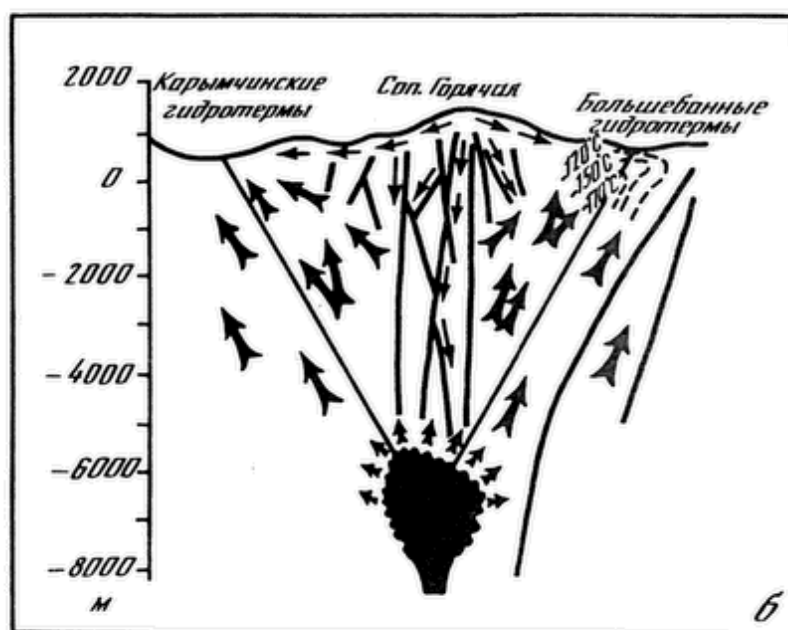
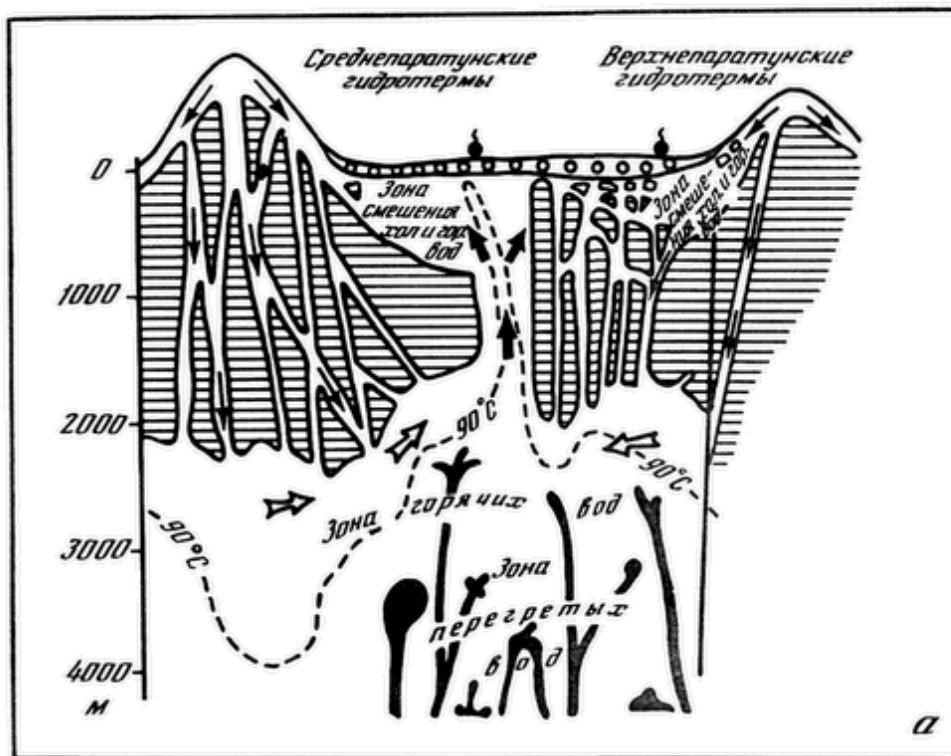


Рис. 2. Концептуальные модели гидротермальных систем
а – Паратунской [40]; б – Большебанной и Карымчинской [35]

наших знаний о глубинном строении гидротермальных систем, основных ее параметрах и их изменениях во времени.

Отметим концептуальные модели других гидротермальных систем, описанные в отечественной литературе. Среди них выделяется схема формирования Паратунской гидротермальной системы, составленная Ю.Ф. Манухиным [40], и схема формирования Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем, предложенная Ю.А. Краевым [35]. На первой (рис. 2, а) показаны пути движения и активной фильтрации холодных вод по зонам проницаемости глубокого заложения: вниз — от областей питания (возвышенных участков поверхности) к областям горячих и перегретых вод.

В результате смещения формируется общий поток термальных вод, который разгружается в горизонт аллювиальных отложений и частично на поверхности в виде источников. Обращает на себя внимание попытка автора этой схемы изобразить трещинно-жильную геометрию областей фильтрации подземных вод — на схеме отсутствуют водоносные горизонты (за исключением аллювиального), пути фильтрации проходят по жилам и трещинам разнообразного падения и простираения. Вместе с тем неопределенным остается механизм поступления теплоносителя по флюидоподводящим каналам, показанным в нижней части рис. 2, а.

Достоинством гипотетической схемы формирования Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем Ю.А. Краевого (см. рис. 2, б) по сравнению с предыдущей является показ источника теплового питания под вулканическим массивом сопки Горячей на глубине 8–9 км. Однако в целом по своей идейной направленности она близка упомянутой схеме Ю.Ф. Манухина: поднятия рельефа играют роль областей водного питания — отсюда вода "продавливается" вглубь, до кровли теплового источника; вверх поднимаются уже нагретые потоки подземных вод. Поле скоростей фильтрации свидетельствует о том, что автор данной схемы также предполагает, что циркуляция гидротерм происходит по трещинам и роль стратиграфического фактора в движении подземных вод невелика.

Из качественных моделей гидротермальных систем зарубежных исследователей можно выделить модели Дж. Эльдера [90, 91], С. Меркадо [108], Хофмана [108], Р. Аллиса [70, 71], В. Стефанссона [126], С. Кьярана [105], П. Ченга и К. Лоу [84, 106], Р. Томаса [129], К. Гояла и Д. Кассоя [99], М. Сори [123], С. Бьорнссона [78], П. Аткинсона [73].

Вайракейская гидротермальная система изображается Дж. Эльдером [90] в виде термоаномалии грибообразной формы (рис. 3). "Шляпка" ее имеет диаметр 4 км и мощность 1,5 км, в середине температура превышает 250°C , "ножка" гриба — довольно тонкая, меньше 1 км, длина ее — 4 км; в сердцевине "ножки" температура — 300°C и выше, основание упирается в горячее тело с температурой, превышающей 350°C . Весь гриб окружен более низкотемпературными водонасыщенными породами с температурой менее 200°C . На модели Дж. Эльдера область фильтрации показана однородной и не определено направление движения подземных вод.

Более детальная картина верхних этажей Вайракейской гидротермальной системы имеется у Р. Аллиса [71]. По его модели, происходит расчленение области фильтрации на водоносные горизонты (их два: пласт Хука, мощностью около 100 м, и пласт Вайора) и разделяющие их глинистые водоупоры формации Хука.

Конвективная модель С. Меркадо [107, 108] отражает условия в гидротермальной системе Серро-Приетто (Мексика) (рис. 4, а). Область фильтрации представлена в виде сочетания зоны крутопадающих тектонических нарушений и относительно проницаемой песчано-сланцевой толщи; потоки магматического флюида поднимаются от кровли фундамента вверх по тектоническим нарушениям и внедряются в латеральный поток холодных вод. Мощный слой глин в верхней части препятствует дальнейшему продвижению вверх, поток термальных вод разворачивается на 90° и движется далее в северо-восточном направлении.

Позднее тем же автором [108] предложена более правдоподобная модель

Рис. 3. Концептуальная модель Вайракейской гидротермальной системы по Дж. Эльдеру [90]

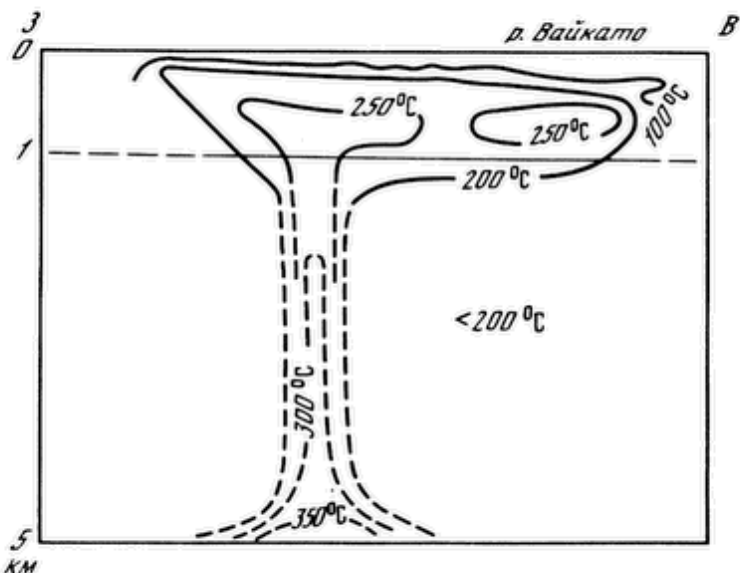
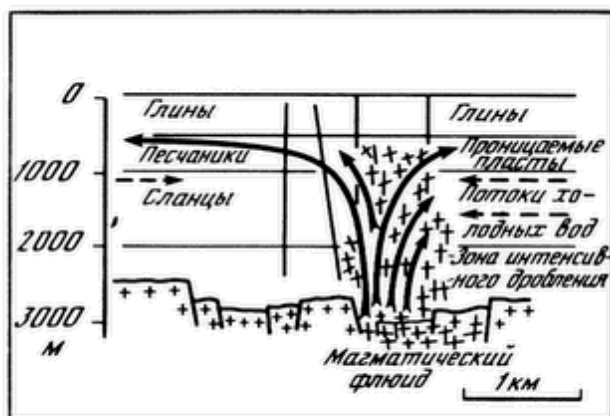
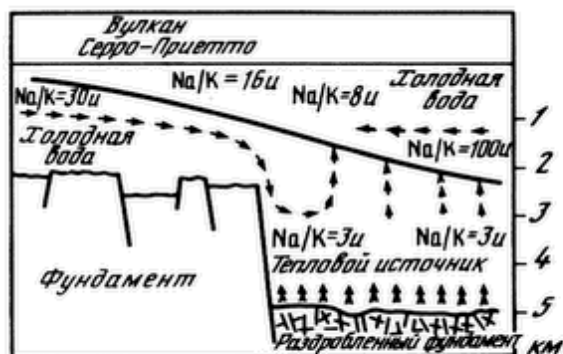


Рис. 4. Концептуальные модели гидротермальной системы Серро-Приетто [107, 108]

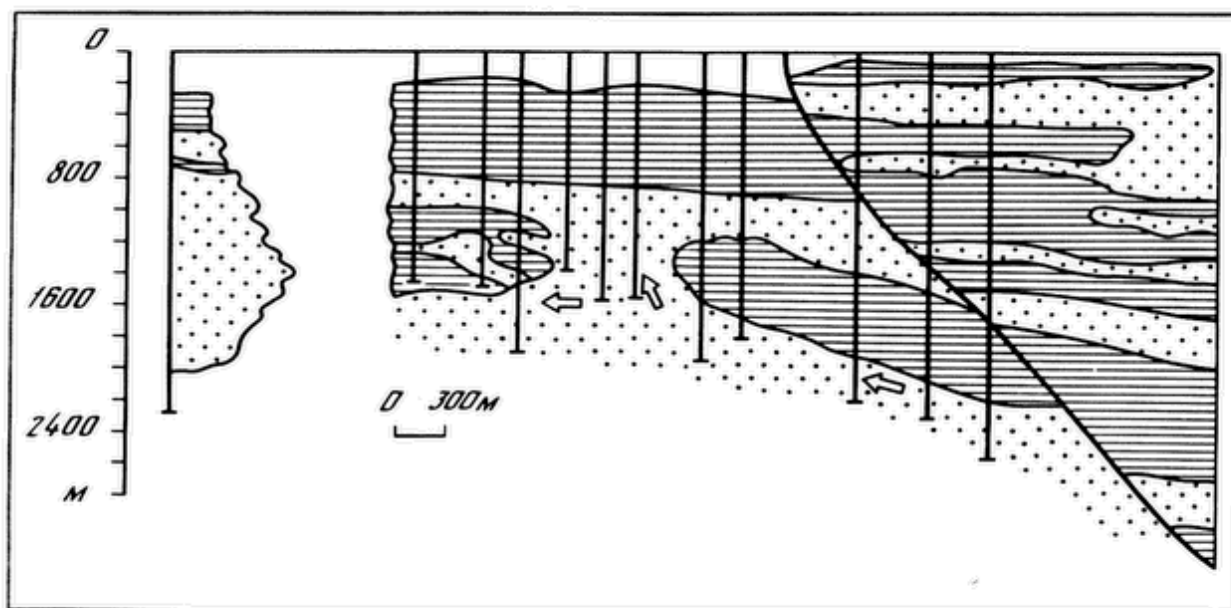
а — по С. Меркадо, 1968 г.;
б — по С. Меркадо, 1976 г.;
в — по С. Хафману



а



б



в

без магматического флюида (см. рис. 4, б). Изображенные на рисунке потоки холодных вод засасываются в углубление в трещиноватом фундаменте, где они прогреваются и всплывают кверху. Структура потоков увязывается на модели с гидрохимическими соотношениями. В частности, для этого используется отношение Na/K , отражающее температуру геотермальных флюидов.

Концептуальная модель С. Хафмана [108] (см. рис. 4, в) изображает фрагмент области фильтрации гидротермальной системы Серро-Приетто. В этом сила и слабость модели. С одной стороны, становятся понятными пути движения термальных флюидов по слоям песчаников и гидрогеологическим окнам в сланцах. С другой стороны, не определен характер взаимодействия термальных и окружающих их холодных подземных вод. Из рисунка также неясна гидрогеологическая роль тектонических нарушений, секущих водоносные горизонты.

Аналогичный подход встречаем у В. Стефанссона [126]. Гидротермальная система Крафла рассматривается им с трех точек зрения: в целом (рис. 5, а), с более близкого расстояния (рис. 5, б) и, наконец, на участке разгрузки гидротерм, разведанном с помощью скважин (рис. 5, в). В предложенной В. Стефанссоном концептуальной модели (см. рис. 5, в) область фильтрации имеет сложную геометрическую форму и ограничена справа гидравлически непроницаемой границей. Однако на модели показана только область разгрузки гидротерм и совершенно неясны условия водного питания, тепловой источник — также за пределами рассматриваемой области.

В противоположность этому на концептуальной модели С. Кьярана [105] прослеживается весь путь движения подземных вод в исландской гидротермальной системе Рейкьянес (рис. 6). Линии тока берут начало из оз. Клейфарватн (абс. отм. + 140 м). Подземные воды опускаются вниз до отметки –2000 м, движутся далее в направлении Атлантического океана и в него разгружаются. В области транзита протяженностью 40 км к инфильтрационным потокам примешиваются морские воды, происходит формирование конвективных ячеек. К сожалению, из модели неясны причины, приводящие к формированию этих ячеек, не указаны источники теплового питания — в ней преобладает гидродинамическая направленность. Область фильтрации предполагается однородной с коэффициентом фильтрации $2 \cdot 10^{-6}$ м/с; ниже, приблизительно с глубины 4 км, изображается непроницаемый фундамент.

Модель ограниченного пласта на вулканическом острове с интрузиями даек предлагается К. Лоу и Р. Ченгом [106] в качестве концептуальной модели Гавайской гидротермальной системы (рис. 7). Вертикальная гидрогеологическая стратификация принимается аналогично предыдущей схеме: верхняя проницаемая часть выполнена пористыми породами, в ее пределах не выделяется элементов неоднородности; ниже — непроницаемый фундамент. В качестве источников тепла рассматриваются дайки, области водного питания и разгрузки — береговая линия острова.

Гидротермальная система Гейзеры (США) — пример пародоминирующей системы. На рис. 8 представлена концепция Р. Томаса [129] относительно механизма ее функционирования. Предполагается, что областью водного питания является вулканический массив Кобб Маунтайн, расположенный на высоких абсолютных отметках и сложенный хорошо проницаемыми породами. Вода из области питания по крутопадающим тектоническим наруше-

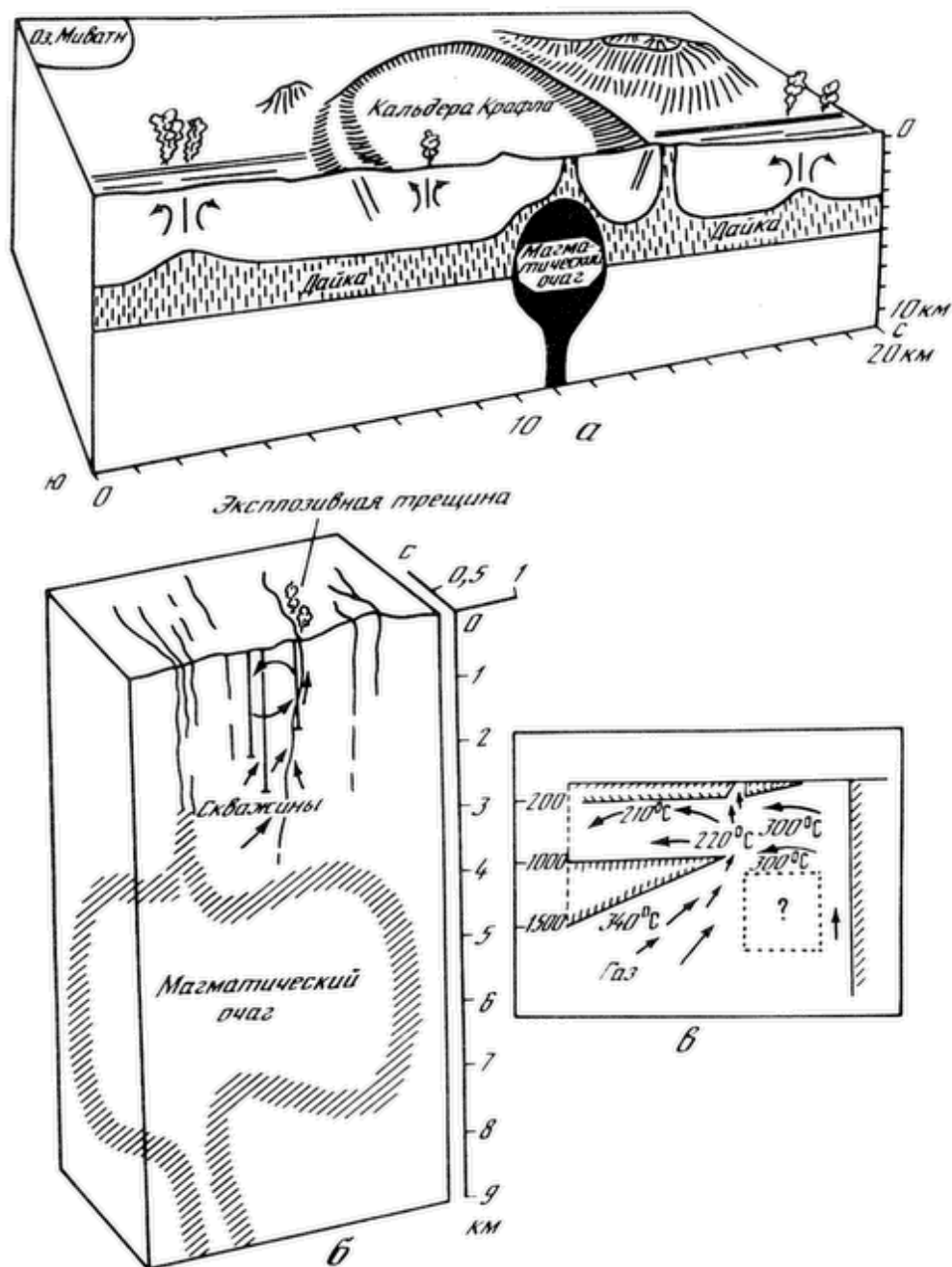
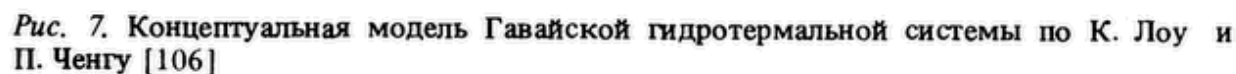
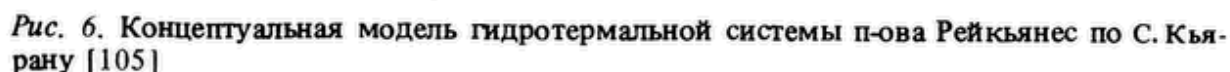


Рис. 5. Концептуальные модели гидротермальной системы Крафла, по В. Стефанссону [126]

ниям и дайковым телам фильтруется сверху вниз, достигая еще не остывших магматических тел — батолитов, судя по размерам. В пределах батолита находятся горячие рассолы, с верхней поверхности которых происходит испарение и формируются таким образом восходящие потоки пара (зона апвеллинга). Поднимаясь вверх по зонам трещиноватости, пар частично конденсируется, оставшаяся его часть разгружается в Долине Большого Сульфатного ручья. Конденсат опускается по трещинам вниз, в зону горячих рассолов, и может, таким образом, принять участие в новом цикле вскипания.

Похожая модель предложена С. Бьорнссоном [78] для объяснения механизма переноса тепла в пародоминирующей гидротермальной системе Олкариа (Кения) (рис. 9). Инфильтрационные потоки проникают в глубь гидротермальной системы до отметок — 1000÷—1600 м, прогреваются здесь за счет теплового потока из фундамента и формируют область, насыщенную



По-видимому, существование мощного водоупора в верхней части гидротермальной системы является необходимым условием того, чтобы она была пародоминирующей. Схема гидротермальной системы Травале (Италия), предложенная А. Барелли [76], служит тому еще одним подтверждением (рис. 10). Наиболее благоприятные условия для парообразования имеются, по мнению А. Барелли, в трещинах, приуроченных к кровле кавернозных известняков в пределах структур флексурного типа, выполняющих роль ловушек пара. Температура пара достигает здесь 240°C , давление 6,2–6,4 МПа.

Page 15/153

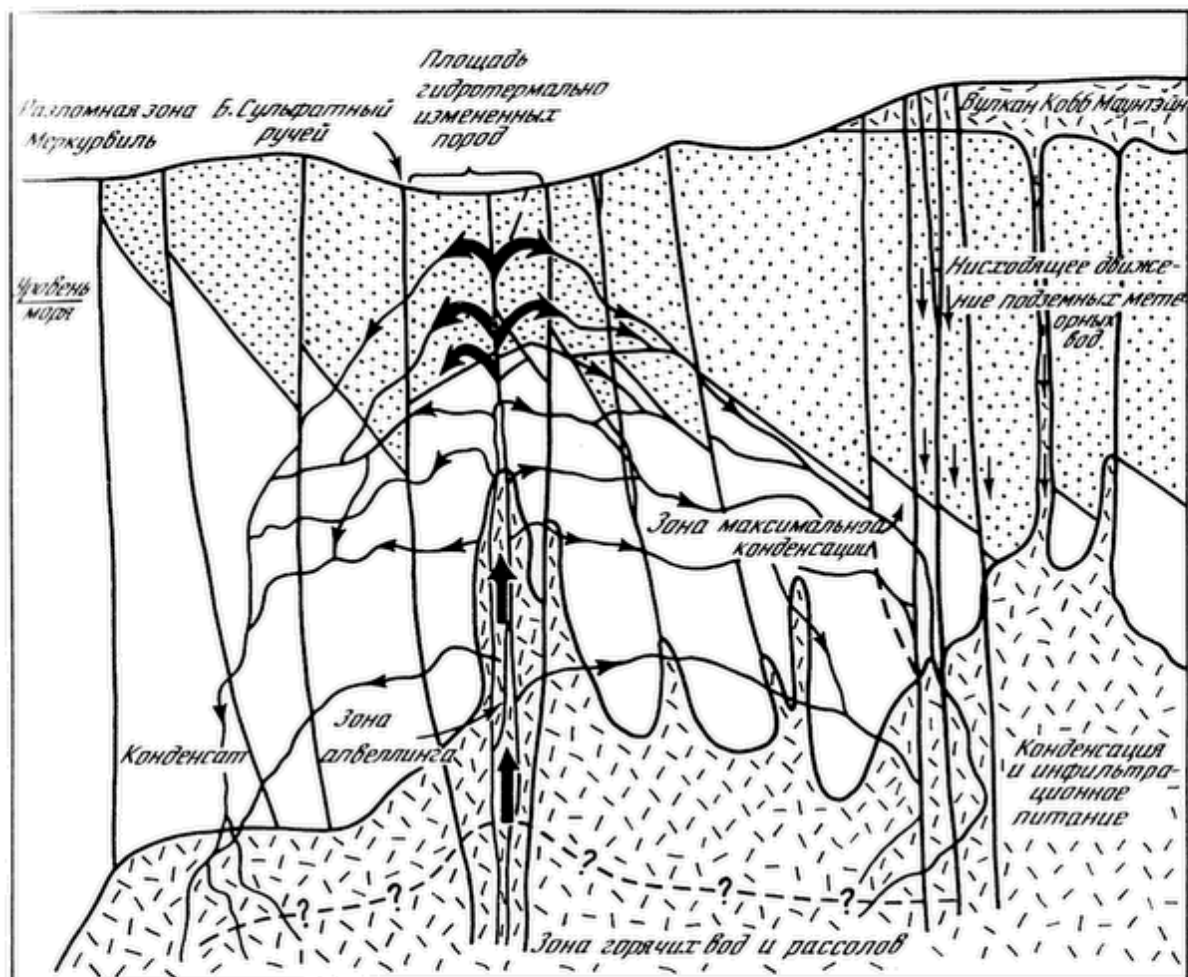


Рис. 8. Концептуальная модель гидротермальной системы Гейзеры по Р. Томасу [129]

конвективной циркуляции: пар движется вверх по границе известняков и глин, конденсируясь по мере охлаждения; в нижнюю часть разреза поступают холодные инфильтрационные воды, нагреваются, вскипают и пополняют ресурсы парогидротерм. Характер распределения температуры в гидротермальной системе подтверждает такой механизм теплопереноса в ее пределах.

Концептуальная модель, предложенная М. Сори [123] для гидротермальной системы Лонг Вэлли (США), изображает приуроченность последней к кальдере (рис. 11). Водное питание гидротермальной системы осуществляется по краям кальдеры на западе и северо-востоке по зонам тектонических нарушений. Разгрузка гидротерм – по разломам и трещинам в долине Горячего ручья, размещенного в центральной части кальдеры. Предполагается, что область фильтрации состоит из двух пластов (на глубине от 1 до 3 км), сложенных плотными и трещиноватыми туфами. Резервуар перекрывается сверху и подстилается снизу водоупорными пластами. Источники тепла показаны на глубине 6 км по всей площади кальдеры, тепло передается в резервуар за счет теплопроводности.

Еще дальше в своем стремлении дать всеобъемлющую концептуальную модель гидротермальной системы пошли К. Гойял и Д. Кассой [99] (рис. 12). На блок-схеме гидротермальной системы Ист-Меза (США) изображается даже фрагмент верхней мантии. На модели можно проследить последовательность передачи теплового импульса снизу вверх. Отправная точка –

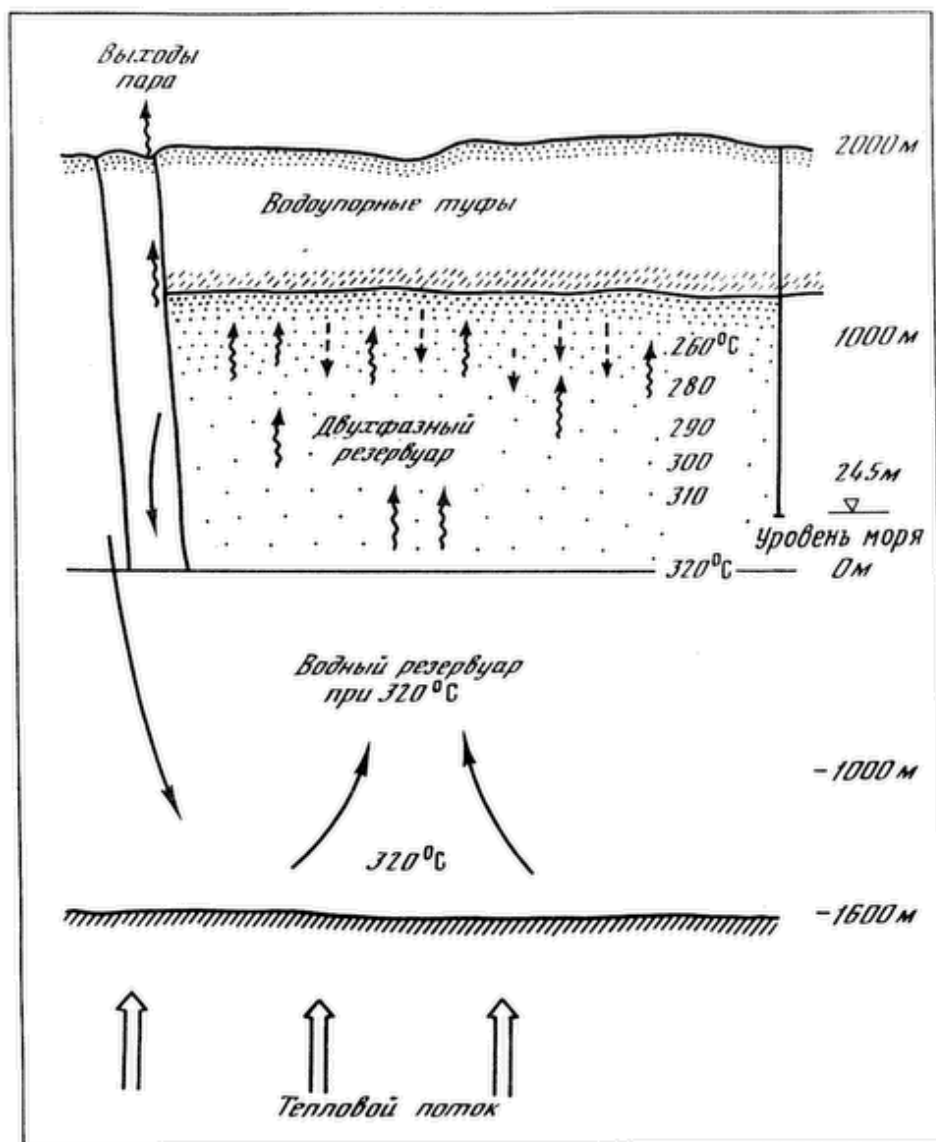


Рис. 9. Концептуальная модель гидротермальной системы Олкариа по С. Бьорнссону [78]

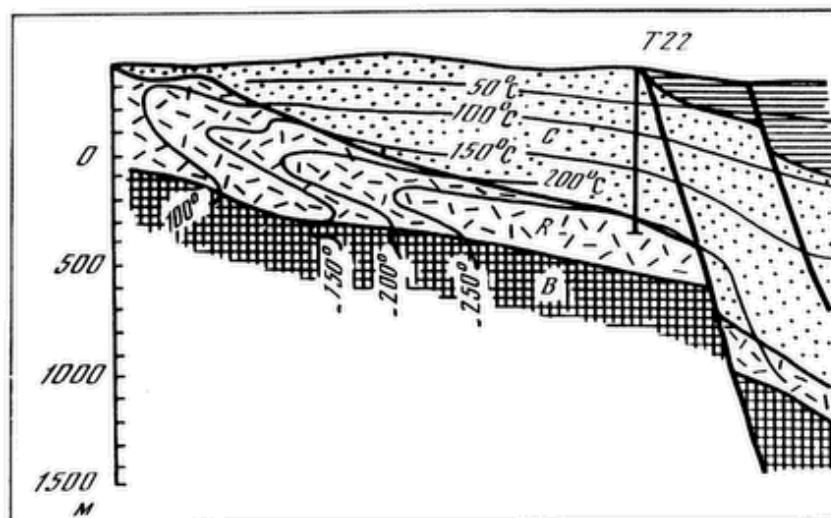


Рис. 10. Концептуальная модель гидротермальной системы Травале по А. Барелли [76]
B – фундамент; R – резервуар; C – верхний водоупор

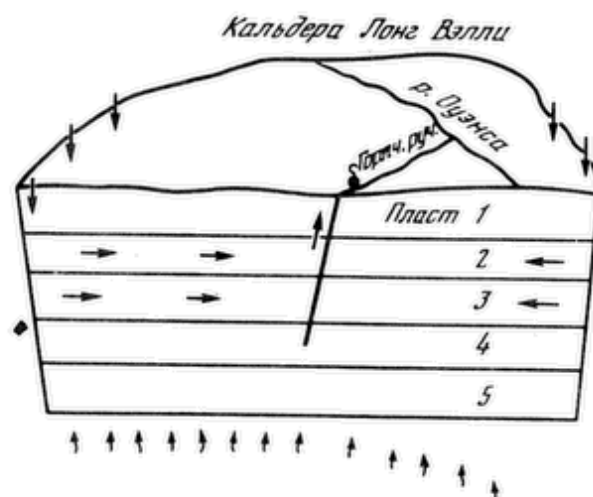


Рис. 11. Концептуальная модель гидротермальной системы кальдеры Лонг Вэлли по М. Сори [123]

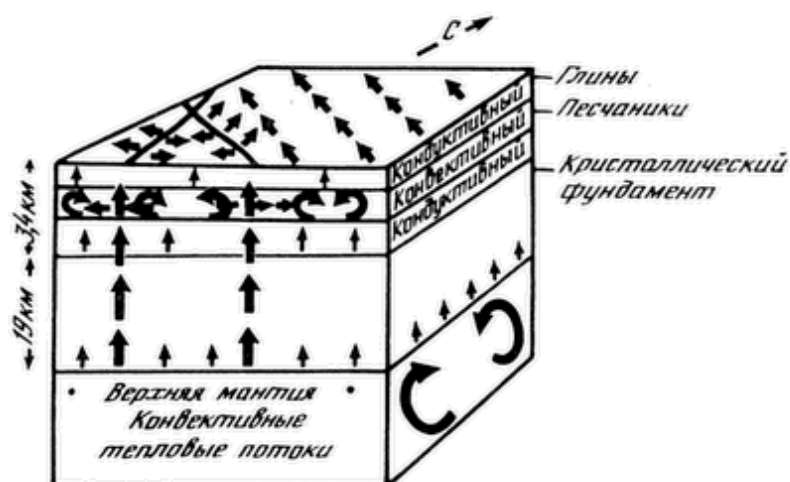


Рис. 12. Концептуальная модель гидротермальной системы Ист-Меза, по К. Гойялу и Д. Кассою [99]

верхняя мантия, где происходит конвективная тепловая циркуляция. Далее тепло проникает вверх сквозь толщу кристаллического фундамента мощностью 19 км, выполненного гранитно-метаморфическими породами, за счет кондуктивной теплопроводности и конвективного переноса мантийной глубинной водой по локальным зонам. Чехол представлен комплексом водонасыщенных плиоцен-четвертичных пород, в нем выделяются: нижний — локально проницаемый горизонт, сложенный глинами; средний — проницаемый песчаный горизонт; верхний — глинистый водоупор. Суммарная мощность чехла — 3,4 км. В пределах чехла теплоперенос имеет в нижней части смешанный характер, а в верхней происходит только кондуктивная теплопередача. Важный элемент в модели — сквозные разломы — от кровли верхней мантии до подошвы верхнего глинистого водоупора.

Подводя некоторые итоги, приходится констатировать, что концептуальные модели гидротермальных систем являются в большой степени дискуссионными и поэтому нуждаются в серьезной и объективной проверке. Нам представляется, что одним из наиболее эффективных критериев, с помощью которого можно проверить те или иные представления о гидротермальных процессах, является моделирование.

1.2. Физические основы и принципы математического моделирования процессов переноса тепла в гидротермальных системах

С физико-математической точки зрения объект нашего исследования — горячая порода, насыщенная паром и водой (флюидонасыщенная порода). Прежде чем перейти к математической формулировке процессов, происходящих в этой среде, остановимся на основных параметрах и свойствах, ее характеризующих.

Параметры, достаточно емко характеризующие объект нашего исследования, — давление P , температура T , относительное объемное паросодержание S — имеют вполне определенный физический смысл. Из числа названных параметров независимыми являются два. В однофазных резервуарах — давление и температура, в двухфазных — относительное объемное паросодержание и температура (или давление). В последнем случае температура и давление жестко связаны зависимостью давления насыщенного пара от температуры $T = T_0(P)$ или обратной зависимостью $P = P_0(T)$.

Физическая сущность того, что рассматриваемая среда характеризуется двумя независимыми параметрами, заключается в том, что основным агентом в процессах теплопереноса является флюид (выступающий в двух лицах: в виде пара и в виде воды, находящихся в динамическом равновесии) и что свойства каждой из фаз однозначно определяются заданными давлением и температурой.

Среди свойств изучаемой нами среды наиболее существенными с точки зрения рассматриваемых процессов являются емкостные свойства, выражающие способность флюидонасыщенных пород принимать и удерживать (аккумулировать) тепло и флюид, и пропускные (фильтрационные) свойства, выражающие способность среды пропускать тепломассопоток.

1.2.1. Емкостные и фильтрационные свойства горячих флюидонасыщенных пород

Флюидоотдача. Способность флюидонасыщенных горных пород отдавать флюид связывают с их емкостными свойствами — флюидоотдачей η . Практически удаление флюида из холодных резервуаров идет двумя путями: 1) свободным стеканием, обусловленным гравитационными силами, $\eta = \rho\phi$, где ρ — плотность флюида; ϕ — пористость горных пород; 2) отжатием под действием на породу дополнительной нагрузки $\eta^* = \partial\rho\phi/\partial P$. Соответственно в первом случае говорят о гравитационной емкости, а во втором — об упругой [41].

Очевидно, удаление флюидов из геотермального резервуара возможно как за счет гравитационной, так и за счет упругой водоотдачи. Однако возможен и третий путь удаления флюида из резервуара — термофлюидоотдача. При этом можно рассматривать два физически различающихся типа термофлюидоотдачи: 1) за счет вскипания (выпаривания) при нагревании или при снижении давления — термопароотдача; 2) за счет увеличения удельного объема воды при нагревании — термоводоотдача.

Первый вариант реализуется после достижения водой температуры кипения при заданном в резервуаре гидростатическом давлении P за счет вы-

кипания при подводе дополнительного тепла. Очевидно, если при указанных выше условиях к единичному объему подводится количество тепла δq , термопароотдача составит

$$\eta_s = \frac{\partial(\rho\phi)}{\partial q} \delta q = \frac{\delta q}{r}, \quad (1.1)$$

где r — удельная теплота парообразования. Если подвод тепла отсутствует, но происходит снижение пластового давления δP ниже давления насыщенного при данной температуре пара, то имеет место пароотдача за счет тепла водовмещающих горячих пород

$$\eta_s = \frac{\partial(\rho\phi)}{\partial P} \delta P = \frac{c \delta T}{r} \mid T = T_0(P), \quad (1.2)$$

где c — коэффициент объемной теплоемкости горных пород.

Второй способ термофлюидотдачи обусловлен термическим расширением воды и вмещающих ее горных пород. Если принять коэффициент удельного термического расширения воды равным β , а коэффициент удельного термического расширения скелета горных пород β^* , то при нагревании на δT термоводоотдача единичного объема составит

$$\eta_l = \frac{\partial(\rho\phi)}{\partial T} \delta T = \phi \frac{\partial \rho}{\partial T} \delta T + \rho \frac{\partial \phi}{\partial T} \delta T. \quad (1.3)$$

Значение $\frac{\partial \phi}{\partial T}$ можно выразить через исходные величины, если принять предпосылку о том, что плотность горных пород ρ_r за счет уменьшения порового пространства при нагревании не изменяется. Тогда

$$\frac{\partial \rho_r}{\partial T} = \frac{\partial(1 - \phi) \rho_c}{\partial T} = - \rho_c \frac{\partial \phi}{\partial T} + (1 - \phi) \frac{\partial \rho_c}{\partial T} = 0, \quad (1.4)$$

где ρ_c — плотность скелета горных пород. Отсюда легко получить, что

$$\frac{\partial \phi}{\partial T} = \frac{(1 - \phi) \beta^*}{\rho_c}. \quad (1.5)$$

В результате

$$\eta_l = \phi \left(\beta + \beta^* \frac{\rho(1 - \phi)}{\rho_c \phi} \right) \delta T. \quad (1.6)$$

Коэффициент объемного расширения силикатных пород β^*/ρ_c изменяется в диапазоне от $0,5 \cdot 10^{-5}$ до $4 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ при нагревании от 0 до 1000°C (Кларк) [57]. В то же время коэффициент удельного расширения воды β изменяется более существенно, имеет значение на два порядка выше и зависит от гидростатического давления. Так, например, при гидростатическом давлении 10 МПа коэффициент удельного расширения воды увеличивается от $0,2 \cdot 10^{-3}$ до $2 \cdot 10^{-3} \text{ г/(см}^3 \cdot ^\circ\text{C)}$ при нагревании до 360°C ; при давлении 30 МПа — коэффициент β увеличивается от $0,2 \cdot 10^{-3}$ до

$9,1 \cdot 10^{-3} \text{ г/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ при температуре 390°C , а затем падает до $0,2 \cdot 10^{-3} \text{ г/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ при возрастании температуры до 700°C ; аналогично происходит расширение воды при давлении 60 МПа с той лишь разницей, что максимум β равен $3 \cdot 10^{-3} \text{ г/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ и он достигается при температуре 490°C .

Исходя из этого и учитывая, что $\rho \leq 1,04 \text{ г/см}^3$, в выражении для термоводоотдачи можно пренебречь вторым слагаемым:

$$\eta_l = \phi \beta \delta T. \quad (1.7)$$

Таким образом, если мы рассмотрим достаточно типичный случай нагрева водонасыщенной трещиноватой породы с пористостью 0,03 при достаточно высоком гидростатическом давлении, исключающем вскипание, коэффициент термоводоотдачи составит в соответствии с (1.7) от $0,6 \cdot 10^{-5}$ до $30 \cdot 10^{-5} \text{ г/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, причем ее максимальные значения достигаются при температурах $300\text{--}500^\circ\text{C}$. Если представить нагревание рассматриваемых горных пород до 600°C (такие условия возможны, например, при внедрении магматических тел в водоносные горизонты), то общая термоводоотдача при давлении 30 МПа составит $0,028 \text{ г/см}^3$, а при давлении 60 МПа — $0,024 \text{ г/см}^3$, или 92 и 80% (соответственно) от гравитационной водоотдачи.

В менее экстремальных условиях, характерных для верхних частей разреза гидротермальных систем с преобладанием воды, при изменении температур от 0 до 200°C и давлении 10 МПа общая термоводоотдача составит при тех же предположениях о пористости горных пород $0,0045 \text{ г/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, или 15% от гравитационной емкости.

Термопароотдача может достигать значений, сопоставимых с гравитационной емкостью. Если представить, что в геотермальном резервуаре, насыщенном водой, имеющей температуру 240°C и находящейся под давлением 3,4 МПа, понизили давление на 0,5 МПа (50 м вод.ст.), термопароотдача составит в соответствии с (1.2): $\eta_s = 0,008 \text{ г/см}^3$, или 30% от гравитационной емкости, а при снижении давления на 1,5 МПа $\eta_s = 0,026 \text{ г/см}^3$, т.е. практически произойдет выпаривание всей воды. Аналогичного эффекта можно добиться, если подать в рассматриваемый резервуар количество тепла из расчета 18 кал/см^3 .

При аналогичном снижении давления в холодном резервуаре упругая водоотдача для чисто трещиноватых пород составляет $5 \cdot 10^{-5} \text{--} 1,5 \cdot 10^{-3} \text{ г/}(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$, т.е. значительно меньшую величину, чем термопароотдача.

Таким образом, флюидоотдача геотермальных резервуаров характеризуется четырьмя параметрами: гравитационной водоотдачей η , упругой водоотдачей η^* , термоводоотдачей η_l и термопароотдачей η_s . В зависимости от характера термогидродинамического режима геотермального резервуара наиболее существенную роль может играть тот или иной тип флюидоотдачи: 1) безнапорные условия — η ; 2) изотермические напорные однофазные условия (вода) — η^* ; 3) двухфазные резервуары — η_s ; 4) не-изотермические условия и достаточно глубокие резервуары, $P > 22,5 \text{ МПа}$, η_l .

Емкостные свойства флюидонасыщенных горных пород. Теплоемкость. Способность флюидонасыщенных горных пород аккумулировать тепло-

вую энергию характеризуется объемной теплоемкостью E .

$$E = \rho_r E_r + \phi \rho E_f, \quad (1.8)$$

где E_r , E_f — удельные теплоемкости сухих горных пород и флюида соответственно.

Поскольку пористость изверженных горных пород невелика и не превышает 4% [65], а теплоемкость водонасыщенных горных пород аддитивно выражает вклад твердой и жидкой фаз, последней составляющей при вычислении объемной теплоемкости можно пренебречь:

$$E = \rho_r E_r. \quad (1.9)$$

Введение коэффициента объемной теплоемкости c значительно облегчает анализ процессов теплообмена, поскольку дает возможность увязать изменение теплоемкости среды с вариациями температуры:

$$c = \frac{dE}{dT}. \quad (1.10)$$

В выражении (1.10) записана полная производная с учетом слабой зависимости теплоемкости от давления.

Коэффициент объемной теплоемкости вулканогенно-осадочных пород изменяется в зависимости от типа пород незначительно — в диапазоне 0,55–0,65 кал/(см³ · °С) [82]. При нагревании коэффициент теплоемкости горных пород слабо возрастает — 2–3% на 100°С нагрева в диапазоне до 900°С, — о чем можно судить по изменениям соответствующих свойств слагающих эти породы минералов [42], и это дает основание принимать в расчетах, что

$$E = c \cdot T. \quad (1.11)$$

Пропускные свойства горячих флюидонасыщенных горных пород. Флюидопроводимость. Способность горных пород пропускать флюид определяет коэффициент фильтрации K , он служит важным параметром, поскольку устанавливает в соответствии с законом Дарси пропорциональность между массовым потоком флюида V и градиентом некоторой потенциальной функции (или векторной суммой массовых сил):

$$V = -K \left(\frac{\nabla P}{g} - \frac{\rho g}{g} \right).$$

В случае однофазной фильтрации в изотропной среде

$$K = \frac{k \rho g}{\mu}, \quad (1.12)$$

где μ — коэффициент динамической вязкости флюида; k — коэффициент проницаемости среды; ρ — плотность флюида; g — ускорение свободного падения.

При однофазной фильтрации возникает вопрос о том, как зависит коэффициент фильтрации от температуры. Казалось бы, что формула (1.12) дает однозначный ответ на этот вопрос: с увеличением температуры отношение плотность/вязкость растет до 300–400°С в зависимости от давления, а затем падает, и поэтому коэффициент фильтрации должен был бы

изменяться соответствующим образом. Если отталкиваться от этого, то увеличение коэффициента фильтрации по воде при давлении 30 МПа произойдет в 5,8 раза при достижении температуры 100 °С, в 10,8 раза – при температуре 200 °С, в 13,4 раза – при 300 °С, в 13,2 раза – при 400 °С, в 5,9 раза – при 500 °С, и далее вплоть до температуры 700 °С изменения коэффициента фильтрации ожидаются незначительными.

В то же время опыт показывает (эксперименты с песчаниками Серро-Приетто [122], интерпретация опытно-фильтрационных работ на геотермальных месторождениях Новой Зеландии [100]), что при увеличении температуры до 300 °С коэффициент проницаемости в трещиноватых породах уменьшается на порядок. Этот эффект можно объяснить сжатием трещин при нагревании блоков горных пород. И поэтому в целом, как показывает опыт, в диапазоне температур 0–300 °С коэффициент фильтрации остается малочувствительным к ее изменениям.

В случае двухфазной фильтрации вводятся коэффициенты фильтрации по каждой из фаз [125]:

$$K_l = \frac{R_l k \rho_l g}{\mu_l}, \quad K_s = \frac{R_s k \rho_s g}{\mu_s}, \quad (1.13)$$

где l, s – индексы, соответствующие каждой из фаз; R_l, R_s – относительная проницаемость каждой из фаз. Очевидно, $0 \leq R_l, R_s \leq 1$. Основная проблема в этой ситуации – определение относительной проницаемости фаз, которая зависит от величины относительного объемного содержания паровой фазы S . По А. Кори [86], М.О’Салливану [114], значения $R_{s, l}$ для пористых пород можно выразить следующим образом:

$$R_l = S^{*4}, \quad R_s = (1 - S^*)^2 (1 - S^{*2}), \quad (1.14)$$

где

$$S^* = (1 - S - S_{lr}) / (1 - S_{lr} - S_{vr}),$$

причем S_{lr} – относительная объемная доля иммобилизованной воды (часто принимается равной 0,30); S_{vr} – относительная объемная доля иммобилизованного пара (принимается равной 0,05).

Вместе с тем, по М. Сори [125], значения относительной проницаемости в трещиноватой среде выражаются следующим образом:

$$R_l = S^{*4}, \quad R_s = 1 - R_l. \quad (1.15)$$

В работе М. Гранта [101] на материале по геотермальному месторождению Бродленс (Новая Зеландия) показано, что фактически зависимость относительной проницаемости описывается некоторой промежуточной зависимостью, для которой уравнения (1.14) и (1.15) служат предельными выражениями.

Сделаем оценки пропускной способности блока проницаемых горных пород, имеющего при температуре 200 °С коэффициент фильтрации по воде 0,1 м/сут. При градиенте давления 200 Па/м этот блок может пропустить в горизонтальном направлении через сечение 1 м² в соответствии с (1.12) $2,3 \cdot 10^{-5}$ кг/с воды. Очевидно, этот же блок имеет коэффициент фильтрации по пару 0,0075 м/сут и соответственно его пропускная способность составляет $1,7 \cdot 10^{-6}$ кг/(с · м²) пара.

Таким образом, парообразование затрудняет пропускную способность геотермального резервуара, и это может являться причиной образования естественного парового "водоупора", изолирующего верхние части гидротермальных систем от влияния холодных грунтовых вод.

Пропускные свойства флюидонасыщенных горных пород. Конвективная и кондуктивная теплопроводность. Рассматриваются два способа теплопередачи: кондуктивный и конвективный. В связи с этим определяются:

коэффициент теплопроводности λ , устанавливающий в соответствии с законом Фурье пропорциональность между кондуктивным тепловым потоком $q_{\text{конд}}$ через единичную площадку и градиентом температур:

$$q_{\text{конд}} = -\lambda \nabla T; \quad (1.16)$$

коэффициент теплопроводности сухих горных пород, варьирующий в пределах от $2,0 \cdot 10^{-3}$ кал/(см $\cdot$ с $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$) (глина, мел) до $14 \cdot 10^{-3}$ кал/(см $\cdot$ с $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$) (кварциты, каменная соль), составляя в среднем для изверженных пород $(4-8) \cdot 10^{-3}$ кал/(см $\cdot$ с $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$) [56].

Имея в виду низкую пористость изверженных горных пород и аддитивность коэффициента теплопроводности по отношению к твердой и жидким фазам, вкладом последней можно пренебречь и принимать в качестве коэффициента теплопроводности его значение для сухих пород.

С возрастанием температуры теплопроводность кристаллических горных пород, как правило, убывает на 5–10% при увеличении температуры на каждые 100°C и почти не меняется для аморфно-кристаллических пород [42].

Теплоемкость (энтальпия) флюида E_f складывается из теплоемкостей составляющих его фаз:

$$E_f = S E_s + (1 - S) E_l, \quad (1.17)$$

где E_s , E_l – теплоемкости (энтальпии) пара и воды соответственно.

Теплоемкость флюида определяет (совместно с флюидопроводимостью) эффективность конвективного переноса тепла $q_{\text{конв}}$:

$$q_{\text{конв}} = V_l E_l + V_s E_s. \quad (1.18)$$

В соответствии с (1.17) коэффициент теплоемкости c_0 определяется следующим образом:

$$c_0 = \frac{\partial E_f}{\partial T} = \frac{\partial S E_s}{\partial T} + \frac{\partial (1 - S) E_l}{\partial T} = c_l (1 - S) + c_s S. \quad (1.19)$$

В гидротермальных системах с преобладанием воды ($S = 0$) конвективный перенос тепла осуществляется в основном водой ($c_0 = c_l$); остановимся поэтому на характеристике ее удельной теплоемкости.

Коэффициент удельной теплоемкости воды зависит от температуры и давления. Так, например, при давлении 30 МПа коэффициент слабо растет от 1 до $1,5$ кал/(г $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$) в диапазоне температур до 340°C , далее при температурах $350-450^{\circ}\text{C}$ резко увеличивается, достигая максимума $5,5$ кал/(г $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$), и вновь падает до 1 кал/(г $\cdot$ $^{\circ}\text{C}$) при повышении температур до 700°C . При повышении гидростатического давления зависимость коэффициента удельной теплоемкости воды от температуры уменьшается за

счет сглаживания пика в интервале 350–500 °С. Так, при давлении 60 МПа величина максимума составляет уже всего 2 кал/(г · °С).

Следовательно, в ряде случаев при анализе процессов переноса тепла в геотермальных резервуарах может быть оправдано усреднение коэффициента удельной теплоемкости воды с учетом того, что при этих процессах рост давления обычно сопровождается повышением температуры:

$$q_{\text{конв}} = c_0 TV. \quad (1.20)$$

1.2.2. Дифференциальные уравнения теплопереноса в гидротермальных системах

Ощутив "удельный вес" физических величин, выражающих процессы теплопереноса в гидротермальных системах, мы подошли к возможности сформулировать в общем виде математическое выражение законов сохранения массы, энергии и законов движения флюидов.

Для пористой флюидонасыщенной среды система дифференциальных уравнений теплопереноса получается стандартным способом с использованием единичного (или контрольного) объема и выглядит следующим образом: закон сохранения массы

$$\frac{\partial}{\partial t} (\phi \rho) + \nabla (V_l + V_s) = 0; \quad (1.21)$$

уравнения движения для жидкой фазы

$$V_l = -\frac{R_l k \rho_l}{\mu_l} (\nabla P - \rho_l g), \quad (1.22)$$

для газообразной фазы

$$V_s = -\frac{R_s k \rho_s}{\mu_s} (\nabla P - \rho_s g); \quad (1.23)$$

закон сохранения энергии

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_r E_r + \phi \rho E) + \nabla (V_l E_l + V_s E_s) = \nabla (\lambda \nabla T), \quad (1.24)$$

где t — время; ρ — плотность пароводяной смеси, $\rho = (1 - S)\rho_l + S\rho_s$; ϕ — пористость; l, s, r — индексы, обозначающие воду, пар или горную породу соответственно; $V_{s, l}$ — массовая скорость фильтрации для каждой из фаз; k — коэффициент проницаемости; $\mu_{s, l}$ — коэффициент динамической вязкости для каждой из фаз; $R_{s, l}$ — относительная проницаемость для каждой из фаз; E — удельная внутренняя энергия пароводяной смеси; $E_{s, l, r}$ — удельная внутренняя энергия для каждой из фаз; $\rho_{s, l, r}$ — плотность для каждой из фаз; λ — коэффициент теплопроводности водонасыщенных пород; g — ускорение свободного падения.

К (1.21)–(1.24) присоединяются также уравнения состояния $P = P_0(T)$, $\phi(P, T)$, $\lambda(S)$, $k(T)$, $E(T)$, $R(S, T)$, $\rho(T)$, $\mu(T)$, начальные и граничные условия.

Благодаря использованию уравнений теплопереноса становится прин-

ципально возможным воспроизведение и анализ сложных физических процессов в гидротермальных системах с помощью компьютеров, аналоговых устройств и даже простейших аналитических решений.

В зарубежной литературе широко освещен опыт применения термогидродинамических моделей к гидротермальным системам в работах П. Ченга и К. Лоу [84, 85], Д. Нортон и Дж. Найта [112, 113], Л. Кэтлса [83], У. Элдерса и др. [92], М. Сори [123], Дж. Мерсера [94, 111], И. Дональдсона [87, 88], М. Гранта [88, 101], П. Аткинсона [73], Дж. Регаладо [117], С. Кьярана и Дж. Эллиоссона [105], Р. Шредера [121], А. Барелли [77].

1.2.3. Типизация количественных моделей гидротермальных систем

Модели-трубки. Одной из первых термогидродинамических моделей (С. Гарг, Д. Кассой [97]), использованных для анализа процессов теплопереноса в недрах гидротермальной системы, является модель-трубка, сформулированная Т. Эйнарссоном [89]. Наиболее полный количественный анализ, представленный И. Дональдсоном [87], основывается на схеме рис. 13. Холодная вода с температурой T_0 проникает вниз по вертикальному пористому каналу шириной A . Нагрев происходит на глубине за счет теплообмена в горизонтальном канале, на подошве которого температура линейно возрастает до T_1 . Центральный канал имеет ширину $2a$ и высоту h и имитирует собой область разгрузки внутри гидротермальной системы. Конвекция вызвана горизонтальным градиентом давления, возникающим за счет разницы плотностей холодной и горячей воды в вертикальных каналах. Она приводит к подъему изотерм и значительному увеличению общего выноса тепла.

Модель-трубка показывает, как изменяется тепловой поток в результате совместного проявления нескольких факторов, свойств канала, соединяющего области питания и разгрузки, отношения a/h , массового потока и базовой температуры T_1 . Однако эта модель не может быть использована для изучения пространственного распределения температуры и скоростей фильтрации, поскольку является по существу одномерной.

К числу одномерных термогидродинамических моделей гидротермальных систем этого типа относится также дискретная многопараметрическая модель, использованная в упрощенном виде В.В. Аверьевым [3] для определения теплового питания конкретных гидротермальных систем Камчатки и впоследствии обобщенная С. Кьяраном [105] (рис. 14). В этом случае процессы, протекающие в гидротермальной системе, описываются несколькими основными параметрами, которые входят в систему алгебраических уравнений, выражающих массовый и энергетический баланс:

в точке A

$$W_u = W_c + W_d + W_s \quad (\text{масса}), \quad (1.25)$$

$$W_u h_u = W_s h_s + W_d h_d + W_c h_c \quad (\text{энергия}), \quad (1.26)$$

$$W_u \beta = W_d \gamma + W_c \gamma \quad (\text{концентрация}), \quad (1.27)$$

в точке B

$$W_u = W_c + W_b \quad (\text{масса}), \quad (1.28)$$

$$W_u h_u = W_c h_c + W_b h_b \quad (\text{энергия}), \quad (1.29)$$

$$W_u \beta = W_c \gamma + W_b \alpha \quad (\text{концентрация}), \quad (1.30)$$

где W — массовый поток; h — энтальпия; α, β, γ — содержание хлора. Существо этой модели заключается в том, что процесс передвижения флюида вдоль конвективной ячейки дискретизируется и представляется в виде следующей последовательности смены состояний.

1. Смещение охлажденного нисходящего потока (W_c) конвективной ячейки с нагретыми флюидами (W_b) в недрах гидротермальной системы (точка B).

2. Вскипание восходящего потока в приповерхностных условиях, его разгрузка в виде пара (W_s) и воды (W_d); оставшаяся часть (W_c) формирует нисходящий охлажденный поток (точка A) и т.д.

После преобразований (1.25)–(1.30) их можно представить в следую-

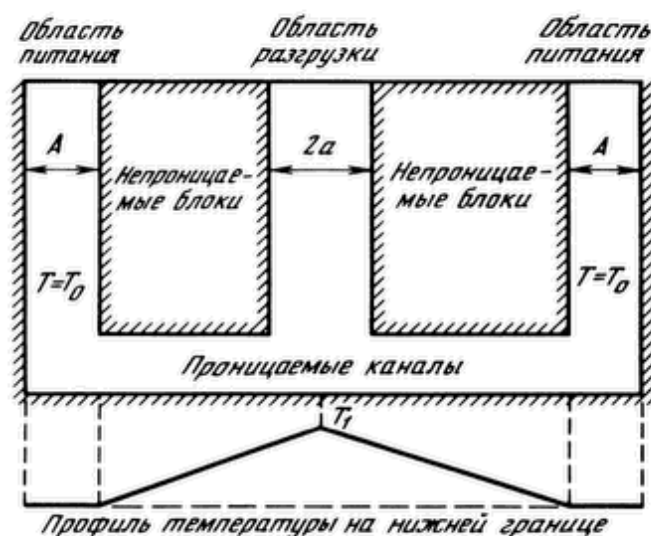


Рис. 13. Термогидродинамическая модель трубного типа гидротермальной системы по И. Дональдсону [87]

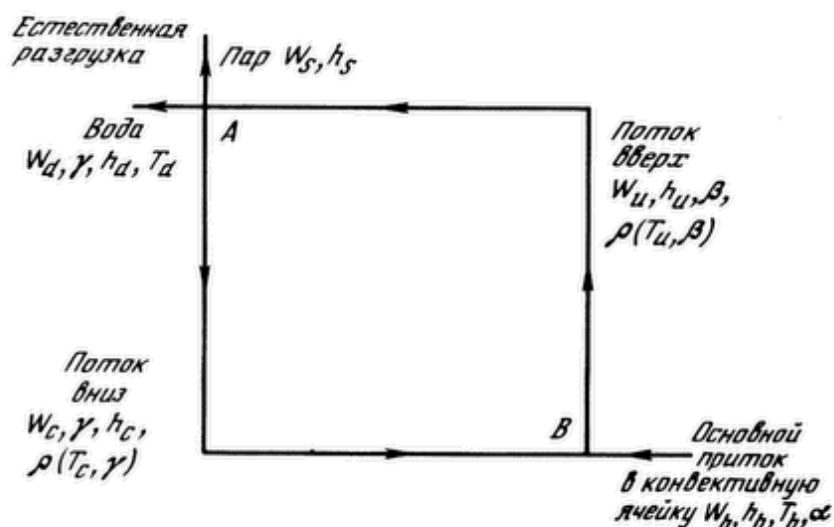


Рис. 14. Многопараметрическая дискретная модель трубного типа гидротермальной системы по С. Кьярану [105]

щем виде:

$$W_c = W_u \frac{\beta - \alpha}{\gamma - \alpha}, \quad (1.31)$$

$$W_b = W_u \frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}, \quad (1.32)$$

$$W_d = W_u \frac{\alpha}{\gamma} \frac{\gamma - \beta}{\gamma - \alpha}, \quad (1.33)$$

$$W_s = W_u \frac{\gamma - \beta}{\gamma}, \quad (1.34)$$

$$h_s = h_u - r \frac{\gamma - \beta}{\gamma}, \quad (1.35)$$

$$h_b = h_u + r \frac{\beta - \alpha}{\gamma}, \quad (1.36)$$

где r — теплота парообразования. Если известны концентрации, то мы имеем шесть уравнений с семью неизвестными. В дополнение к ним значение W_u может быть определено из следующих соображений. Запишем закон Дарси в конвективной ячейке (см. рис. 14):

$$V + K\rho g + K \frac{\partial P}{\partial s} = 0. \quad (1.37)$$

Интегрируя вдоль контура конвективной ячейки, получим

$$\int V ds + \int K\rho g ds + \int \frac{\partial P}{\partial s} ds = 0. \quad (1.38)$$

Первый член связан с рассеянием энергии в потоке, второй член выражает эффект всплывания при конвекции и определяется разницей в плотностях между восходящим и нисходящим потоками $\Delta\rho$, третий член равен нулю для замкнутого контура интегрирования. Второй член может быть аппроксимирован следующим образом:

$$\int K\rho g ds = Kgl\Delta\rho, \quad (1.39)$$

где l — высота конвективной ячейки.

Восходящий поток в конвективной ячейке обычно занимает меньшее сечение, чем нисходящий, поэтому основная диссипация энергии происходит на участке восходящего потока и первый член может быть аппроксимирован следующим образом:

$$\int V ds = \bar{V}l, \quad (1.40)$$

где $\bar{V}$ — средняя скорость восходящего потока. С учетом этого (1.40) можно записать следующим образом:

$$\bar{V} = -K(\rho(T_c, \gamma) - \rho(T_u, \beta)). \quad (1.41)$$

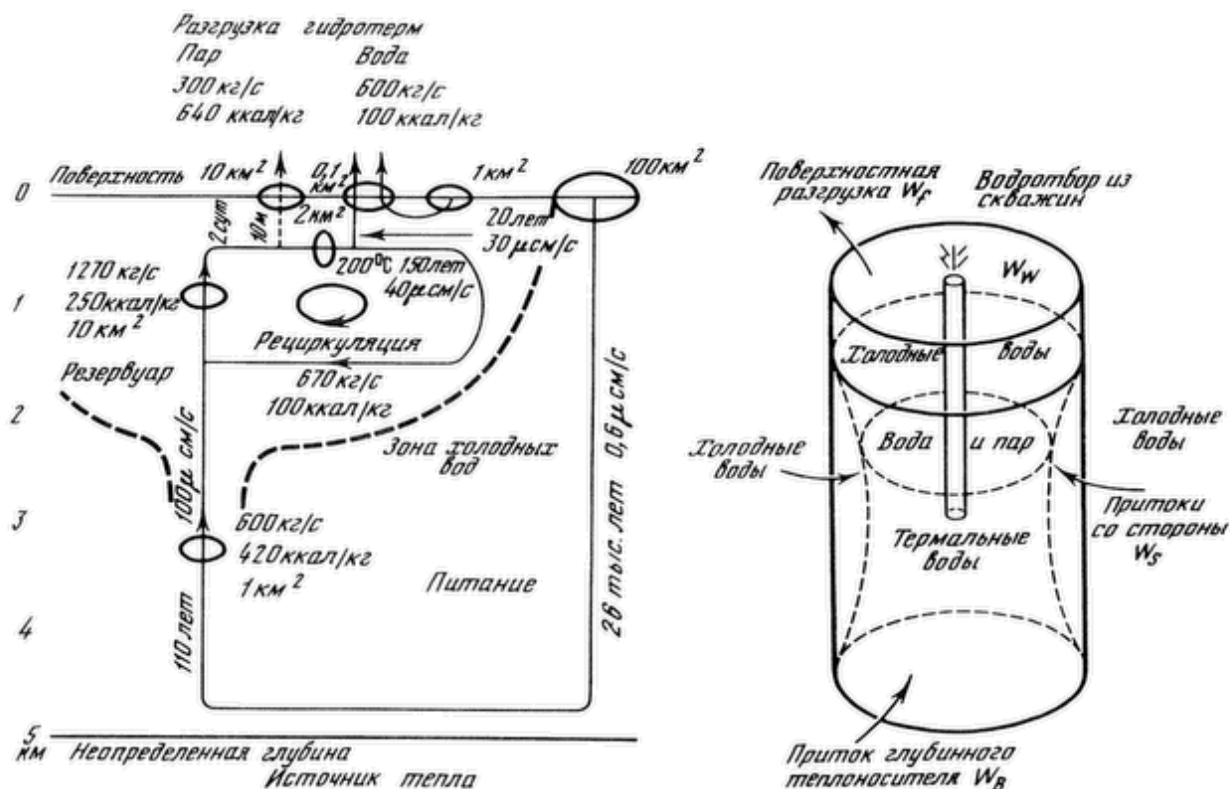


Рис. 15. Многопараметрическая дискретная модель турбного типа Вайракейской гидротермальной системы по Дж. Эльдеру [90]

Рис. 16. Термогидродинамическая модель типа "большого колодца" для исследования фрагмента гидротермальной системы по М. Сори [124]

Если площадь сечения восходящего потока равна A , то

$$W_u = KA [\rho(T_c, \gamma) - \rho(T_u, \beta)]. \quad (1.42)$$

Многопараметрическая модель привлекает своей простотой, общностью и легкостью применения.

Дж. Эльдер [90] использовал разновидность данной модели для анализа функционирования Вайракейской гидротермальной системы (Новая Зеландия) (рис. 15). В соответствии с этой моделью механизм переноса тепла в гидротермальной системе является следующим: восходящий конвективный поток с расходом 600 кг/с и теплосодержанием 420 ккал/кг имеет сечение 1 км². На глубине 15 км этот поток внедряется в конвективную ячейку, где он смешивается с потоком более низкотемпературных (100 ккал/кг) вод, имеющих расход 670 кг/с. Смешанный поток имеет расход 1270 кг/с и теплосодержание 250 ккал/кг, его сечение — 10 км². Далее поток поступает в область разгрузки, вскипает, разбавляется еще раз и обеспечивает в результате выход пара с дебитом 300 кг/с и теплосодержанием 640 ккал/кг и горячих источников с дебитом 600 кг/с и теплосодержанием 100 ккал/кг. То, что остается, движется вниз, чтобы снова принять участие в конвективной циркуляции.

Модели типа "большого колодца". Как небольшой фрагмент гидротермальной системы можно представить следующим образом идеализированную модель ее эксплуатирующегося участка по М. Сори [124] (рис. 16). Геотермальный резервуар изображен в виде цилиндра, окруженного холодными водами. Резервуар состоит из нижней зоны, насыщенной горячими

водами и перекрытой сверху двухфазной (пароводяная смесь) зоной; выше находится зона холодных грунтовых вод. Границы резервуара имеют идеализированную форму плоскостей и цилиндрических поверхностей.

Для геотермальных резервуаров с преобладанием однофазных условий (вода) в качестве первого приближения можно пренебречь существованием двухфазной зоны.

В естественных условиях ненарушенный тепловой режим поддерживается за счет подтока горячих вод с энтальпией h_b и расходом W_b . Если пренебречь теплообменом через цилиндрическую поверхность, то глубинное тепловое питание равно разгрузке на поверхности и условия в резервуаре изотермические. Однако стоит лишь начать водоотбор с расходом W_w , как снижение давления в центре резервуара вызовет привлечение ресурсов W_s из боковых участков резервуара, уменьшение поверхностной разгрузки W_f и увеличение W_b . При вычислениях в масштабе резервуара можно пренебречь его упругими запасами, следовательно:

$$W_b + W_s = W_w + W_f. \quad (1.43)$$

1. Приток глубинных вод (W_b). В большинстве моделей гидротермальных систем предполагается, что холодные метеорные воды инфильтруются и проникают на значительную глубину, прогреваются и поднимаются вверх за счет уменьшающейся плотности. Таким образом, трубка тока достаточно длинная и изменение давления, вызванное эксплуатацией, не должно существенно изменить в ней расход. Например, по И. Дональдсону [88], для Вайракейской системы при глубине циркуляции 10 км естественный поток 400 кг/с создается за счет перепада давлений 30 МПа между столбом воды с температурой 20 °С и 300 °С. Снижение давления в процессе эксплуатации составило 2,6 МПа, что могло увеличить естественный поток лишь на 37 кг/с. Для других гидротермальных систем с меньшими естественными потоками этот прирост будет еще меньше. Поэтому можно принять расход глубинных вод постоянным.

2. Притоки из боковых участков резервуара (W_s). Боковые притоки обусловлены перепадом давлений между внутренней частью геотермального резервуара, вскрытого эксплуатационными скважинами, и окружающим массивом. Скорость перемещения температурного фронта V_T определяется скоростью фильтрации V [28]:

$$V_T = \frac{c_0}{c} V, \quad (1.44)$$

где c_0 — объемная теплоемкость воды; c — объемная теплоемкость водонасыщенных пород.

3. Водоотбор из скважин (W_w). Общая величина расхода скважин зависит от нескольких факторов, в том числе от пластового давления и энтальпии термальных вод. Увеличение числа скважин будет до определенного предела увеличивать водоотбор, но происходящее при этом снижение пластового давления может вызывать обратные тенденции. Поэтому добавление новых скважин дает только временную выгоду, если расход водоотбора уже достиг предельного значения, определяемого возможностями геотермального резервуара при его эксплуатации в режиме парлифта.

4. Поверхностная разгрузка (W_f). При увеличении водоотбора поверхностная разгрузка может сменить знак. Это не имеет особого значения для условий эксплуатации месторождений, за исключением тех случаев, когда эксплуатационные скважины недостаточно глубоки или термальные воды непосредственно перекрываются холодными. В последнем случае при снижении давления может возникнуть гравитационная неустойчивость, в результате чего возможно образование "языков" холодной воды, проникающих в глубь геотермального резервуара.

Модель типа "большого колодца" может быть использована для прогноза теплового режима при эксплуатации. При этом следует учесть, что если энтальпия подтекающих снизу глубинных вод h_b вряд ли существенно меняется, то привлечение холодных вод с энтальпией h_s из боковых участков, несомненно, будет приводить к сокращению размеров и охлаждению резервуара, снижению энтальпии источников h_f и эксплуатационных скважин h_w . Очевидно, уравнение теплового баланса записывается так:

$$h_b W_b + h_s W_s = h_w W_w + h_f W_f. \quad (1.45)$$

Разрешая уравнение (1.45) относительно h_w , можно прогнозировать изменение температуры извлекаемых термальных вод.

Практические вопросы, связанные с прогнозом теплового режима геотермального резервуара, рассматриваются в работах Р. Аллиса [70, 71] применительно к геотермальным месторождениям Вайракей и Таухара с помощью модели типа "большого колодца". На основании 20-летней эксплуатации месторождения Вайракей с расходом около 2000 кг/с тепловой баланс оценен Р. Аллисом [70] следующим образом: расход тепла — скважины — 67%, термопроявления — 26, нагрев привлекаемых холодных вод — 7%; приход тепла — привлечение из глубины — 55%, остывание двухфазной зоны — 33, испарение воды в двухфазной зоне — 12%. Снижение температуры в двухфазной зоне происходит со скоростью 1 °С/год.

Гидродинамические модели. Гидродинамический режим при разработке геотермальных резервуаров с преобладанием воды рассматривается в зарубежной литературе в работах П. Аткинсона [73], А. Барелли [76], Р. Шредера [121], Дж. Регаладо [117], С. Кьярана и Дж. Эллиассона [105]. Все перечисленные авторы склонны приспособливать к геотермальным резервуарам традиционную гидрогеологическую методику, основанную на анализе нестационарного уравнения фильтрации. Ранее к такому выводу пришел В.М. Сугробов при анализе опытно-эксплуатационных выпусков Паужетского месторождения [62, 127].

Однако при использовании фильтрационного уравнения приходится пренебрегать возможной неизотермичностью фильтрации. Понятно, что в однофазных геотермальных резервуарах с однородной температурой это допущение оправдано (справедливо). При менее однородных температурных условиях фильтрационные и емкостные свойства будут изменяться при изменении теплового режима, и это необходимо учитывать.

В качестве типичного примера построения гидродинамической модели можно привести работу Дж. Регаладо [117]. Геометрия резервуара задается в плане прямоугольником с тремя гидравлически непроницаемыми границами и одной границей с постоянным давлением. Модель предназначена для прогноза гидродинамического режима геотермального месторождения

Сварценги (п-ов Рейкьянес, Исландия), характеризующегося однородной температурой и однофазными (вода) условиями.

Многомерные численные термогидродинамические модели. Модели типа "большого колодца" являются чересчур обобщенными, гидродинамические модели отражают лишь односторонне гидротермальный процесс, а модели-трубки описывают элементы механизма функционирования гидротермальных систем в "одномерной" интерпретации (модель трубки тока), и поэтому их трудно сопоставлять с реальными гидротермальными системами. Тем не менее после того, как законы теплопереноса в пористой среде были выражены в виде дифференциальных уравнений Дж. Ельдера [90] и В.И. Лялько [39], их реализация стала вопросом времени. Использование ЭВМ открыло принципиально новые возможности для моделирования в плане более полного учета реальной конфигурации гидротермальных систем — построения двухмерных, а иногда и трехмерных моделей.

П. Ченгом [84, 106] и К. Лоу впервые была использована численная двухмерная модель для исследования процессов конвективного теплопереноса в геотермальном коллекторе Гавайских островов. Рассматривалась конвекция в ограниченном пласте острова с теплоизолированной верхней границей, вызванная неожиданным скачком температуры (появление "горячей точки") на нижней границе. Температурная аномалия должна была имитировать внедрение интрузива. На рис. 17 изображена схематизация Гавайской гидротермальной системы и расчеты поля температур при $Ra = 300$. Установившийся режим достигается при этом спустя 7×10^3 лет.

Д. Нортон и Дж. Найт [113] изучали на профильной модели возникновение конвекции в результате мгновенного внедрения интрузива в водонасыщенные трещиноватые породы. Интрузив был задан в виде прямоугольника (высота $4 \cdot 10^3$ м, ширина $6 \cdot 10^3$ м), внедрившегося в прямоугольный резервуар мощностью 10^4 м и длиной $2,4 \cdot 10^4$ м. Численное решение получено конечно-разностным методом. Авторы показали, что если плутон с температурой 900°C внедряется в коллектор с проницаемостью менее 10^{-14} см², то теплоперенос определяется кондуктивной теплопроводностью; при этом характерное время остывания — $8 \cdot 10^5$ лет. В случае, когда проницаемость коллектора составляет $10^{-11} - 10^{-14}$ см², доминирует конвективный теплоперенос. При этом над плутоном начинает развиваться восходящий конвективный ореол, а нисходящий поток очень слабый, хотя и охватывает обширные области. Спустя 10^5 лет конвективный тепловой поток достигает максимума 1670 мВт/м² (для сравнения: кондуктивный поток может обеспечить лишь 210 мВт/м²). Вертикальные скорости фильтрации над плутоном достигают $3 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-4}$ м/сут, эти скорости обеспечивают массовый поток $10^7 - 10^8$ кг/м² за период 10^5 лет. Можно ожидать, что термометаморфизм и гидротермальные изменения в гидротермальной системе с такими расходами будут значительными.

Д. Нортон [112] нашел, что остывание плутона может быть ускорено, если вода будет способна проникать внутрь его по трещинам, возникающим в результате термоупругих напряжений. При этом коэффициент проницаемости интрузива был задан равным 10^{-17} м², проницаемость геотермального коллектора $10^{-14} - 10^{-16}$ м². Остальные условия были оставлены,

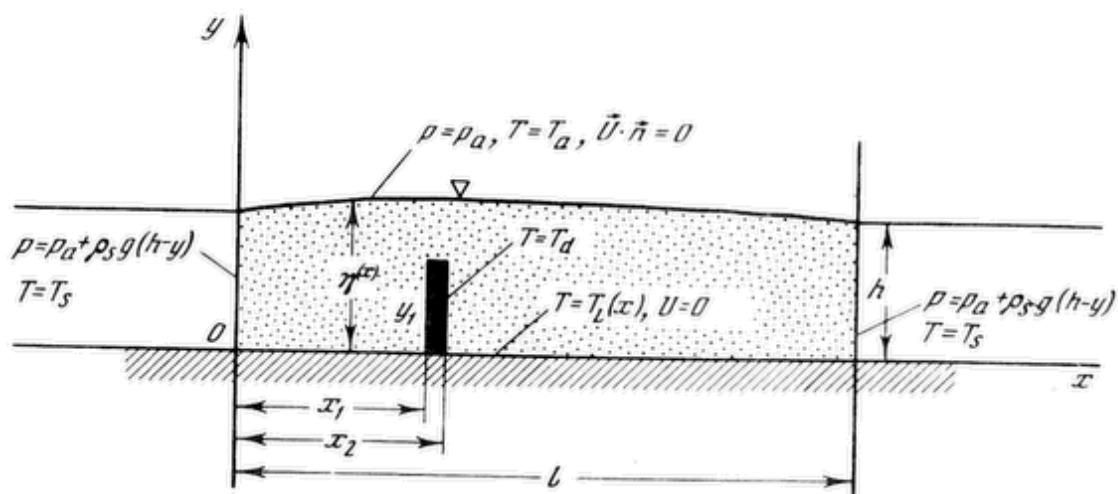


Рис. 17. Профильная термогидродинамическая модель Гавайской гидротермальной системы со стационарным тепловым источником по П. Ченгу и К. Лоу [84, 85]

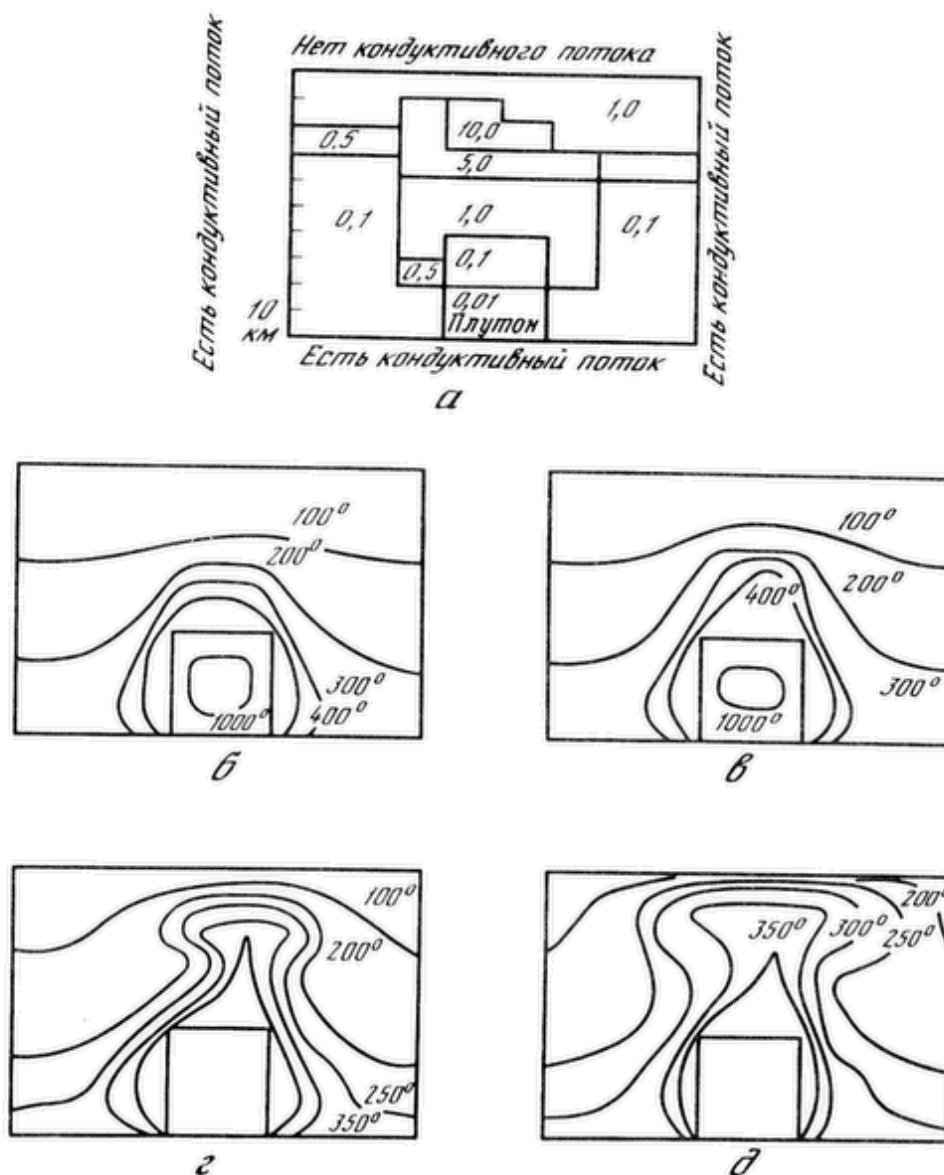


Рис. 18. Профильная термогидродинамическая модель гидротермальной системы Серро-Приетто с "мгновенно возникающим интрузивом" по У. Эльдерсу и др. [92]

а — распределение проницаемости (в относительных единицах); б–д — температурные поля на разные моменты времени

как и в предыдущем случае [113]. В итоге время остывания интрузива сократилось до $8 \cdot 10^4$ лет, конвективный тепловой поток превысил кондуктивный в 10 раз.

Сходная задача была решена Л. Кэтлсом [83]. Он рассматривал процесс внедрения в прямоугольный резервуар шириной 10^4 м и глубиной $5 \cdot 10^3$ м интрузива протяженностью $1,5 \cdot 10^3$ м и мощностью $5 \cdot 10^3$ м с температурой 700°C . В начальный момент в коллекторе существовал нормальный геотермический градиент с тепловым потоком 63 мВт/м^2 , среда была принята однородной и учитывались фазовые переходы, хотя в модели и не допускалось существование двухфазных потоков. Вскипание и конденсация происходили на определенных поверхностях. При проницаемости коллектора $2,5 \cdot 10^{-16} \text{ м}^2$ и непроницаемой верхней границе максимальный поверхностный тепловой поток достигал 1970 мВт/м^2 спустя 10^4 лет после внедрения плутона, резкое уменьшение теплового потока до 410 мВт/м^2 отмечается в последующие $2 \cdot 10^4$ лет. Остывание интрузива происходит за 10^5 лет, причем в первые моменты ($5 \cdot 10^3 - 5 \cdot 10^4$ лет) остывания над ним формируется область со сверхкритическими температурами. Флюид, поднимаясь в этой области, постепенно охлаждается и, достигая некоторой поверхности, конденсируется. Л. Кэтлсом проведен также анализ чувствительности модели по отношению к проницаемости, условиям на верхней границе, размерам и расположению плутона.

Аналогичные расчеты выполнены У. Эльдерсом и др. [92] для гидротермальной системы Серро-Приетто (рис. 18). При этом предполагалось, что интрузив размерами $4 \times 4 \text{ км}^2$ мгновенно образовался на глубине 4 км $30 \cdot 10^3$ лет назад. Проницаемость коллектора была принята равной $5 \times 10^{-10} - 10^{-12} \text{ см}^2$, проницаемость самого интрузива 10^{-13} см^2 . Расчетные температуры сопоставляются авторами с фактически зарегистрированными в геотермальных скважинах.

Модель, учитывающая эффект разгрузки горячими источниками, представлена М. Сори [123] для гидротермальной системы Лонг Вэлли (рис. 19), располагающейся в эллиптической кальдере площадью 450 км^2 и обладающей тепловой мощностью $2,9 \cdot 10^2 \text{ МВт}$ ($190-300 \text{ кг/с}$ термальной воды с температурой $210-280^\circ\text{C}$). М. Сори использовал квазитрехмерную модель, состоящую из пяти горизонтальных пластов общей мощностью 6 км. Верхний пласт мощностью 1000 м рассматривается непроницаемым, за исключением краевых участков кальдеры, где задается инфильтрация, и площади ручья, где учитывается разгрузка гидротерм, второй и третий имитируют геотермальный коллектор, четвертый и пятый — непроницаемый, но теплопроводящий фундамент. Присутствие магматического тела на глубине 6 км, доказанное геофизическими исследованиями, учитывается заданием в основании модели постоянной температуры 800°C .

М. Сори определил с помощью моделирования эффективную проницаемость геотермального коллектора $3 \cdot 10^{-10} - 5 \cdot 10^{-10} \text{ см}^2$, исходя из заданного перепада давлений в области питания и разгрузки и ожидаемого расхода разгрузки 250 кг/с . Модель также была использована для оценки глубины циркуляции подземных вод и времени, при которых магматический очаг может обеспечить требуемый тепловой поток (630 мВт/м^2). В целом время жизни гидротермальной системы растет с увеличением глубины циркуляции подземных вод. Так, например, циркуляция до глубин

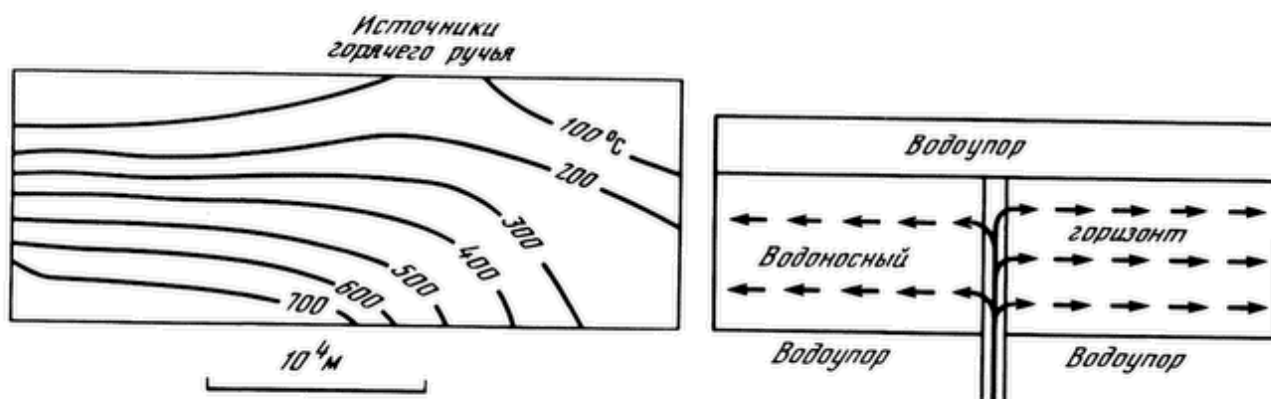


Рис. 19. Термогидродинамическая квазитрехмерная модель гидротермальной системы Лонг Вэлли по М. Сори [123]: распределение температур в одном из вертикальных сечений

Рис. 20. Профильная термогидродинамическая модель типа "большой питающей трещины" применительно к гидротермальной системе Ист-Меза по К. Гойялу, Д. Кассою [99]

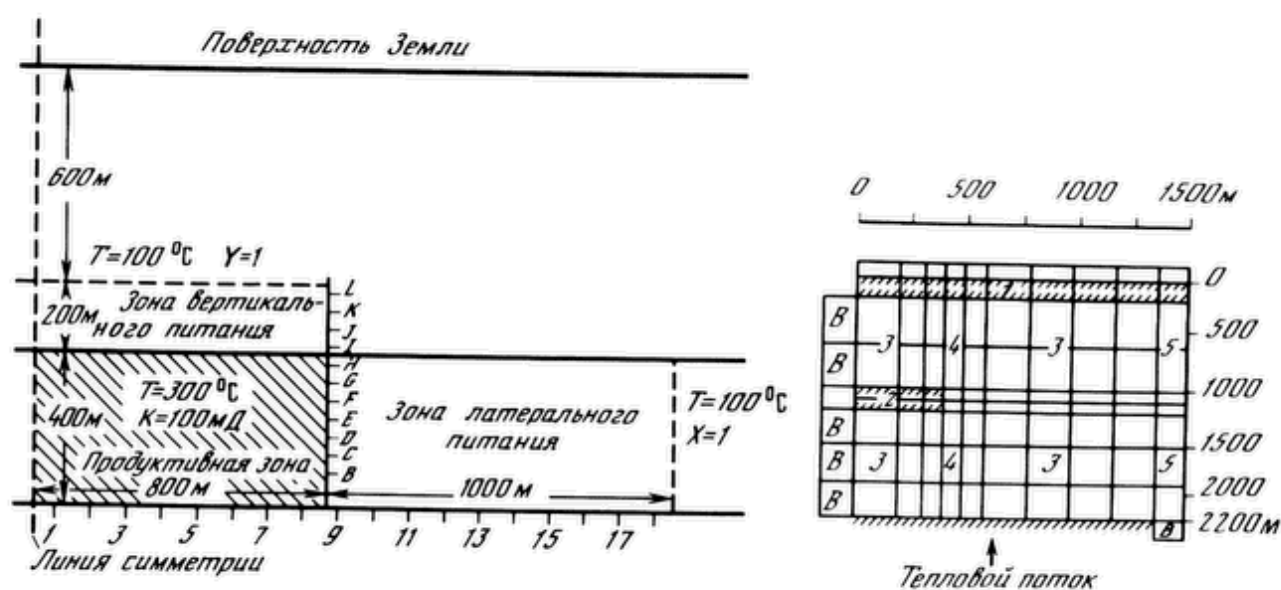


Рис. 21. Профильная фрагментарная термогидродинамическая модель гидротермальной системы Серро-Приетто по Н. Гольдштейну [98]

Рис. 22. Термогидродинамическая модель фрагментарного типа гидротермальной системы Крафла по Г. Бодварссону [81]

1,5–2,5 км может обеспечить существование системы в течение $3,5 \cdot 10^4$ лет. Помимо этого, модель предсказывает высокие температуры в западной части кальдеры, и представляется перспективным проверить это с помощью глубокого бурения.

Двухмерная модель типа "большой питающей трещины" предложена К. Гойялом и Д. Кассоем [99] (рис. 20). Из трещины в водоносный горизонт с постоянным расходом и температурой поступает теплоноситель. Авторы данной модели утверждают, что гидротермальная система Ист-Меза функционирует именно по такому принципу и подкрепляют свое утверждение сопоставлением расчетных и фактических температур.

Двухмерная модель Вайракейского геотермального месторождения предложена Дж. Мерсером [111], при этом температура в геотермальном резервуаре осреднялась по вертикали. Изменяя распределение источников

тепла и их интенсивность в основании коллектора, Дж. Мерсер добился хорошей сходимости фактических и расчетных значений температур. С помощью этой модели была оценена естественная разгрузка — 424 кг/с, что также согласуется с фактическими данными (440 кг/с).

М. Лимпан [107] отмечает, что в результате эксплуатации месторождения Серро-Приетто в течение 1973–1978 гг. происходило падение энтальпии скважин, это выразилось в том, что масса пароводяной смеси, необходимой для выработки 1 МВт .ч электроэнергии, увеличилась с 32,9 до 35,1 т за соответствующий период. Для анализа этого процесса М. Лимпан разработал модель месторождения, учитывающую реальные гидрогеотермические условия. Расчеты по этой модели показывают возможность привлечения ресурсов холодных вод и позволяют прогнозировать интенсивность температурных изменений в будущем.

В последнее время все более широко применяются модели для изучения фрагментов гидротермальных систем — геотермальных месторождений — с точки зрения прогноза их эксплуатации. С этой целью используются стандартные пакеты программ типа "SHAFT79" [116].

Слабость такого фрагментарного подхода заключается в том, что моделируемые границы не являются фактическими границами гидротермальных систем и не имеют физического смысла, поэтому "граничные условия" на них на самом деле не определены. Эти условия обусловлены процессами во внешней области, которая остается за пределами модели. Как следствие этого результаты моделирования сильно зависят от условий на границах фрагмента. Модели такого рода неустойчивы по отношению к исходным данным. На рис. 21 показано разбиение области моделирования на участки неоднородности и граничные условия, принятые Н. Гольдштейном [98] для моделирования месторождения Серро-Приетто (Мексика); аналогичный подход встречаем у М. Тахимори [128] — для моделирования месторождения Киришима (Япония) и у Г. Бодварссона [81] — для моделирования месторождения Крафла (Исландия) (рис. 22).

Представляет интерес развитие термогидродинамической модели А. Барелли [77] для прогноза работы скв. Т 22 на геотермальном месторождении Травале (Италия) (рис. 23). На основании интерпретации опытных выпусков пара по однофазной модели первоначально предполагалось, что геотермальный резервуар представляет собой параллелепипед с квадратным основанием (1000 × 1000 м) и глубиной более 4 км, а скв. Т 22 вскрывает вертикальную трещину прямоугольной формы 300 × 200 м, расположенную в центре резервуара. Допускалось также, что все грани данного параллелепипеда являются гидравлически непроницаемыми, в его основании задается постоянное давление, а внутри резервуара фильтрация однофазная (пар).

Данная модель оказалась гидродинамически нереальной и впоследствии А. Барелли [76] удалось объяснить изменение давлений в геотермальном резервуаре на модели с двухфазной фильтрацией. При этом содержание воды принималось равным 30%, а пористость — 10%. С помощью модели оценивался коэффициент проницаемости $k = 25 \text{ р м}^2$.

Таким образом, к настоящему времени используются следующие основные типы количественных термогидродинамических моделей для изучения гидротермальных систем.

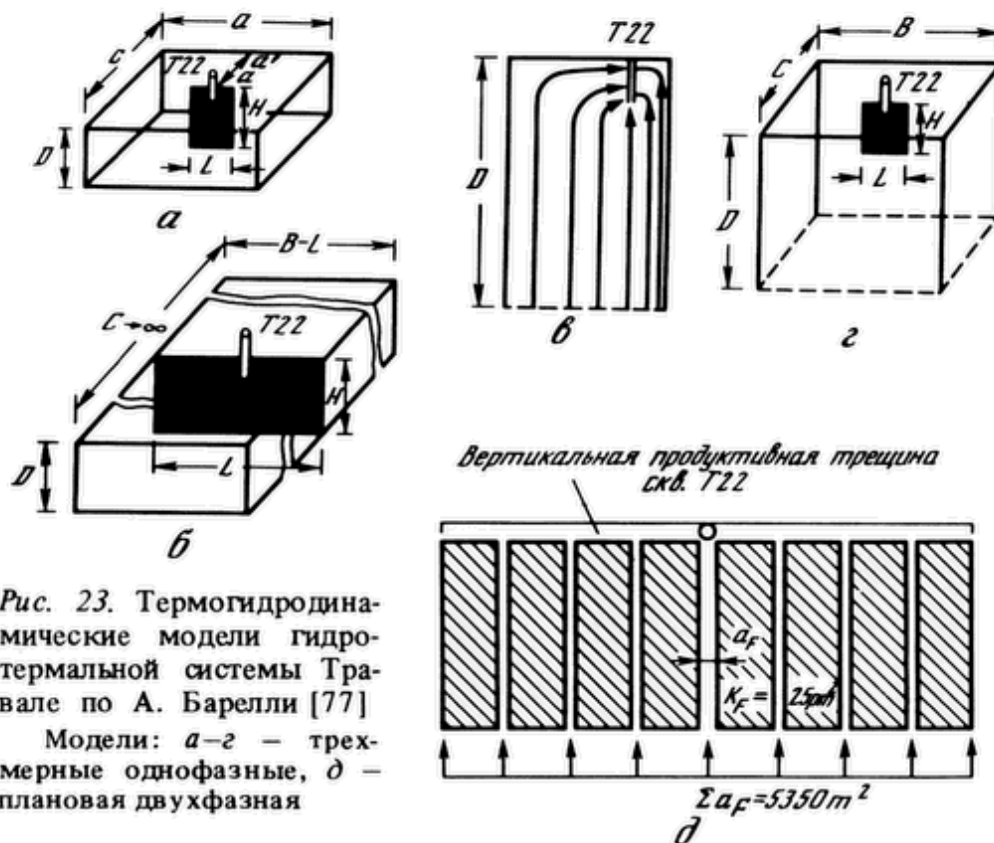


Рис. 23. Термогидродинамические модели гидротермальной системы Травале по А. Барелли [77]

Модели: а-г — трехмерные однофазные, д — плановая двухфазная

1. Модели-трубки.
2. Модели типа "большого колодца".
3. Гидродинамические модели.
4. Численные многомерные термогидродинамические модели, в том числе:

- а) профильные модели с априорным заданием температуры или теплового потока на нижней границе;
- б) профильные модели с "мгновенно" возникающим интрузивом;
- в) профильные модели с питающей трещиной;
- г) квазитрехмерные слоисто-плановые модели.

Изучая в основном области разгрузки гидротермальных систем и получая в результате опробования скважин информацию лишь о верхних, доступных для бурения (1,5–2 км), этажах, естественно поставить вопрос о механизме функционирования гидротермальной системы в целом (до 5–10 км). Этот вопрос имеет не только чисто теоретическое, но практическое значение, поскольку на этом основывается прогноз геотермальных ресурсов. Ответ на него может быть получен только с помощью моделирования — это ясно, если сопоставить глубину, доступную для бурения, скважин с размерами гидротермальных систем. Отсюда вытекает необходимость исследования количественных термогидродинамических моделей этих систем. Моделирование позволяет выявить наиболее важные физические эффекты при переносе тепла в гидротермальных системах, касающиеся изменения тепловой мощности, времени существования, формы геотемпературной аномалии и др.

Между тем, нередко, оценивая второстепенные детали моделей, исследователи уклоняются от ответа на вопрос об источниках теплового питания. Модели: трубка Эйнарссона–Дональдсона, многопараметрическая Кьярана,

типа "большого колодца" и многомерные Мерсера, Сори и Ченга – служат тому примером. Хотя в моделях Нортон, Найта, Кэтлса и Эльдера в качестве источника теплового питания и рассматривается магматический очаг, принимаются физически неправдоподобные условия водного питания гидротермальных систем. К тому же разработки Нортон, Найта и Кэтлса имеют довольно абстрактный характер и плохо увязаны с фактическими гидротермальными системами.

Принципиальными задачами, которые должны быть решены с использованием термогидродинамического метода при изучении гидротермальных систем, являются, на наш взгляд, следующие.

1. Проверка с помощью термогидродинамических моделей качественных представлений (концептуальных моделей) о механизме функционирования конкретных гидротермальных систем и поиск наиболее правдоподобных из них.

2. Выявление и оценка на модели основных параметров, определяющих механизм гидротермальных процессов.

Несмотря на то что от решения этих вопросов во многом зависит достоверность прогнозов геотермальных ресурсов, возможности моделирования в этом направлении еще недостаточно полно использованы.

ГЛАВА 2

СОВРЕМЕННЫЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ КАМЧАТКИ И ИХ ПРОСТЕЙШИЕ ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ

2.1. Геолого-структурные и гидрогеотермические условия гидротермальных систем

Камчатка входит в состав Тихоокеанского вулканического пояса и является одной из Восточно-Азиатских вулканических дуг. В пределах Камчатки выделяется 29 действующих вулканов и около 150 различных термальных источников, расположенных в четырех геотермальных провинциях (рис. 24). Часть из них является поверхностными проявлениями мощных гидротермальных систем, в том числе 10 высокотемпературных, характеризующихся выходами на поверхность кипящей воды или пара. Действующие вулканы приурочены к тектоническим нарушениям северо-восточного и северо-западного простирания [23]. Гидротермальная активность также в большинстве случаев имеет линейный характер, однако простирание "гидротермальных линий" более разнообразно по сравнению с вулканическими, что отражает приуроченность гидротермальных систем к тектоническим зонам различного времени заложения.

В пределах полуострова выделяется три главные структурно-фациальные зоны [18]. Первая – Восточно-Камчатская зона – имеет более сложное строение и включает в себя два крупных прогиба – Центральный и Восточ-

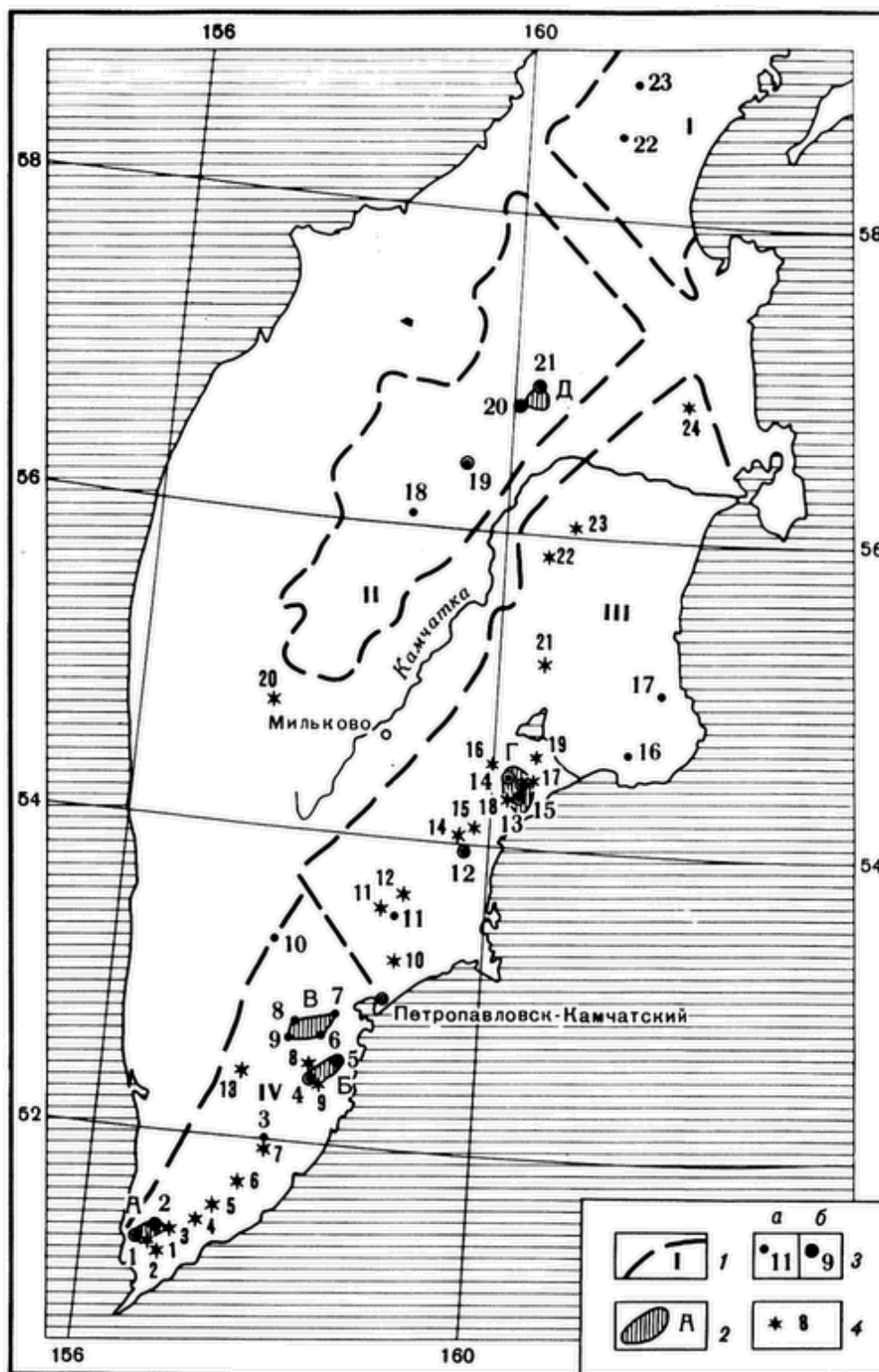


Рис. 24. Схема распределения геотермальных районов, гидротермальных систем и вулканов с неглубоким (предположительно) залеганием магматических очагов на Камчатке

I – геотермальные провинции по В.М. Сугробову и Ю.Ф. Манухину (I – Северо-Камчатская, II – Срединно-Камчатская, III – Восточно-Камчатская, IV – Южно-Камчатская); 2 – геотермальные районы (А – Паужетский, Б – Мутновский, В – Паратунский, Г – Семячикский, Д – Киреунский); 3 – наиболее изученные гидротермальные системы: а – низкотемпературные, б – высокотемпературные (1 – Кошелевская, 2 – Паужетская, 3 – Ходуткинская, 4 – Северо-Мутновская, 5 – Жировская, 6 – Верхнепаратунская, 7 – Паратунская, 8 – Большебанная, 9 – Карымчинская, 10 – Малкинская, 11 – Налычевская, 12 – Академии наук (Карымская), 13 – Семячикская, 14 – Узонская, 15 – Гейзерная, 16 – Тюшевская, 17 – Чажминская, 18 – Эссовская, 19 – Апапельская, 20 – Киреунская, 21 – Двухюрточная, 22 – Русаковская, 23 – Паланская); 4 – вулканы и кальдеры (1 – Кошелевский, 2 – Камбальный, 3 –

но-Камчатский — и два антиклинория — Восточно-Камчатский и полуостровов восточного побережья. Вторая — Центральнокамчатская зона — представляет собой пологий антиклинорий, сложенный метаморфизованными породами мела и палеозоя (фундамент), выходящими на поверхность в районе Срединного хребта, и вулканогенно-осадочными породами кайнозоя (чехол). Третья — Западно-Камчатская зона — представляет собой крупный прогиб, выполненный кайнозойскими образованиями.

В геологическом строении Камчатки принимают участие меловые и более древние породы фундамента, а также более молодые вулканогенно-осадочные толщи палеоген-четвертичного возраста, мощность которых достигает на отдельных участках погружения фундамента 3 км и более.

Фундамент подразделяется на два этажа: верхний, сложенный меловыми отложениями, и нижний, выполненный более древними палеозойскими породами.

Породы, слагающие чехол, представлены анавгайской серией олигоцен-нижнемиоценового возраста (P_3-N_1), алнейской серией верхнемиоцен-плиоценового возраста ($N_1^3-N_2$) и четвертичными вулканическими образованиями.

По характеру разреза анавгайской серии можно судить о том, что она формировалась сначала в условиях относительно глубокого моря (аргиллиты, алевролиты, туфогенные песчаники), затем произошло поднятие территории, которое сопровождалось извержением лав основного состава в пределах островной дуги. Геологический эффект миоценового цикла вулканизма весьма значительный. По оценкам Н.В. Огородова и Н.Н. Кожемяки [21], объем изверженного только на юге Камчатки материала составил 10–15 тыс. км³ при площади 10–15 тыс. км².

На описанные толщи со стратиграфическим несогласием и перерывом налегают вулканогенно-осадочные и эффузивно-пирокластические образования алнейской серии. Плиоценовый цикл вулканизма проявился преимущественно в субэральных условиях осадконакопления, алнейская серия включает туфы, туфобрекчии, постепенно переходящие в эффузивные комплексы. Вулканические острова возникали на многих участках вулканической зоны, сливаясь в крупные вулканические массивы, по обрамлению которых накапливались большие массы вулканогенно-осадочного материала.

В четвертичное время в наземных условиях только на юге Камчатки было извергнуто около 2,3 тыс. км³ вулканического материала [21]. Таким образом, при транспортировке из глубин к поверхности магмами вынесено около 10^{21} кал тепла. Количество изверженного материала возрастало от 0,001 км³/год в начале плейстоцена до 0,05 км³/год (10^9 кал/с) в голоцене; в составе его преобладают основные и средние породы (82–85%), хотя отмечаются и вспышки кислого вулканизма в среднем и верхнем плейстоцене и в голоцене. Вынос изверженного материала происходил не равномерно, а импульсами: более длительные по времени

←
Дикий Гребень, 4 — Ильинский, 5 — Желтовский, 6 — кальдера Ксудач, 7 — Ходутка, 8 — Горелый, 9 — Мутновский, 10 — Авачинский, 11 — Дзендзур, 12 — Купол, 13 — Опала, 14 — кальдера вулкана Карымского, 15 — Малый Семячик, 16 — Тауншиц, 17 — Кихпиныч, 18 — Большой Семячик, 19 — Крашенинникова, 20 — Хангар, 21 — Кизимен, 22 — вулканический рифт Толбачика, 23 — Безымянный, 24 — Шивелуч)

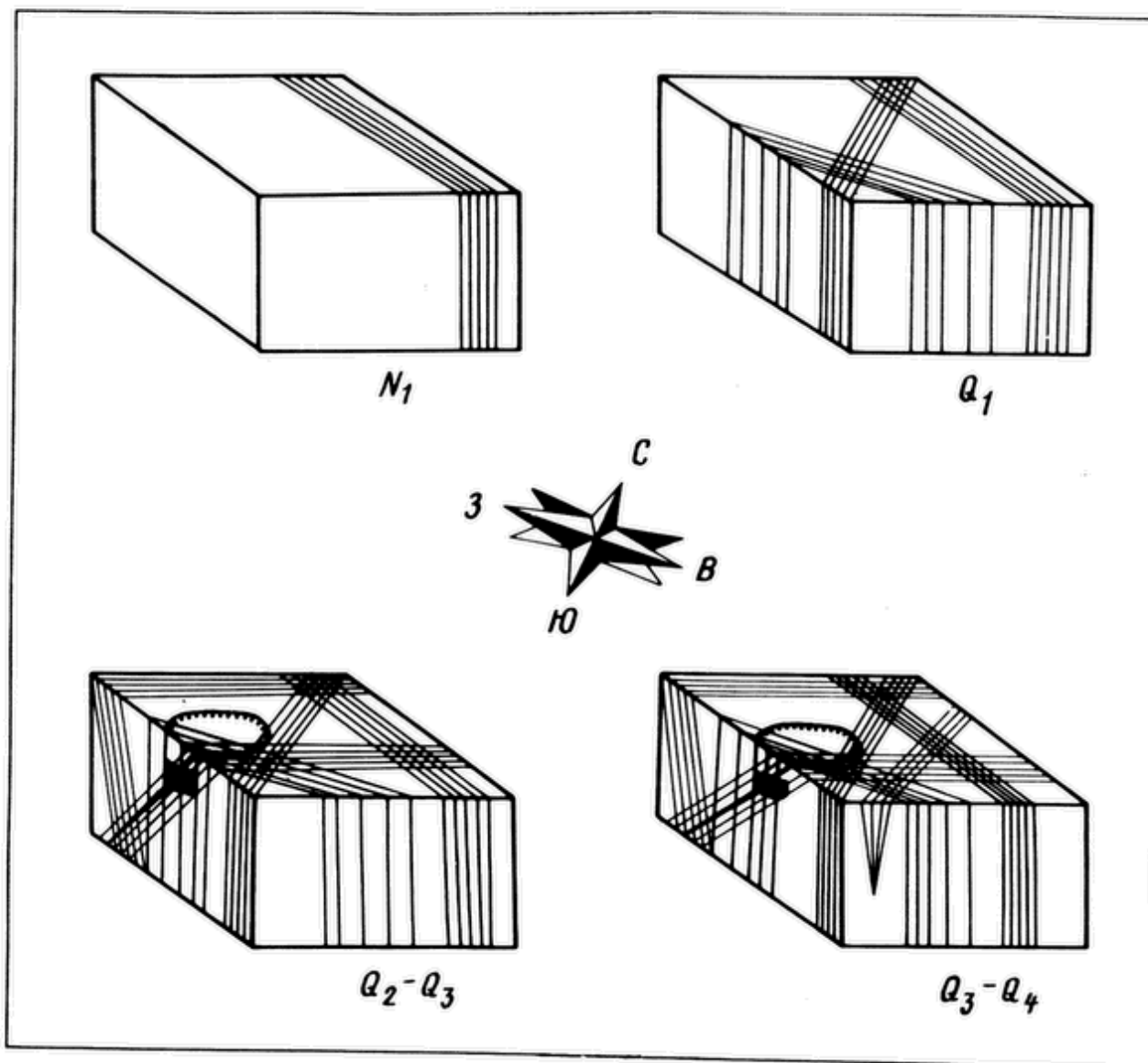


Рис. 25. Последовательность тектонических событий на Камчатке, по данным В.Л. Леонова

Пояснения см. в тексте

периоды относительно спокойной вулканической деятельности сменяются кратковременными, но очень сильными вспышками вулканической активности (табл. 1). Особенно активизировался этот процесс в голоцене.

В четвертичное время происходят также структурные преобразования, которые заключались в общем поднятии территории, активизации вертикальных тектонических движений разнообразного простираения, образовании кальдер и вулканических построек объемом до 200 км^3 . Возникли предпосылки для активного водообмена в относительно проницаемых зонах тектонических нарушений — наличие поднятых на достаточно высокие абсолютные отметки областей питания (постройки вулканов) и постоянных базисов дренирования, связанных с уровнем Тихого океана и глубоководного желоба.

В этих условиях в плиоцен-четвертичное время на Камчатке появляются гидротермальные системы, которые явились своего рода откликом на усиление вулканоматической активности и структурную перестройку в плиоцен-четвертичное время.

Для понимания структуры геотермальных резервуаров наибольший интерес представляют вертикальные блоковые тектонические движения

Таблица 1

Интенсивность четвертичного кислого вулканизма Южной Камчатки [32]

Вулканы	Объем кислых вулканитов (туфоигнимбриты, пемзы) на юге Камчатки, км ³		
	250 тыс. лет	50 тыс. лет	8 тыс. лет
Опала	—	50	—
Горелый	—	60–80	—
Мутновский	—	25% объема вулкана	—
Ксудач	—	6–7	2 (1907 г.)
Ильинский	—	—	10–11 (8 тыс. лет назад)
Желтовский	—	—	5 (Q ₄)
Паужетская структура	100 (Голыгинские горы)	—	50 (Дикий Гребень, окрестности Курильского озера)

в плиоцен-четвертичное время. Последовательность этих движений можно схематически представить, по В.Л. Леонову, в следующем виде (рис. 25): в миоцене — активизация разломов северо-западного простирания, а в нижнем плейстоцене — разломов меридионального и широтного простираний; в среднем и верхнем плейстоцене образование крупных кальдер и разломов северо-восточного простирания; в верхнем плейстоцене—голоцене — активизация разломов северо-северо-восточных направлений. Сеть тектонических нарушений и зон разломов имеет сложную геометрию, в чем можно убедиться с помощью рис. 26.

2.1.1. Гидрогеологические условия

Высокотемпературные гидротермальные системы непосредственно приурочены к обширным вулканотектоническим депрессиям и кальдерам, поверхностная гидротермальная деятельность отмечается в структурных поднятиях в пределах депрессий или в зонах пересечения тектонических нарушений (границ блоков) с локальными структурами. Водовмещающи-

Рис. 26. Тектоническая схема Южной Камчатки с нанесением термальной активности (А) и основных форма рельефа (Б)

1 — высота местности, м: а — более 500, б — менее 500; 2 — тектонические нарушения, по В.Л. Леонову; 3 — горячие источники; 4 — паровые струи

Цифры на схеме — источники и паровые струи: 1 — Камбальные; 2 — Сивучинские; 3 — Нижнекошелевские; 4 — Верхнекошелевские; 5 — Камбальные (Южные); 6 — Камбальные (Северные); 7 — Восточно-Камбальные; 8 — Восточно-Паужетские; 9 — Паужетские; 10 — Первые Ключи; 11 — Курильские; 12 — Желтовские; 13 — Верхне-ункановичские; 14 — Ункановичские; 15 — Кужетенские; 16 — Голыгинские; 17 — Ксудачинские; 18 — Ходуткинские; 19 — Асачинские; 20 — Саванские; 21 — Опальские; 22,23 — Активной воронки и Северного кратера Мутновского вулкана; 24,25 — Северо-Мутновские (Восточные и Западные); 26 — Дачные; 27 — Перевальные; 28 — Воиновские; 29 — Верхнежировские; 30 — Нижнежировские; 31 — Вилучинские; 32 — Поперечные; 33 — Верхнепаратунские; 34 — Среднепаратунские; 35 — Нижнепаратунские; 36 — Карымшинские; 37 — Малобанные; 38 — Большебанные; 39 — Начикинские

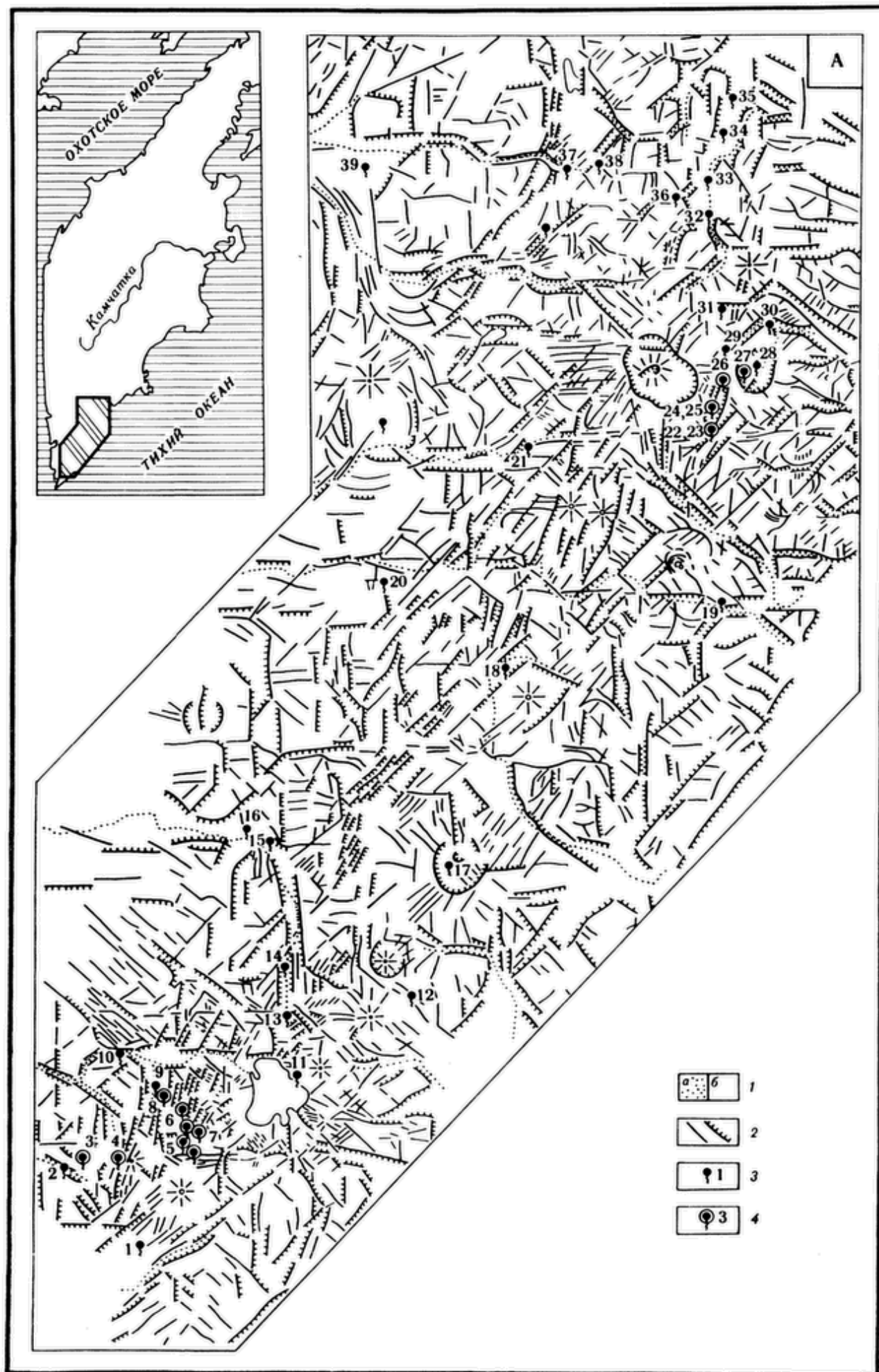


Рис. 26.

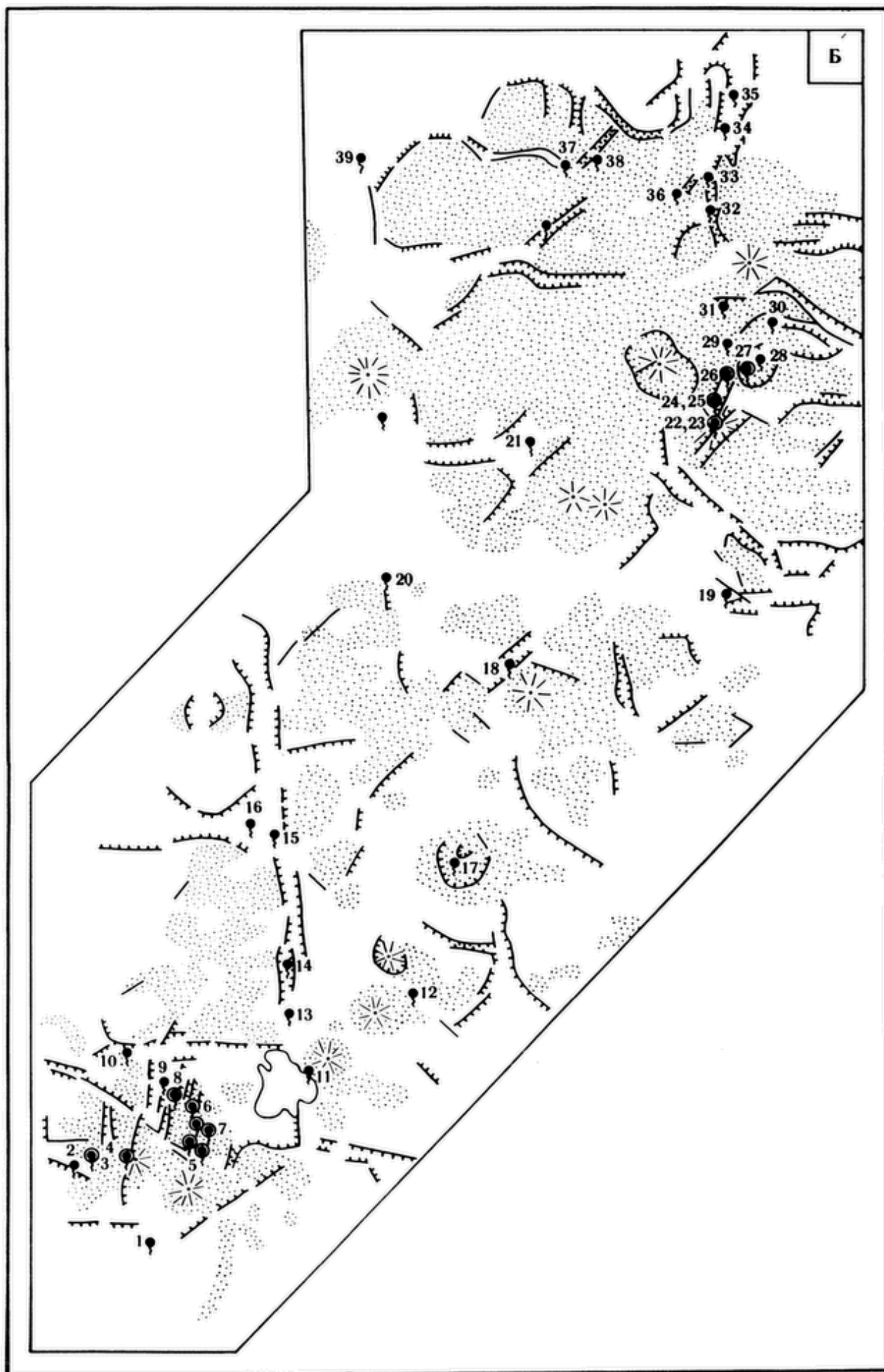


Рис. 26

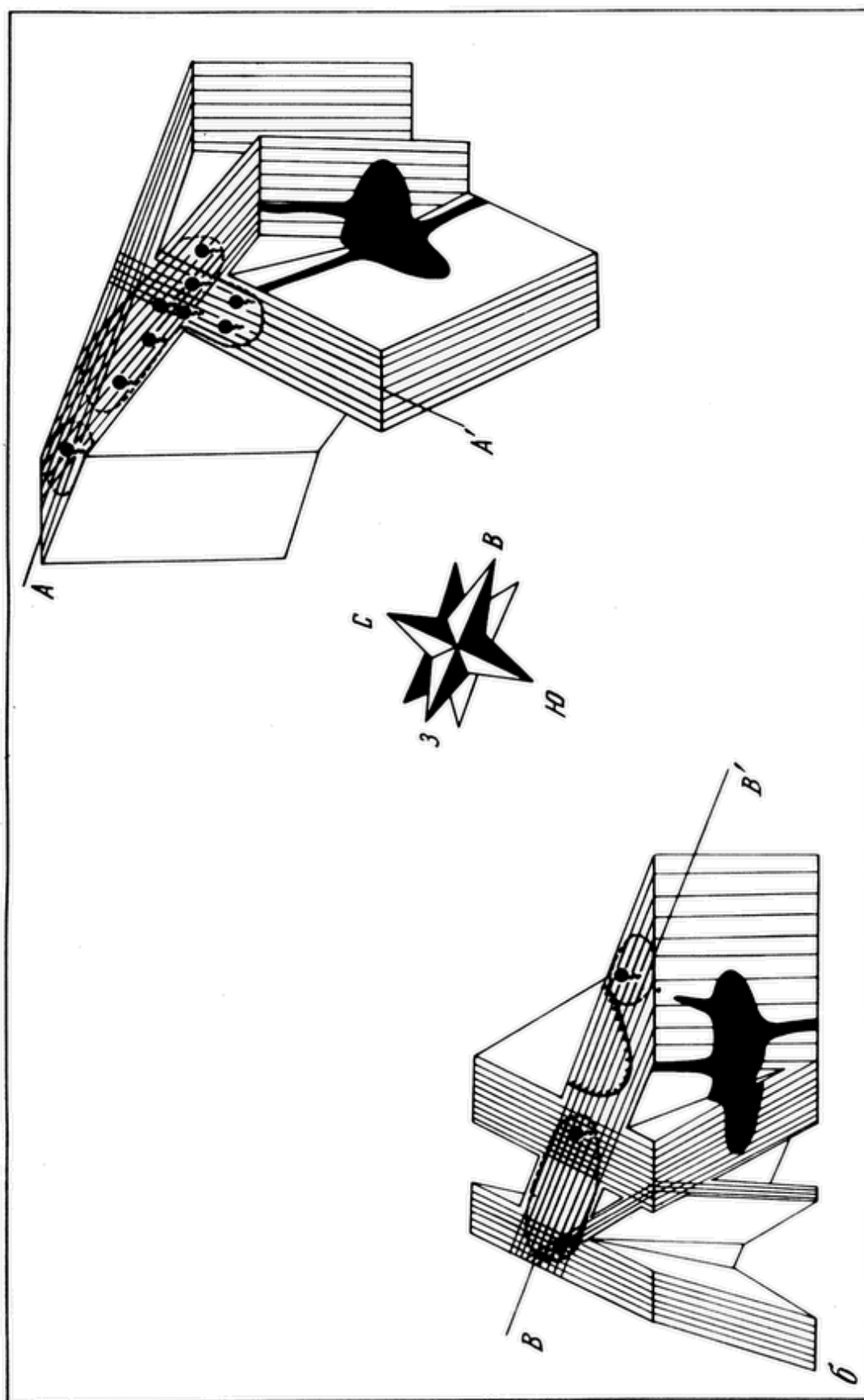


Рис. 27. Блок-схема района Паужетской и Кошелевской гидротермальных систем (а) и тектонические каркасы соответствующих геотермальных резервуаров (б)

ми толщами гидротерм являются относительно проницаемые вулканогенные породы, туфы, туфопесчаники, туфобрекчии, а также трещины и зоны дробления в непроницаемых породах — вулканитах различного состава. Последнее больше свойственно низкотемпературным гидротермальным системам, локализующимся в породах палеогенового—неогенового возраста. В связи с отсутствием в вулканогенных комплексах выдержанных по простиранию горизонтов стратиграфический контроль в меньшей степени обуславливает структуру потоков подземных вод. Скопления поровых и трещинно-поровых вод приурочены в основном к верхней части разреза и распространены в аллювиальных отложениях речных долин, современных вулканических постройках — шлаковых конусах, стратовулканах, пемзовых покровах и крупнообломочных туфах четвертичного возраста.

Гидрогеологические структуры, в пределах которых развивается современная гидротермальная деятельность, таким образом имеют небольшие размеры, что обусловлено их тектоническим ограничением или локальным распространением водовмещающих пород. Характерной особенностью таких структур является присутствие в верхней части разреза плотных непроницаемых пород, которые, перекрывая нижележащие проницаемые слои, играют роль водоупоров и способствуют формированию и сохранению скоплений термальных вод.

В гидродинамическом отношении эти структуры представляют собой в большинстве случаев водонапорные системы малых артезианских бассейнов и артезианских склонов. В этих системах (резервуарах) высокотемпературные воды находятся в жидком состоянии вследствие большого гидростатического давления. По характеру циркуляции они относятся к трещинно-пластовому и трещинно-жильному типам напорных (артезианских) вод. В границах конкретных гидрогеологических структур высоконагретые воды образуют локальные потоки. Пьезометрические уровни их согласуются с положением статических уровней холодных напорных вод, изменяющихся в общем случае в соответствии с геоморфологической обстановкой.

Форму геотермальных резервуаров можно представить на примере гидротермальных систем Южной Камчатки — Паужетской и Кошелевской, изученных с помощью бурения. Территориально геотермальный резервуар Паужетской системы приурочен к сочленению меридиональной структуры Камбального хребта с зоной тектонических нарушений северо-западного простирания, упирающейся своим продолжением в северную границу Паужетской вулканотектонической депрессии (по р. Озерной) (рис. 27,а). В соответствии с приведенной тектонической схемой В.Л. Леонова (см. рис. 26) Паужетский геотермальный резервуар можно принять за сочетание наклонной четырехугольной призмы (вмещающей тектонические нарушения меридионального простирания, падающие к востоку) и параллелепипеда (вмещающего тектонические нарушения северо-западного простирания). Вся эта конструкция примыкает к параллелепипеду широтного простирания (рис. 27,б). Геотермальный резервуар Кошелевской системы приурочен к Кошелевскому вулканическому массиву и его продолжению в район третьей и четвертой речек. В соответствии с тектонической схемой В.Л. Леонова (см. рис. 26) его структуру можно в общих чертах представить как сочетание прямой призмы (вмещающей тектони-

ческие нарушения широтного простиранья) с двумя наклонными призмами меридионального простиранья, падающими одна к востоку, а другая к западу (см. рис. 27, б).

Основным источником водного питания гидрогеологических структур, вмещающих гидротермы, являются атмосферные осадки (600–2000 мм/год). Выдержанных по простиранью водоупоров в вулканогенных бассейнах не обнаружено, поэтому питание последних может осуществляться по всей площади их распространения. Наиболее благоприятны для водного питания участки разломов и повышенной трещиноватости в пределах поднятий вулканических массивов и вулканических плато, где выпадает повышенное количество осадков, и районы аккумуляции поверхностного стока – бессточные котловины, кальдеры, крупные водоемы, участки на высоких абсолютных отметках. Модуль стока, по данным Е.А. Вакина, 30–60 л/(с · км²), из них более половины приходится на поверхностный сток. Подземный сток (не дренируемый местной речной сетью) составляет для района Паужетской гидротермальной системы 10–20 л/(с · км²), аналогичные оценки приводятся для Корякско-Авачинской группы вулканов [18]. По данным В.Г. Охупкина, величина подземного стока в районе кальдеры вулкана Горелого – также около 20 л/(с · км²).

Можно высказать следующие соображения по конкретным геотермальным резервуарам.

Областями водного питания Паужетской гидротермальной системы являются, по-видимому, приводораздельные участки Камбального хребта и прилегающие к нему с востока озера, приподнятые на высокие абсолютные отметки. В результате в геотермальном резервуаре создается термоартезианский напор + 100 ÷ + 135 м (см. рис. 27).

В Кошелевской гидротермальной системе наиболее благоприятные условия для инфильтрации создаются в кальдере Западно-Кошелевского вулкана (абс. отм. 900–1000 м, диаметр 8 км, см. рис. 27). Уровень термальных вод находится здесь на абсолютных отметках +250 ÷ + 300 м.

Для изученных высокотемпературных гидротермальных систем характерен преимущественно трещинный тип циркуляции, хотя трещины гидравлически связаны между собой и, более того, в границах локальных потоков отмечаются черты пластовых гидрогеологических структур (например, Паужетская система, Долина Гейзеров). В отличие от обычных подземных вод в гидротермальных системах положение пьезометрического уровня высоконагретых вод зависит также от температуры (в связи с уменьшением объемного веса воды) и определяется так называемым термоартезианским напором (давлением). Несмотря на это, пьезометрические уровни термальных вод согласуются с положением статических уровней холодных напорных вод, очаги водной разгрузки гидротермальных систем, так же как и обычных водонапорных систем, приурочены к отрицательным формам рельефа, а области питания (инфильтрации) – к их возвышенным участкам. С высокой температурой гидротерм можно связывать также интенсификацию водообмена во всей водонапорной системе за счет большой скорости фильтрации, увеличения разгрузки благодаря термолифту [1, 60].

2.1.2. Температура и тепловая мощность гидротермальных систем

К основным показателям, характеризующим физические условия гидротермальных систем, относятся температура и вынос тепла [3,60]. Температура на глубине и характер ее распределения в гидротермальных системах изучены по данным бурения на Паужетском, Большебанном, Кошелевском, Паратунском, Эссовском и Мутновском геотермальных месторождениях. Максимальная температура – 272°C – отмечена пока в скв. 4 на Мутновском геотермальном месторождении, 253°C – на Кошелевском месторождении. Анализ измерения температуры в верхней части этого месторождения позволяет оценить температуру на глубине 800 м в 270°C [61]. На Паужетском месторождении температура достигает 225°C , на Большебанном месторождении зарегистрированная температура не превышает 172°C .

Среди низкотемпературных систем наибольшая температура (около 100°C) отмечена в скважинах Паратунского месторождения, на Эссовском месторождении зарегистрировано 78°C . Распределение температур по площади и глубине зависит от характера обводненности и геологического строения конкретного участка и в основном определяется условиями циркуляции флюида. В верхней части разреза, обычно представленной относительно водоупорными отложениями, наблюдается наибольший температурный градиент $40\text{--}80^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ и передача тепла идет за счет теплопроводности.

В соответствии с высокими температурными градиентами в кровле гидротермальных систем определяется аномально высокой кондуктивный тепловой поток, достигающий $200\text{--}2000\text{ мВт/м}^2$. Кстати, эта особенность теплового режима систем используется при поисках и разведке геотермальных резервуаров.

В толще пород, вмещающих высоконагретые воды и пар, температура с глубиной незначительно увеличивается, и только на отдельных участках в случае формирования латерального потока наблюдается инверсия температур [58].

Конфигурация изотерм в плане и разрезе обычно подчеркивает гидродинамические условия и особенности геологического строения и коррелируется с изменениями химического и газового состава гидротерм [46, 58]. Существование высоких температур в недрах гидротермальных систем, превышающих намного температуру кипения при атмосферном давлении, обуславливает вскипание воды (парообразование) на различных глубинах в зависимости от конкретных геотермических условий и величины гидростатического давления. Возможность парообразования в высокотемпературных системах, в верхних частях которых находится относительно проницаемый резервуар, вмещающий перегретые (по отношению к атмосферному давлению) воды (система с преобладанием воды по Д. Уайту и др. [130]), обуславливает разнообразную поверхностную гидротермальную деятельность, т.е. различные формы выноса тепла.

В том случае, когда пьезометрическая поверхность находится над поверхностью Земли (обычно область разгрузки водонапорной системы), наблюдаются преимущественно горячие или кипящие источники и гейзеры, паровые струи и участки прогретой ими почвы (Паужетская система,

Таблица 2

Тепловая мощность и состояние теплоносителя высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки [62]

Название системы	Состояние и температура теплоносителя на поверхности	Тепловая мощность, тыс. ккал/с
Кошелевская	Перегретый и насыщенный пар	75
Паужетская	Насыщенный пар, вода (кипение)	25
Ходуткинская	Вода (55–88 °С)	10
Северо-Мутновская	Насыщенный пар, вода (кипение)	23
Большебанная	Вода (кипение)	7
Гейзерная	Насыщенный пар, вода (кипение)	70
Узонская	Насыщенный пар, вода (кипение)	64
Семячикская	Перегретый и насыщенный пар	75
Киреунская	Вода (кипение)	5

Долина Гейзеров, Большебанная система и др.). Если пьезометрические уровни устанавливаются ниже поверхности, отмечаются только выходы пара в виде отдельных струй или рассредоточенного парения (участки "парящего грунта").

Выходящий пар является "вторичным", и его температура соответствует точке насыщения при данном атмосферном давлении. Обычно участки с выходами пара приурочены к возвышенностям микрорельефа. Если пар, выделившийся с поверхности подземных вод, выходит в понижения, заполненные поверхностными водами, то образуются кипящие или грязевые котлы и озера, с поверхности которых непрерывно отделяется пар. Как правило, они характеризуются почти полным отсутствием стока.

В гидротермальных системах с преобладанием пара [130] поверхностные термопроявления представляют паровые струи, горячие и кипящие котлы. Последние часто имеют вид источников, хотя формируются за счет внедрения парогазовых струй в поверхностные или грунтовые воды и подобны проявлениям гидротермальных систем первого типа на участках низкого положения пьезометрической поверхности.

Масштаб современной гидротермальной деятельности можно оценить по тепловой мощности гидротермальных систем в естественных условиях.

Мощность этих гидротермальных систем или термальных полей в настоящее время определяется по суммарному выносу тепла источниками, паровыми струями или фумаролами, теплоотдачей с участков рассредоточенных выходов пара "парящий грунт", теплоотдачей с поверхности нагретых пород, кондуктивным потоком на участках термальных полей, теплоотдачей с поверхности теплых озер и кипящих котлов.

В табл. 2 приведены данные по тепловой мощности термальных полей и гидротермальных систем, при определении которых с той или иной степенью точности учтены все ее составляющие, включая скрытую разгрузку высокотермальных вод.

Наибольшую тепловую мощность на Камчатке имеют Кошелевская (75 тыс. ккал/с), Семьячкская (75 тыс. ккал/с) системы и Долина Гейзеров (70 тыс. ккал/с), сходные в этом отношении с гидротермальными системами Новой Зеландии, Исландии и других стран современного вулканизма.

В целом вынос тепла различными видами гидротермальной активности на Камчатке (с учетом скрытой разгрузки гидротерм в поверхностные водотоки) оценивается в $5 \cdot 10^8$ ккал/с, в том числе около $1 \cdot 10^8$ ккал/с — источниками с температурой не менее 100 °С.

2.1.3. Источники теплового питания гидротермальных систем

Приведенные значения выноса тепла в естественных условиях показывают, что плотность теплового потока в пределах гидротермальных систем превышает фоновые его значения в десятки раз и составляет 2,5–5 Вт/м² для Паужетской системы и Долины Гейзеров [60]. Региональный тепловой поток в районах развития наиболее мощных гидротермальных систем Восточно-Камчатской вулканической зоны составляет 50–60 мВт/м², Южно-Камчатской и Срединно-Камчатской вулканических зон — 80–100 мВт/м² [53–55]. Региональный тепловой поток, очевидно, не может обеспечить прогрев современных гидротермальных систем. Пространственное совпадение проявлений гидротермальной и магматической (вулканической) деятельности привело многих исследователей к заключению, что источником теплового питания может быть внедрение в водоносные системы магматических расплавов.

Предполагается, что обводненные породы должны прогреваться за счет кондуктивной передачи тепла от магматического очага, а также выделяющимися летучими. Последнее предположение оспаривали К. Бануэлл, В.В. Аверьев и другие исследователи, которые считали, что нагрев гидротерм таким путем возможен только при наличии очень крупных интрузивов объемом в сотни кубических километров, залегающих на относительно небольшой глубине. Наличие таких крупных интрузивных тел в конкретных районах пока не доказано. Кроме того, остаются проблематичными механизм и степень отделения летучих из расплава. По мнению В.В. Аверьева [3], критически проанализировавшего возможные пути прогрева гидротермальных систем, их формирование можно объяснить только поступлением снизу горячего водного флюида — "эндогенного пара", генерация которого не связана с внутрикоровыми магматическими телами, а является следствием самостоятельного глубинного процесса. Формирование современных гидротермальных систем в таком случае есть результат смешения высоконагретого флюида с инфильтрационными водами конкретных гидрогеологических структур.

Вместе с тем изучение в последние годы механизма вулканической деятельности, образования первичных магматических и промежуточных (коровых), в том числе неглубокозалегающих очагов, и оценки их объемов позволили вновь поставить вопрос об источниках теплового питания гидротермальных систем [30].

Магматические очаги вулканов. Вулканы сообщаются с первичными магматическими очагами, которые поставляют магму для извержений.

Наибольший интерес (как источники теплового питания) представляют магматические очаги, залегающие неглубоко, на глубинах до 3–10 км. Существование таких неглубокозалегающих магматических очагов на Камчатке предполагается по результатам интерпретации геофизических работ.

Под Авачинским вулканом очаг располагается между верхнемеловым фундаментом и перекрывающими его вулканогенно-осадочными отложениями на глубине 2–3 км ниже уровня моря. По сейсмическим данным, радиус очага – 5,2 км, радиус наиболее прогретой части – 3,6 км, гравиметрические данные свидетельствуют о том, что его размеры $5,2 \times 5,5 \times 2,6$ км, если плотность магмы $2,85\text{--}3,1 \text{ г/см}^3$ [4, 95].

Под Новыми Толбачинскими вулканами на глубине 2 км обнаружена неоднородность размерами 3×5 км, обладающая проводящими свойствами магматического расплава (удельное электрическое сопротивление 1–10 Ом·м), которая, по всей видимости, может отождествляться с магматическим внедрением [4].

По гравиметрическим данным и результатам МТЗ [4], под Безымянным вулканом очаг располагается на глубине от 10 до 20 км.

О наличии и времени внедрения неглубокозалегающих магматических тел в пределах гидротермальных систем можно судить также по выходящим на поверхность экструзивным образованиям.

В районе Паужетской гидротермальной системы известны три экструзивных образования, свидетельствующие о существовании на небольшой глубине под Камбальным хребтом магматического тела: 1) экструзия Цветные Скалы (ξQ_2) вблизи III группы Южно-Камбальных паровых струй (см. рис. 28); 2) экструзия Плоская (ξQ_3^3) [20], расположенная юго-западнее I группы Северо-Камбальных паровых струй, и 3) самое крупное экструзивное образование – Дикий Гребень (ξQ_4^2). Согласно временной шкале четвертичного периода, последовательность поступления тепловых импульсов можно приблизительно представить в виде следующего ряда: 200, 50 и менее 10 тыс. лет назад [24].

Индикатором неглубокозалегающего магматического тела под Кошелевским вулканическим массивом служит Фумарольная экструзия ($\alpha \xi Q_3$), расположенная неподалеку от Верхнекошелевских паровых струй. Время образования близповерхностного магматического тела приблизительно 50 тыс. лет тому назад.

Более сложной представляется картина в Мутновской гидротермальной системе. Двугорбая и Скалистая экструзии (ξQ_3) и кальдера вулкана Горелого являются свидетельством существования системы магматических резервуаров в недрах. В районе Дачных терм Северо-Мутновской гидротермальной системы на глубине 5–6 км, по данным магнитотеллурического зондирования, поверхность расплавленного тела круто падает к западу. Возможен также неглубокозалегающий очаг под вулканом Мутновским (Q_3), обладающим громадным (3-километровым в поперечнике) вершинным кальдерой-кратером. На основании этого предполагается, что выплавление магматических камер произошло ~ 50 тыс. лет тому назад.

Кроме того, можно предполагать наличие неглубокозалегающих магматических очагов под другими действующими вулканами Камчатки с кислым или промежуточным составом лав, а также под четвертичными кальдерами (см. рис. 24). Прежде всего здесь можно назвать кальдеры Карым-

Таблица 3

Ресурсы тепла, аккумулированного обводненными горными породами высокотемпературных геотермальных месторождений Камчатки

Месторожде- ние	Пространственные характеристики термоаномалий			
	глубина залегания, км	площадь, км ²	мощность, км	объем, км ³
Киреунское	0,5	7	2,5	17,5
Большебанное	0,5	6	2,5	15
Мутновское	0,5	48	2,5	120
Паужетское	0,5	10	2,5	25
Камбальное	0,5	16	2,5	40
Нижнекошелев- ское	0,5	10	2,5	25

П р и м е ч а н и е. Прогнозные температуры соответствуют средним температурам гидротермальных систем с преобладанием пара, за исключением Паужетского и Большебанного, температуры для которых определены по данным измерений в скважинах.

ского вулкана, Узон, Ксудач и др. Небольшие значения глубин залегания магматических очагов под некоторыми вулканами приводятся по зарубежным данным: вулканы Оосима, Сакурадзима (Япония) – 2–3 км, вулкан Килауэ (Гавайские острова) – 2 км. Эти оценки основаны на наблюдениях за деформациями поверхности, на магнитометрических, гравиметрических и сейсмических наблюдениях [4].

По данным И. Фридлейфссона [96], в кальдере вулкана Крафла (Исландия) поверхность магматического очага залегает на глубине 3 км, эти оценки получены также на основании геофизических исследований.

Аналогичными методами зафиксирован магматический очаг на глубине около 10 км в районе геотермального месторождения Серро-Приетто [108]; в районе месторождения Гейзеры (США) магматическое тело предполагается на глубине 3 км от поверхности в виде частично расплавленного интрузива, имеющего форму, близкую к цилиндрической, и объем 1000 км³ [129]. Два магматических тела на глубине 1,5 и 5 км соответственно находятся под вулканом Питон-де-ля-Фурнез (о-в Реюньон).

Перенос тепла в гидротермальных системах. Необходимость привлечения дополнительного источника тепла для возникновения и функционирования гидротермальных систем выявляется из известных данных о тепловой мощности, тепловом потоке и температуре в недрах. Независимо от его

Прогнозная средняя темпера- тура, °С	Тепловая энергия, 10 ¹⁸ Дж		Электри- ческая энергия, МВт X X 100 лет	Максимальная температура источников, °С
	аккумуля- лирован- ная	извлекае- мая		
200	9,452	0,472	60	Кипящие и горячие источники с температурой 36–77 °С
200	8,099	0,405	51	Кипящие источники. Максимальная температура в скважине на глубине 480 м – 171,5 °С
220	71,162	2,850	450	На поверхности – струи насыщенного пара. Температура в скважине – 272 °С
200	13,500	0,675	64	Кипящие источники. Максимальная температура в скважинах на глубине 640 м – 210 °С
220	23,776	1,189	113	На поверхности – струи насыщенного пара
220	14,847	0,742	94	На поверхности – струи насыщенного пара. Максимальная температура в скважинах на глубине 1200 м – 253 °С

природы – внедрение магматического очага или флюида в водоносные слои – механизм кондуктивной теплопередачи не может обеспечить появление в приповерхностных условиях таких мощных термоаномалий, какими являются гидротермальные системы. Очевиден вывод, к которому пришли давно исследователи современного гидротермального процесса о переносе тепла преимущественно конвекцией. Наиболее четко это заключение выражено в работах Дж. Эльдера [90, 91]. Он показал, что движение водных масс в гидротермальных системах определяется свободной и вынужденной конвекцией. Как можно видеть из сравнения его модельных опытов и распределения давления и температур в природных системах, в верхних частях систем, по крайней мере на глубинах 1–3 км, гидротермы формируют ограниченные в сечении восходящие потоки. В нижних частях системы четкие границы потоков отсутствуют и циркуляция воды имеет рассредоточенный характер.

2.1.4. Геотермальные ресурсы

Полученные характеристики по тепловой мощности высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки, температура в недрах и предполагаемые размеры резервуаров позволяют сделать прогнозную оценку геотермальных ресурсов и таким образом оценить практическую значи-

мость исследований гидротермального процесса. Общая прогнозная оценка ресурсов была сделана ранее [62, 63].

В настоящее время в практике изучения высокотемпературных гидротерм на Камчатке применяются два способа прогнозирования геотермальных ресурсов:

1) на основе определения выноса тепла поверхностными термопроявлениями;

2) по данным определения тепловой энергии, которая содержится в горных породах, насыщенных флюидом и распространенных в пределах гидротермальных систем.

Первая оценка основывается на допущении, что естественная тепловая мощность, определяемая по сумме выноса тепла поверхностными термоаномалиями, отождествляется с минимальными геотермальными ресурсами, увеличение которых возможно при вскрытии глубоких горизонтов скважинами в процессе разведки и эксплуатации месторождений. Эта прогнозная оценка геотермальных ресурсов дается с учетом коэффициента увеличения тепловой мощности. Его значения определены по сопоставлению полученных эксплуатационных запасов геотермальных месторождений и оценок тепловой мощности естественной разгрузки гидротерм. Реально извлекаемые запасы, как установлено при разведке Паужетского, Большебанного месторождений, превышают тепловую мощность в три и более раза [62, 63]. Очевидно, что принимаемый нами эмпирический коэффициент увеличения тепловой мощности, равный 3, отражает реальное соотношение между выносом тепла на поверхность и запасами, заключенными в недрах гидротермальных систем (месторождений). Подсчитанные таким образом минимальные ресурсы высокотемпературных гидротермальных систем Камчатки — около $4,5 \cdot 10^9$ Дж/с. С учетом коэффициента извлечения и использования электрической энергии они могли бы обеспечить стабильную работу геотермальных станций мощностью не менее 500–675 МВт.

Второй способ прогнозирования геотермальных ресурсов заключается в оценке тепловой энергии, содержащейся в горных породах в недрах систем (резервуаре), насыщенных флюидом. В развитие ранее принятых разными авторами оценок методика подсчета предложена при определении ресурсов США и Италии [82]. Она заключается в оценке объема блока, слоя или резервуара нагретых пород, их температуры и удельной теплоемкости.

Объем пород, слагающих гидротермальную систему (резервуар) можно определить по площади развития поверхностных термопроявлений с учетом геологического строения, гидрогеотермических условий и мощностей (высоты) резервуара. Удельная теплоемкость пород, насыщенных водой и паром, принимается равной $2,7 \text{ Дж/см}^3$, температура оценивается по геохимическим термометрам, расчету по тепловому потоку или по данным измерения в параметрических скважинах. Возможное получение электрической энергии получается введением коэффициентов извлечения тепловой энергии (0,2) и использования электрической энергии (0,5).

Подсчитанные таким способом ресурсы тепла высокотемпературных геотермальных месторождений, рассматриваемых как часть гидротермальных систем, эквивалентны электрической энергии около $2000 \text{ МВт} \times 100 \text{ лет}$ [63]. Наиболее перспективные и изученные из них (табл. 3; см.

рис. 24) могли бы обеспечить получение электрической энергии более $800 \text{ МВт} \cdot 100 \text{ лет}$.

Для сравнения приведем величину возможного получения электрической энергии вулканов и кальдер Камчатки, показанных на рис. 24, при условиях подсчета, аналогичных подсчету энергии высокотемпературных гидротермальных систем — $6000 \text{ МВт} \cdot 100 \text{ лет}$ [63].

2.2. Гидрогеотермическая характеристика Паужетской, Кошелевской и Мутновской гидротермальных систем

2.2.1. Паужетская гидротермальная система

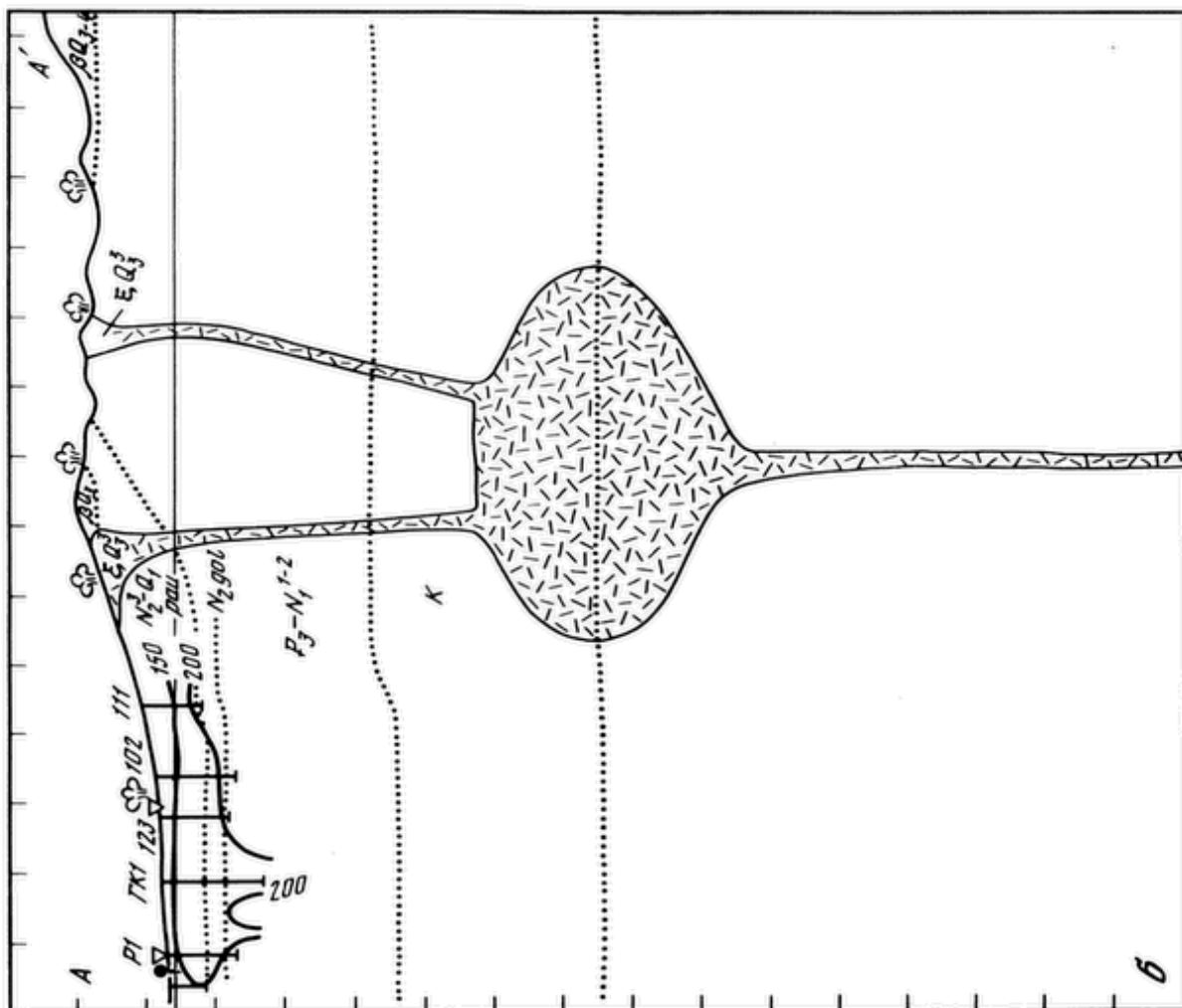
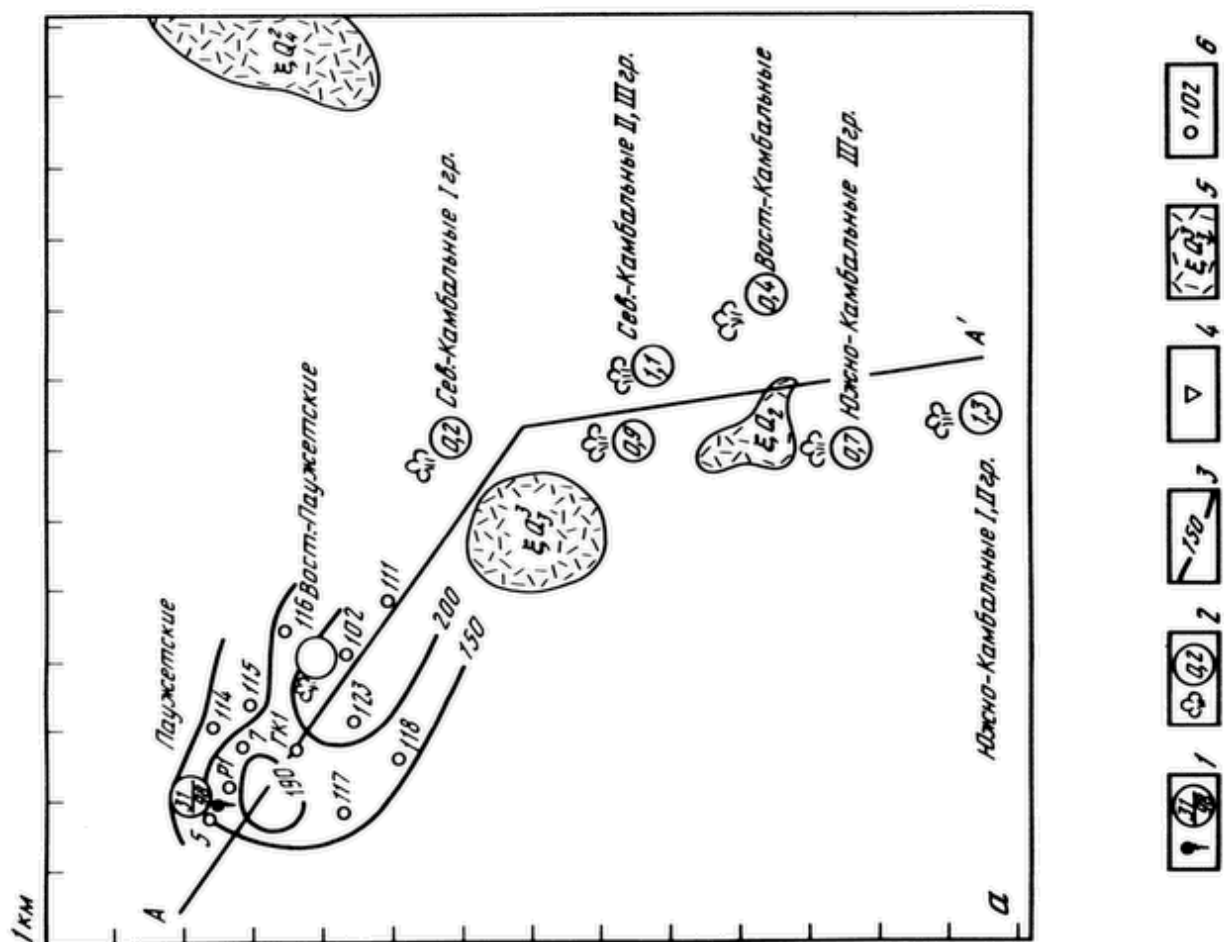
Паужетская гидротермальная система приурочена к Паужетской кольцевой вулканотектонической структуре [21] и включается в Паужетский геотермальный район [62]. Гидротермальная деятельность сосредоточена в пределах Камбального хребта, в приосевой части и на северо-западном склоне (паровые струи), а также у его западного склона в долине р. Паужетки — Паужетские кипящие источники.

В результате разведки Паужетского месторождения термальных вод и исследований термальных полей Камбального хребта было установлено, что Паужетские кипящие источники и паровые струи Камбального хребта представляют собой проявления единой гидротермальной системы [7] и связаны с напорными водоносными термальными комплексами в туфогенно-осадочной толще палеогеново-неогеново-четвертичного возраста.

Геологическое строение. В разведочных скважинах Паужетского месторождения самыми древними вскрытыми породами является толща неогеновых вулканомиктовых песчаников (на глубине 650 м). Выше залегают туфы паужетской свиты, состоящие из перемещающихся слоев спекшихся туфов, туфоконгломератов и псефитовых туфов. Верхняя часть разреза представлена алевролитовыми туфами дацитов мощностью около 100 м. Общая мощность паужетской свиты — 550 м; породы свиты распространены в восточном и юго-восточном направлениях и слагают приосевую часть Камбального хребта. Они нарушены субмеридиональной системой разломов, проходящих параллельно осевой линии хребта. Возраст отложенный паужетской свиты датируется как плиоцен-нижнечетвертичный. Структура Камбального хребта представляет собой моноклираль, осложненную в северной части четвертичным вулканотектоническим поднятием.

Для нее и для Паужетской вулканотектонической структуры в целом характерно широкое развитие молодых экструживных образований риолитового и андезито-дацитового состава [7, 21]. Они занимают значительную часть площади хребта. Экструзии образуют массивы изометричной формы, небольшие куполы и хребты и имеют размеры в плане от 0,01 до 8 км^2 . Наибольшие из них — экструзии Плоская, Цветные скалы и др. Проявления кислого вулканизма в районе отмечены образованием пемзовых отложений на участке Курильского озера, внедрением экструзии Дикий Гребень и др.

В целом Паужетская гидротермальная система и другие термопроявления района развивались на фоне активной вулканической деятельности. В палеогеново-неогеновое время заложились долгоживущие вулканичес-



кие сооружения, такие, как вулкан Камбальный и Кошелевский. Формирование структуры Камбального хребта проходило при излияниях андезитовой и базальтовой магм, центры которых перемещались с юга на север. Можно сказать, что длительная и интенсивная вулканическая деятельность проходила почти непрерывно со среднего плиоцена до голоцена включительно. Объем изверженных за это время продуктов показан в табл. 1.

Гидротермальная деятельность, тепловая мощность, температура в недрах. Поверхностная термальная активность проявляется в самой разнообразной форме и имеет тот же характер, что и на других участках современной гидротермальной деятельности. На Паужетском поле наблюдаются горячие, кипящие источники и гейзеры, паровые струи и участки прогретой почвы, связанные с разгрузкой высоконагретых подземных вод. На термальных полях Камбального хребта отмечаются только выходы пара в виде отдельных струй и рассредоточенного парения. В настоящее время выходы пара на Камбальном хребте объединены в девять групп, которые вместе с Паужетским полем образуют зону северо-западного простираия шириной около 3 км [7]. Расположение термальных полей и их тепловая мощность показаны на рис. 28 (см. рис. 27). Общий вынос тепла с каждого поля определялся по выносу тепла паровыми струями и теплоотдаче с участков парящего грунта (конвективная составляющая) и кондуктивного теплового потока. Тепловой поток определялся по данным измерения тепломерами или расчетам по графику температур и теплопроводности грунта на площади термального поля, оконтуренного по изотерме $+20^{\circ}\text{C}$ на глубине 1 м. Тепловая мощность Паужетского термального поля измерена по суммарному дебиту кипящих источников (31 кг/с) и суммарной скрытой разгрузке термальных вод с учетом дебита кипящих источников 100 кг/с. При среднем теплосодержании перегретой воды источников 150 ккал/кг тепловая мощность составила 15 тыс. ккал/с [62]. Площадь поля по изотерме $+20^{\circ}\text{C}$ составила 323 м². Удельные теплопотери — 0,46 кал/(с · м²).

Тепловая мощность гидротермальной системы в целом определена по сумме выноса тепла на Паужетском поле и полях Камбального хребта. Минимальная тепловая мощность последних оценена по непосредственным измерениям теплопотерь на термальных полях — 4880 ккал/с. Большая величина получается по расчету, если принять удельные теплопотери на термальных полях Камбального хребта равными удельным теплопотерям Паужетского поля. Тогда при площади термальных полей 278 тыс. м² получим тепловую мощность, равную 12,8 тыс. ккал/с. Для последующих расчетов мы приняли величину естественного выноса тепла 10 тыс. ккал/с. Таким образом, естественная тепловая мощность Паужетской системы оценивается в 25 тыс. ккал/с.

Рис. 28. Гидротермальная и магматическая активность и распределение температуры в Паужетской гидротермальной системе: в плане (а) и разрезе (б)

Условные обозначения к рис. 28, 34, 36:

1 — термальные источники; в кружках: в числителе — дебит, кг/с, в знаменателе — температура, $^{\circ}\text{C}$; 2 — паровые струи, в кружках — тепловая мощность, 10^3 ккал/с; 3 — геоизотермы (на отметке -400 м), $^{\circ}\text{C}$; 4 — пьезометрический уровень термальных вод; 5 — предполагаемое расположение кислых магматических экзтрузий и магматических тел; 6 — скважины и их номера

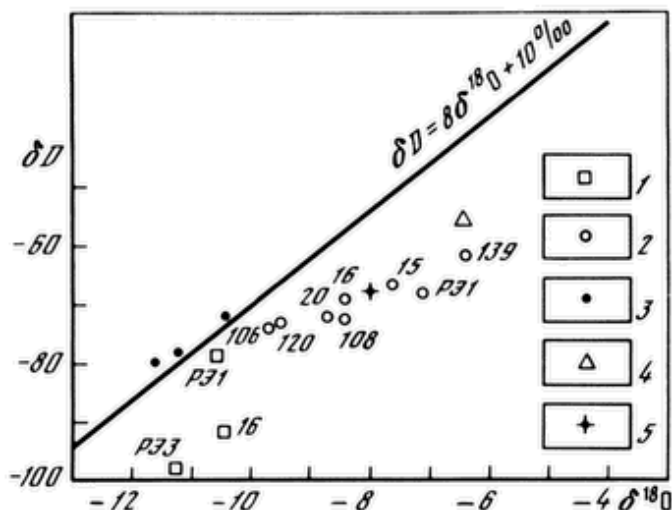


Рис. 29. Распределение D и ^{18}O в подземных водах Паужетского месторождения (анализ выполнен В.А. Поляковым)

Данные: 1 — А.И. Сережников [51]; 2–5 — А.В. Кирюхина: 2 — по эксплуатационным скважинам, 3 — по метеорным водам Камбального хребта, 4 — по Курильскому озеру (глубина отбора пробы 300 м), 5 — по горячим источникам Первые Ключи

Геотермический режим гидротермальной системы, как показывают результаты изучения буровых скважин Паужетского месторождения, определяется условиями циркуляции высокотермальных вод. В относительно водоупорной толще температура с глубиной интенсивно нарастает (градиент $0,6\text{--}2,8\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$), свидетельствуя о переносе тепла преимущественно кондуктивным путем, а в обводненных породах медленно увеличивается (градиент $0,1\text{--}0,2\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{м}$). В толще обводненных пород температура достигает наибольших значений и изменяется от 152 до 220° . Максимальные ее значения отмечаются на юго-востоке месторождения.

Паужетская термоаномалия имеет в плане (абс. отм. -400 м) вытянутую в северо-западном направлении форму, что отражает ее приуроченность к зонам соответствующих тектонических нарушений (см. рис. 28). В разрезе видно, что температуры нарастают с глубиной при смещении на юго-восток в сторону хребта Камбального; в северо-западной части отмечается температурная инверсия. Распределение на поверхности термопроявлений представляет собой как бы горизонтальную проекцию термоаномалии, по ней можно судить о том, что геотермальный резервуар приурочен к зоне протяженностью не менее 15 км и шириной $2,5\text{--}3\text{ км}$.

Из рис. 28 видно также распределение тепловой мощности Паужетской гидротермальной системы: вынос тепла горячими источниками в долине р. Паужетки (расход 31 кг/с , температура $99\text{ }^{\circ}\text{C}$ — видимая разгрузка и расход 65 кг/с — скрытая разгрузка; всего 10^4 ккал/с) и паровыми струями Камбального хребта (расход 15 кг/с пара с теплосодержанием 640 ккал/кг).

Химический состав гидротерм. В зоне разгрузки глубинные гидротермы представляют собой азотно-углекислые щелочные воды, преимущественно хлоридно-натриевого состава. Воды характеризуются общей минерализацией $2,7\text{--}3,4\text{ г/л}$ и повышенным (для вод данной минерализации) содержанием калия, редких щелочей, кремнекислоты, бора. Химический состав воды в скважинах идентичен составу воды Паужетских кипящих источников [46]. Общая геохимия азотно-углекислых терм области современного вулканизма приведена в работах [5, 33, 44]. Максимальная концентрация характерных компонентов отмечается в пределах потока наиболее нагретых вод. Концентрация снижается по направлению движения их к долине р. Паужетки (зона разгрузки). Изолинии концентраций хлор-иона и мине-

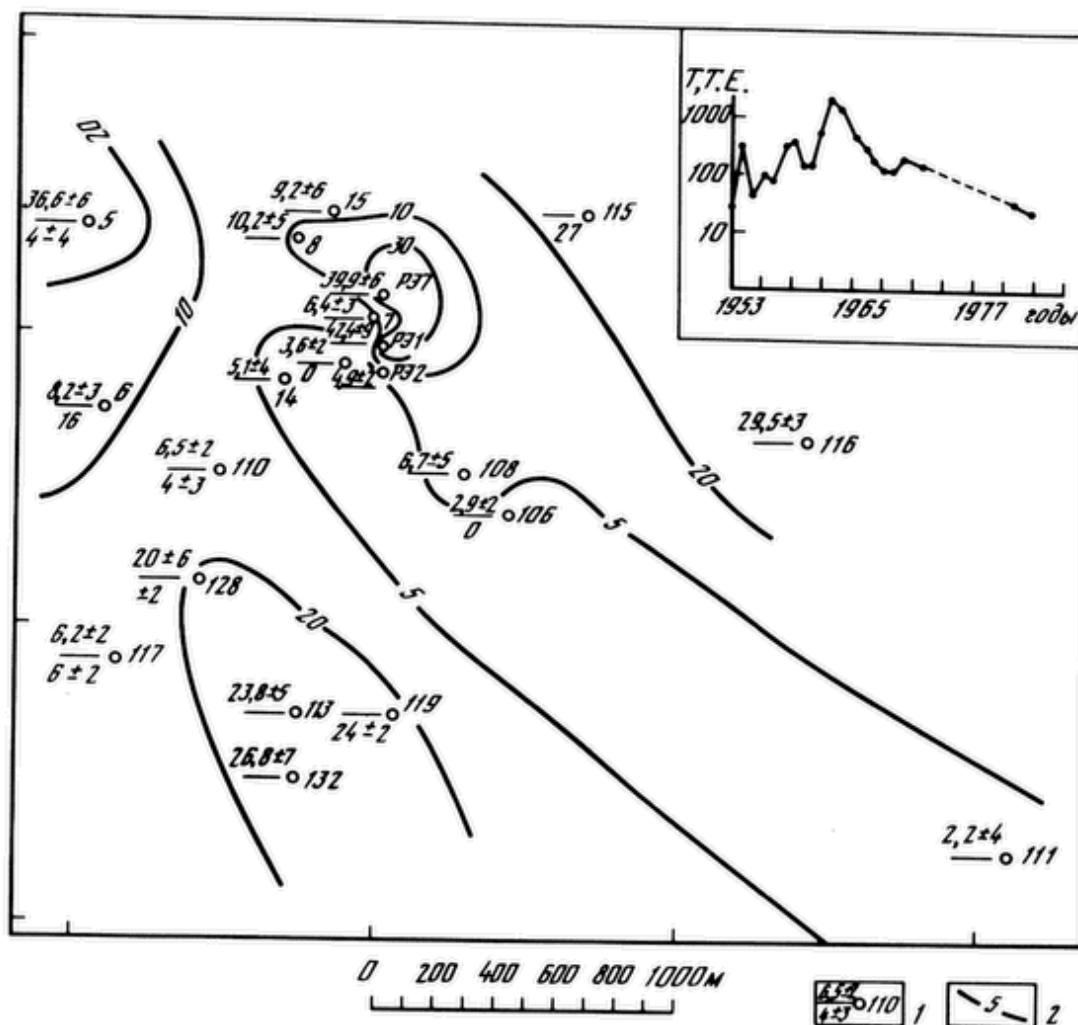


Рис. 30. Распределение Т в подземных водах Паужетского геотермального месторождения [64]

1 — слева от знака — содержание Т: в числителе — в 1983 г., в знаменателе — в 1981 г., справа — номер скважины; 2 — изолинии концентрации Т, Т.Е.

На врезке — изменение содержания Т в атмосферных осадках Курило-Камчатского региона

рализации, так же как и изотермы, вытянуты в юго-восточном направлении, согласуясь с термальной зоной северо-западного простирания. В ее пределах на склоне Камбального хребта встречаются воды различных типов, в том числе горячие и теплые нисходящие источники, образовавшиеся в результате смешения парогазовых дериватов с пресными холодными водами.

Как показало изучение изотопного состава гидротерм (^{18}O и D) зарубежных высокотемпературных гидротермальных систем, проведенное Х.Крейгом [49], Б.Арнасоном [72], К.Панихи и Р.Конфиентини [115], А.Трусделлом [49], большая часть водных ресурсов гидротерм районов современного вулканизма имеет метеорное или седиментационное происхождение, а доля ювенильной компоненты не более 3–5%. Наши данные по ^{18}O и D также показывают тесную связь между изотопным составом термальных и метеорных вод. Как видно из рис. 29, 30, все точки (^{18}O , D) попадают на линию, соединяющую изотопные составы холодных источников Камбального хребта и вод из Курильского озера.

Нестабильный изотоп водорода — тритий (Т) зарекомендовал себя очень полезным с точки зрения выявления мест проникновения в геотермальный

резервуар "свежих" инфильтрационных вод — эти места характеризуются его повышенным содержанием. Повышенные концентрации Т наблюдаются в центре эксплуатационного участка Паужетского месторождения на северо-западе и юго-западе. В целом зона "старых" вод вытянута в северо-западном направлении (см. рис. 30).

Гидрогеологические условия. Гидрогеологические условия системы изучены недостаточно. Наиболее полно охарактеризована часть ее, приуроченная к Паужетскому термальному полю — Паужетское месторождение. В долине р. Паужетки буровыми скважинами вскрыто два водоносных напорных комплекса, приуроченных к отложениям туфов паужетской свиты (верхний) и неогеновым вулканомиктовым песчаниками (нижний). Верхний, мощность которого составляет 150–260 м, изолирован от грунтовых вод относительно водоупорными алевропелитовыми туфами. Нижний водоносный комплекс отделяется от верхнего относительно водоупорными туфобрекчиями паужетской свиты и спекшимися туфами. Упомянутые водоносные породы заключают подземные воды с высокой температурой — до 200°. По данным бурения скважины на юго-восточном участке (наблюдения за выходом керна, расходом промывочной жидкости, выбросами пароводяной смеси), зоны водопритокков здесь распределяются не строго по стратиграфическим комплексам.

Обводненные туфы, водоупорные алевропелитовые, пепловые туфы паужетской свиты, а также и относительно непроницаемые спекшиеся туфы и туфобрекчии прослеживаются на западном склоне Камбального хребта. Очевидно, и здесь проницаемые отложения содержат напорные подземные воды. Об этом свидетельствует также распределение кажущихся сопротивлений в плане, подчеркивая циркуляцию их в зоне северо-западного простирания.

По условиям залегания водоносных и ограничивающих их водоупорных пород гидрогеологическая структура западного склона Камбального хребта представляет собой небольшой бассейн напорных вод типа артезианского склона [2, 7]. Областью питания для него являются приводораздельные участки хребта. Здесь воды в псефитовых туфах имеют свободную поверхность. Они разгружаются в местных водотоках в виде нисходящих источников, значительная часть которых функционирует только в период снеготаяния и интенсивных осенних дождей. Климатические особенности территории свидетельствуют о благоприятных условиях водного питания.

Описываемый район является одним из наиболее увлажненных на Камчатке. Среднее годовое количество осадков в долине Паужетки — около 2500 мм, суточные максимумы — 180 мм. Сумма годовых осадков за пятилетний период наблюдений колебалась от 2000 до 3740 мм. Приблизительно две трети осадков выпадает в виде снега. Наибольшая средняя высота снегового покрова на открытой площадке составляет 162 см, в оврагах она резко возрастает и достигает 5 м и более. Модуль стока для бассейна р. Паужетки по наблюдениям последних лет достигает 93 л/(с · км²). Коэффициент годового поверхностного стока этого района колеблется от 80 до 85%.

Предварительные наблюдения, проведенные в бассейне ручья Быстрого на западном склоне Камбального хребта, позволяют предполагать, что накопление и расход воды в грунтовом потоке происходят в течение года.

Следовательно, около 10% поверхностного стока, т.е. почти $10 \text{ л}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, может идти в глубокий подземный сток. Частично питание подземных вод происходит, видимо, и на склоне хребта через относительно водоупорные алевропелитовые туфы в трещинных зонах и на отдельных участках окон в водоупоре.

Зона разгрузки подземных вод находится в долине р. Паужетки, которая представляет собой наиболее крупное понижение в рельефе в районе артезианского склона. Разгрузке термальных вод способствует тектоническое дробление моноклинали западного склона Камбального хребта, а также строение западного борта долины р. Паужетки, сложенного палеоген-неогеновыми и древнечетвертичными водонепроницаемыми базальтами и туфобрекчиями, которые играют роль естественного барража. Непосредственно мы наблюдаем здесь выходы только высокотермальных вод верхнего водоносного комплекса в виде гейзеров, кипящих и горячих источников. По соотношению напоров верхнего и нижнего водоносных комплексов (пьезометрические уровни нижнего комплекса выше) можно полагать, что долина р. Паужетки является дреной и для более глубоких горизонтов. Фильтрационные свойства отложений зависят в основном от их трещиноватости. Усредненный коэффициент проницаемости обводненных туфов паужетской свиты равен 0,4 Дарси (по данным гидрогеологического опробования скважин Паужетского месторождения).

Направление движения гидротерм, определенное на Паужетском месторождении по положению статического уровня и подтвержденное геотермическими и гидрохимическими данными, совпадает с простиранием термальной зоны северо-западного простираения, выделенной В.М. Сугробовым [7], и свидетельствует о возможном формировании гидротерм в недрах Камбального хребта. Структура зоны северо-западного простираения и ее роль в формировании потока гидротерм рассмотрены также в работах В.И. Белоусова [6] и В.Л. Леонова [38], которые указывали на блоковый характер строения Камбального хребта и Паужетского месторождения.

Размеры блоков в плане составляют на наиболее изученном северном участке $22\,500 \text{ м}^2$, или $150 \times 150 \text{ м}$. О мощности блоков в разрезе дают представление результаты интерпретации геофизических и буровых работ: скважина глубиной 700 м вскрывает в среднем три-четыре продуктивные зоны мощностью 30–40 м, скважина глубиной 300 м — одну-две продуктивные зоны мощностью 30–35 м. Для выяснения соотношения относительной проницаемости "блоков" и "трещин" (продуктивных зон) в структуре геотермального резервуара и уточнения размеров "блоков" в 1983 г. была проведена съемка трещиноватости на Камбальном хребте, на участке, где породы геотермального коллектора плиоцен-четвертичного возраста (псефитовые туфы, туфы паужетской свиты) выходят на поверхность. Методика исследований заключалась в определении раскрытия и плотности распределения трещин тектонического происхождения и выявлении генезиса трещин с помощью сеток Вульфа–Шмидта на основе замеров трещин (рис. 31) и дешифрирования аэрофотоснимков.

По данным съемки трещиноватости, зоны субвертикальных тектонических нарушений представляют собой участки сгущения субпараллельных полых трещин с раскрытием до 4–5 мм. Истинная мощность этих зон 50–60 м. При этом фоновое раскрытие трещин в блоках составляет

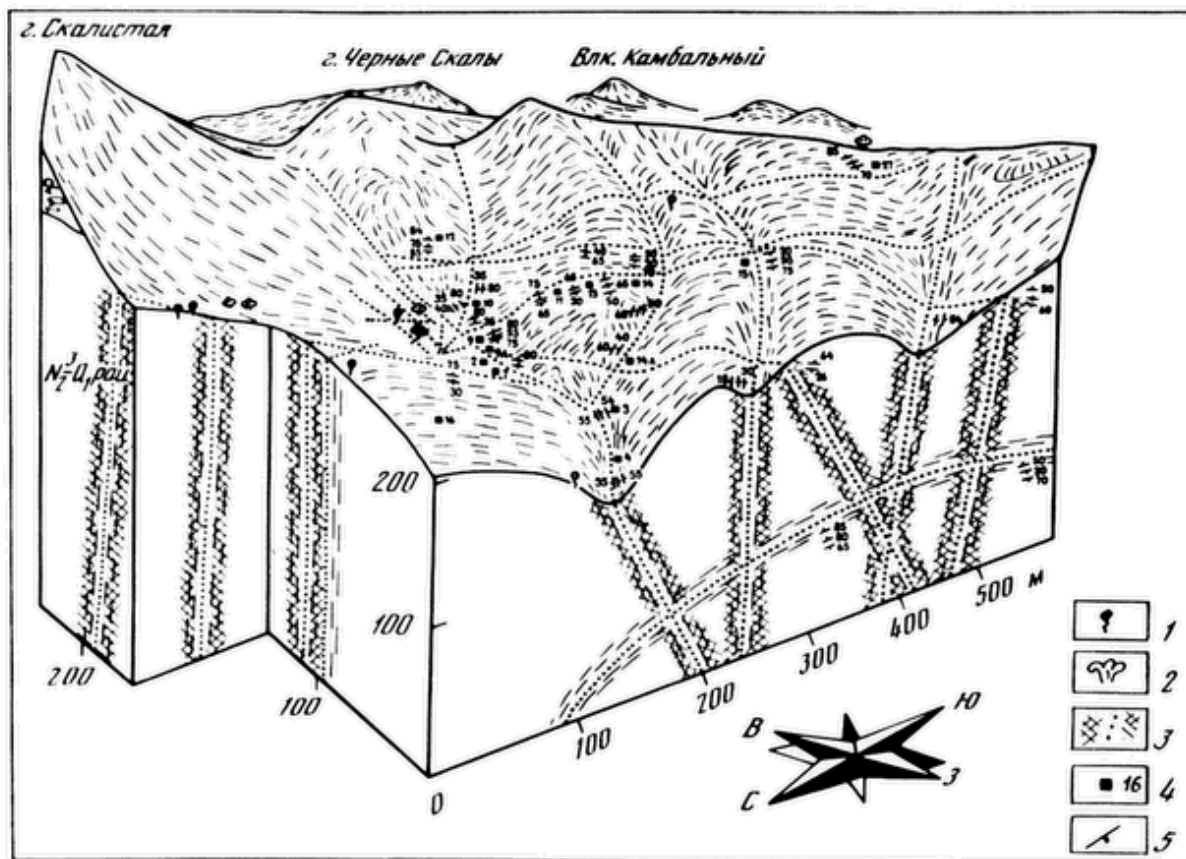


Рис. 31. Блок-схема участка изучения трещиноватости на Камбальном хребте (Паужетская гидротермальная система)

1 — горячие источники; 2 — паровые струи; 3 — тектонические нарушения (по данным дешифрирования аэрофотоснимков); 4 — точки наблюдения; 5 — преобладающие элементы ориентировки трещин

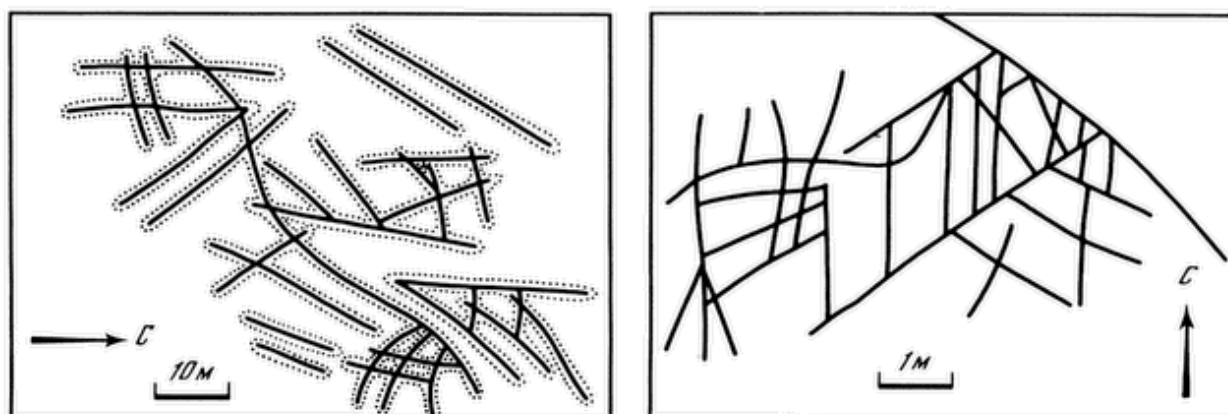


Рис. 32. Зарисовки трещин на полях гидротермальноизмененных пород (восточный склон г. Скалистой, Камбальный хребет)

2–3 мм. Трещины в блоках также служат путями движения флюида, подтверждением этому могут служить наблюдения в пределах полей гидротермально измененных пород (рис. 32). Флюидопроводящие трещины обычно окрашены в красный цвет и выделяются на желтом фоне гидротермальных глин. Таким образом, большие "блоки" (выделяемые по аэрофотоснимкам) состоят из "маленьких кирпичиков", имеющих в поперечнике от 1 до 10 м.

Этот факт является обоснованием эффективного геометрического раз-

Рис. 33. Графики зависимости предельного размера блоков горных пород R_0 от скорости фильтрации V , при которых еще справедлива гомогенная модель, по С. Гендлеру [16]

Кривые 1 и 2 ограничивают возможный диапазон теплового взаимодействия вода—порода

мера блоков R_0 , из которых состоит геотермальный резервуар. Отметим, что в соответствии с оценками С.Г. Гендлера [16] (рис. 33) в возможном диапазоне скоростей фильтрации для такой среды применима гомогенная модель термического равновесия вода—порода.

Термальная зона северо-западного простирания с которой можно связывать границы верхней части Паужетской системы, занимает площадь от 15 до 40 км². Первая величина соответствует полосе шириной 3 км северо-западного направления от Паужетского поля до Камбального хребта. Вторая величина включает также термальные поля приосевой части Камбального хребта и зону, выходящую на северо-запад за границы Паужетского поля.

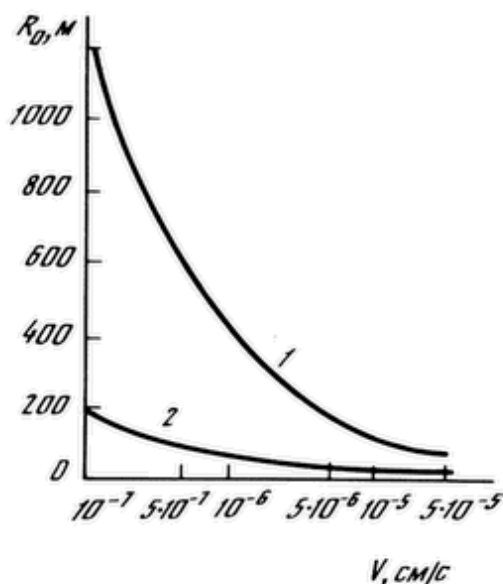
По отношению к зоне площадью 15 км² плотность теплового потока составляет 8,5 Вт/м², она обеспечивается выносом тепла водой и паром (25 тыс. ккал/с) и наблюдаемым кондуктивным потоком через кровлю обводненных пород (1,5 Вт/м²).

2.2.2. Кошелевская гидротермальная система

Кошелевская гидротермальная система приурочена к Кошелевскому вулканическому массиву и входит в Паужетский геотермальный район (см. рис. 24). Наиболее полное описание гидрогеотермических условий дано Е.А.Вакиным и др. [9].

Основными структурными элементами района развития гидротермальной деятельности являются нижнечетвертичные вулканические постройки Третья Речка, Дед и Баба и Кошелевский массив. Формирование последнего, по данным Е.А.Вакина и др. [9], проходило в течение длительного времени начиная с плейстоцена. Фундаментом названных вулканов служат вулканогенные миоцен-плиоценовые отложения. Кошелевский вулканический массив состоит из нескольких вулканических построек — "экстрезивных" куполов, так же как и массив Камбального хребта, причем формирование Кошелевского массива связано с многократным перемещением эруптивных центров. Примечательной особенностью геологического строения Кошелевской системы является широкое развитие гидротермально измененных пород, вторичных кварцитов и пропилитов.

Современная гидротермальная деятельность представлена мощными Верхнекошелевскими парогазовыми струями, расположенными в эрозионном понижении северо-западной части Кошелевского вулкана (рис. 34), Нижнекошелевскими парогазовыми струями, расположенными на склоне соммы Западного вулкана (древней вулканической постройки Кошелев-



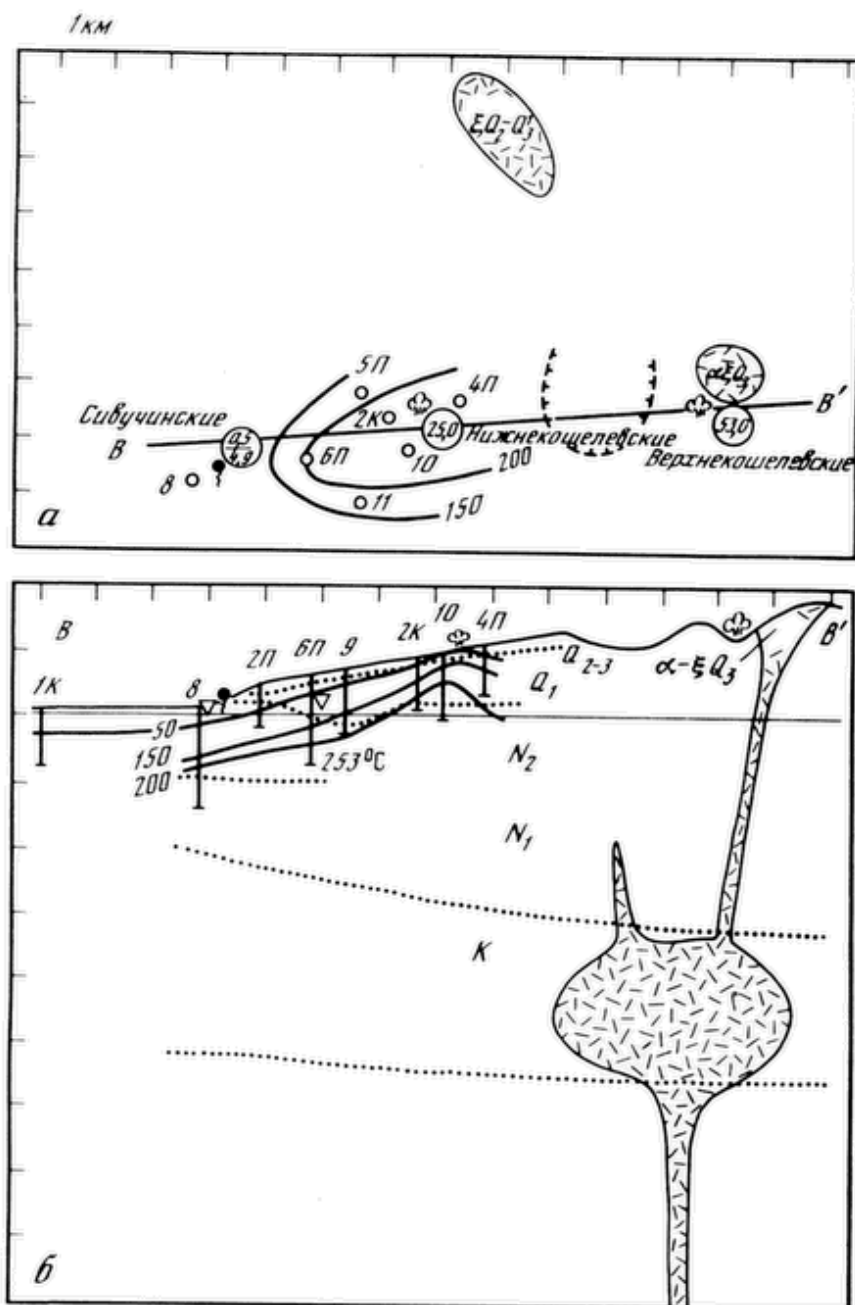


Рис. 34. Гидротермальная и магматическая активность и распределение температуры в Кошелевской гидротермальной системе; в плане (а) и разрезе (б)

Условные обозначения см. на рис. 28. Геоизотермы на отметке -250 м

ского массива), и горячими источниками Сивучинскими и др. Верхнекошелевское термальное поле связано с выходами насыщенного и перегретого пара с максимальной температурой $+153^{\circ}\text{C}$. Тепловая мощность, определенная по сумме выноса тепла различными термопроявлениями (в основном паровыми струями), составляет 53 тыс. ккал/с [9]. Нижнекошелевское термальное поле также связано с разгрузкой пара. Преимущественное распространение здесь получили выходы насыщенного пара, лишь в одной зафиксирована температура $+117^{\circ}\text{C}$. Общий вынос тепла достигал 25 тыс. ккал/с [9]. Структура разгрузки гидротермальной системы (в переводе на пар - 125 кг/с) представлена на рис. 34. Один из участков гидротермальной системы - Нижнекошелевское месторождение - частично развеща-

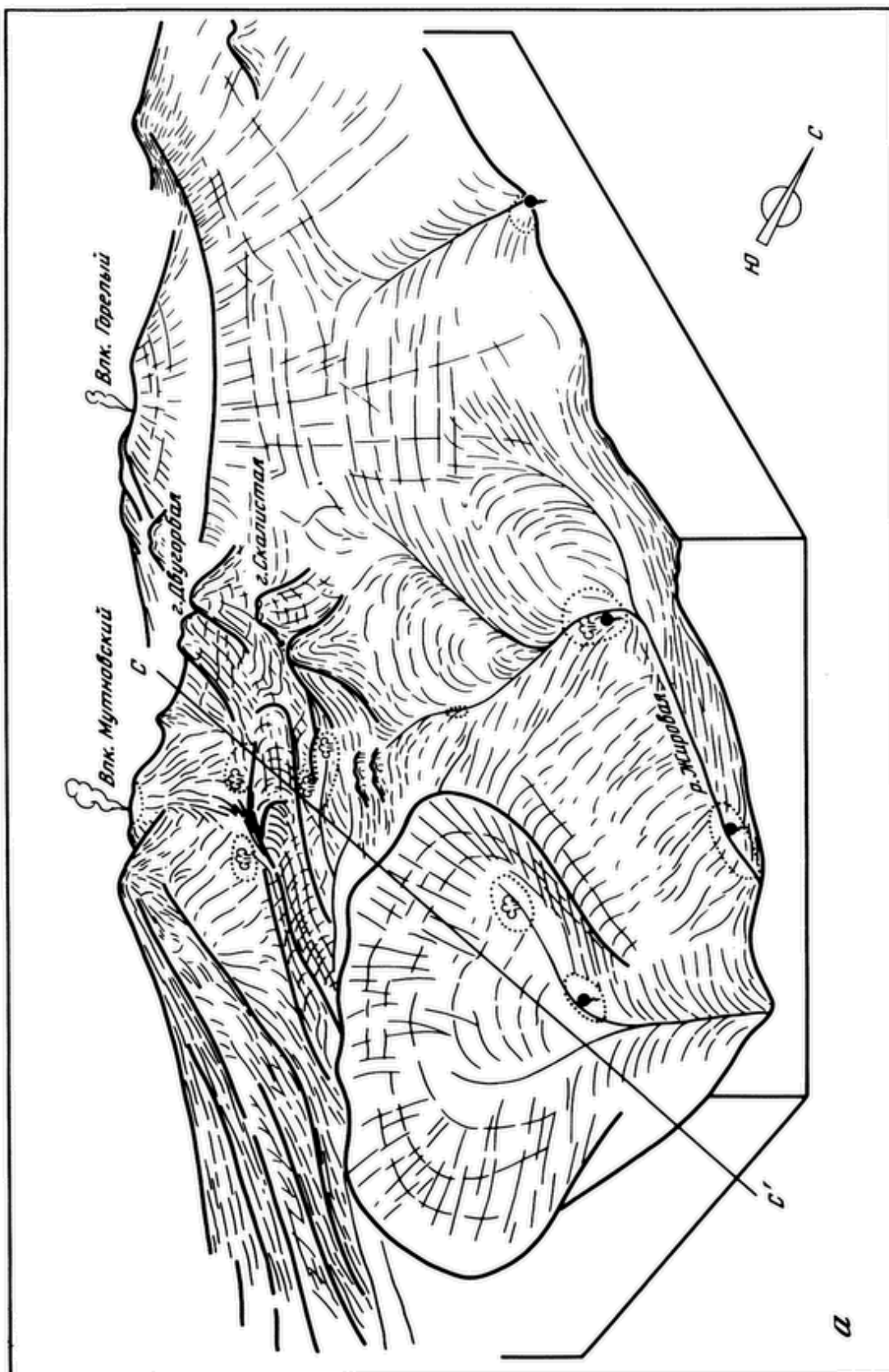
но бурением. Максимальная измеренная температура в скважинах — 253 °С, расчетная — около 270 °С [61]. Горизонтальное сечение (на абс. отм. — 250 м) Кошелевской термоаномалии вытянуто в широтном направлении. В разрезе геоизотермы плавно падают к западу и довольно резко поднимаются в районе Верхнекошелевских паровых струй.

Скважины вскрыли насыщенный пар. В газовом составе пара скважин и естественных выходов преобладает CO_2 (до 80 об. %), встречаются CH_4 , H_2S , H_2 , N_2 , инертные газы. Химический состав многочисленных источников поверхностных термопроявлений отвечает типичному составу "псевдо-фумарольных терм" — сульфатным, сульфатно-гидрокарбонатным водам с низкой минерализацией. Сивучинские источники с температурой 49 °С имеют сульфатно-хлоридно-натриевый состав с минерализацией 1,5 г/л. Как можно представить себе из работы [9], гидрогеологические условия Кошелевской системы достаточно сложны и связаны с разветвленной сетью тектонической трещиноватости и отсутствием выдержанных обводненных пород и водоупоров в толще миоцен-плиоценовых вулканитов. Они перекрываются невыдержанными по простиранию измененными породами, играющими роль водоупорных отложений. По существу, трещиноватые плиоценовые вулканиты являются вмещителем для парогидротерм. Судя по распределению поверхностных термальных полей и источников и результатам бурения первых скважин, намечается субширотное расположение геотермального резервуара, протяженность которого не меньше 10 км, а ширина 3—4 км (см. рис. 34). Возможно более широкое распространение термоаномалии в северо-западном направлении до побережья Охотского моря, где в скважине был зафиксирован повышенный тепловой поток [55]. Вскрытие скважинами в верхней части разреза на Нижнекошелевском месторождении паровой зоны и выходы пара, в том числе перегретого, на поверхность позволяют относить Кошелевскую систему, по классификации Д.Уайта [130], к системе с преобладанием пара.

2.2.3. Мутновская гидротермальная система

Мутновская гидротермальная система выделяется по поверхностным термопроявлениям, выходам пара и горячих вод, наблюдающихся у северного подножия вулкана Мутновского и г. Скалистой, и приурочена к грабеобразному понижению, образованному системой субмеридиональных сбросов и получившему название Северо-Мутновская вулканотектоническая зона [10]. Мутновская система является частью Мутновского геотермального района (рис. 35, а), характеризующегося развитием действующих вулканов Мутновского и Горелого, молодыми вулканическими постройками (шлаковые конусы, экструзии, дайки), многочисленными горячими источниками, выходами пара.

Геологическое строение района характеризуется широким развитием вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Отложения олигоцен-нижнеплиоценового возраста, представленные конгломератами, песчаниками, алевролитами, туфами и лавами андезитов, дацитов, спекшимися туфами и игнимбритами, обнажаются на востоке района в глубоких эрозионных врезках. Верхние части разреза Северо-Мутновской вулканотектонической зоны сложены в основном экструзивными, эффузивными и пиро-



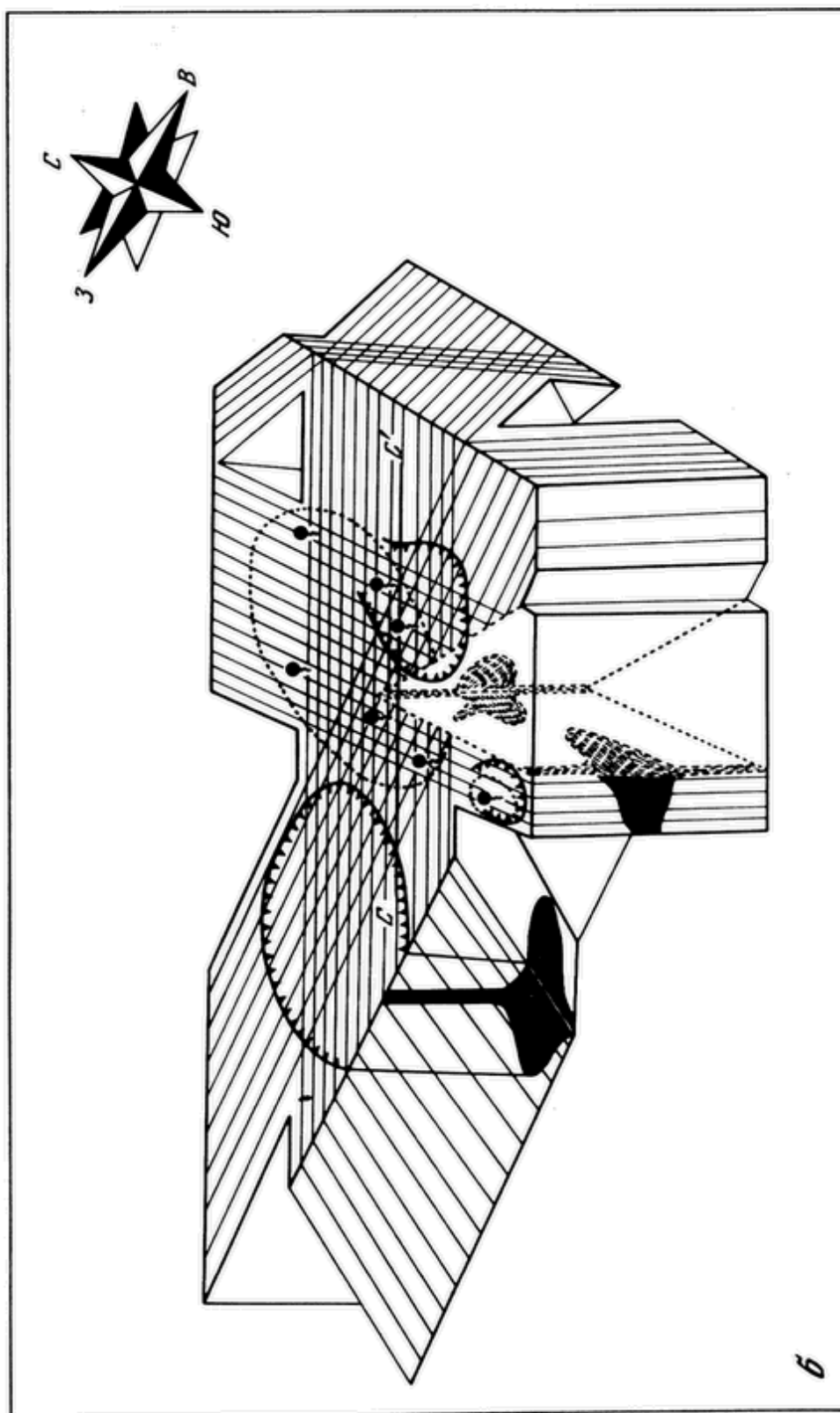


Рис. 35. Блок-схема района Мутновской гидротермальной системы (а) и тектонический каркас соответствующего геотермального резервуара (б)

кластическими породами андезито-дацитового и липаритового состава средне- и верхнеплейстоценового возраста.

Более молодые верхнеплиоценовые и голоценовые вулканиты слагают конусы современных стратовулканов, шлаковые конусы, небольшие экструзии.

Геологическая структура гидротермальной системы достаточно сложная и определяется взаимоотношением Северо-Мутновской вулканотектонической зоны с вулканической постройкой древнего Жировского вулкана (на востоке), кальдерой вулкана Горелого (на западе) и вулкана Мутновского (на юге). В структуре района большая роль принадлежит тектоническим нарушениям. Система субмеридиональных сбросов, обозначающих Северо-Мутновскую зону, пересечена разломами северо-восточного простирания и системой широтных нарушений (сдвигов). Центром пересечения нарушений является район Дачных источников. "Архитектурный тектонический ансамбль" Мутновской гидротермальной системы — это сложная конструкция, которую можно представить состоящей из прямой призмы меридионального простирания, имитирующей Северо-Мутновскую тектоническую зону; прямой призмы широтного простирания, имитирующей Гореловскую зону тектонических нарушений; наклонной призмы северо-восточного простирания, падающей к северо-западу, — зоны северо-восточных тектонических нарушений и прямого цилиндра — кальдеры вулкана Горелого (см. рис. 35, б).

Современная гидротермальная деятельность проявляется в виде мощных выходов пара в активной воронке и северном кратере Мутновского вулкана и многочисленных термопроявлений Северо-Мутновской зоны и долины р. Жировой. Вынос тепла паром с температурой 500–700 °С в активной воронке достигает 400 тыс. ккал/с. В северном кратере Мутновского вулкана вынос тепла также осуществляется в основном паровыми струями, максимальная температура которых 305 °С, и равен 93 тыс. ккал/с. Суммарная тепловая мощность термальных полей Северо-Мутновской гидротермальной системы — около 30 тыс. ккал/с. Термопроявления представлены выходами насыщенного пара, парящими и нагретыми площадками (см. рис. 36).

В долине рек Жировой и Мутновской перегретые воды разгружаются в виде кипящих источников, которые выносят 3,8 тыс. ккал/с (Нижнежировские источники), и горячих с температурой 93 °С (Войновские), выносящих 2 тыс. ккал/с. По химическому составу парогазовые струи Северо-Мутновской зоны, так же как и других высокотемпературных систем, характеризуются преобладающим содержанием CO₂ (до 87 об. %), наличием H₂, H₂S, CH₄ и др. Конденсаты и воды, образованные смесью конденсата с поверхностными водами, имеют сульфатно-аммониевый, сульфатно-гидрокарбонатно-натриевый состав с общей минерализацией до 0,5 г/л. Нижнежировские и Войновские источники относятся к азотно-углекислым термам хлоридно-сульфатно-натриевого состава с минерализацией около 1 г/л.

В соответствии со сложным геологическим строением гидрогеологическая обстановка района современной гидротермальной деятельности представляется также достаточно сложной и неоднозначной. По мнению Е.А. Вакина [10], здесь можно выделить две водонапорные системы трещинно-

жилых термальных вод — в зоне тектонических нарушений долины р. Жировской и в Северо-Мутновской зоне. Поэтому условно можно выделить и две гидротермальные системы — Северо-Мутновскую и Жировскую. Предполагается при этом, что питание холодных подземных вод осуществляется в кальдере вулкана Горелого (см. рис. 35), частично на возвышенных участках Северо-Мутновской зоны (например, северное подножие вулкана Мутновского). Здесь имеются хорошие условия для питания инфильтрационными водами водоносных горизонтов: большое количество (до 3000 мм) осадков и относительно хорошая проницаемость верхней части разреза из-за высокой трещиноватости. Разгрузка подземных вод осуществляется в глубоких врезках долин, парогидротермы разгружаются в зонах дробления и на возвышенных участках рельефа. Основная зона разгрузки — океан.

Начавшееся разведочное бурение на центральном участке Мутновского месторождения (участок Дачный) в целом подтверждает существование перегретых вод и пара в недрах системы. Скважины вскрыли паровую "шапку", пароконденсатную зону и зону перегретых вод. Температура в недрах, по данным геохимических геотермометров и теплового потока, а также прямых измерений, достигает 272 °С. Продуктивность скважин различная, что свидетельствует о трещинно-жильном характере циркуляции теплоносителя. Участок Дачный можно отнести к месторождениям (системам) с преобладанием пара. Можно ли считать таковой Северо-Мутновскую гидротермальную систему в целом неясно. Источником теплового питания гидротермальной системы является, вероятно, магматический очаг в пределах Северо-Мутновской зоны [11]. Один из вариантов теплового питания системы может реализовываться с учетом связи системы с очагом вулкана Горелого.

Мутновская термоаномалия также "вписывается" в обрамление паровых струй и горячих источников и имеет северо-восточное простирание (рис. 36). В разрезе четко прослеживается асимметрия термоаномалии: более пологое падение геоизотерм в сторону древнего Жировского вулкана и крутое падение в сторону кальдеры Горелого. Если отталкиваться от естественных термопроявлений, то обобщенная конфигурация геотермального резервуара в плане — эллипс с длинной осью 15 км и короткой — 5 км, ориентированный в северо-восточном направлении.

Плотность теплового потока, рассчитанная по выносу тепла в Северо-Мутновской зоне (30,8 тыс. ккал/с) и площади развития термоаномалий (48 км²), равна 2,7 Вт/м². С учетом теплового потока, проходящего через кровлю геотермального резервуара, величина которого оценивается по данным зондировочного бурения в 0,5 Вт/м², получим, что общая плотность потока, обеспечивающая вынос тепла конвективными и кондуктивными потоками, составляет 3,2 Вт/м². Прогнозные геотермальные ресурсы Северо-Мутновской зоны, оцененные по выносу тепла (см. раздел 2.1) в Северо-Мутновской зоне с привлечением тепловой разгрузки Северного кратера Мутновского вулкана, позволяют получить тепловую мощность $6,2 \cdot 10^8$ Дж/с, что соответствует мощности геотермальной станции примерно в 300 МВт. Подсчет величины тепловой энергии геотермального резервуара при его объеме 120 км³ (см. раздел 2.1) и времени использования в 100 лет дает возможную мощность ГеоТЭС в 450 МВт.

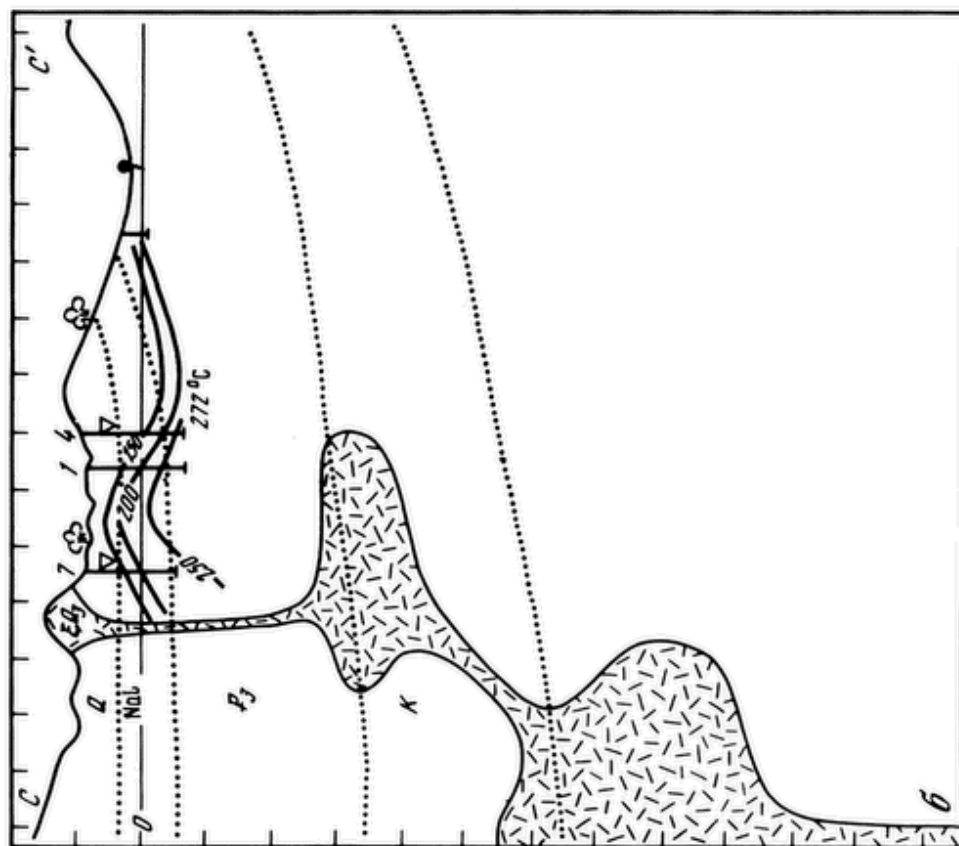
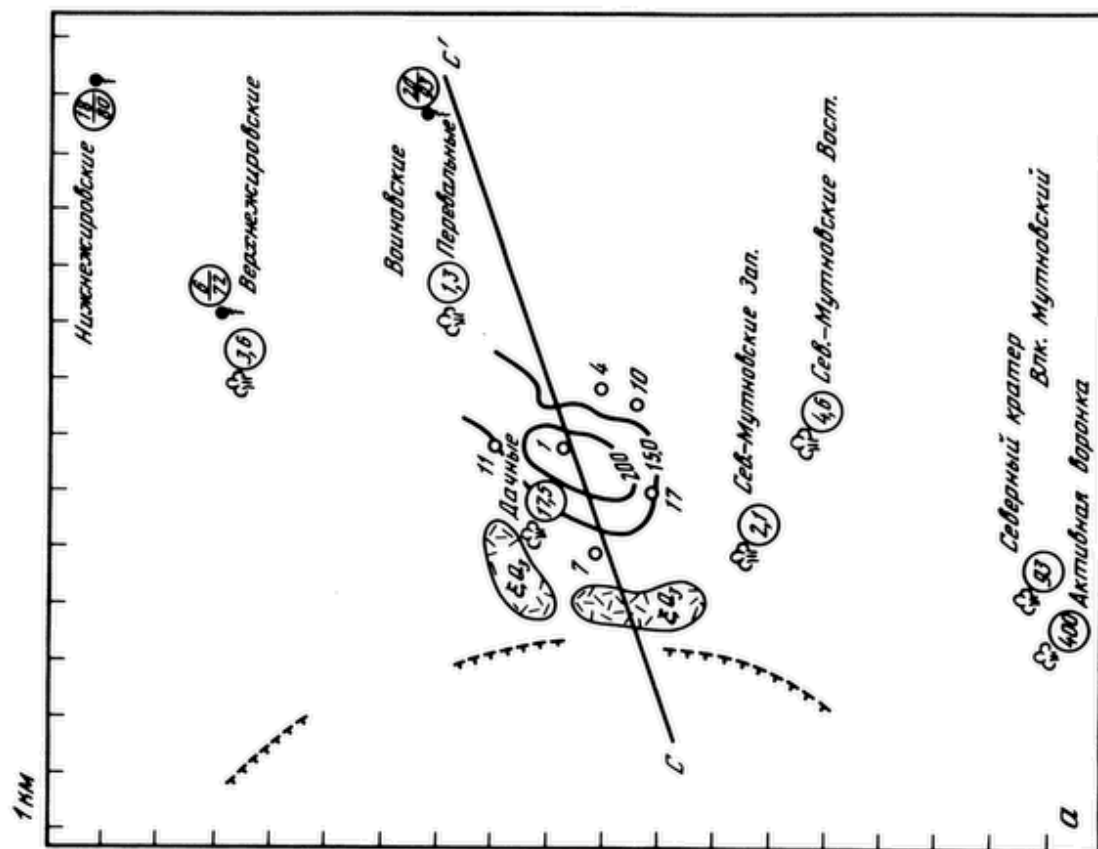


Рис. 36. Гидротермальная и магматическая активность и распределение температуры в Мутновской гидротермальной системе: в плане (а) и в разрезе (б)
Условные обозначения см. на рис. 28. Геоизотермы на отметке +250 м

2.3. Простейшие термогидродинамические модели Паужетской гидротермальной системы

Простейшие термогидродинамические модели — модели типа "трубки", типа "большого колодца", чисто гидродинамические — необходимы для того, чтобы выявить и проанализировать отдельные элементы механизма функционирования гидротермальных систем.

В основу их положены результаты опытно-фильтрационных работ, которые проводились начиная с 1962 г. Наиболее значительными оказались опытные выпуски пароводяной смеси 1962–1963 гг. и 1975–1976 гг. (рис. 37, 38). Их продолжительность составляла в первом случае — 1 год при расходе 125 кг/с, а во втором соответственно — 9 месяцев и 210 кг/с. С 1966 г. на базе месторождения начала работу ГеоТЭС. Водоотбор для ее нужд составлял в 1970–1980 гг. в среднем 140 кг/с. Помимо этого, на месторождении было проведено несколько непродолжительных по времени откачек и нагнетаний из одиночных скважин.

Тепловой режим эксплуатационного участка существенно изменился в результате разработки месторождения, о чем свидетельствует рис. 39. Сдвиг изотерм (так же как и изолиний химического состава подземных вод) намечается в целом в северо-западном направлении.

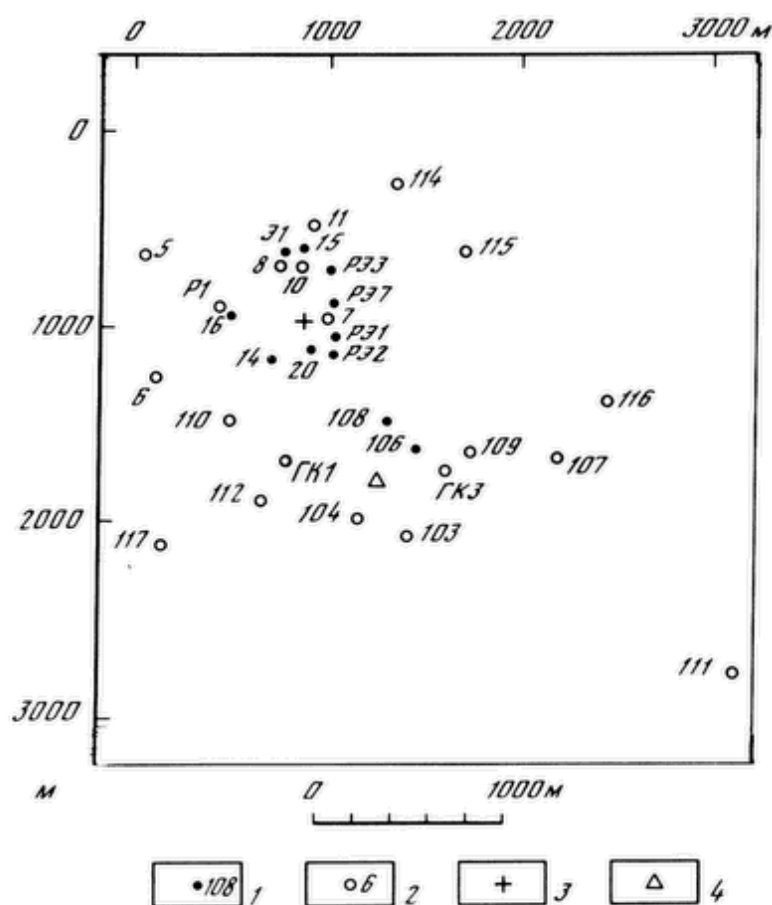


Рис. 37. Схема размещения эксплуатационных и наблюдательных скважин на Паужетском геотермальном месторождении

1, 2 — скважины: 1 — эксплуатационные, 2 — наблюдательные; 3, 4 — центры тяжести водозабора в процессе эксплуатации: 3 — до 1980 г., 4 — в период опытного выпуска 1975–1976 гг.

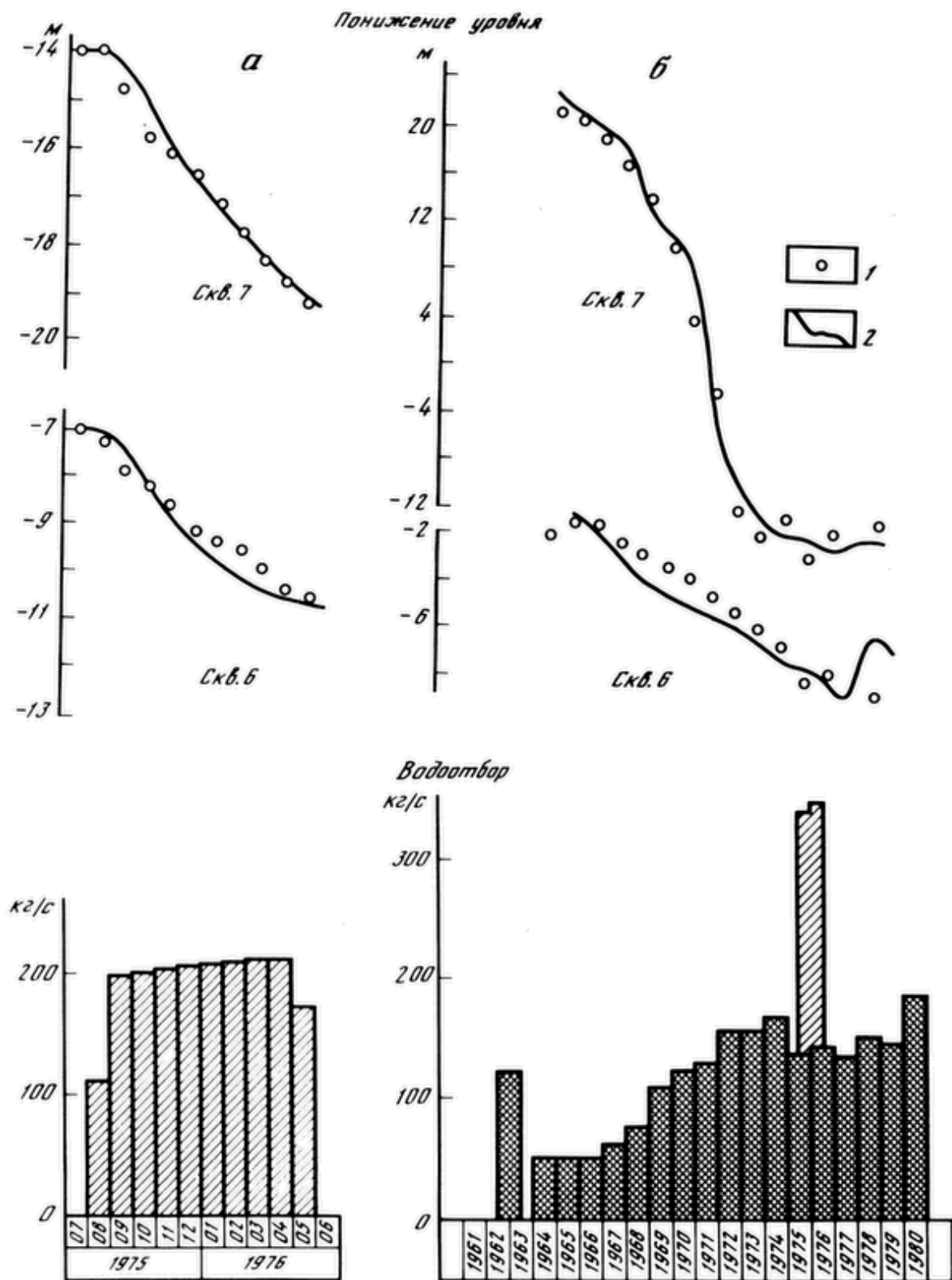


Рис. 38. Гидродинамический режим в процессе эксплуатации и опытных выпусков пароводяной смеси на Паужетском месторождении

а – опытный выпуск 1975–1976 гг.; б – эксплуатация; 1 – фактические данные по изменению уровня в наблюдательных скважинах; 2 – расчетное изменение уровня

2.3.1. Гидродинамические модели

Паужетского геотермального месторождения

Анализ понижения давления (пьезометрического уровня) в процессе эксплуатации и опытно-фильтрационных работ на геотермальных месторождениях позволяет выяснить условия взаимосвязи проницаемых зон, к которым приурочен гидротермальный процесс, с вмещающими их бассейнами подземных вод, уточнить их фильтрационные характеристики и геометрическую форму. Эффективность этих моделей определяется тем, что гидродинамические возмущения за небольшие промежутки намного превышают температурные (пьезопроводность на несколько порядков выше температуропроводности), вследствие чего нестационарностью теплового режима можно пренебречь по сравнению с нестационарностью гидродинамического режима. В результате термогидродинамические уравнения (1.21) – (1.24) приводятся к чисто гидродинамическому виду:

$$\eta \frac{\partial P}{\partial t} = \nabla \cdot (Km \nabla P), \quad (2.1)$$

где η – коэффициент водоотдачи; Km – коэффициент водопроводимости. К уравнению (2.1) присоединяются соответствующие начальные и граничные условия. Работа В.М. Сугрובה в 1965–1966 гг. [62, 127] положила начало использованию гидродинамических моделей для изучения геотермальных процессов.

В 1962–1963 гг. в ходе опытно-эксплуатационных выпусков пароводяной смеси на Паужетском месторождении и проведения режимных наблюдений было показано, что пароводяные скважины, как и обычные гидрогеологические, влияют на высокотемпературный водоносный комплекс, создавая депрессию пластового давления, а их дебит зависит от понижения уровня. После окончания опытной эксплуатации с водоотбором 125 кг/с удалось проследить динамику восстановления уровня во времени как в наблюдательных, так и в закрытых опытных скважинах.

Логарифмическая зависимость между понижением уровня и временем на графике восстановления уровня свидетельствовала о квазистационарном движении подземных вод в зоне водозабора и о возможности использования для расчетов параметров пласта формулы Тейса. Предполагалось, что влияние границ пласта при продолжительном водоотборе учтено в параметрах кривых на графике зависимости понижения уровня от времени. Рассчитанные коэффициенты водопроводимости изменялись от 417 до 930 м²/сут. Для последующих расчетов использовалась водопроводимость пласта, полученная для скв. 8, – 470 м²/сут. Эта величина является обобщенным параметром пласта, отражающим, помимо свойств коллектора, влияние граничных условий и условий взаимосвязи с другими водоносными горизонтами. Хотя прогноз понижения давления, рассчитанный на основании обобщенных параметров, удовлетворительно согласуется с фактическим понижением при эксплуатации, данная модель мало говорит о структуре проницаемых зон, к которым приурочен гидротермальный процесс.

Поэтому требуется дальнейшая разработка фильтрационных схем Паужетского геотермального месторождения с учетом результатов много-

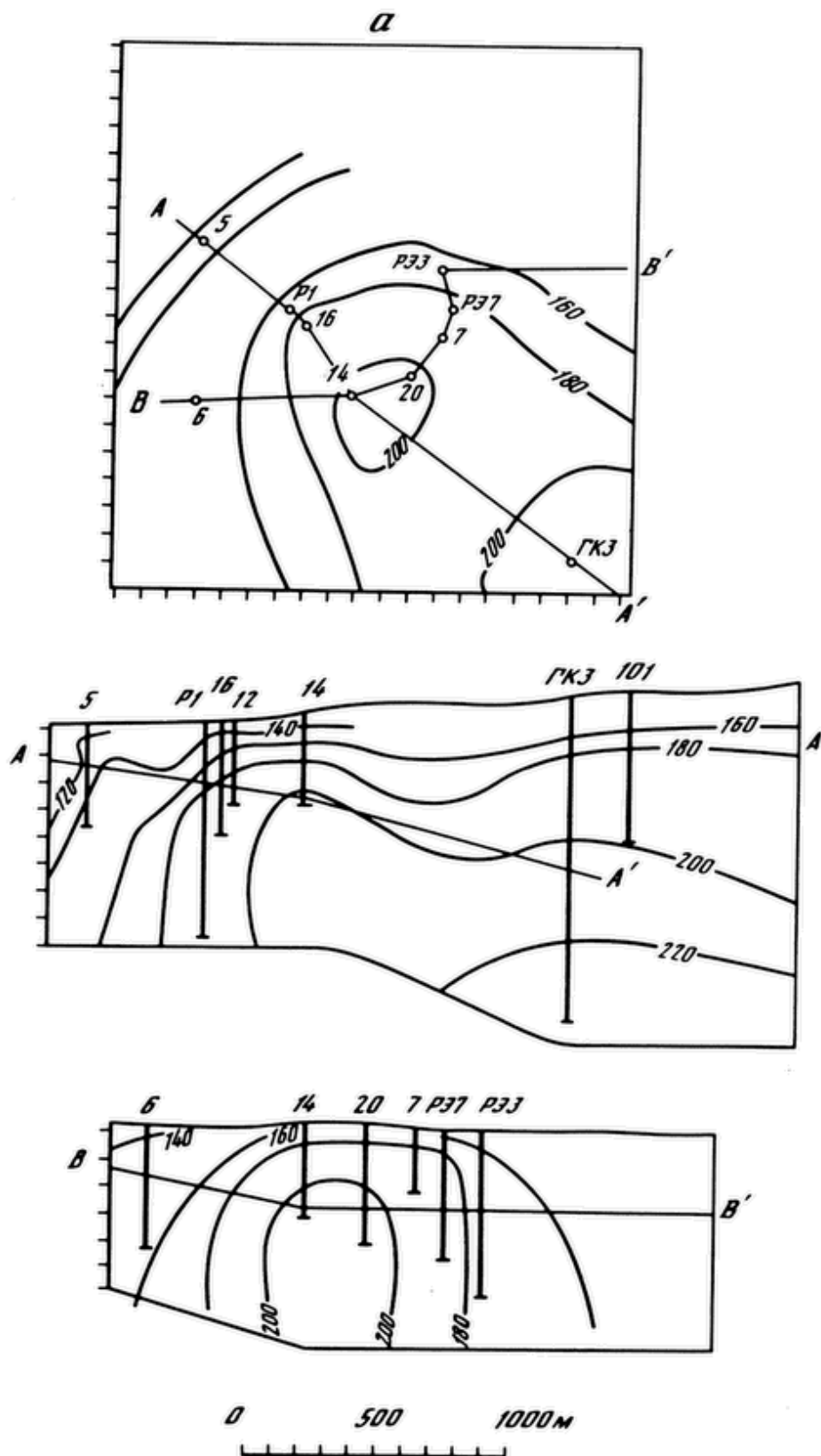
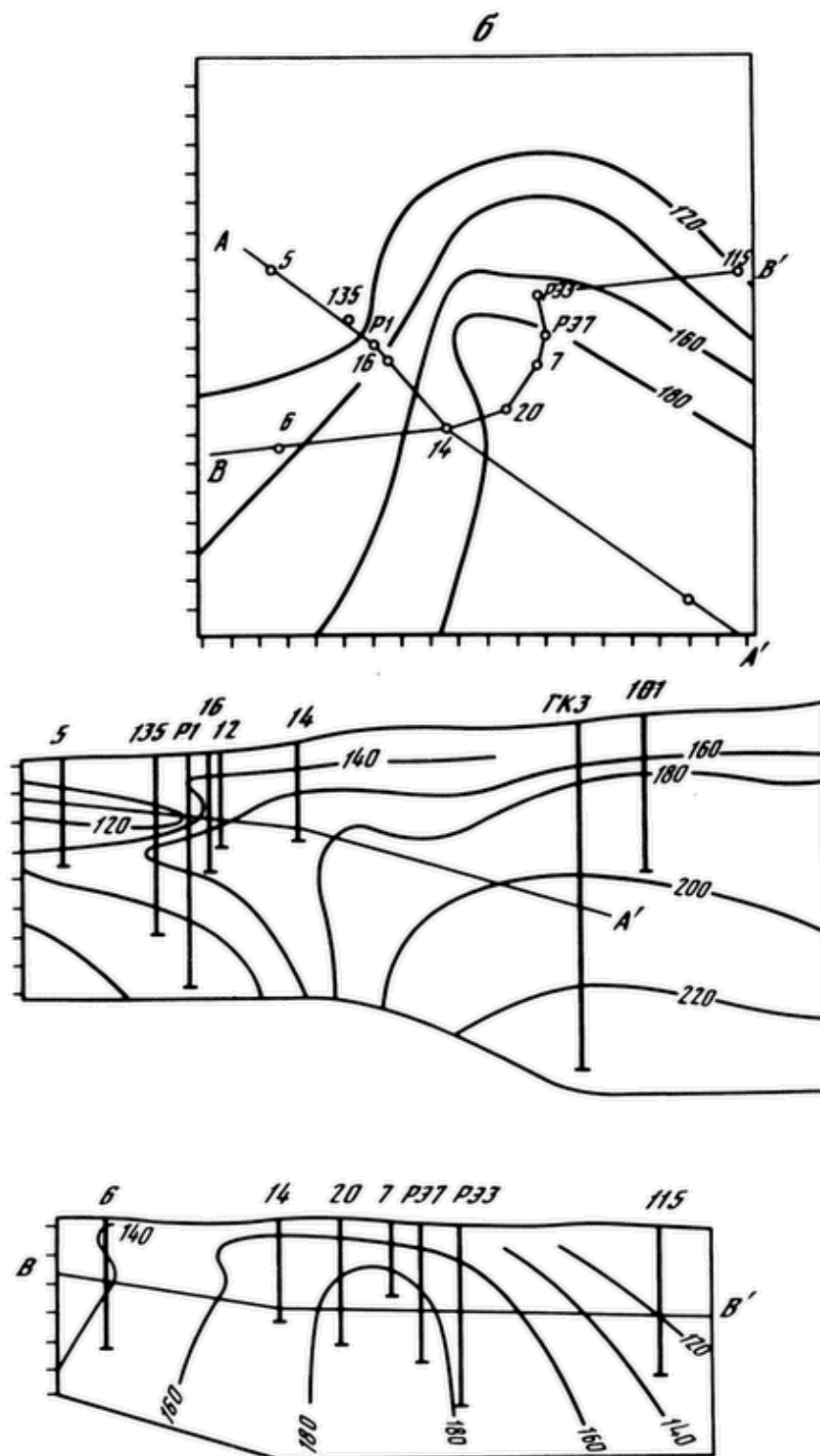


Рис. 39. Температурный режим в процессе эксплуатации Паужетского геотермального месторождения с учетом данных В.А. Ямпольского
 а – 1970 г.; б – 1980 г.



летней его эксплуатации. Ниже проанализированы две схемы: "обобщенных параметров", или с цилиндрической фильтрацией (схема 1), и "пласт бесконечной мощности", или со сферической фильтрацией (схема 2). Использование последней продиктовано необходимостью уточнения формы геотермального резервуара. Эта схема базируется на представлениях об отсутствии в пределах геотермального коллектора выдержанных по простира-нию и стратиграфическому положению водоупоров.

Как известно [41, 69], понижение пластового давления (уровня) для

Таблица 4

Расчетные фильтрационные параметры Паужетского геотермального месторождения

№ скв.	Расчет по схеме 1		Расчет по схеме 2	
	$Km, м^2/сут$	$a, м^2/сут$	$K, м/сут$	$a, м^2/сут$
Опытный выпуск 1975–1976 гг.				
5	1737	$1,83 \cdot 10^4$	0,69	$0,92 \cdot 10^4$
6	831	$1,30 \cdot 10^4$	0,41	$0,67 \cdot 10^4$
7	338	$0,42 \cdot 10^4$	0,27	$0,21 \cdot 10^4$
8	536	$0,43 \cdot 10^4$	0,36	$0,43 \cdot 10^4$
P1	501	$0,52 \cdot 10^4$	0,22	$0,52 \cdot 10^4$
114	660	$0,90 \cdot 10^4$	0,25	$0,90 \cdot 10^4$
115	338	$0,88 \cdot 10^4$	0,16	$0,40 \cdot 10^4$
Среднее	706	$0,90 \cdot 10^4$	0,34	$0,58 \cdot 10^4$
Непродолжительная откачка из скв. 144 (2 сут; 17,5 л/с)				
Э1	120	$0,50 \cdot 10^6$	0,13	$0,30 \cdot 10^6$
11	214	$1,40 \cdot 10^6$	0,20	$0,64 \cdot 10^6$
134	202	$2,2 \cdot 10^6$	0,17	$0,57 \cdot 10^6$
Среднее	178	$1,37 \cdot 10^6$	0,17	$0,50 \cdot 10^6$

случая расчетной схемы 2 описывается выражением:

$$S = \frac{Q}{2\pi KR} \operatorname{erfc}(R/2\sqrt{at}), \quad (2.2)$$

где

$$R = \sqrt{x^2 + y^2 + z^2}.$$

Для схемы 1 – формулой

$$S = \frac{Q}{4\pi Km} E_i(r^2/4at), \quad (2.3)$$

где

$$r = \sqrt{x^2 + y^2}.$$

Методика расчета параметров по результатам опытных выпусков 1975–1976 гг. (рис. 37), так же как и для выпусков 1962–1963 гг., заключалась в построении графиков в координатах $\lg S - \lg t$ и сравнении их с "эталонными кривыми", причем водозабор учитывался в расчетах как "большой колодец". В табл. 4 приведены результаты этих расчетов. Как и следовало ожидать, величины Km практически не отличаются от величин, полученных по данным выпусков 1962–1963 гг.

Что касается непродолжительных опытно-фильтрационных работ (нагнетания, откачки), то здесь расчеты по обеим схемам дают пониженное значение водопроводимости (коэффициента фильтрации) и повышенное значение пьезопроводности, что может свидетельствовать о "двойной пористости" коллектора, вызванной наличием в нем водопроводящих трещинных зон и пористых блоков с большой емкостью.

Рассмотрим далее особенности эксплуатации Паужетского геотермального месторождения. В эксплуатации с 1967 г. участвовало от 3 до 15 скважин, часть из них отключалась по мере снижения энтальпии (скв. 11, 13, 31, 10), на смену им в эксплуатацию вовлекались новые скважины (скв. Р31, Р33, Р32, Р37) (см. рис. 37). Воспользовавшись значениями фильтрационных параметров из табл. 4, можно рассчитать "срезки" уровней в наблюдательных скважинах в процессе разработки месторождения, учитывая при этом индивидуальный вклад каждой из эксплуатационных скважин. Одновременно это будет проверкой схемы "сферической фильтрации" и оценки параметров по этой схеме методом "большого колодца". Расчетная "история" срезки уровня в скв. 7 в сравнении с фактическими данными убеждает нас в том, что схема сферической фильтрации достаточно хорошо описывает процесс изменения уровня пластового давления в результате эксплуатации месторождения.

В настоящее время наметился еще один подход к изучению геометрии резервуаров на основании интерпретации опытно-фильтрационных работ [77, 117] — метод функций единичного влияния (отклика). По определению функция единичного влияния — это понижение пластового давления (уровня) в результате эксплуатации резервуара с единичным расходом. Функция единичного влияния $U(t)$ может быть определена экспериментально, по данным изменения расхода водоотбора и понижения давления (уровня) в скважинах, т.е. ее определение не требует предварительных знаний о форме геотермального резервуара.

Для Паужетского месторождения вид функции единичного влияния вытекает из формулы (2.3) с учетом усредненных данных из табл. 4:

$$U(t) = 0,061 \operatorname{erfc}(96 \sqrt{t}). \quad (2.4)$$

В работе Дж. Регаладо [117] по данным 600-дневного выпуска найдена функция единичного влияния для геотермального месторождения Сварценги (Исландия). На рис. 40 показаны эти функции в различных системах координат.

Обращает на себя внимание одинаковое поведение функций единичного влияния, вычисленных для различных геотермальных резервуаров, при $t > 300-500$ сут они выполаживаются и выходят на режим, близкий к стационарному. Это может свидетельствовать о том, что с течением времени фильтрация приобретает трехмерный характер, поскольку влияние границ должно было бы проявиться в функциях единичного влияния за время, гораздо меньшее, — $t < n \cdot 10$ сут.

Таким образом, анализ гидродинамического режима в процессе эксплуатации Паужетского и других геотермальных месторождений показывает, что полученные коэффициенты фильтрации отражают свойства и более глубоких проницаемых зон (см. табл. 4).

Качественная характеристика степени неоднородности геотермального резервуара в плане может быть получена на основании анализа продуктивности отдельных геотермальных скважин.

Расчеты удельного дебита скважин по данным кратковременных испытаний пароводяных скважин, полученных В.М. Сугробовым, были выполнены В.А. Дрозниным [22]. Используя регулярные замеры расхода, эн-

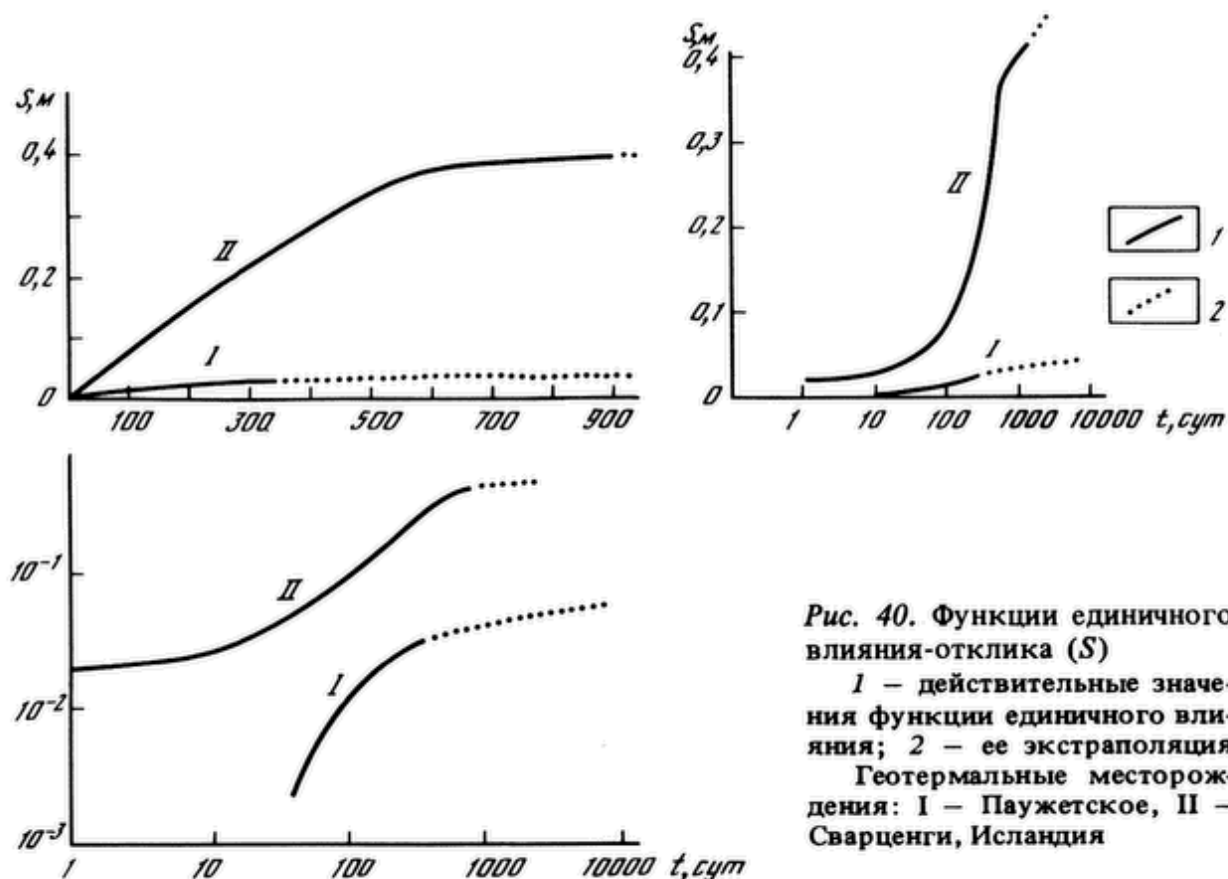


Рис. 40. Функции единичного влияния-отклика (S)

1 — действительные значения функции единичного влияния; 2 — ее экстраполяция
Геотермальные месторождения: I — Паужетское, II — Сварценги, Исландия

тальпии и устьевого давления эксплуатационных скважин и величин пластового давления в наблюдательных скважинах, по методике В.А. Дроздина [22] можно определить значения удельного дебита скважин по данным многолетней эксплуатации месторождения за период с 1970 по 1980 г.

Удельный дебит q зависит от радиуса r_c скважины, коэффициента водопроницаемости вскрываемой зоны Km и времени. Для идеального варианта, когда скважина работает с постоянным расходом, справедлива следующая формула:

$$q = \frac{4\pi Km}{\ln 2,25at/r_c^2} \quad (2.5)$$

При $a = 0,6 \cdot 10^4 \text{ м}^2/\text{сут}$ $r_c = 0,07 \text{ м}$. Из (2.5) вытекает, что нестационарная составляющая наиболее резко проявляется в первые 10–100 сут с начала работы, далее удельный дебит убывает более плавно: его уменьшение теоретически должно составить 3% в период с 5-го по 15-й год работы скважины. Следовательно, значения удельных дебитов скважин, определенных по данным многолетней эксплуатации, предпочтительнее использовать для прогноза их производительности.

Диапазон изменения характеристик продуктивности эксплуатационных скважин Паужетского месторождения составляет 0,2–0,5 кг/(с · м). Возможна линейная аппроксимация зависимости удельного дебита от радиуса скважин:

$$q = 0,21 + 2,82 r_c \quad (2.6)$$

2.3.2. Модель теплового и водного питания Северного участка Паужетского геотермального месторождения

Пятнадцать лет промышленной эксплуатации Паужетского месторождения (1966–1980 гг.) показали, что тепловой режим его эксплуатационного участка изменяется весьма существенно (см. рис. 39).

При анализе теплового режима Паужетского месторождения принималось, что эксплуатационные ресурсы Q состоят из ресурсов, привлекаемых из глубины по зонам тектонической трещиноватости, $Q_{\text{гл}}$, ресурсов, привлекаемых из боковых, периферических, участков геотермального коллектора, $Q_{\text{бок}}$ и ресурсов, привлекаемых за счет перетекания из аллювиальных отложений, $Q_{\text{гр}}$, т.е. схематизация основана на концепции, достаточно отчетливо выраженной на рис. 1, г.

Оценка водных ресурсов, привлекаемых из периферических участков геотермального коллектора. Ранее был предложен способ определения величины привлекаемых ресурсов на Паужетском геотермальном месторождении по скорости сдвига геоизотерм в продуктивном пласте, который основан на аналитических решениях уравнения теплопереноса [28, 103]. При дополнительных предположениях о квазистационарности кондуктивного теплового потока в верхнем относительном водоупоре и отсутствии теплообмена на подошве продуктивного пласта показано, что скорость фильтрации V пропорциональна скорости сдвига геоизотерм V_T :

$$V = c/c_0 \cdot V_T, \quad (2.7)$$

и поэтому величина привлекаемых ресурсов определяется по следующей формуле:

$$Q_{\text{бок}} = c/c_0 \cdot 2\pi MrV_T, \quad (2.8)$$

где r — расстояние от центра "большого колодца"; M — мощность продуктивных горизонтов. Если оценивается $Q_{\text{бок}}$ в пределах некоторого сектора, то вместо 2π необходимо использовать радианную меру этого сектора.

Следовательно, можно воспользоваться формулой (2.8) для оценки $Q_{\text{бок}}$. При расчетах V_T примем в соответствии с рис. 39 $M = 60\text{--}80$ м.

Вычисления по (2.8) дают следующие результаты:

западный сектор: 26,7–32,4 кг/с,

юго-западный сектор: 12,6–15,2 кг/с,

северный сектор: 1,7–2,1 кг/с.

Общее количество привлекаемых из этих секторов низкотемпературных вод составляет 41,0–49,7 кг/с. Поскольку падения температуры не было зарегистрировано в юго-восточном секторе, водные ресурсы, привлекаемые из него, включаются в состав "глубинных" ресурсов.

Привлечение ресурсов грунтовых вод в зоне депрессии пластового давления ($Q_{\text{гр}}$). Перетекание холодных грунтовых вод из аллювиальных отложений в геотермальный коллектор происходит в долине р. Паужетки и руч. Быстрого, где уровни в продуктивном пласте снизились настолько, что проникновение этих вод стало возможным. О том, что этот процесс происходит, свидетельствует охлаждение верхнего относительного водоупора, которое фиксируется термограммами наблюдательных скв. 7, 8, Э1.

Характер термограммы в скв. Р1 и 11 включает возможность проникновения грунтовых вод на тех участках, где эти скважины расположены. Исходя из этого ограничена область, в которой происходит перетекание в верхнюю часть геотермального коллектора, она включает в себя скв. 7, 8, 15, Э1, РЭ1, РЭ2, РЭ3, РЭ7. Площадь этой области равна 110 тыс. м².

Величину $Q_{гр}$ можно оценить следующим образом:

$$Q_{гр} = AK_p \frac{S_{гр} - S_{терм}}{l}, \quad (2.9)$$

где A — площадь, где происходит перетекание; K_p — вертикальный коэффициент фильтрации верхнего относительного водоупора; $S_{гр} - S_{терм}$ — разница уровней грунтовых и термальных вод; l — мощность относительного водоупора.

Принимая $K_p \leq 0,3$ м/сут, $l \geq 300$ м, $S_{гр} - S_{терм} \leq 10$ м (скв. 7, 8). Следовательно: $Q_{гр} \leq 350$ м³/сут = 6 кг/с.

Проникновение грунтовых вод в скважины из-за их недостаточно качественной обсадки. Если бы падение теплосодержания эксплуатационных скважин объяснялось лишь привлечением холодных вод с периферии и перетеканием грунтовых вод через верхний относительный водоупор в продуктивные горизонты, то после выключения скважины из эксплуатации мы наблюдали бы в продуктивном пласте по стволу скважины температуру, соответствующую теплосодержанию на заключительном этапе эксплуатации. В действительности же температура в коллекторе выше. Это свидетельствует о том, что низкотемпературная вода "подсасывается" в скважины из-за недостаточно качественной обсадки.

Такой процесс происходит в скв. РЭ3 и 11, в которых зафиксирована средняя температура по коллектору (после выключения из эксплуатации) выше, чем теплосодержание на его заключительном этапе: 166 и 144 °С в противоположность 144 и 128 ккал/кг.

Подсчеты по уравнению теплового баланса дают нам следующие величины притоков низкотемпературных грунтовых вод в скважины из-за плохой обсадки: скв. 11 — 2,3 кг/с, скв. РЭ3 — 4,9 кг/с 100-градусной воды. Учитывая неглубокую обсадку скв. РЭ2, можно предположить, что в нее также возможно проникновение холодных вод через необсаженную часть, но не более 1,8 кг/с (оценка по разбавлению термальных вод).

В скв. 15 теплосодержание соответствует температуре в коллекторе, которая фиксируется находящейся рядом скв. Э1. Термометрия в скв. РЭ7 после выключения ее в 1975 г. показала соответствие температуры в коллекторе и энтальпии во время эксплуатации. Размещение на высокой террасе изолировало скв. 14 и 20 от грунтовых вод. В скв. РЭ1 отсутствуют гидрохимические изменения в процессе эксплуатации. Эти факты позволяют утверждать, что в скв. 14, 15, 20, РЭ1, РЭ7 не происходит проникновение грунтовых вод в скважины.

Суммируя сказанное, заключаем, что приток холодных грунтовых вод из-за некачественной обсадки скважин составляет по эксплуатационному участку не более 9,0 кг/с (на 1979–1980 гг.).

Оценка ресурсов "глубинных" вод, привлекаемых к водозабору. Под "глубинными" водами будем понимать воду, подтекающую к эксплуата-

ционному участку из нижних горизонтов и из юго-восточного сектора, захватывающего наиболее прогретые близповерхностные участки гидротермальной системы.

Принимая во внимание оценки $Q_{\text{бок}}$, $Q_{\text{гр}}$, $Q_{\text{с}}$ и то, что средняя производительность водозабора в 1979–1980 гг. составляла 144 кг/с, получим, что

$$Q_{\text{гл}} = Q - Q_{\text{бок}} - Q_{\text{с}} \simeq 80\text{--}90 \text{ кг/с.} \quad (2.10)$$

Таким образом, анализ теплового режима при эксплуатации Паужетского геотермального месторождения дает основание оценить еще одним независимым способом величину естественных ресурсов $Q_{\text{ест}}$ Паужетской гидротермальной системы, являющуюся одним из наиболее важных ее параметров: $Q_{\text{ест}} \geq Q_{\text{гл}} = 80\text{--}90 \text{ кг/с}$.

Другая оценка естественных ресурсов была получена ранее В.М. Сугробовым [62] по расходу потока гидротерм и составила 460 кг/с. Возможно, эта величина завышена, так как при подсчете расхода потока гидравлический уклон был определен для верхней части системы, а полученное значение $Km = 470 \text{ м}^2/\text{сут}$ на разведанном участке месторождения принималось для характеристики водопроницаемости системы в целом.

ГЛАВА 3

ПРОФИЛЬНЫЕ ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ КАМЧАТКИ

Качественные представления о механизме функционирования гидротермальных систем в целом нередко дискуссионны и противоречивы. Поэтому рассматриваемые нами выше концептуальные модели гидротермальных систем Камчатки нуждаются в обосновании на численной термогидродинамической модели.

С этой целью используется численная профильная модель теплопереноса в пределах гидротермальной системы, к математическому описанию которой мы приступаем.

3.1. Описание профильной термогидродинамической модели

3.1.1. Описание модели теплопереноса

Изложим основные допущения, принятые при построении данной модели.

1. Фильтрация однофазная. Гидростатическое давление в недрах на глубинах 3–5 км составляет 30–50 МПа — больше, чем критическое давление 22,5 МПа, поэтому в естественных условиях флюид предполагается в однофазном состоянии.

2. Конвектирующая жидкость и вмещающие породы находятся в состоянии термодинамического равновесия.

С учетом допущений 1 и 2 законы сохранения массы, энергии и урав-

нения движения флюида формулируются следующим образом:

$$\text{массы: } \frac{\partial}{\partial t} (\phi \rho) + \nabla V = 0, \quad (3.1)$$

$$\text{движения (закон Дарси): } V = -\frac{k\rho}{\mu} (\nabla P - \rho g), \quad (3.2)$$

$$\text{энергии: } \frac{\partial}{\partial t} (\rho_r E_r + \phi \rho E) + \nabla(\rho E V) = \nabla(\lambda \nabla T), \quad (3.3)$$

где E_r — удельная внутренняя энергия горной породы; E — удельная внутренняя энергия жидкости; g — ускорение свободного падения; k — коэффициент проницаемости; λ — коэффициент теплопроводности водонасыщенных пород; P — давление; V — массовая скорость фильтрации; t — время; T — температура; μ — коэффициент динамической вязкости флюида; ρ — плотность флюида; ϕ — пористость горных пород; ρ_r — плотность горных пород.

Уравнения (3.1)–(3.3) задаются в некоторой области, на границах которой должны быть определены граничные условия; нужно определить начальные распределения температуры и давления. Нужно также знать уравнения состояния: зависимости удельной энергии флюида и породы, проницаемости, теплопроводности, вязкости, плотности и пористости от внутренних параметров системы — температуры и давления.

В такой полной постановке задача весьма сложна. Поэтому при изучении конвективного теплопереноса прибегают к дополнительным упрощениям, которые, не искажая физической сути явления, позволяют исследовать его доступными методами. В связи с этим к предположениям 1 и 2 добавляются следующие.

3. Объемная внутренняя энергия водонасыщенных горных пород выражается следующим образом:

$$\rho_r E_r + \phi \rho E = cT, \quad (3.4)$$

где c — коэффициент объемной теплоемкости водонасыщенных горных пород принимается постоянным ($c = 0,6 \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$). Исследования Р. Каталиди [82] показывают, что вариации этого коэффициента незначительны для комплексов вулканогенно-осадочных пород ($0,55 \leq c \leq 0,65 \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$).

4. Удельная внутренняя энергия флюида выражается так:

$$E = c_0 T,$$

где c_0 — коэффициент удельной теплоемкости флюида принимается постоянным ($c_0 = 1 \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C})$).

5. Коэффициент теплопроводности принимается постоянным, независимым от температуры и давления:

$$\lambda = \text{const.}$$

6. Используется линейная зависимость плотности флюида от температуры:

$$\rho = \rho_0 - \beta(T - T_0), \quad (3.5)$$

где

$$\beta = 10^{-3} \text{ г/} (^\circ\text{С} \cdot \text{см}^3).$$

Подход такого рода к решению задач конвективного теплопереноса известен в литературе как приближение Буссинеска. Многочисленные работы как теоретического, так и экспериментального характера подтверждают оправданность такого приближения для большинства практических задач [85, 97]. Таким образом, система уравнений конвективного теплопереноса в приближении Буссинеска запишется так:

$$-\nabla V = \frac{\partial (\phi \rho)}{\partial t}, \quad (3.6)$$

$$V = -\frac{\rho k}{\mu} (\nabla P - \rho g), \quad (3.7)$$

$$c \frac{\partial T}{\partial t} + \nabla (c_0 \rho V T) = \lambda \nabla^2 T. \quad (3.8)$$

Примем также следующие допущения.

7. Рассматривать систему (3.6)–(3.8) в двумерной области. Это оправдывается в нашем случае, когда учитывается тяготение гидротермальных систем к линейным зонам тектонических нарушений. Следовательно:

8. В связи с тем что процесс рассматривается на большом временном интервале ($n \cdot 100$ – 1000 лет), можно пренебречь нестационарной частью в уравнении (3.6), определяемой емкостью водонасыщенных пород. Благодаря этому система уравнений (3.6)–(3.8) может быть преобразована так:

$$\frac{\partial V_x}{\partial x} + \frac{\partial V_z}{\partial z} = 0, \quad (3.9)$$

$$V_z = -\rho k / \mu \left(\frac{\partial P}{\partial z} - \rho g \right), \quad (3.10)$$

$$V_x = -\rho k / \mu \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (3.11)$$

$$c \frac{\partial T}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial z} (c_0 V_z T) + \frac{\partial}{\partial x} (c_0 V_x T) = \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right), \quad (3.12)$$

где V_x и V_z – компоненты скорости фильтрации.

При численном исследовании двумерных задач теплопереноса удобно исключить из системы (3.9)–(3.11) давление и ввести вместо него функцию тока, связанную с компонентами скорости фильтрации соотношениями:

$$V_x = \partial \Psi / \partial z, \quad (3.13)$$

$$V_z = -\partial \Psi / \partial x. \quad (3.14)$$

Уравнение неразрывности в этом случае удовлетворяется автоматически,

а закон Дарси принимает вид:

$$\frac{\partial \Psi}{\partial x} = K \left(\frac{1}{g} \frac{\partial P}{\partial z} - \rho \right), \quad (3.15)$$

$$\frac{\partial \Psi}{\partial z} = -\frac{K}{g} \frac{\partial P}{\partial x}, \quad (3.16)$$

где $K = \frac{k\rho g}{\mu}$ – коэффициент фильтрации.

После этого систему (3.9)–(3.12) легко привести к виду

$$c \frac{\partial T}{\partial t} = \lambda \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) - c_0 \frac{\partial}{\partial x} (V_x T) - c_0 \frac{\partial}{\partial z} (V_z T), \quad (3.17)$$

$$V_z = -\frac{\partial \Psi}{\partial x}, \quad (3.18)$$

$$V_x = \frac{\partial \Psi}{\partial z}, \quad (3.19)$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K} \frac{\partial \Psi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K} \frac{\partial \Psi}{\partial z} \right) = -\frac{\partial \rho}{\partial x}. \quad (3.20)$$

Для того чтобы предложенная нами модель теплопереноса послужила образом реальной гидротермальной системы, необходимо определить также граничные и начальные условия.

Краевые условия. Выбор в качестве параметра состояния гидротермальной системы функции тока Ψ вместо давления P имеет определенный физический смысл. Использование функции тока повышает наглядность термогидродинамических построений, указывая направления движения подземных вод. Кроме того, функция тока определяет расход подземных вод, и благодаря этому с ее помощью можно задавать инфильтрацию на отдельных участках границ или сделать эти границы непроницаемыми. Так, условие

$$\Psi|_{z=0} = \Psi_0(x) \quad (3.21)$$

задает на верхней границе модели (рис. 41) инфильтрацию с интенсивностью $\frac{\partial \Psi_0(x)}{\partial x}$, а условие

$$\Psi|_{z=L} = \Psi|_{x=0} = \Psi|_{x=L} = 0 \quad (3.22)$$

делает остальные границы модели (рис. 41) непроницаемыми.

Условия (3.21), (3.22), определяющие водное питание гидротермальной системы, достаточно естественны, если учесть, что гидротермальная система ассоциируется нами с вертикальной проницаемой зоной в земной коре. Очевидно, что водное питание такой зоны определяется в основном инфильтрацией, характер распределения которой выражается функцией $\Psi_0(x)$.

Граничные условия. Граничные условия задаются по температуре на

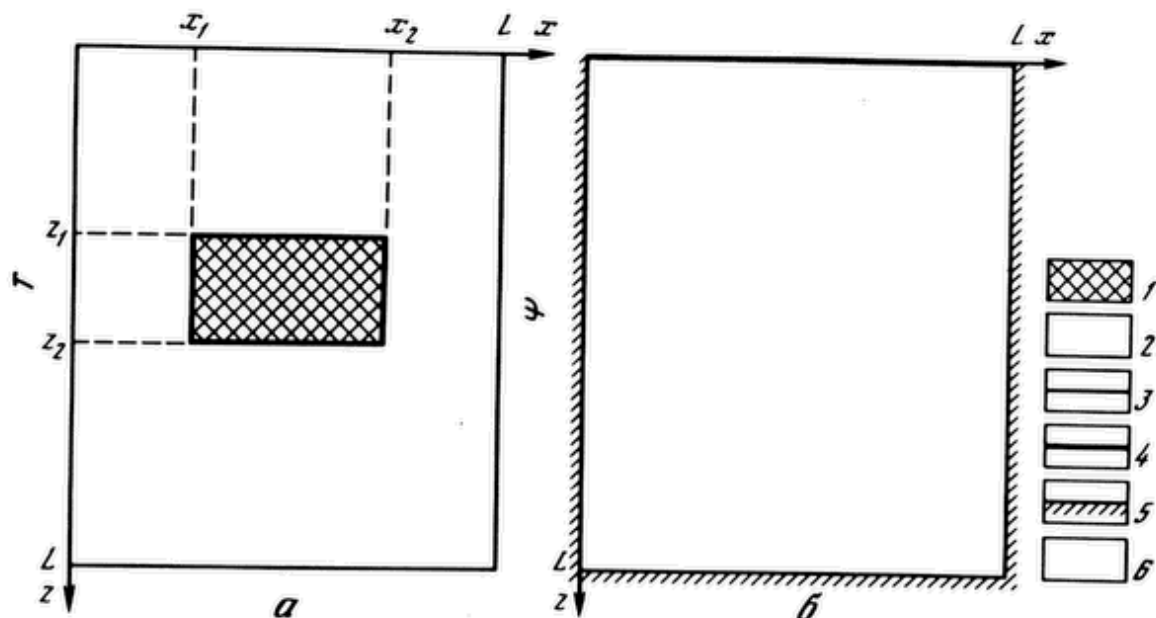


Рис. 41. Область моделирования и краевые условия

a – температура T : 1 – “горячее” магматическое тело – в начальный момент задается аномально высокая температура; 2 – область, где в начальный момент задается температура в соответствии с фоновым геотермическим градиентом; 3 – границы с постоянной температурой – границы первого рода; *б* – функция тока ψ : 4 – границы с заданной на них функцией тока – границы первого рода; 5 – гидравлически непроницаемые границы; 6 – область фильтрации

верхней границе земной поверхности:

$$T|_{z=0} = 0. \quad (3.23)$$

На боковых границах и в основании рассматриваемой области можно зафиксировать постоянную температуру в соответствии с начальным геотермическим градиентом G :

$$T|_{z=L} = GL, \quad T|_{x=0} = Gz, \quad T|_{x=L} = Gz. \quad (3.24)$$

Начальные условия. Одной из основных задач данной работы является выяснение механизма “первотолчка”, который послужил причиной гидротермальной деятельности. Начальное распределение температуры удобно использовать для воспроизведения условий этого “первотолчка”, а в качестве пробного теплового импульса естественно рассмотреть нагретое до высоких температур тело.

В связи с этим источник теплового питания задается в начальный момент времени в виде прямоугольника с высотой $z_2 - z_1$ и основанием $x_2 - x_1$ (см. рис. 41):

$$T(x, z)|_{t=0} = T_2. \quad (3.25)$$

Что касается остальной области $x \in [x_1, x_2]$, $z \in [z_1, z_2]$, то здесь в начальный момент времени задается распределение температуры в соответствии с нормальным геотермическим градиентом “ G ”:

$$T(x, z)|_{t=0} = Gz. \quad (3.26)$$

Следовательно, при задании начальных условий по температуре используется модель типа “мгновенно возникающего интрузива”.

Начальные условия для функции тока определяются нами как результат суперпозиции естественного установившегося поля течения, определяемого граничными условиями (3.21), (3.22), и поля течения, вызванного "мгновенно возникающим интрузивом".

Подчеркнем также, что хотя при моделировании использована квадратная область $(x, z) \in [0, L], [0, L]$, это не мешает распространить полученные результаты на область прямоугольной формы $(x, z) \in [0, \beta L], [0, \eta L]$. Последнее вытекает из линейности системы (3.17)–(3.20): если функции $T(x, z)$, $\Psi(x, z)$ являются решением задачи (3.17)–(3.20) в квадрате, то функции $T(\frac{x}{\beta}, \frac{z}{\eta})$, $\Psi(\frac{x}{\beta}, \frac{z}{\eta})$ – решение той же задачи в прямоугольнике с аналогичным образом преобразованными начальными и граничными условиями.

Для определения минимального числа независимых параметров, от которых зависит решение, приведем систему уравнений (3.17)–(3.20) к безразмерному виду. С этой целью введем безразмерные пространственные координаты $\tilde{x} = x/L$, $\tilde{z} = z/L$, безразмерное время $\tilde{t} = \frac{t\lambda}{cL^2}$, температуру $\tilde{T} = T/(T_{\max} - T_{\min})$ и функцию тока $\tilde{\Psi} = \frac{c_0}{\lambda}\Psi$. Благодаря этому после некоторых преобразований уравнения (3.17)–(3.20) принимают следующий вид в безразмерных переменных:

$$\partial T / \partial t = \Delta T - \text{rot } \Psi \nabla T, \quad (3.27)$$

$$\nabla \left(\frac{1}{K} \nabla \Psi \right) = -\text{Ra} \frac{\partial T}{\partial x}, \quad (3.28)$$

где $\tilde{K} = K/K_0$.

Приведение системы (3.17)–(3.20) к безразмерному виду позволяет выделить независимые безразмерные критерии, определяющие ее решение. К этим критериям относятся:

F_0 – число Фурье: $F_0 = \frac{t_1 \lambda}{cL^2}$, где t_1 – общее время процесса;

Ra – число Рэлея: $\text{Ra} = \frac{\beta (T_{\max} - T_{\min}) K_0 L c_0}{\lambda}$,

где $T_{\max}$, $T_{\min}$ – максимальная и минимальная температуры в моделируемой области, соответственно;

Inf – число: $\text{Inf} = \frac{c_0}{\lambda} \max_{x_1, x_2 \in [0, L]} |\Psi_0(x_2) - \Psi_0(x_1)|$;

Fe – число: $\text{Fe} = (x_2 - x_1)(z_2 - z_1)/L^2$.

Число Рэлея характеризует соотношение сил всплывания, вызванных разуплотнением флюида, и сил фильтрационного сопротивления. Число Фурье определяет время процесса, нормированное по отношению к температуропроводности. Числа Inf и Fe вводятся впервые. Первое из них

выражает общую величину инфильтрационного питания гидротермальной системы (сколько воды в нее втекает), будем поэтому далее называть Inf — инфильтрационным числом. Число Fe определяет относительные размеры источника теплового питания.

В работах С.А. Федотова [66, 67] впервые на материалах комплексного изучения областей современного вулканизма рассматривается механизм образования и оцениваются размеры неглубокозалегающих магматических тел. Кроме того, С.А. Федотову принадлежит большая роль в постановке задачи по остыванию магматических тел в условиях конвективного теплообмена, которая и легла в основу данной работы. Мы предлагаем поэтому назвать число — Fe числом Федотова.

3.1.2. Реализация системы (3.17)–(3.20) на ЭВМ

Решение задачи (3.17)–(3.20) было получено нами на ЭВМ ЕС 1033 с помощью программы "CONVEC" (которая приводится в Приложении) конечно-разностным методом по продольно-поперечной неявной схеме [8, 50].

Кратко остановимся на том, как осуществлялась реализация алгоритма счета на ЭВМ по программе "CONVEC"

Для построения разностной схемы была введена сетка с координатами узлов (x_j, z_i, t^n) (рис. 42):

$$x_j = jh \quad (j = 1, 2, \dots, N), \quad h = 1/N,$$

$$z_i = ih \quad (i = 1, 2, \dots, N), \quad h = 1/N,$$

$$t^n = n\Delta t \quad (n = 0, 1, \dots).$$

Конечно-разностная аппроксимация системы (3.17)–(3.20) в безразмерном виде выглядит следующим образом:

$$L_x T^n + L_z T^n = (T^n - T^{n-1}) / \Delta t, \quad (3.29)$$

$$V_{z,j,i-1/2}^n = -1/4h(\psi_{j+1,i-1}^n + \psi_{j+1,i}^n - \psi_{j-1,i-1}^n - \psi_{j-1,i}^n), \quad (3.30)$$

$$V_{x,j-1/2,i}^n = 1/4h(\psi_{j,i+1}^n + \psi_{j-1,i+1}^n - \psi_{j,i-1}^n - \psi_{j-1,i-1}^n), \quad (3.31)$$

$$M_x \psi^n + M_z \psi^n = Ra(T_{j+1,i}^{n-1} - T_{j-1,i}^{n-1})/2h, \quad (3.32)$$

где $L_x T$, $L_z T$, $M_x \psi$, $M_z \psi$ — конечно-разностные аппроксимации дифференциальных операторов $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} - \frac{\partial V_x T}{\partial x}$, $\frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{\partial V_z T}{\partial z}$, $\frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{1}{K} \frac{\partial \psi}{\partial x} \right)$, $\frac{\partial}{\partial z} \left(\frac{1}{K} \frac{\partial \psi}{\partial z} \right)$ соответственно.

Аппроксимации операторов L_x и M_x выглядят следующим образом:

$$M_x \psi = \left(\frac{0,5}{K_{j-1,i}} + \frac{0,5}{K_{j,i}} \right) \frac{\psi_{j-1,i} - \psi_{j,i}}{h^2} - \left(\frac{0,5}{K_{j,i}} + \frac{0,5}{K_{j+1,i}} \right) \frac{\psi_{j,i} - \psi_{j+1,i}}{h^2} \quad (3.33)$$

$$L_x T = \frac{T_{j-1,i} - 2T_{j,i} + T_{j+1,i}}{h^2} - [V_{x_{j-1/2,i}}^+ (T_{j,i} - T_{j-1,i}) + V_{x_{j+1/2,i}}^- (T_{j+1,i} - T_{j,i})] / h. \quad (3.34)$$

где

$$V_x^+ = \frac{1}{2} (V_x + |V_x|), \quad V_x^- = \frac{1}{2} (V_x - |V_x|)$$

Аналогичным образом аппроксимируются L_z и M_z .

Последовательность решения (3.29)–(3.32) заключалась в следующем.

1. По распределению температуры T^{n-1} рассчитывались в соответствии с (3.32) функции тока ψ^n .

2. По функциям тока вычислялись скорости фильтрации V_x^n , V_z^n , (3.30), (3.31).

3. По скоростям фильтрации проводился расчет температур T^n и т.д. Непосредственно при расчетах по конечно-разностным уравнениям (3.29)–(3.32) использовался метод переменных направлений (продольно-поперечная схема прогонки), суть которого заключается в том, что сначала делается полушаг по времени с "замороженными" на предыдущем шаге значениями конечно-разностных аппроксимаций операторов с индексами "x", а затем то же в ортогональном направлении. Решение стационарного уравнения для функции тока определялось по итерационной схеме метода переменных направлений [8, 50].

Для проверки алгоритма реализации конечно-разностной схемы были использованы следующие тестовые задачи.

1. Задача о фильтрации через пласт мощности "М" в непроницаемом массиве (схема Ловерье).

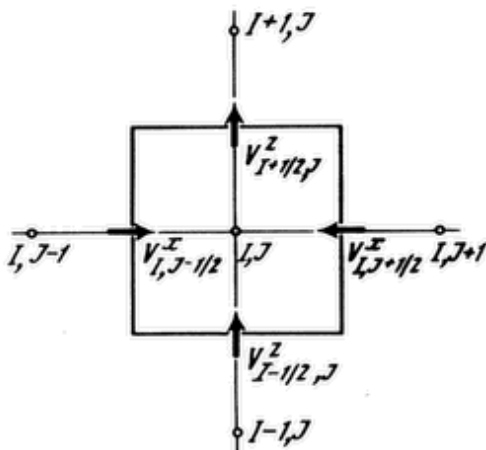
2. Задача о гидродинамическом поле вокруг "горячего прямоугольника".

В первом случае аналитическое решение имеет следующий вид:

$$T = \operatorname{erfc} \left[\frac{z + 2 \lambda x / (c_0 M V_x)}{2 \sqrt{\lambda c} \sqrt{t - cx / (V_x c_0)}} \right], \quad (3.35)$$

которое можно сравнить с расчетами на ЭВМ.

Вторая задача также допускает аналитическое решение, которое может служить тестом:



$$\begin{aligned} \psi(x_0, z_0) = \\ = \frac{Ra}{2\pi} \iint \frac{\partial T}{\partial x} \ln \sqrt{(x - x_0)^2 + (z - z_0)^2} dx dz. \end{aligned} \quad (3.36)$$

Задачи 1 и 2 дают возможность оценить корректность алгоритмов для решения тепловой (3.29, задача 1) и гид-

Рис. 42. Элемент конечно-разностной сетки, используемой в расчетах

родинамической (3.32, задача 2) задач в отдельности. Между тем необходима проверка и выяснение точности алгоритма решения системы (3.29)–(3.32) в целом. С этой целью проводились специальные исследования на различных пространственных сетках (15×15 , 30×30 , 60×60). Если принять за точное решение системы (3.29)–(3.32) (T, ψ) при фиксированном Δt решение на наиболее дробной сетке 60×60 (напомним, что методы отыскания аналогического решения рассматриваемой системы уравнений неизвестны), можно оценить скорость сходимости $\|T - T_h\|$, $\|\psi - \psi_h\|$ конечно-разностного решения.

При $\Delta t = 0,25 \cdot 10^{-3}$

$$\|T - T_h\| \leq 30h^2, \quad \|\psi - \psi_h\| \leq 5500h^2. \quad (3.37)$$

При уменьшении шага по времени конечно-разностное решение изменяется незначительно.

Уравнения типа (3.20), (3.28) еще не нашли широкого использования в практике гидрогеологических расчетов, поэтому представляется полезным в большей степени раскрыть их физическую сущность.

Движущими силами теплопереноса в гидротермальных системах являются вынужденная и свободная конвекции. Свободная конвекция вызвана существованием плотностных неоднородностей флюида, которые, в свою очередь, обусловлены неравномерностью температурного распределения. С математической точки зрения размах свободной конвекции выражается правой частью уравнения (3.20) или (3.28): для ее возникновения необходимо наличие горизонтального градиента температур (плотностей); если правая часть (3.20) или (3.28) равна нулю, свободная конвекция отсутствует.

Вынужденная конвекция обусловлена граничными условиями. Если области питания и разгрузки находятся на одной абсолютной отметке, то для вынужденной конвекции необходим перепад давлений между областями питания и разгрузки. В случае, когда область фильтрации имеет более сложную форму, к определению понятия "вынужденная конвекция" можно подойти следующим образом. Проведем мысленный эксперимент — заполним область фильтрации гомогенным (с одной плотностью) флюидом. Если при заданных граничных условиях движение флюида отсутствует, то вынужденной конвекции нет, если же имеют место течения флюида, то эти течения и есть вынужденная конвекция.

В итоге, учитывая принцип суперпозиции, применимый к ψ , сложную картину течения подземных вод можно "расщепить" на две: на картину течения за счет свободной конвекции (причем "свобода" здесь проявляется в том, что течения вызваны внутренними параметрами — состоянием области фильтрации) и картину течения за счет вынужденной конвекции (причем "необходимость" здесь проявляется в том, что течения вызваны внешними параметрами — граничными условиями).

Исходя из этого целесообразно выделить следующие элементы гидродинамического поля, имеющие смысл применительно к поставленной краевой задаче.

Определение 1. Общий поток $\delta\psi$ — вариация функции тока во всей моделируемой области.

Определение 2. Инфильтрационный поток $\delta\psi_{\text{и}}$ — вариации функции тока на верхней границе моделируемой области.

Определение 3. Область инфильтрационного (вынужденного) водообмена, совокупность линий тока, берущих свое начало и заканчивающихся на границах моделируемой области.

Определение 4. Область свободной циркуляции — совокупность замкнутых линий тока.

Определение 5. Поток термолифта $\delta\psi_{\text{т}}$ — вариация функции тока внутри области свободной циркуляции.

Общий поток представляет собой, по существу, максимальный расход флюида, который можно измерить в каком-либо сечении моделируемой области. Если вернуться к объекту моделирования — гидротермальной системе, то эта величина характеризует ее производительность и ее можно сопоставить с естественными ресурсами гидротермальной системы. В рамках краевой задачи (3.21), (3.22) инфильтрационный поток выражает расход инфильтрации в кровлю гидротермальной системы и является мерой вынужденной конвекции в ее пределах. Разделение области фильтрации подземных вод на область инфильтрационного водообмена и область свободной циркуляции отражает соотношение движущих сил теплопереноса в гидротермальной системе. Поток термолифта определяет расход подземных вод, циркулирующих по замкнутым линиям тока внутри гидротермальной системы.

Понимание физики процесса плоскопараллельной смешанной конвекции в термически неоднородной водонасыщенной среде может быть облегчено благодаря существованию аналогии с электростатикой. Аналогия заключается в том, что функция тока соответствует потенциалу электрического поля, а горизонтальный градиент температуры соответствует плотности электрических зарядов. Это вытекает из уравнения (3.20), принадлежащего к эллиптическому типу.

В случае, когда свободная конвекция вызвана существованием "горячего прямоугольника" в вертикальной проницаемой зоне, эта аналогия позволяет нам сопоставить распределение функции тока с потенциальным полем от действия двух разноименно заряженных стержней, совпадающих с вертикальными сторонами "горячего прямоугольника".

Для примера рассмотрим влияние горячего тела на условия движения подземных вод в вертикальной проницаемой зоне (рис. 43, 44). Картины течения подземных вод в этой зоне при нормальном нарастании температуры с глубиной в соответствии с постоянным геотермическим градиентом (рис. 43,а) отражают следующие достаточно характерные условия водообмена рассматриваемой проницаемой зоны через ее верхнюю границу:

- водообмен через верхнюю границу отсутствует (рис. 43,б);
- "проточная" инфильтрация: в левой части верхней проницаемой границы задается инфильтрация, а в правой — разгрузка подземных вод (рис. 43,в); пользуясь электростатической аналогией, можно сказать, что на верхней границе задан (+) потенциал;
- инфильтрация "в центре": в середине верхней проницаемой границы задается инфильтрация, а по краям — разгрузка подземных вод (рис. 43,г); на верхней границе задан слева (—), а справа (+);

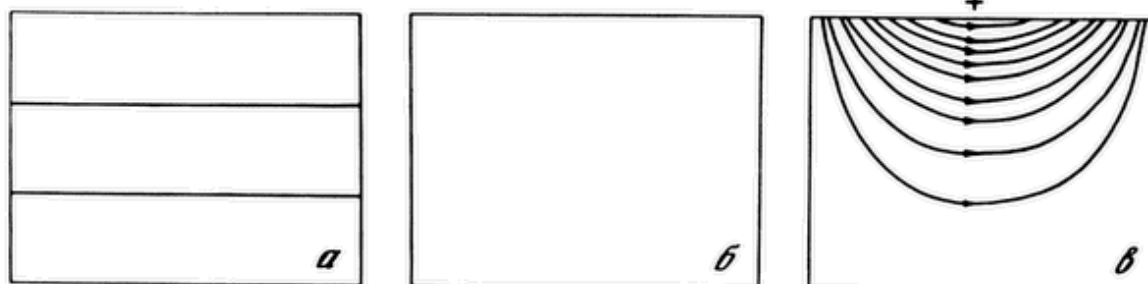


Рис. 43. Возможные картины течения подземных вод в вертикальной проницаемой зоне при линейном нарастании температуры с глубиной

Пояснения см. в тексте

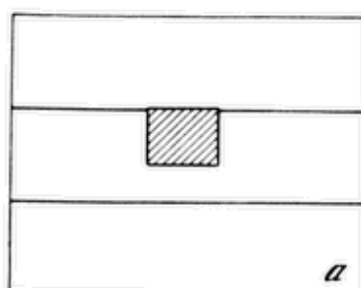
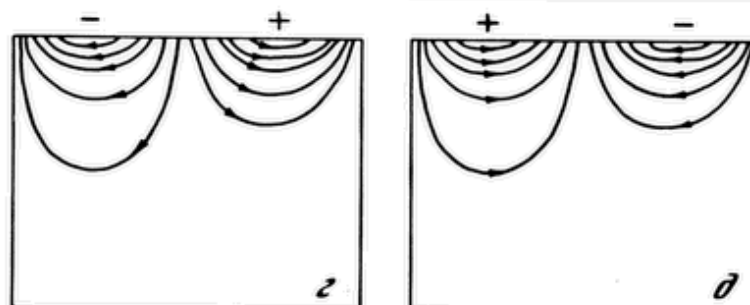
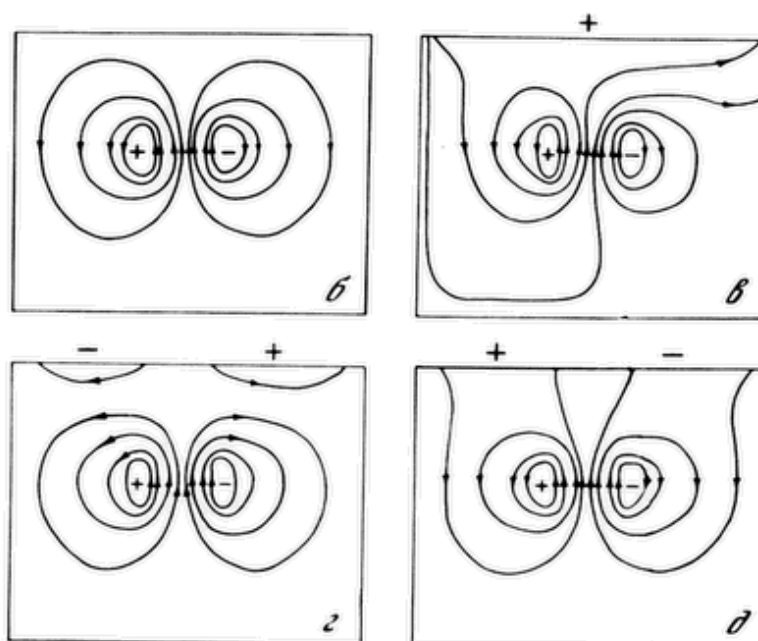


Рис. 44. Возможные картины течения подземных вод в вертикальной проницаемой зоне, вмещающей горячее тело

Пояснения см. в тексте



– разгрузка "в центре": в середине верхней проницаемой границы задается разгрузка, а по краям инфильтрация подземных вод (рис. 43,д); слева (+), справа (–).

Картина течения подземных вод резко изменяется, когда в проницаемую зону помещается "горячий прямоугольник" с аномальной температурой $T = 1,0$ и начинается свободная конвекция. Рис. 44 иллюстрирует это. Он отражает влияние термолифта на инфильтрационный гидродинамический режим в вертикальной проницаемой зоне:

– если инфильтрационного питания нет, то образуются просто две замкнутые конвективные ячейки со структурой, отражающей потенциальное логарифмическое поле (рис. 44,б); левая ячейка (+), правая (–);

– "проточная" инфильтрация приводит к тому, что левая конвективная ячейка как бы "разгоняется" за счет инфильтрационного потока (++) , а правая – "тормозится" с такой же силой (+–) (рис. 44,в);

– инфильтрация "в центре" тормозит свободную конвекцию и уменьшает общий поток ($\mp \pm$) (рис. 44, з);

– разгрузка "в центре" усиливает общий поток ($\mp \pm$) (рис. 44, д).

Нестационарный случай также допускает электростатическую интерпретацию. Тепловой источник – "мгновенно возникающий интрузив" – порождает конвективную циркуляцию, убывающую со временем, поскольку "заряды" в процессе переноса "разряжаются" (градиенты температур падают).

3.2. Термогидродинамическая модель Паужетской гидротермальной системы

3.2.1. Исходные данные для моделирования

Гидротермальная система проявляется на поверхности Паужетскими горячими источниками (видимый дебит 31 кг/с + скрытая разгрузка 65 кг/с) и Камбальными паровыми струями (расход 15 кг/с при величине тепловой мощности в 10 тыс. ккал/с). Площадь, заключающая в себе эти термопроявления, имеет в целом вытянутую форму протяженностью 10 км и шириной 2–3 км (см. рис. 27 и 28).

К областям водного питания Паужетской гидротермальной системы относится Камбальный хребет (за исключением участков выхода пара, через которые трассируется зона тектонических нарушений) и прилегающая с востока область, включающая несколько озер, размещенных на абсолютных отметках +104÷+273 м. Модуль подземного стока составляет 10 кг/(с · км²) [7].

Многочисленные экстрезии липаритов, дацитов и отложения пемз голоценового возраста (среди этих образований своими размерами выделяется вулкан-экстрезия Дикий Гребень объемом около 30 км³) свидетельствуют о существовании в этом районе на небольшой глубине магматического тела, которое рассматривается в качестве источника теплового питания гидротермальной системы.

Водоотбор для работы Паужетской геотермальной станции составляет в среднем 150 кг/с; в 1962–1963 гг. и в 1975–1976 гг. были проведены опытные выпуски пароводяной смеси с расходом 124 и 200 кг/с соответственно.

Анализ результатов опытных выпусков и эксплуатации месторождения проводился В.М. Сугробовым [62, 127], В.А. Ямпольским в 1976 г., В.А. Воронковым [12], А.В. Кирюхиным [29]; непосредственные оценки тепловой мощности термопроявлений гидротермальной системы параметров пласта и теплофизических свойств сделаны В.М. Сугробовым [55, 62, 127].

На основании этого приведем значения использованных при моделировании параметров в тех размерностях, которые наиболее привычны гидрогеологам:

1. Геометрические размеры области фильтрации
 протяженность, глубина 15 км
 ширина 2 км

2. Теплофизические параметры
 - коэффициент теплопроводности $5 \cdot 10^{-3}$ кал/(см · с · °С)
 - геотермический градиент $1,5 \cdot 10^{-2}$ °С/м
3. Фильтрационные параметры 35–700 м²/сут
4. Время моделирования. 11 тыс. лет
5. Источник теплового питания
 - размеры (площадь сечения) 9,20,36 км²
 - начальная температура 700°С
 - глубина залегания кровли. 4 км
6. Инфильтрационное питание (среднее значение по области питания 2–27 кг/(с · км²))

Кроме того, дана табл. 5, где указаны значения безразмерных критериев Ra , Fo , Inf , Fe , более емко характеризующих численную модель, и соответствующая нумерация вариантов, просчитанных на ЭВМ.

В дополнение к сказанному необходимо пояснить выбор следующих параметров.

Геометрические размеры. Если о протяженности Паужетской гидротермальной системы в плане можно судить по выходам термопроявлений и приуроченности ее к восточной части бассейна стока долины р. Паужетки, то о распространении ее вглубь высказывать какие-либо определенные суждения трудно. Отсутствие выдержанных водоупоров до глубины по крайней мере 1200 м доказывается результатами бурения и опробования скважин. По геологическим данным можно предполагать, что проницаемые туфы неоген-четвертичного возраста ($N_2^3 - Q_1$ раи) подстилаются палеогеновыми песчаниками, обводненными по вертикальным зонам северо-западного направления, которые уходят глубоко вниз. Наконец, интерпретация гидродинамического режима в процессе эксплуатации и опытных выпусков пароводяной смеси на Паужетском месторождении также свидетельствует о достаточно большой мощности рассматриваемой проницаемой зоны. В связи с этим, не имея в распоряжении более веских доводов, предположим, что протяженность гидротермальной системы в вертикальном направлении приблизительно равна ее протяженности в горизонтальном, имея в виду возможность преобразования координат при интерпретации результатов.

Фильтрационные параметры. Гидротермальная система содержит внутри себя совокупность примыкающих друг к другу, крутопадающих проницаемых зон трещиноватости меридионального и северо-западного простирания, перекрытых в верхней части разреза горизонтом относительно проницаемых и пористых туфов. Поэтому обобщенную водопроницаемость 400–600 м²/сут надо понимать как суммарную водопроницаемость всех перечисленных водопроницаемых элементов. Если предположить, что среда изотропна и общая водопроницаемость делится поровну между ними, то на долю зоны северо-западного простирания придется третья часть: $K\Delta u = 130 - 200$ м²/сут. Учитывая, что ширина зоны $\Delta u = 2$ км, получим $KL = 1000 - 1500$ м²/сут ($L = 15$ км).

К аналогичным оценкам можно прийти, основываясь на анализе фильтрационной схемы "пласт неограниченной мощности". Коэффициент фильтрации $K = 0,2 - 0,3$ м/сут, полученный в результате обработки данных опытно-фильтрационного выпуска, позволяет оценить $KL = 3000 - 4500$ м²/сут.

Полученные в итоге значения $KL = 650 - 4500$ м²/сут представляются тем не менее завышенными, поскольку не учитывается возможный эффект

Таблица 5

Исходные данные для моделирования Паужетской гидротермальной системы (безразмерные параметры)

№ варианта	Ra	Fo · 10 ⁻³	Inf	Fe
1	5	1,2	100	0,09
2	2000	1,2	100	0,09
3	5000	1,2	100	0,09
4	100000	1,2	100	0,09
5	5000	1,2	25	0,09
6	5000	1,2	50	0,09
7	5000	1,2	400	0,09
8	5000	1,2	100	0,04
9	5000	1,2	100	0,16
Дополнительные варианты				
10	1000	3,0	200	0,13
11	3000	3,0	200	0,13
12	500	6,0	200	0,13
13	1000	6,0	200	0,13
14	2000	6,0	200	0,13

гидродинамических границ первого рода, которые в "обобщенном" виде включаются в KL . Поэтому при расчетах использованы более низкие значения $KL = 35-700 \text{ м}^2/\text{сут.}$

Время моделирования. Источник теплового питания. Источник теплового питания в модели — горячее прямоугольное тело, возникающее в начальный момент времени — имитирует остывающий магматический очаг. Предполагается, что в пределах Паужетской гидротермальной системы последнее крупное проявление магматизма произошло 6 тыс. лет тому назад (Q_4^2) (вулкан-экструзия Дикий Гребень). Поэтому "часы" в модели включаются именно в это время. Остановка времени происходит спустя 11 тыс. лет, чтобы можно было оценить чувствительность модели к выбору начального момента отсчета. Глубина залегания теплового источника принимается равной 4–9 км, предполагается, что о его размерах можно судить по объему вулкана Дикий Гребень (30 км^3 , Q_4^2).

По С.А. Федотову [67], объемы магматических камер V связаны с объемами соответствующих вулканических построек Ω соотношениями, выражающими баланс между энергией, затраченной на выплавление камеры, и содержанием тепла в подпитывающих очаг магмах; для усредненных значений теплофизических параметров эта связь может быть выражена следующей формулой:

$$V = \frac{c_m(T_2 - T_1)}{c_m T_2 + r} \Omega \simeq 0,25 \Omega, \quad (3.38)$$

где c_m — теплоемкость магм; T_1 — температура в очаге; T_2 — температура магм, поступающих в очаг; r — удельная теплота плавления пород.

На основании палеовулканологических реконструкций И.В. Мелекес-

цев полагает, что для долгоживущих вулканических центров коэффициент пропорциональности между объемом неглубокозалегающих очагов и объемом соответствующих вулканов более высок:

$$V = (2 \div 4) \Omega. \quad (3.39)$$

Поскольку для профильной модели необходимо знать размеры в вертикальном сечении, формулы (3.38), (3.39) преобразуются с учетом того, что источник теплового питания схематизируется в виде прямоугольника:

$$S = (x_2 - x_1)(z_2 - z_1) \simeq (0,5 \div 2,5) \Omega^{2/3}. \quad (3.40)$$

Инфильтрационное питание. Функция $\psi_0(x)$ задается так, что в правой части верхней границы модели, имитирующей приводораздельную часть Камбального хребта и прилегающие с востока территории, происходит питание подземных вод (со средней интенсивностью $2-27 \text{ кг/с} \cdot \text{км}^2$), покрывающей возможный интервал изменения данного параметра), а в левой части, имитирующей долину р. Паужетки, — разгрузка:

$$\psi_0(x) = x(x - L) \psi_0, \quad (3.41)$$

где ψ_0 — константа, пропорциональная средней интенсивности инфильтрации.

Начальный геотермический градиент. Задается в соответствии с фоновым тепловым потоком, зафиксированным на смежных площадях за пределами термоаномалий ($1,5 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/м}$).

3.2.2. Действие термогидродинамической модели

Результаты расчетов можно выразить в виде последовательности температурных и гидродинамических полей, отвечающих различным временам, прошедшим с момента возникновения тела с аномально высокой температурой — источника теплового питания (рис. 45). До того как произошло внедрение тела с аномально высокой температурой ($t < 0$), температура линейно нарастала с глубиной в соответствии с постоянным геотермическим градиентом (рис. 45, а). Условия движения подземных вод в рассматриваемой проницаемой зоне определялись инфильтрационным питанием в правой ее части (которая имитирует восточный склон Камбального хребта и прилегающие к нему с востока территории) и разгрузкой в левой части (которая имитирует долину р. Паужетки (рис. 45, б)). Далее происходит "мгновенное" внедрение тела с аномально высокой температурой (рис. 45, в). Это находит отражение в новой структуре водных потоков благодаря возникновению свободной конвекции ($t = 0$) (рис. 45, г). Спустя некоторое время ($t > 0$) после появления теплового источника формируется восходящий поток гидротерм (рис. 45, е) и образуется близповерхностная термоаномалия (рис. 45, д).

Термогидродинамические поля, отвечающие $t = 6$ тыс. лет, соответствуют по времени тем термогидродинамическим условиям, которые существуют сейчас в Паужетской гидротермальной системе, если предположить, что внедрение магматического материала имело место в голоцене Q_4^2 . Таким образом, модель позволяет получить термогидродинамическую

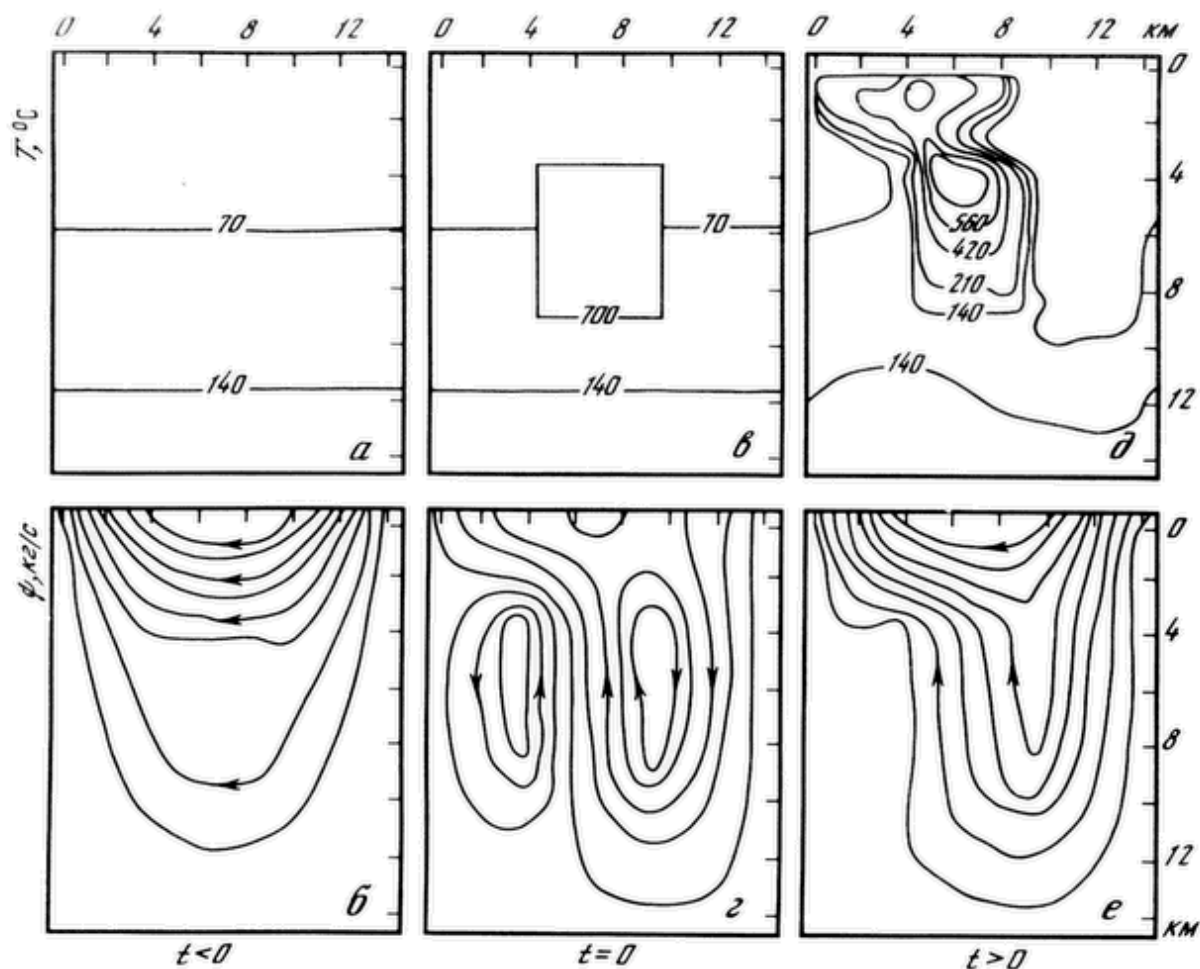


Рис. 45. Действие термогидродинамической модели
Пояснения см. в тексте

картину условий формирования тепловых и водных ресурсов Паужетской гидротермальной системы в настоящее время. Продвигаясь дальше по оси времени, можно "заглянуть в будущее" Паужетской гидротермальной системы.

3.2.3. Результаты расчетов и их обсуждение

Из-за неопределенности величины инфильтрации, коэффициента водопроницаемости проницаемой зоны, к которой приурочен гидротермальный процесс, размеров источника теплового питания и момента его возникновения проводились многовариантные расчеты (сначала было рассмотрено 9 вариантов, отвечающих времени внедрения магматического тела — 6 тыс. лет назад). Цель этих расчетов заключалась в том, чтобы найти такие исходные параметры, при которых бы при моделировании получилось температурное поле, похожее на то, что измерено в скважинах, а расчетный расход потока гидротерм обеспечил бы естественную разгрузку.

Стратегия этого поиска состояла в следующем.

1. Основываясь на табл. 5, назначаем "разумные" параметры.
2. Имитируем с помощью модели при заданных параметрах процесс эволюции термогидродинамического поля в Паужетской гидротермальной системе.

3. Сравниваем результаты расчетов с фактическими данными.

4. Корректируем исходные данные (с учетом табл. 5) и т.д.

Влияние водопроницаемости (варианты 1–4). Первые четыре варианта позволяют оценить влияние водопроницаемости на развитие термогидродинамических полей. При малых числах Рэлея ($KL = 35 \text{ м}^2/\text{сут}$) температурная аномалия медленно вытесняется инфильтрационным потоком, проникающим в глубь гидротермальной системы. Геоизотермы имеют достаточно плавную форму, что отражает преобладающую роль кондуктивного теплопереноса. Циркуляция термолифта пренебрежимо мала.

При увеличении числа Рэлея ($KL = 140, 350 \text{ м}^2/\text{сут}$) процесс всплывания "горячей капли" происходит более энергично. Образуется область свободной циркуляции и формируются конвективные ячейки. Расход термолифта достигает в первые моменты времени 60–238 кг/с, уменьшаясь постепенно по мере поднятия термоаномалии вверх и ее остывания. На заключительных стадиях процесса термоаномалия распадается на две обособленные части, что обусловлено существованием двух замкнутых конвективных ячеек (рис. 46).

При $KL = 700 \text{ м}^2/\text{сут}$ влияние инфильтрационного питания на первых этапах возникновения гидротермальной системы сводится к нулю. Термолифт становится ведущей силой теплопереноса в гидротермальном процессе, и его расход доходит до 476 кг/с в начальные моменты.

Влияние инфильтрации (варианты 3, 5, 6, 7). Увеличение инфильтрации при фиксированном числе Рэлея ($KL = 350 \text{ м}^2/\text{сут}$) от 2 до 27 кг/(с · км²) ведет к усилению процесса охлаждения термоаномалии.

Влияние размеров источника теплового питания (варианты 2, 8, 9). Тепловой источник с небольшими размерами (9 км², объем – 18 км³) вызывает относительно слабый термолифт – 180 кг/с. Увеличение размеров сечения до 36 км² (объем – 72 км³) ведет к возрастанию циркуляции термолифта до 700 кг/с. При этом пропорционально увеличивается площадь термоаномалии.

Из сопоставления всех вариантов моделирования с фактическими данными вытекает, что наиболее правдоподобный вариант – вариант 4 (см. табл. 5, рис. 46). Расчетные температуры согласуются с фактическими в области, изученной с помощью бурения. Расчетная величина естественного потока гидротерм (160 кг/с) согласуются с величиной разгрузки гидротерм в естественных условиях (120 кг/с) и оценкой естественного потока по данным эксплуатации Паужетского месторождения (80–90 кг/с). Более высокое значение естественного расхода потока, полученное ранее [62], связано, вероятно, с использованием в расчетах гидравлического уклона, характеризующего лишь верхнюю часть потока.

Поэтому с точки зрения термогидродинамических расчетов представляется весьма правдоподобным, что Паужетская гидротермальная система – это термоаномалия, приуроченная к сочленению проницаемых зон ($KL = 350 \text{ м}^2/\text{сут}$) трещиноватости северо-западного и меридионального простирания шириной 2 км и образовавшаяся в результате теплового воздействия тела с аномально высокой температурой (700°C), объемом 40 км³, которое внедрилось под Камбальным хребтом 6 тыс. лет назад.

Вместе с тем указанный вариант возникновения и развития Паужетской гидротермальной системы не является единственно возможным. Мы

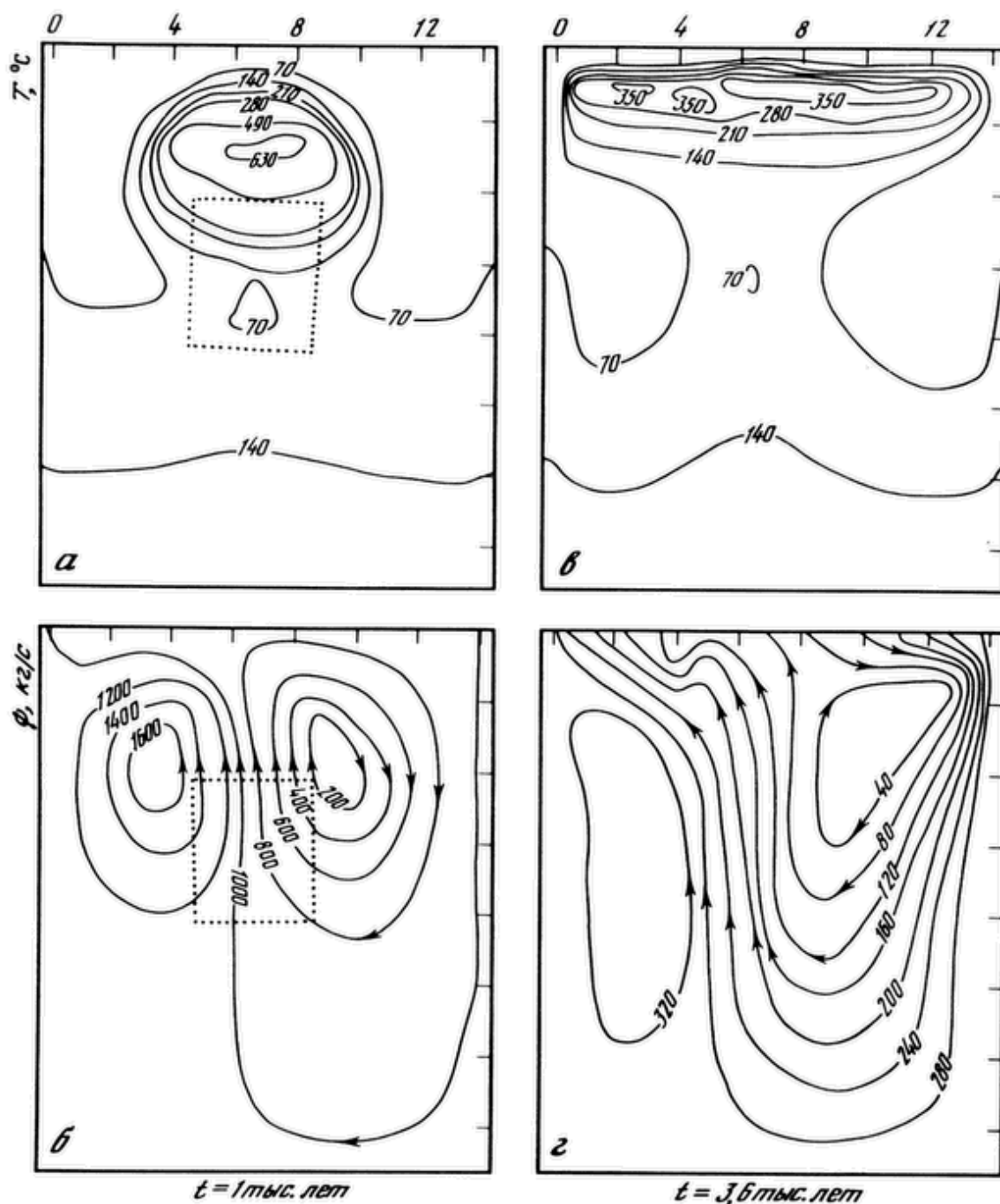


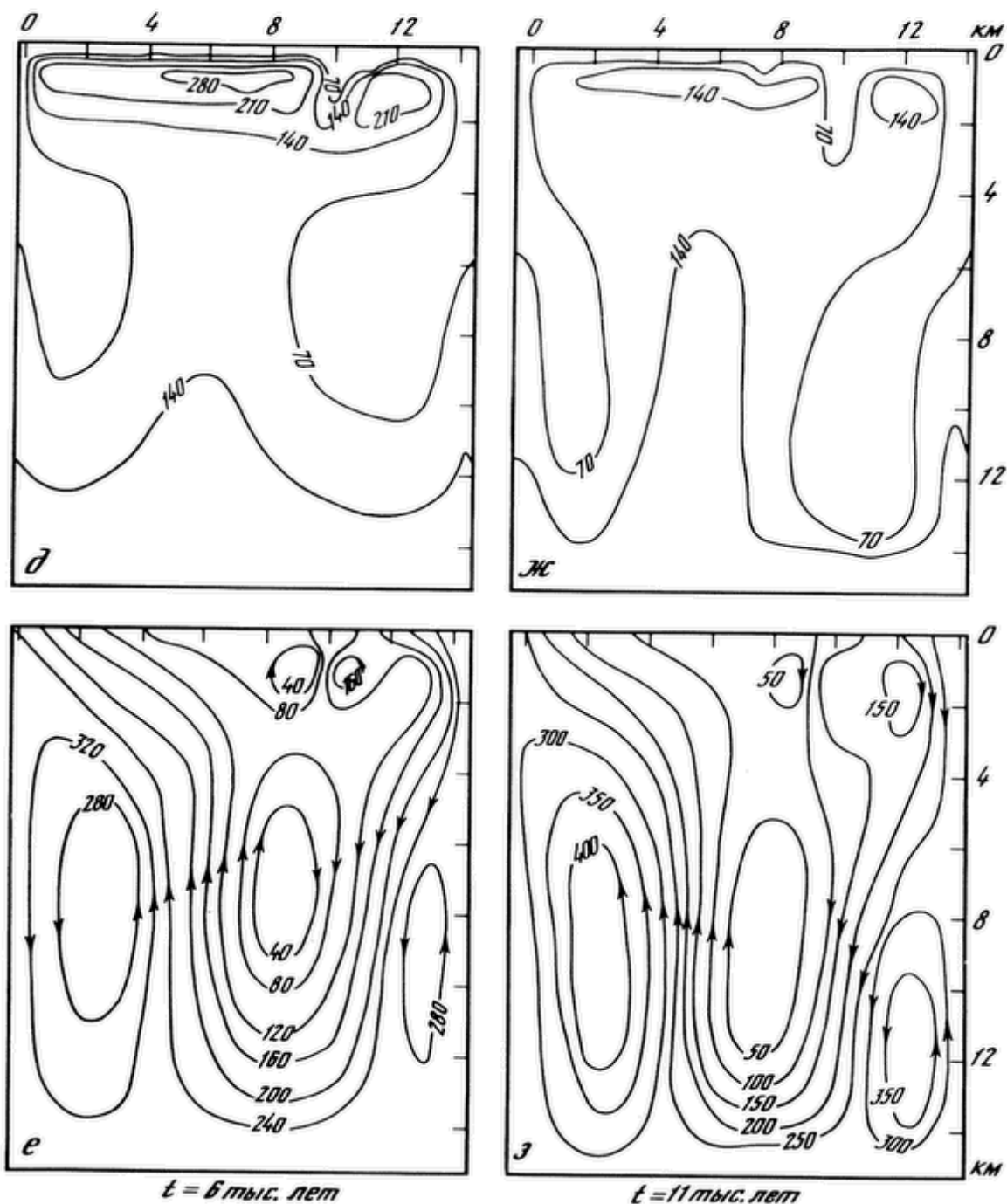
Рис. 46. Термогидродинамическая модель Паужетской гидротермальной системы, вариант 4

Условные обозначения к рис. 46, 47, 49, 50, 52, 54

Температурные поля (геоизотермы, °C; а, в, д, ж) и картины течения (изолинии функции тока ψ , кг/с; б, г, е, з) на соответствующие моменты времени; штрихпунктир на а и б – контуры источника теплового питания

могли бы включить "часы" в модели, и раньше, например в верхнем (Q_3^3) или среднем плейстоцене (Q_2), в то время, когда произошло внедрение экзтрузии на Камбальном хребте.

Рассмотрим в связи с этим тепловой эффект верхнеплейстоценового интрузива Q_3^3 . Очевидно, для того чтобы тепловой импульс дошел до нашего времени, необходимо рассмотреть механизм, затрудняющий вынос тепла из недр, или увеличить запас тепла в интрузиве. Для этого уменьшим проницаемость интрузива по сравнению с вмещающими породами и увели-



чим его размеры. Предлагаемые изменения можно выразить в виде дополнений к пунктам 3–5 сводки исходных данных (см. с. 93) и к табл. 5 (варианты 10, 11).

3. Фильтрационные параметры: коэффициент фильтрации резервуара 0,005–0,015 м/сут, относительный коэффициент фильтрации интрузива по сравнению с вмещающими породами 0,1
4. Время моделирования. 15 тыс. лет
5. Источник теплового питания
 - размеры (площадь сечения) 29 км²
 - начальная температура 700°С
 - глубина залегания кровли. 4 км

Число Fo составит $1,75 \cdot 10^{-3}$, а число $Fe = 0,13$.

Действие термогидродинамической модели выражается, так же как и прежде, в виде последовательности температурных и гидродинамических

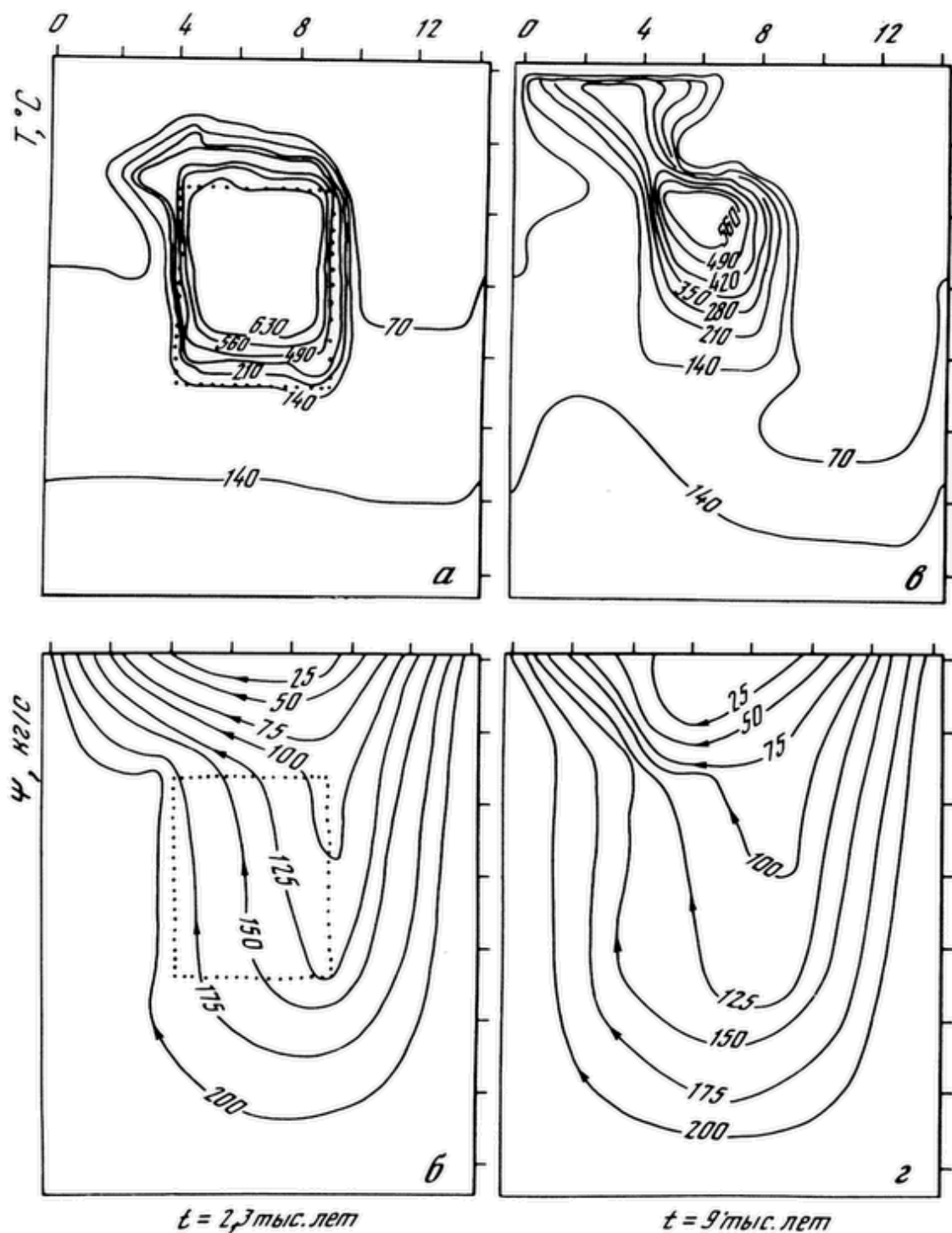
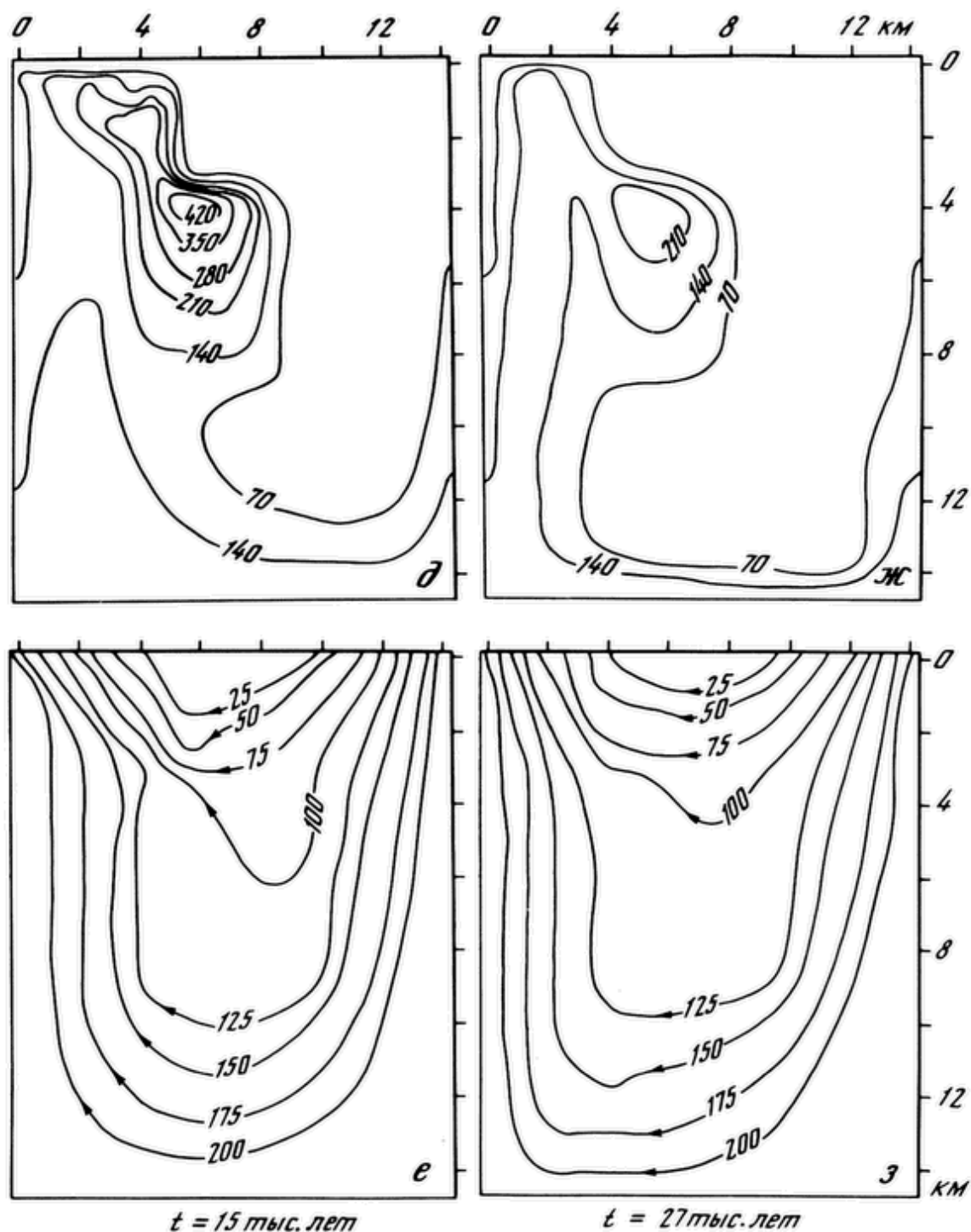


Рис. 47. Термогидродинамическая модель Паужетской гидротермальной системы, вариант 11

Условные обозначения см. на рис. 46

полей, отвечающих различным временам с момента внедрения интрузива (см. рис. 45).

До того как произошло внедрение интрузива ($t < 0$), температура линейно нарастает с глубиной в соответствии с линейным геотермическим градиентом. Условия движения подземных вод в рассматриваемой проницаемой зоне определяются инфильтрационным питанием в правой части модели, имитирующей восточный склон Камбального хребта и прилегающие к нему с востока территории, и разгрузкой в левой части, имитирующей долину р. Паужетки.



Пусть внедрение произошло 15 тыс. лет назад, что имитирует вспышку магматизма в конце плейстоцена (рис. 47). В отличие от варианта, рассмотренного ранее, развитие свободной конвекции затрудняется в силу существования крупной фильтрационной неоднородности — горячего интрузива с низкой проницаемостью. Тем не менее процесс извлечения тепла из интрузива происходит достаточно интенсивно за счет того, что инфильтрационные потоки омывают его поверхность. Кроме того, некоторая часть (хотя и малая, приблизительно 10%) метеорных вод проникает внутрь магматического тела. В результате формируется поток гидротерм, который с течением времени приближается к поверхности.

В качестве критерия правдоподобия модели использованы данные по распределению температур в Паужетской гидротермальной системе и по

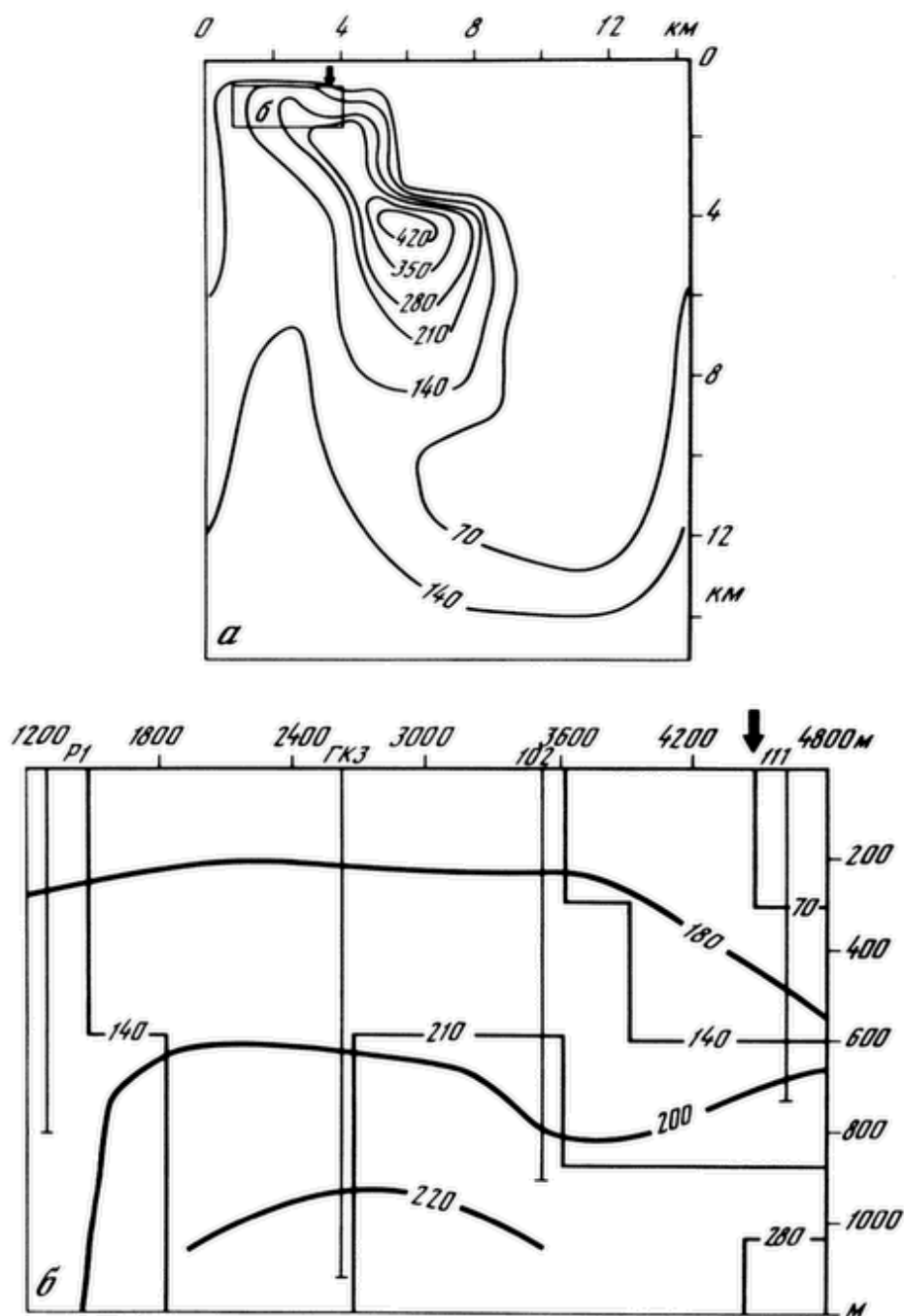


Рис. 48. Сопоставление термогидродинамической модели Паужетской гидротермальной системы (вариант 11) (а) с фактическими данными по распределению в ней температур (б)

поверхностной тепловой мощности. Параметры инфильтрационного питания удалось подобрать таким образом, чтобы добиться хорошего соответствия расчетных и фактических термогидродинамических полей (рис. 48).

Отметим, что с позиций данной модели можно дать более приемлемое объяснение полученным в последнее время гидроизотопным данным (D , ^{18}O). По данным опробования эксплуатационных скважин Паужетского месторождения их гидроизотопный состав является промежуточным между составом вод Курильского озера и метеорных вод Камбального хребта. Между тем в рамках прежней модели источник теплового питания — неглубокозалегающее магматическое тело — не отличался по своим фильтрационным свойствам от вмещающих пород, и поэтому инфильтрационные

воды имели возможность туда проникать. Если бы это происходило действительно так, в очаге разгрузки гидротерм мы бы наблюдали гидроизотопный состав, приближающийся к гидроизотопному составу "магматогенных вод", которые, по данным различных авторов [34, 51, 109, 120], имеют $-71 < D < -40$; $0 < {}^{18}\text{O} < +6,6$. В противоположность этому в очаге разгрузки Паужетских гидротерм скважины вскрыли воду с изотопным составом: $-100 < D < -60$; $-11,5 < {}^{18}\text{O} < -6,5$ (см. рис. 29).

Интересно также отметить, что если наши представления о механизме функционирования Паужетской гидротермальной системы верны, то спустя некоторое время в гидротермах восходящего очага разгрузки потока будут зафиксированы повышенные значения содержания Т. В настоящее время содержание Т в наиболее высокотемпературной, изолированной от проникающих в депрессионную воронку холодных вод, части Паужетского месторождения менее 5 Т.Е. [64] (см. рис. 30). Если воды с повышенным содержанием Т проникли из области питания в гидротермальную систему 25 лет назад (время загрязнения атмосферы Т) и если принять в соответствии с рис. 47 среднюю длину пути фильтрации 15 км, а среднюю скорость фильтрации $1,3 \cdot 10^{-8}$ м/с, то при эффективной пористости 0,01–0,001 тритиевые воды должны появиться в области разгрузки спустя 400–40 лет соответственно. Во всяком случае, исходя из того, что Т пока не обнаружил себя в восходящем высокотемпературном потоке, вытекает, что эффективная пористость резервуара – не менее 0,001.

Если включить "часы" в модели еще раньше, 55 тыс. лет назад, то при прежних значениях инфильтрационного питания, размерах интрузива и проницаемости запаса тепла в нем недостаточно, чтобы поддержать к настоящему времени тепловую мощность, соответствующую разгрузке Паужетских гидротерм. Попытка еще более замедлить скорость остывания интрузива за счет уменьшения проницаемости (она была уменьшена по сравнению с предыдущим вариантом в 3 раза) также не принесла удовлетворительных результатов (рис. 49); мы видим, что остывание термоаномалии происходит быстрее, чем нам хотелось бы.

3.3. Термогидродинамическая модель Мутновской гидротермальной системы

Данная гидротермальная система связывается нами с узлом пересечения Северо-Мутновской и Гореловской вулканотектонических зон, на который наложена более молодая система северо-северо-восточных трещин. Структура осложняется кальдерой вулкана Горелого среднечетвертичного возраста. Гидротермальные проявления включают в себя Северо-Мутновские, Дачные, Перевальные и Верхнежировские паровые струи, Воиновские, Верхне- и Нижнежировские источники (общая тепловая мощность – 40 тыс. ккал/с [10]).

Для исследования условий теплового и водного питания гидротермальной системы рассмотрим профильную термогидродинамическую модель, воспроизводящую процессы теплопереноса, происходящие в зоне шириной 5 км вдоль профиля, начинающегося от вулкана Горелого, через его кальдеру, горы Двугорбую и Скалистую и далее через левые притоки р. Фальшивой к эрозионному кратеру Древнежировского вулкана до р. Мутной.

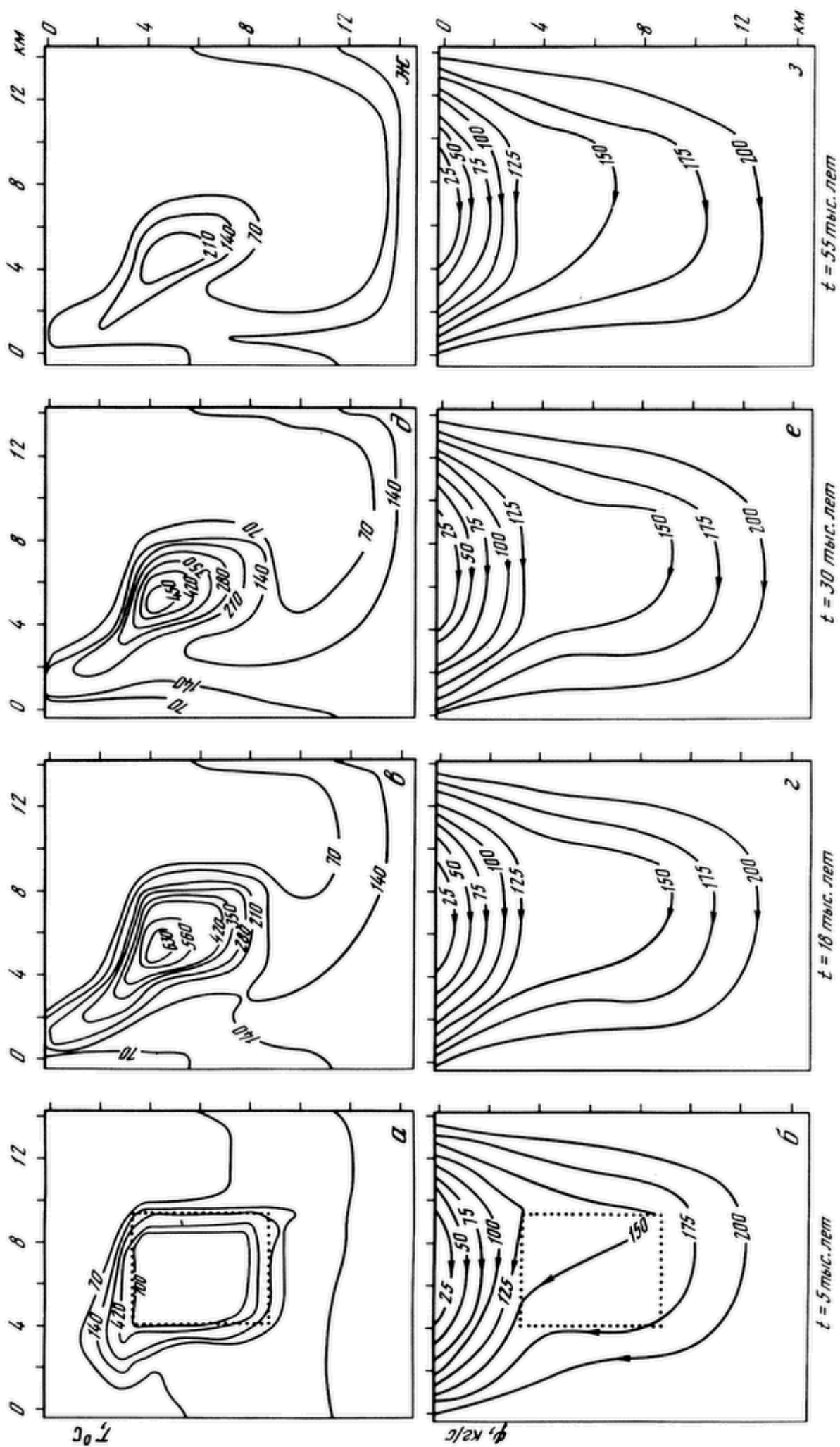


Рис. 49. Термогидродинамическая модель Паужетской гидротермальной системы, вариант 13
Условные обозначения см. на рис. 46

Действие модели аналогично предшествующим. В начальный момент появляются тепловые источники — тела с аномально высокой температурой, далее имитируется процесс их остывания с сопутствующим этому переносом тепла в верхние части разреза (см. рис. 45).

3.3.1. Исходные данные для моделирования

Приведем исходные данные для моделирования Мутновской гидротермальной системы:

1. Геометрические размеры области фильтрации	
протяженность, глубина	15 км
ширина	5 км
2. Теплофизические параметры	
коэффициент теплопроводности	$4 \cdot 10^{-3}$ кал/(см · с · °С)
геотермический градиент	$1,5 \cdot 10^{-2}$ °С/м
3. Фильтрационные параметры	10–110 м ² /сут
4. Время моделирования	63 тыс. лет
5. Источники теплового питания	
размеры (площади сечения)	40 + 20, 64 + 40, 120 + 80 км ²
начальная температура	700°С
глубина залегания кровли	6 и 5 км
6. Инфильтрационное питание (среднее значение по области питания)	
	2,5–10,0 кг/(с · км ²)

Кроме того, приведем табл. 6, где указаны значения безразмерных критериев.

Инфильтрационное питание. Возвышенные участки принимаются нами за области инфильтрации подземных вод, понижения в рельефе — за области разгрузки. Значение модуля глубокого (не дренируемого местной речной сетью) подземного стока на абсолютных отметках +300 ÷ +400 м, по оценкам В.Г. Охупкина, составляет 20 кг/(с · км²). Какова же действительная величина инфильтрации в кровле геотермального коллектора неизвестно, поскольку он залегает достаточно глубоко (на глубинах более 400–500 м) и, безусловно, часть подземного стока не достигает его поверхности, разгружаясь в глубоких эрозионных врезках и вдоль береговой линии Тихого океана. Поэтому в силу неопределенности инфильтрационного питания рассматривается несколько вариантов задания его величины в диапазоне 3,0–10,0 кг/(с · км²). Вследствие этого на верхней границе моделируемой области задается условие, аналогичное условию (3.41).

Время моделирования. Источники теплового питания. Гидротермальная система приурочена к региональному раздвигу северо-восточного простирания, в пределах которого интенсивно проявился магматизм. Есть основания предполагать существование неглубокозалегающих магматических очагов верхнечетвертичного возраста под вулканом Мутновским и под экструзией Скалистой [10]. Весьма вероятен магматический очаг под кальдерой вулкана Горелого на глубине 6–12 км. На основании этого в модели задаются два тепловых источника: один (более глубокий) имитирует магматическое тело под Горелым, другой — магматические тела Северо-Мутновской зоны. В модели имитируется только восточная часть кальдеры Горелого, поэтому левая граница принимается "горячей"

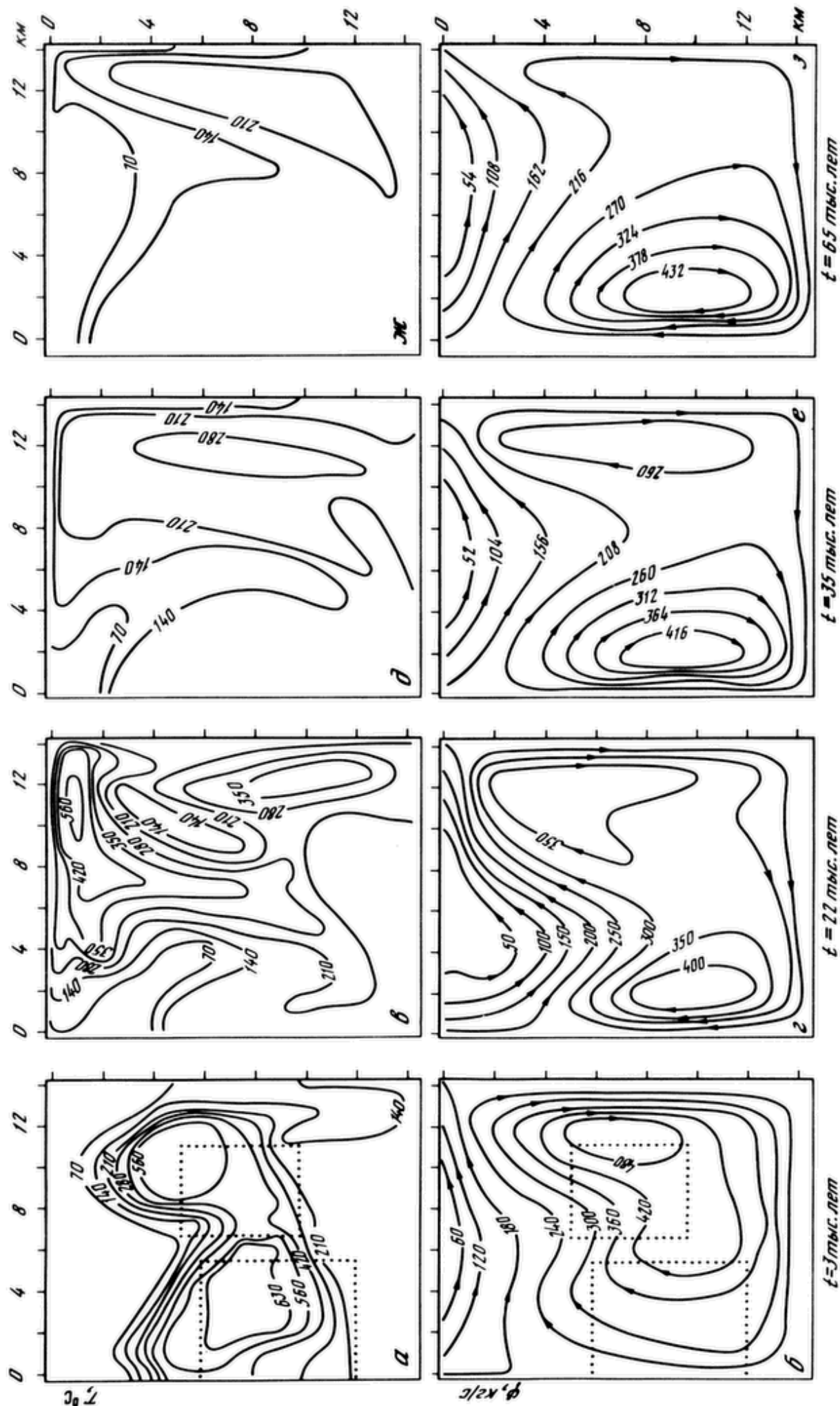


Рис. 50. Термогидродинамическая модель Мутновской гидротермальной системы, вариант 2
Условные обозначения см. на рис. 46

Таблица 6

Исходные данные для моделирования Мутновской гидротермальной системы (безразмерные параметры)

№ варианта	Ra	Fo · 10 ⁻³	Inf	Fe
1	1000	6,0	100	0,27
2	2000	6,0	100	0,27
3	500	6,0	100	0,27
4	200	6,0	100	0,27
5	1000	6,0	200	0,27
6	1000	6,0	50	0,27
7	1000	6,0	50	0,34
8	1000	6,0	50	0,17

на участке z_1, z_2 . Момент внедрения тепловых источников связывается нами с верхнечетвертичным временем, поэтому время моделирования принимается равным 65 тыс. лет.

Фильтрационные параметры. Параметры принимаются по аналогии с Паратунской гидротермальной системой, так как опытно-фильтрационные работы на Мутновском геотермальном месторождении включали лишь одиночные опробования скважин.

3.3.2. Результаты расчетов и их обсуждение

Всего проанализировано восемь вариантов, отражающих возможные условия движения подземных вод и теплообмена в гидротермальной системе.

Влияние водопроводимости. Чувствительность модели к изменению коэффициента водопроводимости иллюстрируют первые четыре варианта. Пусть средняя интенсивность инфильтрации — $5 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, водопроводимость — $55 \text{ м}^2/\text{сут}$, а в начальный момент происходит внедрение двух тепловых источников: "большого" — на глубине 6–12 км, с площадью сечения 64 км^2 (объемом 320 км^3 при учете, что ширина модели принимается равной 5 км) и "малого" — на глубине 5–9 км (объемом 200 км^3). Тогда эволюция термогидродинамических полей происходит следующим образом. В первые моменты существуют две области с различными гидродинамическими режимами: инфильтрационным (в верхней части) и свободной конвекции (в нижней). Термоаномалия находится в области свободной конвекции. Расход термолифта достигает в первые моменты $160 \text{ кг}/\text{с}$. Со временем термоаномалии остывают, деформируются и выжимаются за счет подъемных сил термолифта в область инфильтрационного гидродинамического режима. При этом общий расход гидротерм составляет $190 \text{ кг}/\text{с}$, а температура $210\text{--}280^\circ\text{C}$.

При более высоком значении водопроводимости — $110 \text{ м}^2/\text{сут}$ процесс происходит аналогичным образом, но и гидротермальная система охлаждается несколько быстрее. Расходы термолифта более высоки — $300\text{--}350 \text{ кг}/\text{с}$ (рис. 50).

При более низких значениях водопроводимости — $30 \text{ м}^2/\text{сут}$ — охлажде-

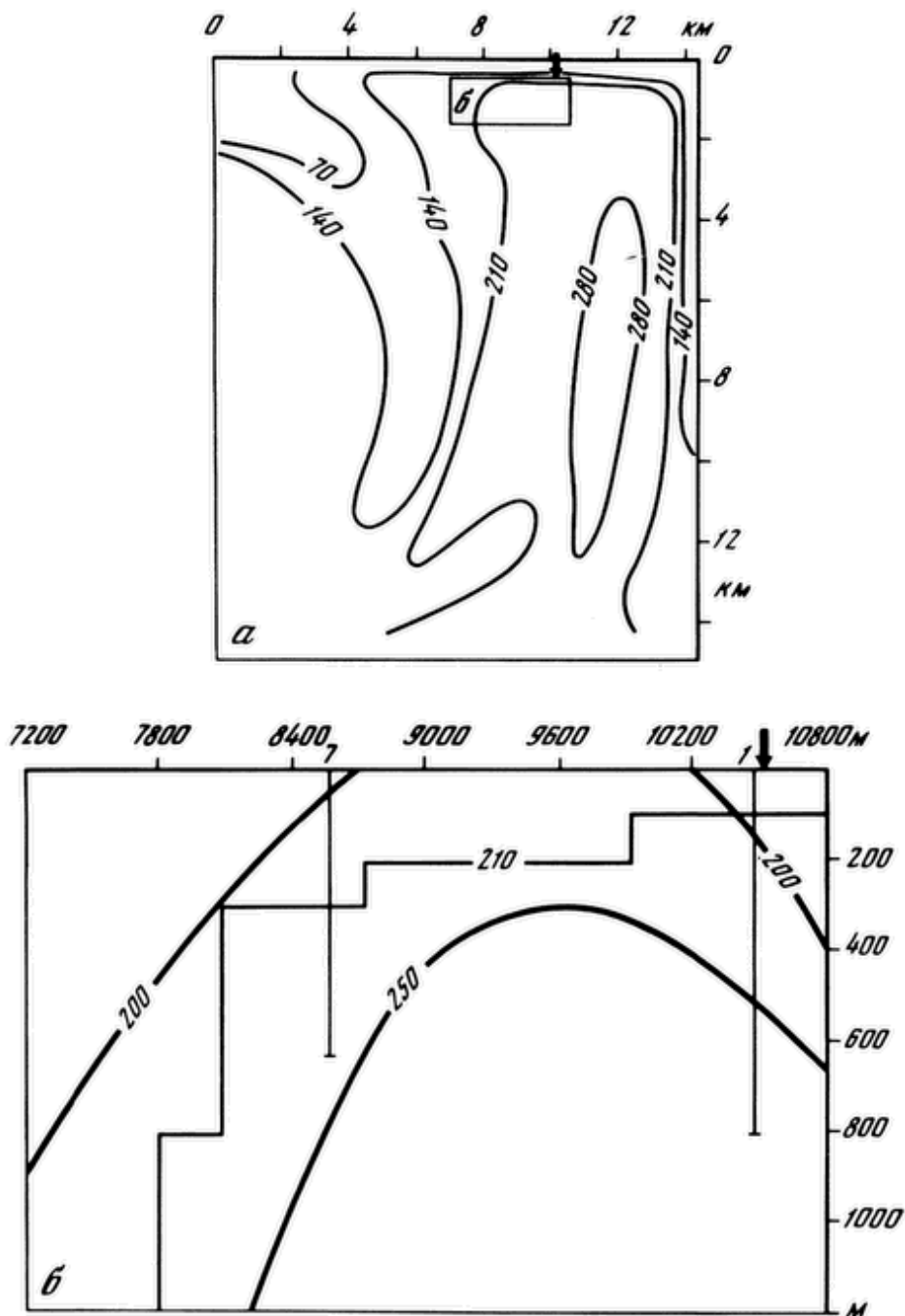


Рис. 51. Сопоставление термогидродинамической модели Мутновской гидротермальной системы (вариант 2) (а) с фактическими данными по распределению в ней температур (б)

ние гидротермальной системы замедляется. Низкие расходы термолифта (менее 60 кг/с) медленно перемещают термоаномалию вверх. Далее термоаномалия начинает остывать, мало изменяя свою форму. Еще большее уменьшение водопроводимости — до 10 м²/сут — приводит к тому, что область свободной циркуляции вырождается вовсе. Термоаномалия "путешествует" по огибающей поля вынужденной инфильтрации. На заключительных этапах процесса (при $t = 35\text{--}65$ тыс. лет) расчетная разгрузка гидротерм достигает до 200 кг/с при температурах 210–280°С.

Влияние инфильтрации. Зафиксируем водопроводимость, равную 55 м²/сут, и будем изменять величину инфильтрационного питания. Увеличение последнего до 10 кг/(с · км²) ведет к оттеснению зоны свободной

циркуляции книзу, размах ее ослабевает до 50 кг/с в первое время, а затем (при $t = 22$ тыс. лет) ее вообще не видно на рисунках гидродинамических полей. Тепловая энергия выносится вверх по линиям тока вынужденной конвекции, расход гидротерм составляет 350 кг/с при температуре 210–280°С. Часть тепла вне зоны досягаемости вынужденной конвекции остается на месте.

Наоборот, понижение инфильтрации до 2,5 кг/(с · км²) вызывает расширение области свободной циркуляции. Интенсивность термолифта увеличивается до 100–150 кг/с (в первые 22 тыс. лет). Термоаномалии всплывают практически вертикально вверх, почти не испытывая давления гидродинамического поля вынужденной инфильтрации. Расходы потоков гидротерм невелики и не превышают на заключительных этапах жизни гидротермальной системы 50–100 кг/с.

Влияние размеров источника теплового питания. Оставим водопродимость прежней и зафиксируем инфильтрацию, равную 5 кг/(с · км²). Размеры теплового источника увеличим до 200 км² в сечении (объем – 1000 км³). В результате расход термолифта увеличивается до 200 кг/с. Тепловая мощность гидротермальной системы достигает 40 тыс. ккал/с и более при 35 тыс. лет $\leq t \leq 65$ тыс. лет.

Действие двух небольших тепловых источников происходит следующим образом. Сначала вверх всплывает правая термоаномалия, затем ее сменяет у поверхности Земли вторая "горячая капля". Итоговое температурное поле вытянуто по диагонали (если судить по изотерме 210°С), тепловая мощность гидротермальной системы на заключительном этапе 20 тыс. ккал/с.

В итоге наиболее близким к реальному оказались расчеты по варианту 2 (см. табл. 6). На рис. 51 показано сравнение модели и реальности, показывающее, что предложенная нами модель объясняет в целом механизм возникновения Мутновской гидротермальной системы.

3.4. Термогидродинамическая модель Кошелевской гидротермальной системы

Данная гидротермальная система приурочена к проницаемой зоне широтного простирания, вдоль которой вытянут ряд Кошелевских вулканов, в пределах регионального вулканического трога северо-восточного простирания. В плане гидротермальная система охватывает область Нижне- и Верхнекошелевских, Сивучинских термопроявлений (область разгрузки), возвышенные участки Кошелевского массива (области водного питания).

Наличие кислых экстрезивных образований (сопка Фумарольная, Q₃) дает основание предполагать существование магматического очага под вулканическим массивом.

Для исследования данной гидротермальной системы воспользуемся термогидродинамической моделью. Для этого будем рассматривать процессы теплопереноса в зоне шириной 2,5 км вдоль профиля В–В' (см. рис. 27, 34), проходящего в широтном направлении вдоль осевой части вулканического массива. Как и раньше, с помощью модели мы будем испытывать на достоверность процесс остывания тела с аномально высокой температурой.

3.4.1. Исходные данные для моделирования

Время возникновения данного тела — предположительно верхнечетвертичное, поэтому воспользуемся той же временной шкалой, что и при исследовании Мутновской гидротермальной системы — 0–65 тыс. лет.

Приведем исходные данные для моделирования Кошелевской гидротермальной системы:

1. Геометрические размеры области фильтрации
 - протяженность, глубина 15 км
 - ширина 2,5 км
2. Теплофизические параметры
 - коэффициент теплопроводности $4 \cdot 10^{-3}$ кал/(см · с · °С)
 - геометрический градиент $1,5 \cdot 10^{-2}$ °С/м
3. Фильтрационные параметры 27–110 м²/сут
4. Время моделирования 65 тыс. лет
5. Источник теплового питания
 - размеры (площадь сечения) 23, 36, 56 км²
 - начальная температура 700°С
 - глубина залегания кровли 4 км
6. Инфильтрационное питание 0,5–10 кг/(с · км²)

Кроме того, приведем табл. 7, где указаны значения безразмерных критериев.

На модели водного питания принято, что возвышенные участки массива являются областями инфильтрации, а понижения — областями разгрузки. Интенсивность инфильтрации, по данным З.Б. Декусар, задается в диапазоне 0,5–10,0 кг/(с · км³). Ширина области фильтрации 2,5 км принимается на основе распределения поверхностной термальной активности и полей геоизотерм.

Распределение интенсивности инфильтрации на верхней границе определяется по формуле

$$\psi(x) = \psi_0(x-L)(x-L/2)x, \quad (3.42)$$

что выражает наличие инфильтрационного питания в центральной части и разгрузки подземных вод в краевых участках кровли гидротермальной системы.

Эпицентр теплового источника оказывается, таким образом, в области

Таблица 7

Исходные данные для моделирования Кошелевской гидротермальной системы (безразмерные параметры)

№ варианта	Ra	Fo · 10 ⁻³	Inf	Fe
1	1000	6,0	100	0,098
2	1000	6,0	50	0,098
3	1000	6,0	200	0,098
4	500	6,0	50	0,098
5	1000	6,0	25	0,098
6	1000	6,0	25	0,160
7	1000	6,0	25	0,250
8	2000	6,0	50	0,098
9	1000	6,0	10	0,098

водного питания. Глубина и размеры его принимаются в соответствии с табл. 7, где сведены исходные данные для моделирования. Водопроницаемость задается небольшой — $20\text{--}80 \text{ м}^2/\text{сут}$ с учетом опыта одиночного опробования скважин на Кошелевском геотермальном месторождении.

3.4.2. Результаты расчетов и их обсуждение

Проведенные расчеты охватывают всего девять вариантов.

Влияние инфильтрации. Влияние инфильтрации будем изменять при фиксированных остальных параметрах (водопроницаемость — $55 \text{ м}^2/\text{сут}$, размеры теплового источника — 23 км^2). Варианты 1 и 3 показывают нам, что происходит, если в течение 65 тыс. лет омыwać сверху холодной водой с расходом $100\text{--}200 \text{ кг/с}$ ($5\text{--}10 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) "магматический очаг". В первые моменты термолифт поднимает вверх объемную термоаномалию, однако до поверхности она не доходит, упираясь в линии тока инфильтрационной циркуляции. Здесь термоаномалия под давлением термолифта, с одной стороны, и инфильтрации — с другой, уплощается в горизонтальном направлении и постепенно охлаждается. Время жизни гидротермальной системы немногим более 35 тыс. лет.

Уменьшим инфильтрационное питание до $25\text{--}50 \text{ кг/с}$ ($1,2\text{--}2,5 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$), оставив другие параметры неизменными (варианты 5 и 2 соответственно). И хотя термоаномалия продвигается вверх выше, чем в предыдущих случаях, но и в этот раз подъемной силы термолифта недостаточно для того, чтобы оттеснить линии тока инфильтрационной циркуляции и прорваться к поверхности. Тем не менее расчетный расход потока гидротерм доходит до 100 кг/с в первое время, а в конце процесса ($t = 35$ тыс. лет) линии тока свободной и вынужденной циркуляции сближаются, формируя вблизи поверхности смешанный поток гидротерм с температурой $140\text{--}210^\circ\text{C}$ и расходом $25\text{--}30 \text{ кг/с}$. Интересно, что при инфильтрационном питании $1,2 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ время жизни гидротермальной системы составляет 65 тыс. лет, а при инфильтрации $2,5 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ оно уменьшается вдвое.

Дальнейшее понижение интенсивности инфильтрации до $0,5 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ (вариант 9) не вносит существенных изменений в процесс развития термогидродинамических полей.

Влияние водопроницаемости. Если уменьшить водопроницаемость с 55 до $27 \text{ м}^2/\text{сут}$, оставив неизменными инфильтрацию ($2,5 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) и другие параметры гидротермальной системы, тепловая аномалия станет более изометричной, расход термолифта несколько уменьшится и за счет этого она остынет медленнее. В целом анализ влияния водопроницаемости на процесс становления гидротермальной системы показывает, что с увеличением водопроницаемости "время жизни" гидротермальной системы уменьшается.

Влияние размеров источника теплового питания. Зафиксируем инфильтрацию ($1,2 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$) и водопроницаемость ($55 \text{ м}^2/\text{сут}$) и увеличим размеры теплового источника до 36 км^2 (90 км^3) (рис. 52). Благодаря этому расход термолифта в первые моменты времени возрастет до 48 кг/с , зона инфильтрационного режима оттеснится кверху. Продвижение термоаномалии кверху достигнет наивысшей точки спустя 35 тыс. лет после

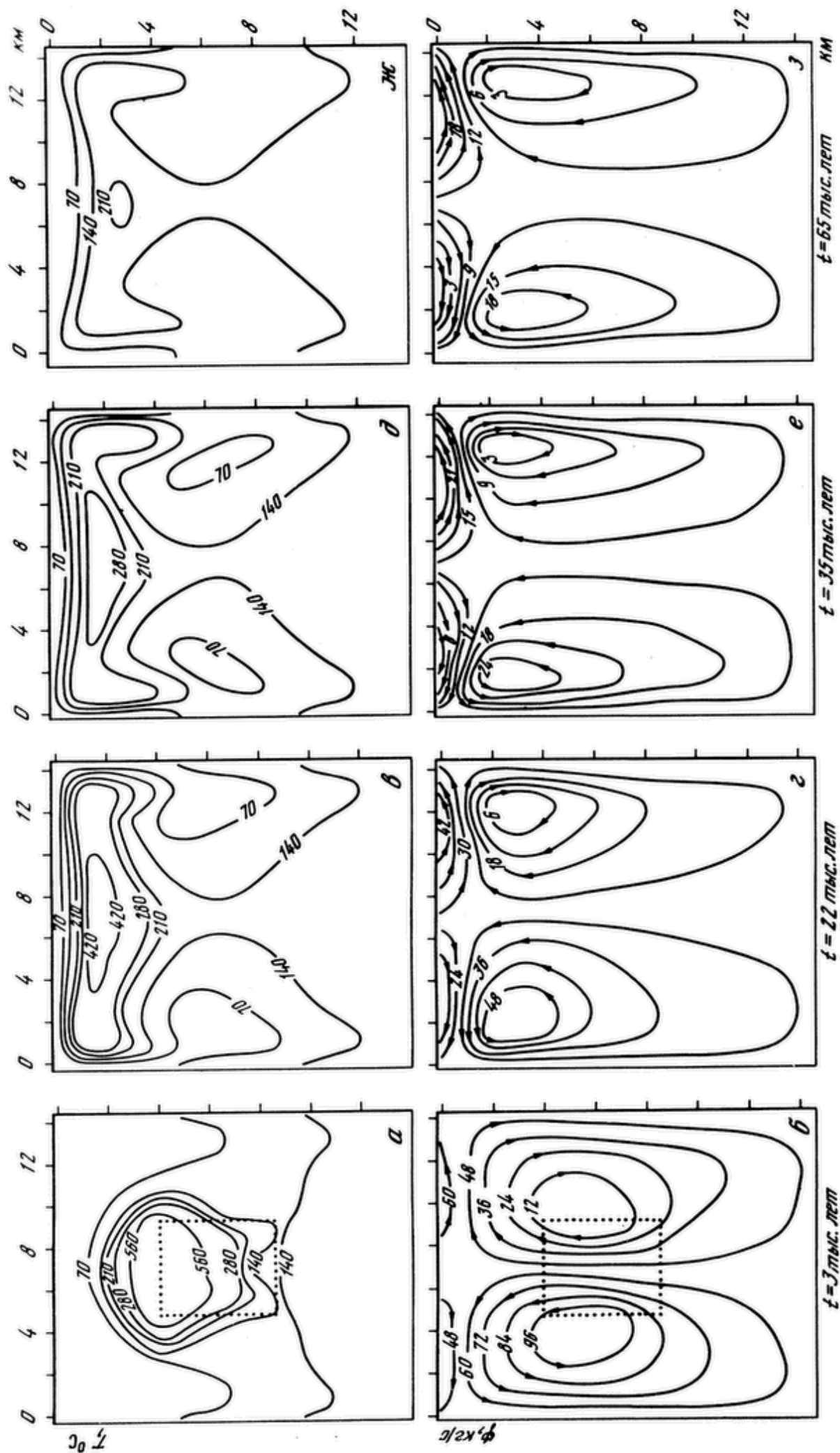


Рис. 52. Термогидродинамическая модель Кошелевской гидротермальной системы, вариант 5
Условные обозначения см. на рис. 46

начала процесса. Расход потока гидротерм с температурой $210\text{--}280^\circ\text{C}$ пре-
высит 40 кг/с . В конце произойдет распад термоаномалии на три относи-
тельно изолированные части.

Увеличив размеры источника энергии до 56 км^3 (140 км^3), добьемся
увеличения разгрузки гидротерм до 50 кг/с при их температуре более
 280°C ($\sim 150\text{ тыс. ккал/с}$).

3.4.3. Сходимость результатов моделирования с фактическими данными

Из рассмотренных вариантов моделирования наиболее подходящим
является вариант 5. На рис. 53 показано сопоставление расчетных и действи-
тельных термогидродинамических полей при $t = 35\text{ тыс. лет}$ с начала про-

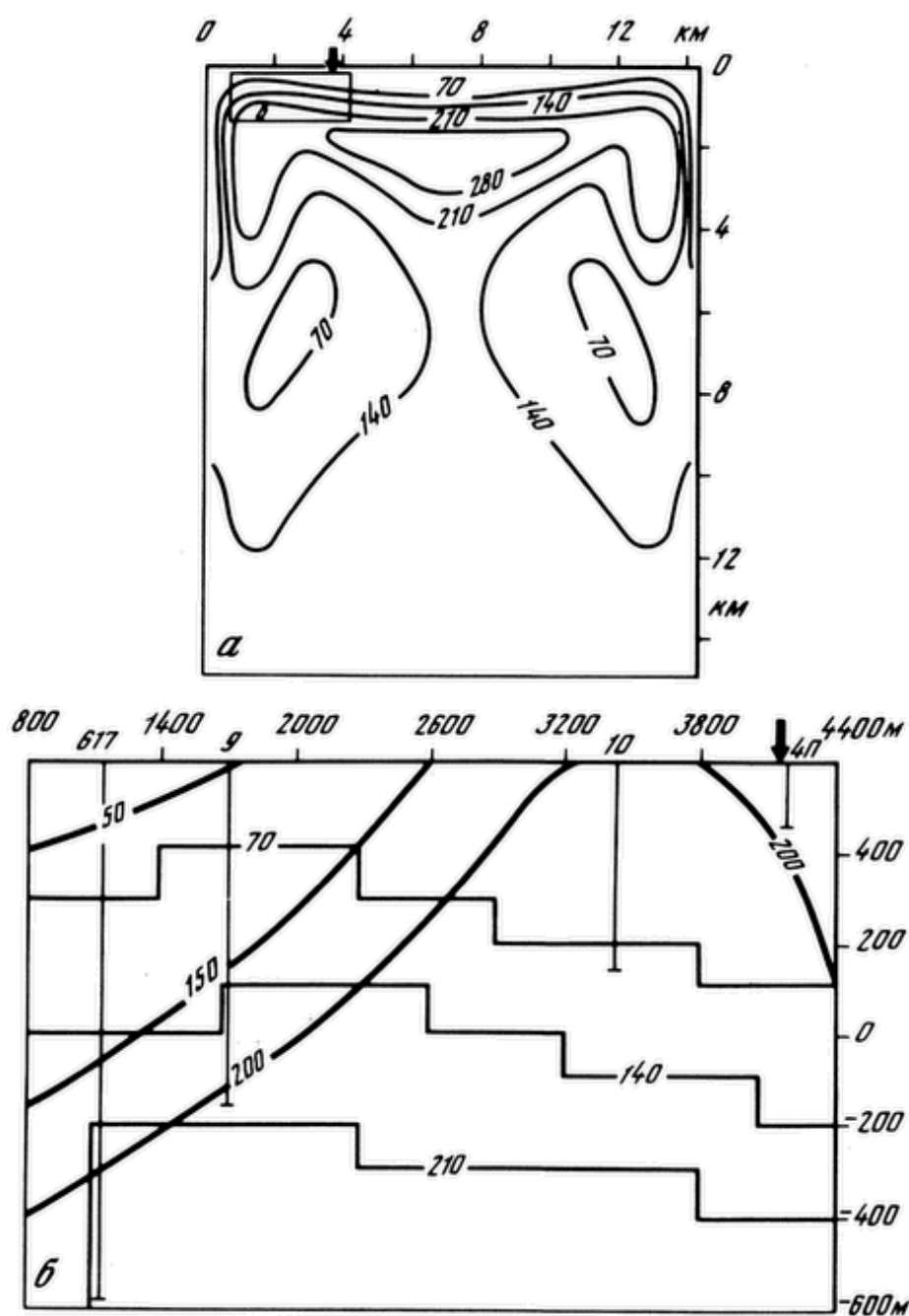


Рис. 53. Сопоставление термогидродинамической модели Кошелевской гидротермальной системы (вариант 5) (а) с фактическими данными по распределению в ней температур (б)

цесса. Модель объясняет существование прогрева в западной части Кошелевского вулканического массива и даже дает значения температур ($140\text{--}210^\circ\text{C}$ и более), близкие к наблюдаемым в реальности. Однако по своей форме расчетная и фактическая термоаномалии несколько различаются: на модели отсутствует подъем геоизотерм, соответствующий Нижнекошелевским термопроявлениям, и не объясняется возникновение Верхнекошелевских паровых струй. Видно также, что область моделирования искусственно ограничена слева, и поэтому не находит на модели объяснения существование прогрева в долине четвертой речки, берущей начало на западном склоне Кошелевского массива.

В связи с этим необходимо привести следующие пояснения. Существование Верхнекошелевских терм можно объяснить в рамках модели термоаномалий под кратерами вулканов (3.5). Эта модель, как будет показано, предсказывает существование над магматическими каналами (небольшими по своему объему) гидротермальных систем со значительной тепловой мощностью (до $60\text{--}70$ тыс. ккал/с и более) в течение относительно короткого времени (до 250 лет).

Нижнекошелевские термопроявления являются, по-видимому, результатом подъема теплоносителя по более проницаемой зоне, активизировавшейся в конце прошлого века (подтверждением чему являются сведения в работе Б.И. Пийпа [48] о том, что эти источники образовались в 1887 г.). В рамках гомогенной модели такая неоднородность не учитывается.

И наконец, продолжение термоаномалии в сторону четвертой речки можно получить за счет растяжения области моделирования в $1,5\text{--}2$ раза в горизонтальном направлении.

3.5. Термогидродинамическая модель термоаномалий под кратерами действующих вулканов

Из кратеров активных вулканов происходит интенсивный вынос тепловой энергии парогазовыми струями. Их тепловая мощность достигает: $75\text{--}90$ тыс. ккал/с в северном кратере вулкана Мутновского (при площади тепловой разгрузки 39 тыс. м^2); 400 тыс. ккал/с в Активной воронке того же вулкана (75 тыс. м^2); 19 тыс. ккал/с в кратере вулкана Авачинского (150 тыс. м^2); Верхнекошелевское термальное поле, размещенное в одном из кратеров Кошелевского вулканического массива, обладает энергетической мощностью 48 тыс. ккал/с (32 тыс. м^2) [10, 43, 95].

Объясним с помощью термогидродинамической модели происхождение и энергетические характеристики фумарольной активности в кратерах вулканов.

3.5.1. Исходные данные для моделирования

Приведем исходные данные для моделирования термоаномалий под кратерами вулканов:

1. Геометрические размеры области фильтрации

протяженность, глубина	1,5 км
ширина	5 км

2. Теплофизические параметры
 - коэффициент теплопроводности $4 \cdot 10^{-3}$ кал/(см · с · °С)
 - геотермический градиент $0,15^\circ\text{С/м}$
3. Фильтрационные параметры $20, 40 \text{ м}^2/\text{сут}$
4. Время моделирования 250 лет
5. Источник теплового питания
 - размеры (площадь сечения) $0,23 \text{ км}^2$
 - начальная температура 1000°С
 - глубина залегания кровли $0,5 \text{ км}$
6. Инфильтрационное питание (среднее значение по области питания) $12, 25, 100 \text{ кг/ (с · км}^2\text{)}$

Кроме того, приведем табл. 8, где указаны значения безразмерных критериев.

Геометрические размеры. Кратеры конусовидных стратовулканов имеют изометричную форму диаметром 200–300, реже до 400 м (вулканы Авачинский, Ключевской). Вулканические массивы (Кошелевский, Мутновский), состоящие из разновозрастных вулканических построек, могут обладать несколькими кратерами. Благодаря действию эрозии кратерные воронки увеличиваются до значительных размеров. Так, Северо-Восточный кратер вулкана Мутновского имеет диаметр 2–3 км, кратер вулкана 1545 м (Кошелевский массив) – в нем размещаются Верхнекошелевские термы – вытянут в меридиональном направлении на 1–2 км за счет эрозии притока р. Шумной.

Инфильтрационное питание. Расходы ручьев, вытекающих из разрушенных эрозией кратеров вулканов, и дебиты парогазовых струй, выходящих из бессточных кратеров, дают представление об интенсивности их водного питания. Так, дебиты ручьев, дренирующих кратеры вулкана 1545 м (Кошелевский массив) и вулкана Мутновского, даже в ночное время достигают $0,1 \text{ м}^3/\text{с}$, что свидетельствует об интенсивном подземном стоке. Средняя величина его оценивается нами в $100\text{--}1000 \text{ кг/(с · км}^2\text{)}$, если учесть, что площади этих кратеров составляют $0,1\text{--}1,0 \text{ км}^2$. В модели принимается, что проникновение инфильтрационных вод вглубь происходит в краевых, возвышенных частях, приближенных к кромке кратера, а разгрузка подземных вод приурочена к дну кратерных воронок; поэтому условия водного питания на верхней границе задаются следующим образом:

$$\psi(x) = \psi_0(x-L)(x-L/2)x, \quad (3.43)$$

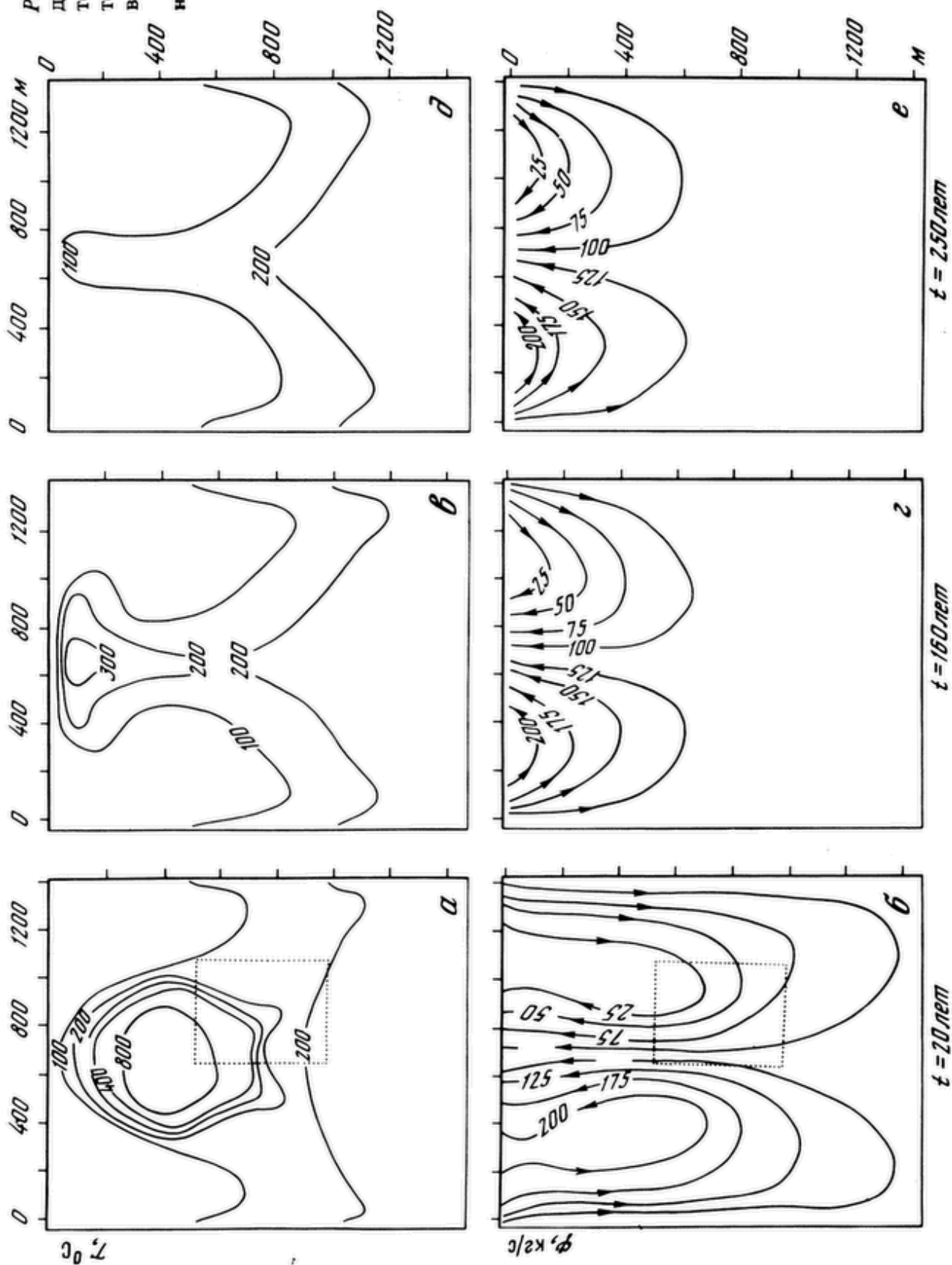
где ψ_0 – величина, пропорциональная средней интенсивности инфильтрационного питания.

Таблица 8

Исходные данные для моделирования термоаномалий под кратерами вулканов (безразмерные параметры)

№ варианта	Ra	Fo · 10 ⁻³	Inf	Fe
1	1000	3,2	200	0,098
2	1000	3,2	50	0,098
3	500	3,2	50	0,098
4	1000	3,2	25	0,098

Рис. 54. Термогидродинамическая модель термоаномалии под кратером действующего вулкана, вариант 2
Условные обозначения см. на рис. 46



Время моделирования. Источник теплового питания. Источниками тепла задаются дайки и магматические каналы (штоки). Рассмотрим, например, в качестве теплового источника тонкий и длинный стержень с аномально высокой температурой, остывающий в течение 250 лет.

Фильтрационные параметры. Свежие, разбитые контракционными трещинами лавы и еще не сцементированные шлаки обладают высокими коэффициентами фильтрации — до 1–10 м/сут [56]. Однако обилие гидротермально измененных пород в кратерах вулканов заставляет использовать при расчетах более осторожные оценки, свойственные глинистым породам: 0,02–0,03 м/сут.

3.5.2. Результаты расчетов и их обсуждение

До того как внедряется тепловой источник, задается инфильтрационный режим: водное питание в боковых частях верхней границы и разгрузка в центре. Вначале внедряется тонкий и очень горячий стержень квадратного сечения. Это влечет за собой усиление циркуляции подземных вод за счет термолифта. Термоаномалия всплывает вверх, в центре верхней поверхности возникает термопроявление, спустя некоторое время термальная активность ослабевает (рис. 54).

Всего рассмотрено четыре возможных варианта с различной интенсивностью инфильтрационного питания и различной проницаемостью. При инфильтрационном питании 530 кг/(с · км²) тепловой источник "гасится" менее чем за 160 лет и к поверхности всплывает лишь маленькая горячая "капля". При снижении интенсивности инфильтрации до 250 кг/(с · км²) "капля" остывает меньше и обеспечивает естественную тепловую разгрузку в 45 тыс. ккал/с спустя 150 лет после внедрения горячего стержня (см. рис. 54). Уменьшение проницаемости в 2 раза при тех же условиях инфильтрационного питания ведет к замедлению остывания всплывающей термоаномалии и увеличению ее размеров. Как результат этого, естественная разгрузка увеличивается до 75 тыс. ккал/с. При снижении инфильтрации до 130 кг/(с · км²) водная разгрузка гидротерм снижается, однако восходящая струя становится более горячей. Вынос тепла спустя 150 лет после возникновения теплового источника становится несколько меньше, чем в предыдущих случаях, — 40 тыс. ккал/с.

С этих позиций можно подойти к объяснению огромной тепловой мощности кратеров активных вулканов. В самом деле, если тонкий стержень объемом 1,15 км³ может обеспечить вынос тепла 40–75 тыс. ккал/с, то становится весьма правдоподобным объяснение механизма гидротермальной деятельности в Северо-Мутновском кратере Мутновского вулкана (75–90 тыс. ккал/с) и кратере вулкана 1545 м (Кошелевский массив, вынос тепла 48 тыс. ккал/с) тепловым эффектом за счет остывания магматических каналов небольшого размера. Тепловая мощность Активной воронки Мутновского вулкана (400 тыс. ккал/с) также может получить объяснение с этой точки зрения, если предположить, что тот источник тепла, откуда она черпает свою энергию, возник 20–30 лет назад.

Следовательно, термоаномалии под кратерами вулканов могут возникать в прижерловых частях вулканических построек под воздействием теплового эффекта магматических каналов.

ПРИЛОЖЕНИЕ ТЕРМОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМ

4.1. Прогноз теплового режима для различных вариантов разработки Паужетской гидротермальной системы

Представляется достаточно естественным подойти к прогнозу теплового режима при разработке Паужетской гидротермальной системы с позиций общей термогидродинамической модели, изложенной в гл. 3, где с ее помощью были воспроизведены на ЭВМ и проанализированы вероятные процессы зарождения гидротермальной системы в проницаемой вертикальной зоне под действием теплового эффекта тела с аномально высокой температурой. Затем были прослежены различные варианты развития температурных и гидродинамических полей во времени, и в результате выявлен наиболее правдоподобный из них. Очевидно, что можно использовать эти поля для оценки влияния эксплуатации на естественный режим. С этой целью на модели имитируется "включение" в соответствующий момент эксплуатационных скважин. Оценка реакции термогидродинамических полей на данное возмущение является целью этого раздела.

Схематизированные гидрогеотермические условия эксплуатационного участка месторождения приводятся в следующем виде.

1. Совокупность эксплуатационных скважин в расчетной схеме теплопереноса рассматривается как "большой колодец", работающий с дебитом Q (равным суммарному дебиту эксплуатационных скважин) и размещенный в центре водозабора с координатами x_0, z_0 .

2. Гидродинамический режим эксплуатации месторождения принимается стационарным.

3. Гидродинамическое поле при эксплуатации рассматривается как результат суперпозиции естественного гидродинамического поля $\psi_e(x, z)$ и осесимметричного гидродинамического поля $\psi_3(x, z)$, возникшего под воздействием "большого колодца":

$$\psi = \psi_e(x, z) + \psi_3(x, z), \quad (4.1)$$

где ψ_e принимается на основании результатов моделирования естественного режима в гл. 3, а ψ_3 рассчитывается следующим образом:

$$\psi_3(x, z) = \frac{Q}{2\pi\Delta y} \cos \varphi/2, \quad (4.2)$$

где φ — угол падения радиус-вектора, проведенного из центра "большого колодца" в точку x, z .

Тепловой режим оценивается по изменению во времени средневзвешенной температуры (энтальпии) в "большом колодце".

Исходные данные для моделирования. В качестве исходных термогидродинамических полей при прогнозе теплового режима используются результаты моделирования Паужетской гидротермальной системы (вариант 4, см. рис. 46). "Большой колодец" помещается в узлы сеточной модели с

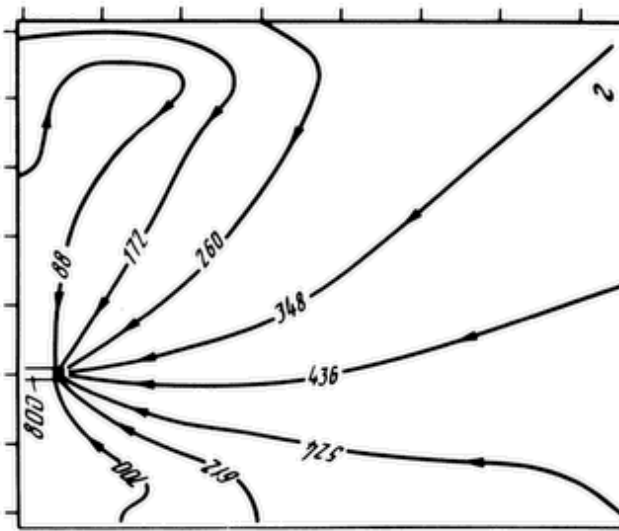
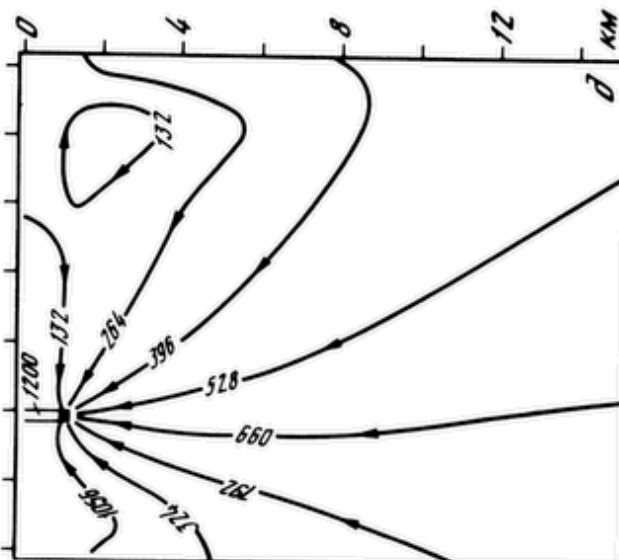
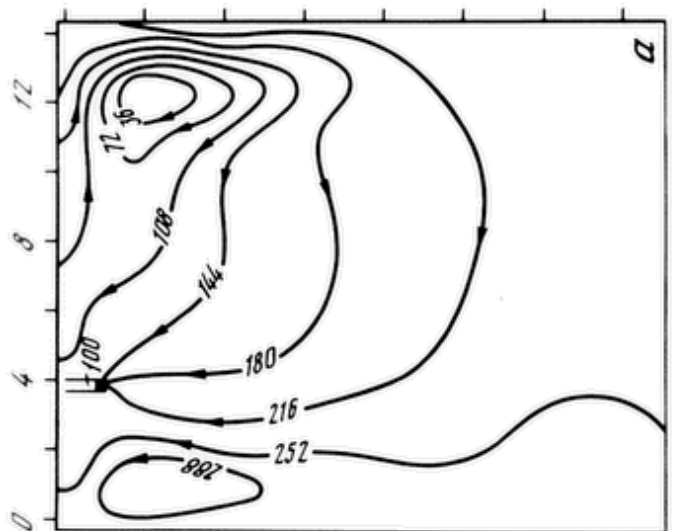
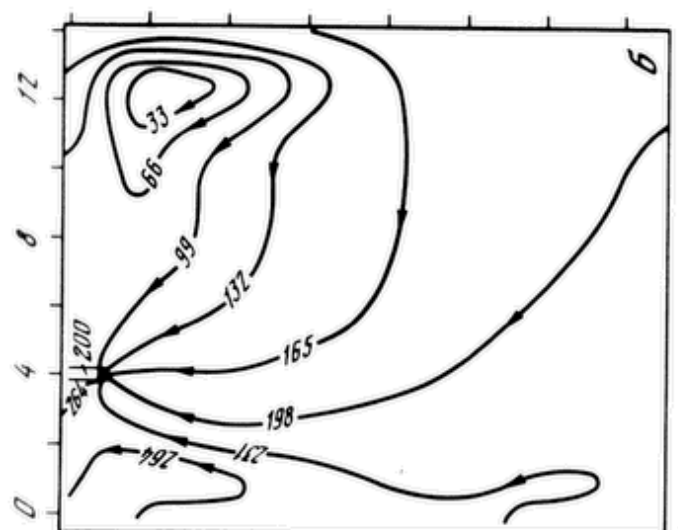
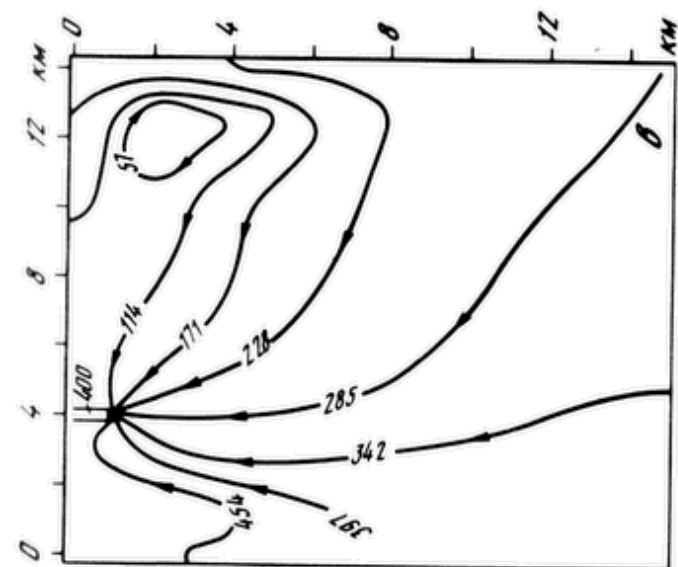


Рис. 55. Пример использования термо-гидродинамической модели Паужетской гидротермальной системы для прогноза теплового режима при ее разработке и соответствующие этому гидродинамические поля

Расход водоотбора: а - 100, б - 200, в - 400, г - 800, д - 1200 кг/с; изолинии функции тока ψ , кг/с

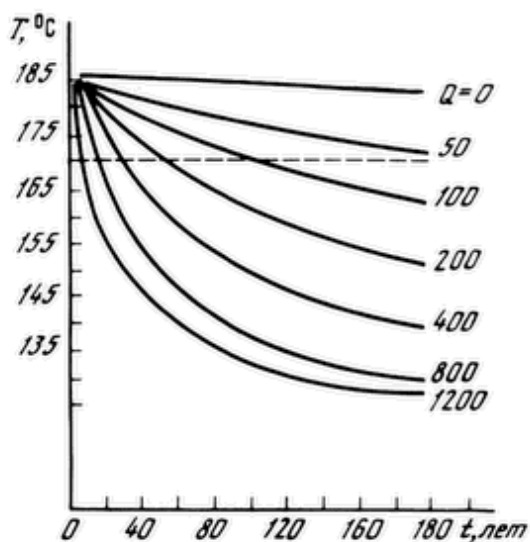


Рис. 56. Прогноз теплового режима при эксплуатации Паужетской гидротермальной системы при различных величинах водоотбора

Штрихпунктир — минимально допустимое теплосодержание извлекаемых термальных вод

различными координатами (x_0, z_0). В частности, рассматривается вариант, отвечающий условиям эксплуатации центрального участка Паужетского месторождения: $x_0 = 4500$ м, $z_0 = 900$ м. Расход водоотбора задается в диапазоне 0–1200 кг/с. Процесс рас-

сматривается на временном интервале 0–200 лет с момента начала эксплуатации.

Результаты расчетов и их обсуждение. Результаты моделирования выражаются в виде последовательности термогидродинамических полей ($t = 0, 50, 200$ лет) с момента включения скважин рис. 55; помимо этого, в численной модели регистрируется средневзвешенная температура (энталия) в "большом колодце" через каждые 12,5 лет (рис. 56).

Следствием эксплуатации, как это видно из рис. 55, является нарушение естественной структуры линий тока: они сходятся в центр "большого колодца", и по мере увеличения расхода водоотбора осесимметричность гидродинамической картины все более возрастает. Изменение температурных полей не столь явное, поскольку скорости перемещения геоизотерм под действием эксплуатации невелики и даже 200 лет водоотбора мало для того, чтобы существенно преобразовать распределение температур в гидротермальной системе в целом.

Перейдем к анализу конкретных вариантов. Водоотбор с расходом 1200 кг/с — наиболее серьезное испытание для гидротермальной системы; под его воздействием линии тока спрямляются и вытягиваются вдоль лучей осесимметричной фильтрации. (см. рис. 55, д).

Теплосодержание снижается, и в итоге возможное время эксплуатации ограничено десятью годами (см. рис. 56), если за минимально допустимое теплосодержание извлекаемых термальных вод на Центральном участке месторождения принять 170 ккал/кг при его начальном значении 185 ккал/кг.

При водоотборе 800 кг/с (см. рис. 55, з) линии тока в большей степени сохраняют свое естественное положение, существовавшее до включения "большого колодца". Особенно это проявляется по мере удаления от него. В этом случае возможное время эксплуатации составит 16 лет (см. рис. 56). При расходе водоотбора 600 кг/с картина существенно не изменяется, время эксплуатации несколько увеличивается — до 20 лет (см. рис. 56).

Снизим расход скважин до 400 кг/с (см. рис. 55, в). Гидродинамическая картина становится все более похожей на поле линий тока в естественных условиях. Отличие лишь в том, что гидротермы стягиваются к "большому колодцу" вместо того, чтобы разгружаться на поверхности или циркулировать по замкнутым конвективным ячейкам; наблюдается также незначи-

тельный приток низкотемпературных вод сверху с расходом чуть более 50 кг/с. Гидродинамические изменения находят отражение в том, что тепловой режим становится более стабильным и возможное время эксплуатации увеличивается до 30 лет (см. рис. 56).

При водоотборе 200 кг/с возможное время эксплуатации увеличивается до 60 лет, при дальнейшем понижении расхода эксплуатации до 150 кг/с и менее оно превышает 200 лет – время, на которое прогнозируется тепловой режим. Интересно отметить, что при отсутствии эксплуатации (расход водоотбора задается равным нулю) естественное снижение температуры в точке, соответствующей положению "большого колодца", составляет 6°С за 200 лет.

4.2. Влияние термогидродинамического режима на производительность пароводяных скважин. Подход к оценке эксплуатационных запасов

Термогидродинамические модели позволяют получить исходные данные – изменение пластовой температуры и давления – для прогноза производительности пароводяных скважин в конкретных условиях эксплуатации.

Как известно, извлечение подземных вод из недр геотермальных месторождений Паужетского типа с температурой 160–240°С осуществляется с помощью скважин, работающих в режиме парлифта. Этот режим заключается в следующем (рис. 57): в скважину поступает вода под давлением, превышающем давление насыщенного при данной температуре пара; далее происходит изотермическое движение воды вверх, пока давление не достигнет отметки давления насыщения; затем в скважине образуется пароводяная смесь, которая и поступает на поверхность. Благодаря наличию в верхней части скважины пароводяной смеси на ее забое давление ниже гидростатического – возникает подъемная сила, обусловленная действием парлифта. Эта сила и служит причиной поступления и движения воды в скважине.

Подъемная сила парлифта $F_{\text{п}}$, количественно выражающаяся разницей между забойным $P_{\text{заб}}$ и гидростатическим давлениями, зависит от температуры в геотермальном коллекторе $T_{\text{пл}}$, расхода скважины Q , избыточного устьевое давления $P_{\text{уст}}$ и конструкции скважины (изменение диаметра с глубиной). Расход скважины определяется коэффициентом продуктивности последней q , пластовым давлением $P_{\text{пл}}$ (за плоскость сравнения принимается поверхность Земли) и подъемной силой парлифта, что приводит к следующему соотношению:

$$Q = q [P_{\text{пл}} - F_{\text{п}}(T_{\text{пл}}, Q, P_{\text{уст}}, d_c)], \quad (4.3)$$

где

$$F_{\text{п}} = L\gamma_0 - P_0(T_{\text{пл}}) + \int_{P_{\text{уст}}}^{P_0(T_{\text{пл}})} \frac{dP}{F_{\text{тр}}(P, Q, d_c) + \gamma(P, Q, d_c)},$$

$F_{\text{тр}}$ – сила трения пароводяной смеси о ствол скважины; γ – удельный вес пароводяной смеси; L – расстояние до зоны водопритока.

В работах В.А. Дрозина [22], Д. Рилея [119], Дж. Элиассона [93],

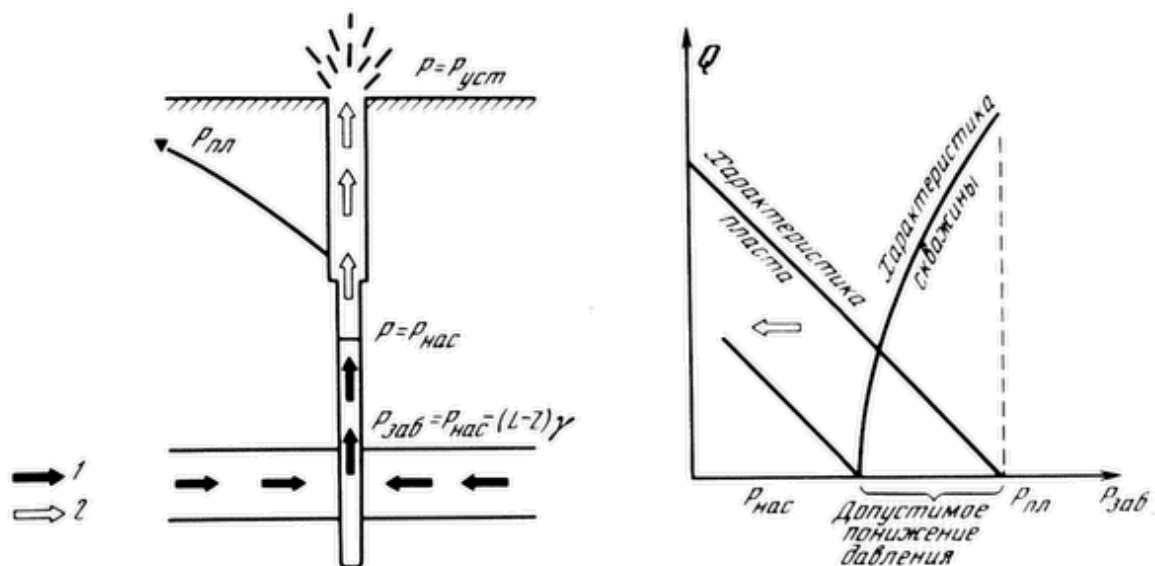


Рис. 57. Механизм работы пароводяной скважины
1 – вода; 2 – пароводяная смесь
Пояснения см. в тексте

М. Тахимори [128] и В. Хоанга [102] даны необходимые разъяснения относительно функций $F_{тр}$ и γ . Из-за важности названных функций для прогноза производительности скважин эти разъяснения приводятся и здесь (по В.А. Дроздину) [22].

Удельный вес пароводяной смеси γ вычисляется следующим образом:

$$\gamma = [\rho_l(1 - \varphi) + \rho_s \varphi] g, \quad (4.4)$$

где ρ_l , ρ_s – плотности воды и пара соответственно в рассматриваемом сечении скважин; φ – истинное объемное паросодержание; g – ускорение свободного падения.

Истинное объемное паросодержание находится из зависимости Зубера–Финдлен, учитывающей в явном виде эффект проскальзывания фаз:

$$\frac{\beta}{\varphi} = c_0 + \frac{\alpha \sqrt{g d_c}}{\frac{4Q}{\pi d_c^2} \left(\frac{1-x}{\rho_l} + \frac{x}{\rho_s} \right)}, \quad (4.5)$$

где β – объемное расходное паросодержание, $\beta = \rho_s x / [\rho_s x + \rho_l(1 - x)]$; $c_0 = 1,1$; $\alpha = 0,35$; d_c – диаметр скважины; x – весовое расходное паросодержание:

$$x = (h - h_l) / (h_s - h),$$

где h – энтальпия термальных вод в пластовых условиях; h_l , h_s – энтальпия воды и пара соответственно в рассматриваемом сечении скважины.

Сила трения пароводяной смеси о ствол скважины рассчитывается по формуле

$$F_{тр} = \xi \frac{8Q^2}{\pi^2 d_c^5} \left(\frac{1-x}{\rho_l} + \frac{x}{\rho_s} \right), \quad (4.6)$$

где ξ – коэффициент трения ($\xi = 0,03$, что соответствует средним значениям шероховатости обсадных труб).

При вычислениях по формулам (4.4) – (4.6) используются следующие зависимости $\rho_l, \rho_s, h_s - h_l, h_e$ от давления P :

$$\begin{aligned}\rho_l &= 959,0 - 16,0 (P - 1,0)^{0,67}, \\ \rho_s &= 0,58P^{0,94}, \\ h_s - h_l &= 540,0 - 13,5 (P - 1,0)^{0,65}, \\ h_l &= 99,2 + 1,02F,\end{aligned}\tag{4.7}$$

где

$$F = \begin{cases} 20,0 (P - 1,0)^{0,725}, & P < 4, \\ 24,8 (P - 1,0)^{0,53}, & 4 \leq P < 12, \\ 30,0 (P - 1,0)^{0,45}, & P \geq 12. \end{cases}$$

Соотношение (4.3) представляет собою интегральное уравнение относительно Q . Оно было решено на ЭВМ ЕС 1033 (см. Приложение). Алгоритм нахождения корня уравнения Q^* при заданных параметрах $P_{уст}, P_{пл}, T_{пл}$ и d_c состоял в следующем.

1. Устанавливались величины Q_{min} и Q_{max} , в диапазоне изменений которых заведомо лежит Q^* : $Q_{min} = 0,1$ кг/с, $Q_{max} = 300$ кг/с.

2. Вычислялись значения

$$Q_1^* = (Q_{max} + Q_{min})/2,\tag{4.8}$$

$$F(Q_1^*) = Q_1^* - q[P_{пл} - F_{п}(T_{пл}, Q_1^*, P_{уст}, d_c)],\tag{4.9}$$

если $F(Q_1^*) \geq 0$, то $Q_{max}^1 = Q_1^*$ и $Q_{min}^1 = Q_{min}$,

если $F(Q_1^*) < 0$, то $Q_{max}^1 = Q_{max}$ и $Q_{min}^1 = Q_1^*$,

$$Q_{n+1}^* = (Q_{max}^n + Q_{min}^n)/2,\tag{4.10}$$

$$F(Q_{n+1}^*) = Q_{n+1}^* - q[P_{пл} - F_{п}(T_{пл}, Q_{n+1}^*, P_{уст}, d_c)],\tag{4.11}$$

если $F(Q_{n+1}^*) \geq 0$, то $Q_{max}^{n+1} = Q_{n+1}^*$ и $Q_{min}^{n+1} = Q_{min}^n$,

если $F(Q_{n+1}^*) < 0$, то $Q_{max}^{n+1} = Q_{max}^n$ и $Q_{min}^{n+1} = Q_{n+1}^*$, и т.д.

Процесс вычислений заканчивался при $|Q_n^* - Q_{n+1}^*| < 0,1$. Следовательно, корень уравнения (4.3) рассчитывался с точностью 0,1 кг/с.

Данное решение позволяет прогнозировать изменение производительности пароводяных скважин в зависимости от снижения пластового давления и температуры и оценивать в результате их допустимые понижения (см. рис. 57).

С этой целью рассматривался случай, соответствующий конкретным условиям Центрального участка Паужетского месторождения (скв. 106, 103, ГКЗ, 120, 123 и др.); удельный дебит задавался равным 0,4 кг/(с · м), начальное пластовое давление – 60 м; теплосодержание в диапазоне 160–185 ккал/кг; устьевое давление – 0,2 МПа.

Результаты расчета производительности скважин приведены на рис. 58, который позволяет оценить перспективность разработки Центрального участка месторождения. Номограммы, приведенные на рисунке, показывают чувствительность производительности скважин к изменению пластового давления и температуры. Поэтому их можно использовать для опре-

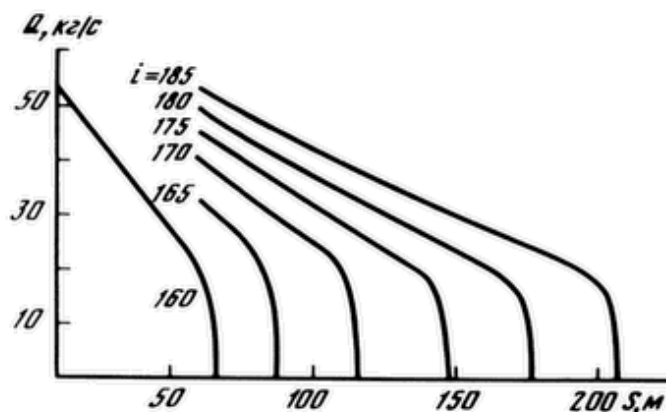


Рис. 58. Зависимость расхода пароводяной скважины Q от ее теплосодержания i (температуры пластовых вод) и статического уровня S (пластового давления)

Принимается, что скважина обладает удельным дебитом 0,4 кг/с, имеет диаметр 0,219 м; уровень отсчитывается от устья, устьевое давление — 0,2 МПа

деления допустимого снижения этих параметров, т.е. когда пластовое давление и температура снижаются до такой степени, что подъемной силы парлифта становится недостаточно, чтобы преодолеть гидравлические сопротивления в стволе скважины и вывести теплоноситель на поверхность: скважина выходит из строя, глохнет.

Для Центрального участка допустимое понижение пластового давления равно 145 м — при теплосодержании извлекаемых вод 185 ккал/кг; 115 м — при теплосодержании 180 ккал/кг; 90 м — при теплосодержании 175 ккал/кг; 55 м — при теплосодержании 170 ккал/кг; 27 м — при теплосодержании 165 ккал/кг и 6 м — при снижении теплосодержания до 160 ккал/кг. Это свидетельствует о том, что при снижении температуры пластовых вод в результате привлечения низкотемпературных вод величина допустимого снижения пластового давления уменьшается. Таким образом, с практической точки зрения 170 ккал/кг — предельно допустимое снижение теплосодержания извлекаемых термальных вод на Центральном участке Паужетского месторождения.

Исходя из оценок допустимого снижения пластового давления и температуры, а также основываясь на прогнозе теплового гидродинамического режима, можно рассчитать возможное значение водоотбора на Паужетском месторождении, в частности на его Центральном участке, поскольку другие участки месторождения менее благоприятны для разработки из-за нестабильного теплового режима.

Центральный участок в достаточной степени удален от низкотемпературных вод и обладает хорошей проницаемостью: по данным опытного выпуска 1975–1976 гг. и эксплуатации, функция единичного влияния для этого участка не превышает 0,06 м/(кг · с) (см. раздел 3.1). Исходя из этого можно также оценить средний расход эксплуатационных скважин на конечный срок эксплуатации (с учетом реальных фильтрационных характеристик раздела 3.1 и рис. 58) и представить расход термальных вод, который можно извлечь на Центральном участке Паужетского геотермального месторождения методами, рациональными в технико-экономическом отношении (эксплуатационные запасы) в виде табл. 9.

Следовательно, за 20 лет эксплуатации Центрального участка месторождения можно извлечь тепловой энергии не менее чем $0,6 \cdot 10^{17}$ кал ($600 \text{ кг/с} \cdot 175 \text{ ккал/кг} \cdot 20 \cdot 3,15 \cdot 10^7 \text{ с}$), т.е. $\sim 6\%$ от тепла, запасенного в верхнем 3-километровом слое Паужетской гидротермальной системы [63] (см. рис. 46, 48).

Для сравнения отметим, что за 80-летнюю историю эксплуатации геотер-

Таблица 9

Эксплуатационные запасы Паужетского месторождения.
и прогнозная мощность ГеоТЭС

Расход водоотбора, кг/с	Возможный срок эксплуатации, лет	Средний расход скважины*, кг/с	Минимальная мощность ГеоТЭС**, МВт
1200	10	10	50
800	16	25	34
600	20	28	25
400	30	32	17

*На конечный срок эксплуатации.

**При коэффициенте переработки тепловой энергии в электрическую 0,065 [82].

мального месторождения Лардарелло (Италия) коэффициент извлечения геотермальной энергии составил 18% [82]. Это может служить ориентиром и для нас. По крайней мере можно рассчитывать на мощность ГеоТЭС около 75 МВт при условии усовершенствования способа добычи термальных вод (в том числе возможны варианты с обратной закачкой) и постановки дополнительных разведочных работ на слабоизученных юго-восточных участках гидротермальной системы.

Очевидно, что изложенный подход к оценке эксплуатационных запасов применим и к другим геотермальным месторождениям, фильтрационные и тепловые параметры которых известны.

4.3. Возможные направления исследований гидротермальных систем с применением термогидродинамических моделей

Выполненный на основе термогидродинамической модели анализ гидро-геотермических условий гидротермальной системы позволяет выявить наиболее правдоподобный механизм гидротермального процесса, основываясь на имеющейся информации.

В случае численного моделирования проверка концептуальных представлений гидротермального процесса осуществляется достаточно эффективно. Примером такого рода может служить рис. 59, на котором рассмотрены возможные варианты расположения аномально нагретого тела, различных характеристик проницаемого слоя и условий инфильтрации холодных вод, проанализированных нами на ЭВМ. В первом случае, когда магматическое тело находится в пределах непроницаемого фундамента (рис. 59, а) температура вблизи подошвы геотермального коллектора не может обеспечить функционирование гидротермальной системы. Во втором случае (рис. 59, б), когда очаг нагрева приподнимается к подошве проницаемого слоя с постоянной температурой, через 5 тыс. лет в верхней части гидротермальной системы температура должна подняться до 400–500°С. Инфильтрация холодной воды при тех же условиях снижает температуру до 150–250°С (третий случай; рис. 59, в). И наконец, изотерма 200°С напоминает очертания изотермы 200°С, проведенной по данным разведки Паужетского месторождения, если задан водообмен с поверхностными водами через

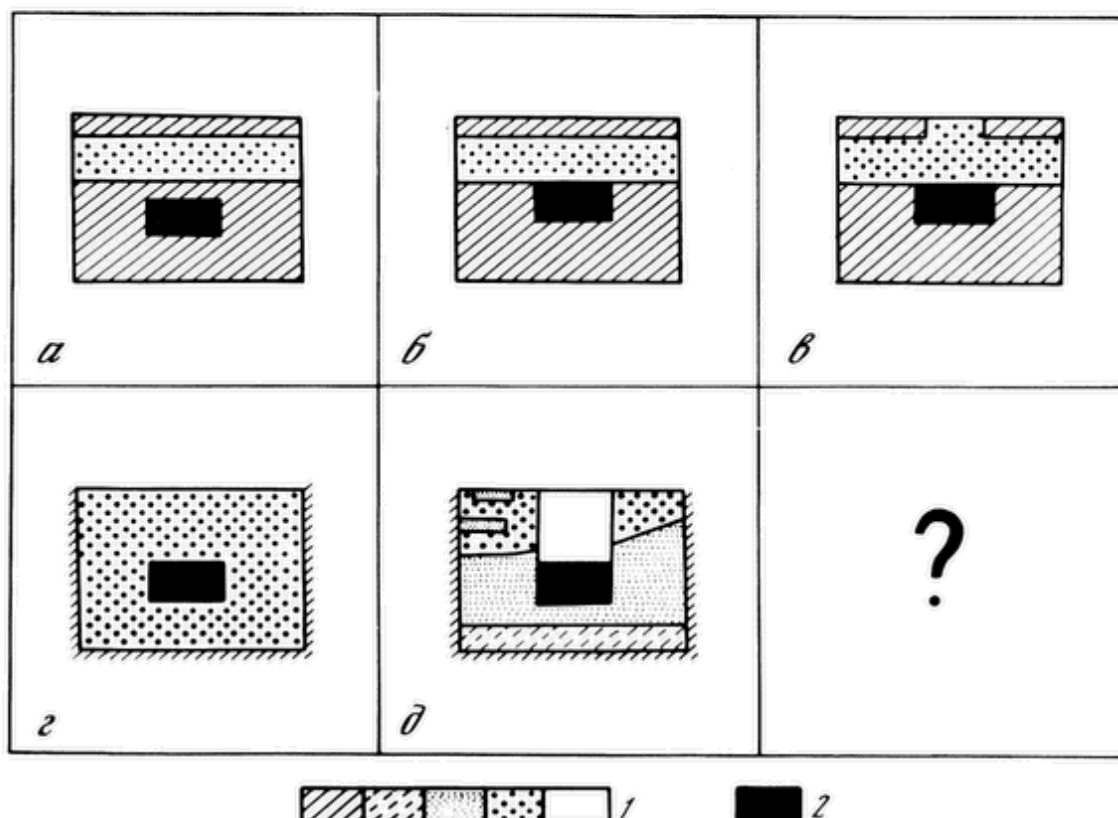


Рис. 59. Усовершенствование термогидродинамической модели в связи с развитием концепции гидротермального процесса в Паужетской структуре

1 – относительное изменение проницаемости пород (увеличение проницаемости в направлении слева направо); 2 – источник теплового питания – тело с аномально высокой температурой

Пояснения см. в тексте

верхнюю границу, причем за области водного питания принимаются положительные формы рельефа, за области разгрузки – отрицательные (четвертый случай; рис. 59,г). Возможен также учет фильтрационной неоднородности области моделирования (пятый случай; рис. 59,д).

4.3.1. Разработка и совершенствование системы моделей

1. Оценка погрешности профильной модели из-за недоучета трехмерности реальных процессов переноса тепла в гидротермальных системах и построение с этой целью трехмерной термогидродинамической модели. Переход к трехмерной модели OXYZ влечет за собой увеличение времени расчетов и объема памяти на ЭВМ пропорционально количеству узлов в новом направлении OY, т.е. если расчеты по профильной модели OXZ с сеткой 50 X 50 занимают 20–30 мин, а объем программы 100 К, то переход к трехмерной модели с сеткой 50 X 50 X 50 означает возрастание машинного времени до 1000–1500 мин (16,6–25 ч) и требуемый объем памяти увеличивается до 5000 К. Можно надеяться на то, что в ближайшее время в связи с развитием вычислительной техники появится возможность анализировать трехмерные процессы на ЭВМ в полном объеме.

Другой возможный путь – анализ трехмерных процессов на грубых сетках, например сетка 13 X 13 X 13 приблизительно эквивалентна с точки зрения затрат машинного времени и памяти профильной сетке 50 X 50.

Необходимо также отметить, что переход к трехмерным моделям лишит

нас возможности пользоваться в качестве независимого внутреннего параметра функцией тока ψ , допускающей столь наглядную гидромеханическую интерпретацию. Взамен придется ввести давление.

2. *Учет парообразования в верхних частях гидротермальных систем.* О существовании двухфазной фильтрации свидетельствует наличие таких геотермальных месторождений с преобладанием пара, как, например, Гейзеры (США) и Лардарелло (Италия). Паровые шапки зафиксированы в результате буровых работ и опробования скважин и на геотермальных месторождениях Камчатки—Мутновском и Кошелевском; здесь проникновение парообразования вглубь достигает первых сотен метров.

В естественных условиях фильтрация имеет стационарный характер, и поэтому зоны кипения теплоносителя должны вырождаться в достаточно резкие границы, так как условия термического равновесия вода/порода при устойчивом характере фильтрации приведут к выкипанию "свободной воды".

Минимальная площадь поверхности фазовых границ наиболее вероятна также с позиций максимального высвобождения свободной энергии, которая определяется в условиях фиксированного температурного поля работой расширения (в частности, теплотой парообразования) жидкого флюида, находящегося при давлениях, меньших давления насыщенного при данной температуре пара.

Исключение составляет иммобилизованная вода, подвижность которой и способность к выкипанию ограничены капиллярными силами или адсорбцией. По М. Сори [124], относительное объемное содержание иммобилизованной воды может достигать 0,3. Следовательно, в естественном режиме фильтрации состояние теплоносителя в геотермальном резервуаре можно определить следующим образом: вода — если гидродинамическое давление больше, чем давление насыщенного при данной температуре пара; пар — в противоположном случае.

При анализе эксплуатации пароконденсатных геотермальных месторождений (нарушенный режим) необходимо учитывать изменения фильтрационной емкости резервуара:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\phi S \rho_s + \phi (1 - S) \rho_w), \quad (4.12)$$

где S — относительное объемное паросодержание; ρ_s, ρ_w — плотность пара и воды соответственно; ϕ — пористость.

Развитие термогидродинамических моделей в этом направлении очень важно для оценки эксплуатационных запасов геотермальных месторождений типа Мутновского и Кошелевского, где верхняя часть разреза насыщена паром, а нижняя — вмещает скопления нагретых до высоких температур подземных вод. Вопрос о том, что рациональнее разрабатывать — верхнюю паровую "шапку" или более глубокие горизонты горячих вод — можно эффективно решить до эксплуатации только на модели.

3. *Отражение в модели рельефа поверхности.* Районы современного вулканизма характеризуются наличием горных сооружений (вулканические массивы, отдельные вулканы, тектонические поднятия) и опущенных блоков земной поверхности (вулканотектонические депрессии, кальдеры). Перепад высот в пределах области моделирования протяженностью 15 км

может достигать до 2 км (модель Паужетской гидротермальной системы). В дальнейшем необходимо отразить на модели рельеф поверхности, поскольку горные сооружения представляют собой значительное тепловое сопротивление. Это важно сделать с точки зрения учета их влияния на распределение температур в нижних этажах.

4. *Граничные условия.* Вопрос о том, унаследуют ли горячие источники места выходов на поверхность холодных подземных вод — наиболее актуальный: он определяет, по существу, условия водообмена через кровлю гидротермальной системы. В рассмотренных вариантах моделирования априорно предполагалось, что на верхней границе задается независимый от времени расход подземных вод (разгрузка или питание). На самом деле в областях питания, поднятых на достаточно высокие отметки горных массивов, за счет обильного увлажнения (таяния снегов, атмосферных осадков) может поддерживаться постоянный уровень подземных вод. То же можно сказать и об областях разгрузки, где постоянное давление обычно контролируется местными базисами дренирования. Под воздействием эксплуатации геотермальных месторождений может происходить изменение типа граничных условий, и выяснение этого также является предметом будущих исследований. Важно в связи с оценкой геотермальных ресурсов отметить, что в первом случае (граничное условие с постоянным расходом) естественная разгрузка может быть много ниже естественного потока гидротерм, обусловленного действием термолифта. Во втором случае (граничное условие с постоянным давлением) действие термолифта может проявляться на поверхности в увеличении разгрузки термальных источников.

5. *Условия теплообмена магматических тел с вмещающими водонасыщенными породами.* Анализ теплового взаимодействия в рамках модели тела с аномально высокой температурой в однородной среде необходимо дополнить исследованиями влияния различий проницаемости магматического тела и проницаемости вмещающих его пород. В дальнейшем необходимо также проанализировать на модели изменение проницаемости с глубиной и по латерали. Представляется важной оценка эффекта теплового излучения из магматического очага во вмещающие породы. Решение перечисленных задач может послужить теоретической основой для разработки рациональных способов извлечения тепла из неглубокозалегающих магматических тел.

6. *Совмещение термогидродинамических и геохимических (гидроизотопных, газогидрохимических) моделей.* Геохимические модели являются хорошим критерием правдоподобия термогидродинамических построений. Для этого могут быть использованы многочисленные гидрохимические и газохимические "термометры", данные по температурам гомогенизации газовых включений, реконструкции палеотемператур по минеральным ассоциациям. Кроме того, термогидродинамический метод позволяет более обоснованно подойти к интерпретации геохимических "термометров", использование которых базируется на предположениях о том или ином термогидродинамическом механизме (кондуктивное охлаждение, конвективное охлаждение, сепарация пара, двухфазный поток и др.).

7. *Выявление ключевых параметров гидротермальных процессов.* С помощью термогидродинамических моделей можно не только достаточно

эффективно анализировать схемы процесса, составленные на основании известных фактических данных о природных объектах, и проверять составленные на их основе те или иные концепции. Моделирование позволяет также понять, какие параметры гидротермальных систем еще необходимо получить для углубления наших знаний о механизме гидротермальных процессов.

Исходя из этого наиболее важным является получение следующих параметров:

- 1) выявление источника теплового питания и уточнение формы геотермального коллектора геофизическими методами;
- 2) получение новых данных по химическому, газовому и изотопному составам гидротерм;
- 3) изучение условий теплопередачи от магматического тела вмещающим водонасыщенным породам;
- 4) выяснение формы геотермических аномалий в пределах гидротермальных систем по результатам бурения и опробования скважин различной глубины;
- 5) оценка условий взаимосвязи холодных водонапорных систем с гидротермами на всех стадиях развития гидротермального процесса;
- 6) оценка фильтрационных характеристик проницаемых зон, к которым приурочен гидротермальный процесс.

4.3.2. Постановка опытных работ и экспериментальных исследований

Разработка и совершенствование системы моделей термогидродинамического характера требуют постановки опытных работ и экспериментальных исследований для обеспечения исходными данными и практической проверки этих моделей. В этой связи необходимо отметить следующие виды опытных работ, имеющих особое значение.

1. Опытные выпуски пароводяной смеси и нагнетания в геотермальных скважинах в связи с оценкой коэффициентов продуктивности эксплуатационных скважин на основе моделей, описанных в разделах 2.3.1 и 4.2. Использование глубинных манометров повысит достоверность искомых параметров и прогнозных оценок, а также сделает возможной экспериментальную проверку законов движения теплоносителя в условиях двухфазной фильтрации – формул относительной проницаемости фаз (1.13)–(1.15).

2. Трассерные эксперименты в условиях возвратной закачки дадут возможность оценить открытую трещиноватость геотермального резервуара и статические запасы теплоносителя. Эти параметры необходимы также для разработки моделей по тепловому прогнозу, описанных в разделах 4.1 и 2.3.2. Необходима разработка методики таких экспериментов и поиск наиболее эффективных трассеров.

3. Режимные термогидродинамические и газогидрохимические наблюдения в процессе эксплуатации геотермальных резервуаров. Деформации структуры геотемпературного и гидрохимического полей в процессе эксплуатации месторождений могут служить исходной информацией при использовании моделей типа "большого колодца" (раздел 2.3.2) для оценки привлекаемых ресурсов и естественных потоков теплоносителя.

Динамика изменения расходов опытно-эксплуатационных скважин и уровней (давлений) в наблюдательных скважинах – исходные данные для моделей гидродинамического типа (раздел 2.3.1), на основе которых возможна оценка условий водного питания (граничных условий) геотермальных резервуаров, естественных потоков теплоносителя, фильтрационных характеристик. Газогидрохимические режимные наблюдения поставляют данные для оценки структуры фильтрационного поля и действительных скоростей фильтрации теплоносителя, особенно эффективна при этом тритиевая метка (раздел 2.2.1), сульфатные воды в высокотемпературных гидротермальных системах нередко трассируют нисходящие потоки конденсата из резервуара с преобладанием пара. Распределение газонасыщенности флюидов несет информацию о процессах фазовых преобразований теплоносителя (пар – вода) и служит хорошим дополнением при анализе изменения теплоэнергетических характеристик (энтальпия, тепло-содержание), полученных в результате непосредственных измерений на геотермальных скважинах. Стабильные изотопы воды позволяют в ряде случаев выявить области водного питания гидротермальных систем (раздел 2.2.1). Необходимо продолжить работу над совершенствованием разнообразных геохимических термометров (Na–K, SiO₂ и других, в том числе – минеральных).

4. Режимные геофизические наблюдения в процессе эксплуатации геотермальных месторождений. Зарубежный опыт показывает, что характер изменения геофизических полей в процессе эксплуатации геотермальных месторождений может быть использован для оценки вариаций термогидродинамических показателей: гравиметрические вариации связаны с извлечением массы теплоносителя из геотермального резервуара; геодезические вариации отражают изменения гидростатического давления (рост депрессионной воронки – опускание земной поверхности); вариации поля электропроводности могут увязываться с изменениями температур в недрах. Все эти данные весьма важны при обосновании исходных данных для термогидродинамических моделей.

5. Специальные геолого-структурные исследования, нацеленные на определение границ геотермального резервуара и распределение проницаемых зон (трещин, жил) в пределах последнего. Особое внимание должно при этом уделяться оценке фильтрационных характеристик термоподводящих каналов – раскрытие, плотность (раздел 2.2.1). Весьма эффективным с этой точки зрения является также изучение вторичных гидротермальных ассоциаций. Крупномасштабное картирование современных вулканоматических комплексов предоставляет информацию об источниках теплового питания гидротермальных систем, столь необходимую для развития моделей, описанных в гл. 3.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящее время, несмотря на разбуривание достаточно глубоких зон гидротермальных систем Камчатки (2 км и более), возможные источники теплового питания — неглубокозалегающие магматические тела с аномально высокой температурой — непосредственно не обнаружены. Численное моделирование — более "дешевый" способ познания — дополняет к тому же "прямые" методы получения информации как критерий правдоподобия тех или иных представлений о гидротермальных системах.

В связи с этим для обоснования и количественной оценки наиболее правдоподобного механизма гидротермальной деятельности на численной модели был проанализирован процесс становления гидротермальной системы под действием нагретого до больших температур тела в условиях водонасыщенной и проницаемой среды. Для осуществления такого анализа была использована профильная численная термогидродинамическая модель конвективного теплопереноса (с учетом свободной конвекции) в гидротермальных системах. В ней учитывались следующие основные параметры гидротермальной системы: 1) проницаемость геотермального резервуара; 2) возможность водного питания гидротермального резервуара за счет инфильтрации; 3) источник теплового питания — тело с аномально высокой температурой.

Правомерность использования профильной модели обусловлена тем, что гидротермальные системы Камчатки—Паужетская, Мутновская и Кошелевская — формируются в пределах проницаемых зон протяженностью 15–20 км, шириной 2–5 км, обладающих большой глубиной заложения.

Основные допущения, которые были обоснованы и затем приняты при выводе математической модели, состояли в следующем: 1) предполагается термическое равновесие флюид—порода; 2) флюид однофазный. Благодаря этому стало возможным построение математической модели, позволяющей анализировать процессы теплопереноса в гидротермальных системах с помощью дифференциальных уравнений в частных производных, выражающих законы сохранения массы и энергии в двухмерной области.

С ее использованием выполнено моделирование процессов теплопереноса в Паужетской гидротермальной системе. На модели показано, что источником ее теплового питания может являться горячее тело объемом 40–60 км³ и начальной температурой 700°С, залегающее на глубине 3–9 км. Это тело с аномальной температурой внедряется в середину водонасыщенного однородного резервуара протяженностью 15 км, шириной 2,5 км, глубиной 15 км с коэффициентом фильтрации 0,3 м/сут. Спустя 6–15 тыс. лет после возникновения теплового источника в верхних частях

резервуара устанавливается температурное поле, близкое по своим очертаниям к тому, что зафиксировано в скважинах Паужетского геотермального месторождения; расход потока горячих вод соответствует естественной разгрузке гидротерм — 130 кг/с. При этом средняя интенсивность инфильтрации, которая задается в области питания, составляет $10 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Предлагается модель теплопереноса в Мутновской гидротермальной системе. На этой модели имитируется остывание двух горячих тел с начальной температурой 700°C . Центр одного из этих тел расположен на глубине 7,4 км, другого — на глубине 9 км, в стороне от первого. Общий объем тел с аномальной температурой — 275 км^3 . Эти тела внедряются 35 тыс. лет назад в водонасыщенный однородный резервуар протяженностью и глубиной 15 км и шириной 5 км. В левой части модели через верхнюю поверхность резервуара задается инфильтрация со средней интенсивностью $5 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$, в правой — разгрузка. Под воздействием тепловых источников в резервуаре формируется термоаномалия, близкая по своей форме к фактическому распределению температур в пределах Мутновского месторождения. Тепловая мощность, полученная на модели, соответствует естественной поверхностной тепловой мощности гидротермальной системы — 40 тыс. ккал/с.

Огромный вынос тепла (70–400 тыс. ккал/с) из кратеров действующих вулканов в период межэруптивной деятельности также объясняется в рамках предлагаемой термогидродинамической модели.

Данную тепловую мощность могут обеспечить в течение $n \cdot 10$ лет протяженные (до 5 км) горячие тела с малым сечением ($0,2 \text{ км}^3$) и начальной температурой 1000°C . Для этого достаточно поместить такое тело в середину проницаемого резервуара $5 \times 1,5 \times 1,5 \text{ км}$ (вулканического массива), промываемого инфильтрационными водами со средней интенсивностью $25\text{--}100 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$.

Гидротермальная система под Кошелевским вулканическим массивом имитируется в рамках следующей модели: 35 тыс. лет назад в проницаемый резервуар протяженностью и глубиной 15 км, шириной 3 км внедряется на глубине 6,6 км горячее тело с начальной температурой 700°C и объемом 60 км^3 . Инфильтрация в верхней части со средней интенсивностью $1 \text{ кг}/(\text{с} \cdot \text{км}^2)$ и свободная конвекция, вызванная тепловым источником, формируют в верхних частях резервуара температуры, близкие к измеренным в скважинах на Нижнекошелевском геотермальном месторождении (210°C и более), вынос тепловой энергии составляет 5 тыс. ккал/с и покрывает энергозатраты термопроявлений в периферических частях Кошелевского вулканического массива.

Теперь остается понять физический смысл рассматриваемого нами источника теплового питания — тела с аномально высокой температурой. Его объемы для названных гидротермальных систем составляют от 50 до 275 км^3 , температура 700°C . Следовательно, в качестве тепловых источников гидротермальных систем могут рассматриваться неглубокозалегающие магматические очаги с учетом того, что полученные на модели объемы источников теплового питания близки к объемам этих очагов.

Таким образом, использование моделирования позволило в количественной форме представить достаточно сложную картину гидротермального процесса в пределах гидротермальных систем Камчатки. Преиму-

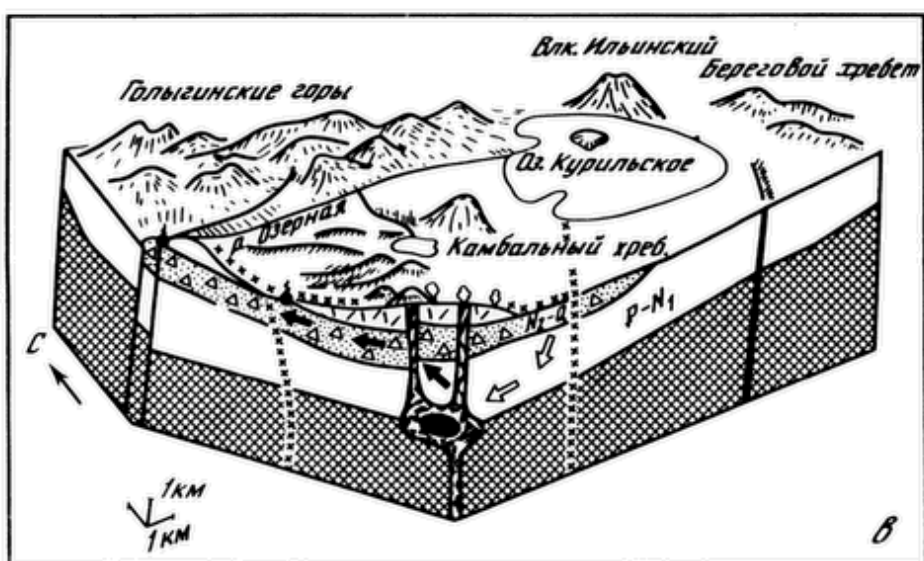
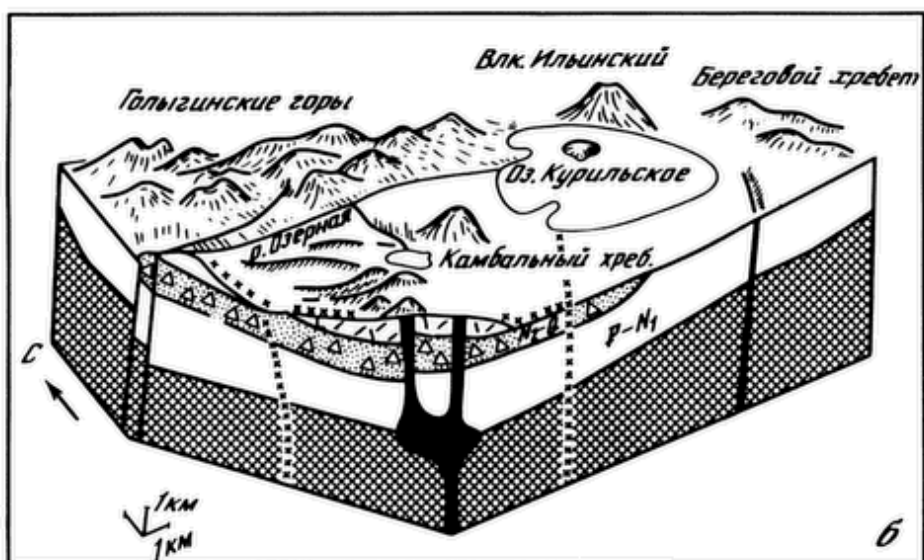
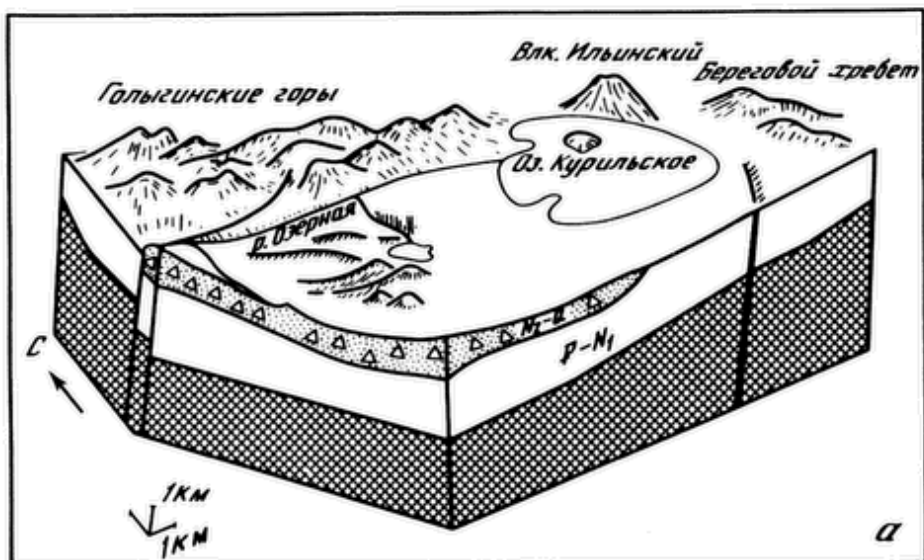


Рис. 60. Механизм функционирования гидротермальных систем
а-в — этапы развития гидротермальной системы

щество данного представления заключается в том, что оно дает возможность объяснить с позиций единого механизма все многообразие гидротермальной активности.

В общих чертах этот механизм можно определить следующим образом. В современных вулканических поясах (рис. 60,а) создаются геотектонические условия, благоприятные для образования проницаемых на большую глубину зон сочленения вулкано-тектонических структур (кальдер, глубинных разломов разнообразного простирания) с сопутствующими им проявлениями магматической активности — неглубокозалегающими (периферическими) магматическими очагами, каналами и дайками (рис. 60,б). Гидротермальная активность является следствием теплового взаимодействия этих тел, обладающих аномально высокой температурой, с вмещающими водонасыщенными породами (рис. 60,в).

Очевидно, что предложенный механизм формирования гидротермальной системы, связанной с внедрением магматических масс в водопроницаемые слои, обеспечивает наблюдаемые основные параметры систем и является более простым по сравнению с внедрением гипотетического эндогенного флюида. Однако не исключается возможность участия последнего в формировании гидротермальных систем, если эндогенный флюид мог бы реализоваться в наблюдаемой геологической обстановке.

Вероятно, выполненная работа может послужить импульсом для постановки и решения ряда новых геохимических задач, связанных с изучением изменения химического и изотопного составов воды при взаимодействии с магматическими расплавами и нагретыми до высоких температур породами. Возможно также, что с позиций предлагаемых нами моделей гидротермальных систем можно прийти к объяснению условий формирования рудных месторождений гидротермального типа, непосредственно связанных с магматическими очагами.

Практическим приложением моделирования является его использование для прогноза теплового режима при эксплуатации Паужетского геотермального месторождения в связи с оценкой эксплуатационных запасов. С этой целью в заданную область модели помещается сток и имитируется эксплуатация с различными расходами водоотбора. На модели показано, что эксплуатация центрального участка месторождения с расходом более 800 кг/с вызывает быстрое истощение тепловых ресурсов месторождения.

Основываясь на этом и учитывая прогноз гидродинамического и теплового режима, мы провели оценку эксплуатационных запасов месторождения. На основании этого можно рекомендовать эксплуатацию Центрального участка месторождения с расходом 600 кг/с пароводяной смеси, что достаточно для работы ГеоТЭС мощностью 25 МВт в течение не менее 20 лет.

В Советском Союзе в настоящее время приступили к разведке крупных геотермальных месторождений с целью последующего строительства ГеоТЭС (Мутновский геотермальный район), а также доразведке глубинных частей геотермальных резервуаров для интенсификации теплоснабжения (Паратунский геотермальный район). В связи с этим назрела объективная необходимость создания междисциплинарного научного направления, способного обеспечить теоретическую основу для разведки и эксплуатации

геотермальных месторождений. Это направление должно охватывать все ключевые теоретические проблемы, связанные с их освоением.

Во-первых, это разработка геологических моделей геотермальных месторождений на основе крупномасштабного геологического картирования вулканоматматических комплексов, являющихся источниками теплового питания гидротермальных систем, и выявления структуры геотермальных резервуаров. Во-вторых, постановка и интерпретация геофизических работ (электронзондирования, грави-, сейсмо- и магниторазведка) на основе моделей, нацеленных на установление геометрии геотермальных резервуаров в плане и в разрезе, поиск подводящих каналов, по которым происходит движение теплоносителя. В-третьих, это совершенствование моделей геохимического характера, предназначенных для выявления картины течений и оценки динамических характеристик потоков теплоносителя (действительных скоростей фильтрации, фазового состояния, температуры флюида) на основе геохимических показателей. В-четвертых, — повышение эффективности термогидродинамических моделей (на них был сделан основной упор в данной монографии); указанные модели имеют многоцелевое назначение: количественную оценку расхода потоков теплоносителя и их теплофизических характеристик, фильтрационных параметров геотермального резервуара, прогнозирование теплового и гидродинамического режима, продуктивности геотермальных скважин для различных схем эксплуатации геотермальных месторождений. В-пятых, необходимы модели экономического характера, предназначенные для оценки конкурентноспособности геотермальных технологий по отношению к альтернативным способам получения энергии.

Такое междисциплинарное научное направление можно назвать "Прикладной геотермией" или "Инженерией геотермальных резервуаров", учитывая, что в русле этого научного направления происходит замыкание теоретических разработок различного рода на численные оценки конкретных процессов, происходящих в геотермальных резервуарах как в естественном состоянии, так и в результате их эксплуатации, в связи с оценкой пригодности к использованию содержащихся в них геотермальных ресурсов. Концентрация усилий в этом направлении в сочетании с усовершенствованием технологии бурения геотермальных скважин позволит в перспективе решить задачу извлечения энергии непосредственно из магматических очагов современных вулканов.

ЛИТЕРАТУРА

1. *Аверьев В.В.* Особенности динамики пароводяных скважин // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. 1960. Вып. 18. С. 113–122.
2. *Аверьев В.В.* Условия разгрузки Паужетских гидротерм на юге Камчатки // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. 1961. Вып. 19. С. 90–98.
3. *Аверьев В.В.* Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. М.: Наука, 1966. С. 118–129.
4. *Балеста С.Т.* Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. М.: Наука, 1981. 133 с.
5. *Басков Е.А., Суриков С.Н.* Гидротермы Тихоокеанского сегмента Земли. М.: Недра, 1975. 170 с.
6. *Белоусов В.И.* Геология геотермальных полей в областях современного вулканизма. М.: Наука, 1978. 172 с.
7. *Белоусов В.И., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Геологическое строение и гидрогеологические особенности Паужетской гидротермальной системы // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 23–57.
8. *Берковский Б.М., Ноготов С.В.* Разностные методы исследования задач теплообмена. Минск: Наука и техника, 1976. 142 с.
9. *Вакин Е.А., Декусар З.Б., Сережников А.И., Спиченкова М.В.* Гидротермы Кошелевского вулканического массива // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 58–85.
10. *Вакин Е.А., Кирсанов И.Т., Кирсанова Т.П.* Термальные поля и источники Мутновского вулканического района // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 85–115.
11. *Вакин Е.А., Поляк Б.Г., Сугробов В.М.* Основные проблемы геотермии вулканических областей // Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971. С. 197–202.
12. *Воронков В.А.* К вопросу о схематизации гидрогеологических условий Паужетского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 39–51.
13. *Воронков В.А., Кирюхин А.В., Сугробов В.М.* Термогидродинамические модели и их применение для изучения гидротермальных систем: (На примере Паужетской структуры, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1985. № 4. С. 54–67.
14. *Воронков В.А., Сугробов В.М.* Гидродинамическая схема Паужетской гидротермальной системы на основе аналогового моделирования: Тез. докл. IX Всесоюз. совещ. по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 1979. С. 190.
15. *Вукалович М.Н.* Теплофизические свойства воды и водяного пара. М.: Машиностроение, 1967. 159 с.
16. *Гендлер С.Г.* О границах применимости различных физических моделей расчета процессов теплопереноса в подземных циркуляционных системах // Физические процессы горного производства. Л.: ЛГИ, 1978. С. 17–22.
17. Геология СССР. Том. 31. Камчатка, Курильские и Командорские острова. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1964. 733 с.
18. Гидрогеология СССР. Том 29. Камчатка, Курильские и Командорские острова. М.: Недра, 1972. 364 с.
19. Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. 283 с.
20. *Гриб Е.Н.* Структура и механизм становления экструзии Плоской (Южная Камчатка) // Бюл. вулканол. ст. ДВНЦ АН СССР, 1974. № 50. С. 136–144.
21. Долгоживущий центр эндогенной активности Южной Камчатки. М.: Наука, 1980. 170 с.

22. Дроздин В.А. Физическая модель вулканического процесса. М.: Наука, 1980. 92 с.
23. Заварицкий А.Н. Вулканы Камчатки // Тр. лаб. вулканологии АН СССР. 1955. Вып. 10. 79 с.
24. Зубаков В.А. Геохронология плейстоцена // Изв. АН СССР. Сер. геогр. 1968. № 6. С. 10–24.
25. Изучение и использование геотермальных ресурсов в вулканических областях. М.: Наука, 1979. 266 с.
26. Инструкция по применению классификации эксплуатационных запасов подземных вод к месторождениям термальных вод. М.: ГКЗ СССР, 1985. 28 с.
27. Исследование природных вод изотопными методами. М.: Наука, 1981. 259 с.
28. Кирюхин А.В. Гидрогеологический анализ условий эксплуатации Паужетского геотермального месторождения // Зап. ЛГИ. 1982. Т. 91. С. 120–128.
29. Кирюхин А.В. К обоснованию расчетной фильтрационной схемы Паужетского геотермального месторождения // Вулканология и сейсмология. 1984. № 2. С. 75–83.
30. Кирюхин А.В. Теплогидродинамическая модель: гидротермальная система – неглубокозалегающий магматический очаг // Вулканология и сейсмология. 1984. № 3. С. 25–35.
31. Кирюхин А.В., Мальцева К.И. Анализ изменения параметров пароводяных скважин в процессе их эксплуатации // Вулканология и сейсмология. 1985. № 5. С. 41–47.
32. Кожемяка Н.Н., Огородов Н.В. Некоторые особенности четвертичного кислого вулканизма Южной Камчатки // Вулканология и сейсмология. 1980. № 2. С. 30–40.
33. Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 212 с.
34. Кононов В.И., Поляк Б.Г. Проблема выявления ювенильной компоненты в современных гидротермальных системах // Геохимия. 1982. № 2. С. 163–177.
35. Краевой Ю.А., Охалкин В.Г., Сережников А.И. Результаты гидрогеологических и геотермических исследований Большебанной и Карымчинской гидротермальных систем // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 179–212.
36. Крашенинников С.П. Описание Земли Камчатки. М.: ОГИЗ, 1948. 292 с.
37. Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Физические свойства магматических расплавов. М.: Наука, 1979. 199 с.
38. Леонов В.Л. Разрывные нарушения Паужетской вулканотектонической структуры // Вулканология и сейсмология. 1981. № 1. С. 24–35.
39. Лялько В.И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. Киев: Наук. думка, 1974. 100 с.
40. Манухин Ю.Ф., Ворожейкина Л.А. Гидрогеология Паратунской гидротермальной системы и условия ее формирования // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 143–179.
41. Мироненко В.А. Динамика подземных вод. М.: Недра, 1983. 356 с.
42. Моисеенко У.И., Смыслов А.А., Чадович Т.З. Теплофизические свойства горных пород // Физические свойства горных пород и полезных ископаемых. М.: Недра, 1976. С. 256–279.
43. Муравьев А.В., Поляк Б.Г., Турков В.П., Козловцева С.В. Повторная оценка тепловой мощности фумарольной деятельности на вулкане Мутновской (Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 1983. № 5. С. 51–63.
44. Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектономагматической активности. М.: Наука, 1980. 198 с.
45. Пампура В.Д. Гидротермы долгоживущих вулканических центров. М.: Наука, 1981. 178 с.
46. Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. 205 с.
47. Пийп Б.И. Термальные Ключи Камчатки. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 268 с.
48. Пийп Б.И. Маршрутные геологические наблюдения на юге Камчатки // Тр. Камчат. вулканостанции. М.: Изд-во АН СССР, 1947. Вып. 3. С. 89–135.
49. Природные изотопы гидросферы. М.: Недра, 1975. 276 с.
50. Самарский А.А., Попов Ю.П. Разностные схемы газовой динамики. М.: Наука, 1975. 348 с.
51. Сережников А.И., Селецкий Ю.Б., Романов В.В. и др. Дейтерий, ^{18}O и тритий термальных вод Южной Камчатки // Геохимия. 1982. № 2. С. 178–192.
52. Сережников А.И., Спиченкова М.В. Геология и подземные воды Кошелевского вулканического массива (Камчат-

ка) // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240, № 3. С. 681.

53. *Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР: Объяснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1980. 150 с.

54. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М.* Земной тепловой поток в Курило-Камчатской и Алеутской провинциях // Вулканология и сейсмология. 1980. № 1. С. 16–31.

55. *Смирнов Я.Б., Сугробов В.М., Сугрובה Н.Г.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей активного вулканизма // Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974. С. 175–196.

56. Справочное руководство гидрогеолога. Л.: Недра, 1979. Т. 1. 512 с.; Т. 2. 295 с.

57. Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 542 с.

58. *Сугробов В.М.* Паужетские гидротермы Камчатки как пример высокотемпературной водонапорной системы // Гидрогеотермические условия верхних частей земной коры. М.: Наука, 1964. С. 72–86.

59. *Сугробов В.М.* Опытная эксплуатация Паужетского месторождения // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 176–189.

60. *Сугробов В.М.* Современные гидротермальные системы // Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. С. 181–199.

61. *Сугробов В.М.* О температуре в недрах Кошелевского месторождения гидротерм // Геотермия. 1974. Вып. 1/2. С. 110–112.

62. *Сугробов В.М.* Геотермальные энергоресурсы Камчатки и перспективы их использования // Гидротермальные системы и термальные поля Камчатки. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 267–280.

63. *Сугробов В.М.* Геотермальные ресурсы Курило-Камчатского региона // Энергетические ресурсы Тихоокеанского региона. М.: Наука, 1982. С. 93–107.

64. *Сугробов В.М., Воронков В.А., Морковкина И.К., Романов В.В.* О распределении трития в водах Паужетского геотермального месторождения // Водные ресурсы. 1985. № 5. С. 171–173.

65. *Сугрובה Н.Г., Сугробов В.М.* Режим высокотермальных подземных вод и влияние на него опытной эксплуатации // Паужетские горячие воды на Камчатке. М.: Наука, 1965. С. 189–207.

66. *Федотов С.А.* О механизме глубинной магматической деятельности под вулканами островных дуг и сходных с ними структур // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 10. С. 3–15.

67. *Федотов С.А.* О входных температурах магм, образованиях, размерах и эволюции магматических очагов вулканов // Вулканология и сейсмология. 1980. № 4. С. 3–30.

68. *Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Третьяков Г.А.* и др. Магматизм и гидротермальные системы Мутновского блока Южной Камчатки. Новосибирск: Наука, 1979. 149 с.

69. *Шестаков В.М.* Динамика подземных вод. М.: Изд-во МГУ, 1979. 366 с.

70. *Allis R.C.* Changes in heat flow associated with exploitation of Wairakei geothermal field. New Zealand // N.Z. Concr. Constr. 1987. Vol. 24. P. 1–19.

71. *Allis R.C.* Hydrologic changes at Tauhera field due to exploitation of Wairakei field // Proc. 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ., 1982. P. 67–75.

72. *Arnason B.* Hydrothermal systems in Iceland traced by deuterium // Geothermics. 1976. Vol. 5, N 1/4. P. 79–81.

73. *Atkinson P.* Well testing in Travale-Radiocondoli field // Ibid. 1978. Vol. 7, N 2/4. P. 145–151.

74. *Averiev V.V.* Some quantitative indications of a recent hydrothermal process in volcanic areas // Bull. Volcanol. 1964. Vol. 27. P. 3–7.

75. *Barmejo F.J.* Physical and thermodynamics changes observed in the Cerro Prieto geothermal reservoir // Geothermics. 1980. Vol. 9, N 1/2. P. 133–159.

76. *Barrelli A., Ceron P., Carradori G., Peano A.* On computer modelling of Travale Geothermal Field // Pap. Intern. Conf. Geotherm. Energy. Florence (Italy), 1982. N C2. P. 163–174.

77. *Barrelli A., Palama A.* On some computation methods of unit response functions from varying rate data // Geothermics. 1980. Vol. 9, N 3/4. P. 261–271.

78. *Bjornsson S.* Estimation of the reservoir potential of the Olkaria Geothermal Field in Kenya // Nordic Symp. Geotherm. Energy. Suppl. Goteborg (Sweden), 1978. P. 7–29.

79. *Bodvarsson G.S.* Physical characteristics of natural heat resources in Iceland // Proc. UN Conf. New Sources Energy. Rome (Italy), 1961. Vol. 2. P. 62–69.

80. *Bodvarsson G.S.* Geothermal resource

- energetics // Geothermics. 1974. Vol. 3, N 3. P. 83-93.
81. Bodvarsson G.S., Pruess K., Stefansson V., Eliasson E.T. Modelling studied of the natural state of the Krafla Geothermal Field. Iceland // Proceedings 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ. 1982. P. 211-217.
 82. Cataldi R., Muffler P. Assessment of geothermal potential of Central and Southern Tuscany // Proc. ENEL-ERDA. 1977. P. 352-413.
 83. Cathles L.M. Analysis of the cooling of intrusives by ground water convection which includes boiling // Econ. Geol. 1977. Vol. 12. P. 804-826.
 84. Cheng P., Lau K. Numerical modeling of Hawaiian geothermal resources // Geothermics. 1973. Vol. 2, N 3/4. P. 90-94.
 85. Cheng P., Lau K.H. Steady state free convection in an unconfined geothermal reservoir // J. Geophys. Res. 1974. Vol. 79, N 29. P. 4425-4433.
 86. Corey A.T. The interrelation between gas and oil relative permeabilities // Prod. Mon. 1954. Vol. 19. P. 38-41.
 87. Donaldson I.G. A possible model for hydrothermal systems and methods of studying such a model // Proc. 3rd Australas. Conf. Hydraul. and Fluid Mech. 1968. P. 200-204.
 88. Donaldson I.G., Grant M.A. Heat extraction from geothermal reservoirs // Geothermal systems: Principles and case histories. N.J. etc: Pergamon press, 1981. P. 145-174.
 89. Einarsson T. The nature of the springs of Iceland // Rit. Visind Isl. 1942. N 26. P. 1-92.
 90. Elder J.W. Physical processes in geothermal areas, in terrestrial heat flow // Amer. Geophys. Union Publ. 1965. N 1288. P. 211-239.
 91. Elder J.W. Geothermal systems. J. etc: Acad. press, 1981. 508 p.
 92. Elders W.A., Bird D.K., Williams A.E., Schiffman P. A model for the heat source of the Cerro Prieto magma-hydrothermal field, Mexico, 1982. P. 265-284.
 93. Eliasson J. Reservoir engineering. UHU Geotherm. Training Progr. Iceland, 1980. 32 p.
 94. Faust C.R., Mercer J.W. Geothermal reservoir simulation. 1. Mathematical models for liquid- and vapor-dominated hydrothermal systems. 2. Numerical solution techniques for liquid- and vapor-dominated hydrothermal systems // Water Resour. Res. 1979. Vol. 15, N 1. P. 23-46.
 95. Fedotov S.A., Balesta S.T., Drozhnin V.A. et al. On possibility of heat utilization of the Avachinsky volcanic chamber // Proc. Second UN Symp. Develop. and Use Geotherm. Resour. 1975. P. 363-370.
 96. Friedleifsson I. Living on a contractive plate boundary // Episodes Geol. Newslett. 1978. N 4. P. 9-11.
 97. Garg S.K., Kassoy D.R. Convective heat and mass transfer in hydrothermal systems // Geothermal systems: Principles and case histories. Pergamon press, 1981. P. 37-68.
 98. Goldstein N.E., Pruess K., Wilt M.J., Bodvarsson G.S. Resistivity monitoring of fluid migration at the Cerro Prieto geothermal field // Ibid. P. 161-170.
 99. Goyal K.P., Kassoy D.K. A plausible two-dimensional vertical model of the East Mesa geothermal field, California // J. Geophys. Res. 1981. Vol. 86, N B11. P. 10719-10733.
 100. Grant M.A. The measurement of permeability of injection tests // Proc 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ., 1982. P. 111-115.
 101. Grant M.A., James R., Bixley P.F. An experiment in relative permeabilities and two-phase transient theory // Ibid. P. 127-132.
 102. Hoang V.T. Estimating reservoir properties and well performance using surface production data // Ibid. P. 137-141.
 103. Kiryukhin A.V. Change in the heat regime of the Pauzhetka geothermal system in Kamchatka as a result of exploitation // Bull. Volcanol. 1984. Vol. 47, N 1. P. 71-78.
 104. Kiryukhin A.V., Sugrobov V.M. On the conditions of water and heat feeding of the Pauzhetka hydrothermal system (South Kamchatka, USSR) // Proc. 10th Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ., 1985. P. 57-64.
 105. Kjaran S.P., Eliasson J. Geothermal reservoir engineering. Lecture notes. UNU Geothermal Training Programme. Iceland, 1983. 250 p.
 106. Lau K.H., Cheng P. The effect of dike intrusion on free convection in conduction-dominated geothermal reservoirs // Intern. J. Heat and Mass Trans. 1977. Vol. 20, N 11. P. 1205-1211.
 107. Limpan M.J. Preliminary simulation studies related to the Cerro Prieto geothermal field // Geothermics. 1980. Vol. 9, N 1/2. P. 197-209.

108. *Limpan M.J.* Overview of Cerro Prietto studies // Proc. 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng., Stanford: Stanford Univ., 1982. P. 49–66.
109. *Matsuo S., Kusanabe M., Niwano M.* et al. Origin of thermal waters from the Hakkone geothermal system // Jap. Geochem. J., 1975. Vol. 19. P. 27–44.
110. *Mercer J.W., Paust C.R.* Geothermal reservoir simulation III: Application of liquid- and vapour-dominated hydrothermal techniques to Wairakei, New Zealand. Water Resour. Res., 1979. Vol. 15. P. 653–671.
111. *Mercer J.W., Pinder C.F., Donaldson L.G.* A Galerkin-finite element analysis of the hydrothermal system at Wairakei // N.Z. J. Geophys. Res. 1975. Vol. 80. P. 2608–2621.
112. *Norton D.* Sourcelines, source regions and pathlines for fluids in hydrothermal systems related to cooling plutons // Econ. Geol. 1978. Vol. 73. P. 21–28.
113. *Norton D., Knight J.* Transport phenomena in hydrothermal systems cooling plutons // Amer. J. Sci. 1977. Vol. 277. P. 937–981.
114. *O'Sullivan M.J.* A similarity method for geothermal well test analysis // Water Resour. Res. 1981. Vol. 17, N 2. P. 390–398.
115. *Panichi C., Confientini R.* Environmental isotopes in geothermal studies // Geothermics. 1977. Vol. 6, N 3/4. P. 153–163.
116. *Pruess K., Karasaki K.* Proximity functions for modeling fluid and heat flow in reservoirs with stochastic fracture distribution // Proc. 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng., Stanford: Stanford Univ., 1982. P. 219–230.
117. *Regalado J.R.* A study of the response to exploitation of the Svartsengi geothermal field. S.W.-Iceland. UNU geothermal training Programme. Iceland. 1981. 111 p.
118. *Rybach L.* Geothermal systems, conductive heat flow, geothermal anomalies // Geothermal systems: Principles and case histories. Pergamon press. 1981. P. 3–31.
119. *Ryley D.J.* The mass discharge of a geothermal reservoir – well system with flashing flow in the bore // Geothermics. 1980. Vol. 9, N 3/4. P. 221–237.
120. *Sakai H., Matsubaya O.* Stable isotopic studies of Japanese geothermal systems // Ibid. 1976. Vol. 5, N 1/4. P. 97–125.
121. *Schreeder R.C.* Well interference tests at the Cerro Prietto geothermal field // Ibid. 1980. Vol. 9, N 1/2. P. 179–189.
122. *Somerton W.H.* Some physical properties of Cerro Prietto cores // Ibid. P. 159–169.
123. *Sorey M.L.* A model of the hydrothermal system of Long Valley Caldera, California // Sum. 2nd Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ., 1976. P. 324–330.
124. *Sorey M.L.* Geothermal reservoirs in hydrothermal convection systems // Proc. 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ., 1982. P. 5–17.
125. *Sorey M.L., Grant M.A., Bradford E.* Nonlinear effects in two-phase flow to wells in geothermal reservoir // Water Resour. Res. 1980. Vol. 16, N 4. P. 767–777.
126. *Stefansson V.* The Krafla Geothermal field. N. Iceland // Geothermal systems: Principles and case histories. Pergamon press, 1981. P. 273–293.
127. *Sugrobov V.M.* Evaluation of operational reserves of high-temperature waters // Geothermics. Spec. Iss. 1970. N 2. P. 1256–1260.
128. *Tachimori M.* A numerical simulation model for vertical flow in geothermal wells // Proc. 8th Workshop Geotherm. Reservoir Eng. Stanford: Stanford Univ., 1982. P. 155–160.
129. *Thomas R.P., Chapman R.H., Dykstra H.* A reservoir assessment of the Geysers geothermal field. Sacramento, 1981. 60 p.
130. *White D.E., Muffler L.J.P., Truesdell A.H.* Vapor-dominated hydrothermal systems compared with hot water systems // Econ. Geol. 1971. Vol. 66, N 1. P. 75–97.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Тексты программ на ЭВМ ЕС1033

Основным инструментом исследования в работе Модели теплопереноса в гидротермальных системах Камчатки явилось численное моделирование, поэтому в Приложении приводятся тексты программ, достаточно емко характеризующие этот инструмент с машинной точки зрения.

Основной программой при анализе процессов теплопереноса является программа 'CONVEC'. К ней присоединяются подпрограммы 'VL', 'VK', 'PROGON', 'ISOT', 'EXTREM', 'OPNEOD', 'PRESS', 'WATER'. В комментариях указывается назначение этих подпрограмм.

В Приложении помещается также программа 'DEBIT', предназначенная для прогноза эксплуатации пароводяных скважин.

Авторами программ являются А.В. Кирюхин, И.Э. Жаринова, Т.В. Максютова, Ф.М. Хаметвалиева, И.К. Латыпова.

О Г Л А В Л Е Н И Е

ИМЯ РАЗДЕЛА: CONVEC	НОМЕР: 001
ИМЯ РАЗДЕЛА: VK	НОМЕР: 002
ИМЯ РАЗДЕЛА: VL	НОМЕР: 003
ИМЯ РАЗДЕЛА: PROGON	НОМЕР: 004
ИМЯ РАЗДЕЛА: ISOT	НОМЕР: 005
ИМЯ РАЗДЕЛА: EXTREM	НОМЕР: 006
ИМЯ РАЗДЕЛА: OPNEOD	НОМЕР: 007
ИМЯ РАЗДЕЛА: PRESS	НОМЕР: 008
ИМЯ РАЗДЕЛА: WATER	НОМЕР: 009
ИМЯ РАЗДЕЛА: DEBIT	НОМЕР: 010

ИМЯ РАЗДЕЛА: НОМЕР: 001
 С 'CONVEC' - ОСНОВНАЯ ПРОГРАММА ДЛЯ
 РАСЧЕТА ПРОЦЕССОВ ТЕПЛОПЕРЕНОСА
 В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ СИСТЕМАХ
 99 FORMAT(1X, 'ПРОНИЦАЕМОСТЬ В НА-
 *ЧАЛЬНЫЙ МОМЕНТ ВРЕМЕНИ')
 100 FORMAT(/)
 101 FORMAT(30X, 'T=', I4/)
 102 FORMAT(1X, 'TAU=', E12.3, 3X,
 * 'ШАГОВ ПО ВРЕМЕНИ KT=', I3
 *, 3X, 'ЧИСЛО РЕЛЕЯ', F10.2, 3X,
 * 'ШАГ СЕТКИ H=', F5.2, 'ИНФИЛЬТРА-
 * ЦИЯ', F8.3)
 103 FORMAT(1X, 'ШАГ ПО ВРЕМЕНИ, ЛЕТ'
 * 17, 3X, 'ШАГ ПО ПРОСТРАНСТВУ, М'
 * 17, 3X, 'ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ КАЛ/
 * ГРАД СМ', F10.3, 3X, /, 'КОЭФФИЦИ-
 * ЕНТ ФИЛЬТРАЦИИ ПО ВОДЕ',
 * E10.3, 3X, 'КОЭФФИЦИЕНТ ФИЛЬТРА-
 * ЦИИ ПО ПАРУ, М/СУТ', E10.3, 3X,
 * РАЗМЕРЫ ОБЛАСТИ ФИЛЬТРАЦИИ/КМ
 * F10.2, 3X, /, 'ГЛУБИНА КРОВЛИ МАГ-
 * МАТИЧЕСКОГО ОЧАГА, КМ', 'F10
 * .2, 6X, 'РАЗМЕРЫ МАГМАТИЧЕСКОГО
 * ОЧАГА, КМ2', F10.2, 3X, 'НАЧАЛЬНАЯ
 * ТЕМПЕРАТУРА МАГМАТИЧЕСКОГО ТЕЛА
 * ', I4, 3X, /, 'ИНФИЛЬТРАЦИЯ, КТ/С
 * КМ2', F10.2, 20X, /, 'ТЕПЛОЕМКОСТЬ
 * ВОДЫ КАЛ Г ГРАД', F5.2, 3X, 'ТЕП-
 * ЛОЕМКОСТЬ ПОРОД КАЛ/СМ3 ГРАД
 * ', F5.2, 3X, 'ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ ГРАДИ-
 * ЕНТ ГРАД /КМ', F6.3)
 104 FORMAT(1X, 'ТЕМПЕРАТУРА В НАЧАЛЬ-
 * НЫЙ МОМЕНТ ВРЕМЕНИ')
 106 FORMAT(1X, 'ФУНКЦИЯ ТОКА')
 107 FORMAT(1X, 'ТЕМПЕРАТУРА')
 108 FORMAT(30X, 'J1=', I4, 3X, 'TAU2=',
 * E12.6
 109 FORMAT(1X, 'ДАВЛЕНИЕ')
 110 FORMAT(1X, 'ПАРОСОДЕРЖАНИЕ')
 DIMENSION PSI(51,51),
 * PSI2(51,51), PSIS(51,51),
 * PS(51), COO(51,51)
 DIMENSION U(51,51), AX(51),
 * BX(51), CX(51),
 * F(51,51), ROO(51,51),

*DX(51), AL(51), BT(51), UP(51),
 *U2(51,51), FK(51,51),
 *TAU1(25), PR(51,51)
 INTEGER T, OM1, T1, TSTEP, HH, TTT
 REAL MAX, INF, LAMBDA, LL, KS, KW
 С ВВОД ИСХОДНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ МОДЕЛИРО-
 ВАНИЯ
 DATA K1, K2, L1, L2, G/
 * 15, 35, 10, 40, 0.005/
 * K3, K4, L3, L4, GG
 */ 15, 35, 10, 40, 0.30/
 DATA EP, N, KT, H, EPS
 */ 0.001, 51, 24, 0.02, 0.05/
 * DATA LAMBDA, LL, CW, CR, KW, KS, TTT,
 * TIME, WFEEED, TMI, TMA
 */ 0.005, 15.0, 1.0, 0.6, 0.01, 0.01,
 * 800, 50000.0, 10.0, 101.0, 370.0/
 RA=TTT*KW*LL*CW*EP/
 *(LAMBDA*8.64)*1000.0
 HH=LL*1000/N
 SS=(L4-L3)*(K4-K3)*HH**2
 * 1000000.0
 TSTEP=TIME/KT
 Z1=(N-L2)*GG
 TAU=TIME*LAMBDA/(CR*LL**2)
 ** 0.864*0.365*0.01/KT
 FE=(K4-K3)*(L4-L3)/N**2
 INF=WFEEED*LL*CW/LAMBDA* 0.01
 WRITE(6, 102) TAU, KT, RA, H, INF
 CALL ERRSET(208, 256, -1, 1)
 N1=N-1
 S=-2.0/TAU
 HK=H**2
 GEO=G*51*TTT/LL
 WRITE(6, 103) TSTEP, HH, LAMBDA,
 * KW, KS, LL, Z1, SS, TTT, WFEEED,
 * CW, CR, GEO
 DO 295 K=1, N
 DO 295 L=1, N
 PSIS(K, L)=0.00001
 PSI(K, L)=0.00001
 F(K, L)=0.0
 FK(K, L)=0.1
 U(K, L)=1.0
 IF(K.GE.K2.OR.K.LE.K1.OR.L.GE.
 * L2.OR.L.LE.L1) FK(K, L)=0.5
 IF(K.GE.K4.OR.K.LE.K3.OR.L.GE.

```

      L4.OR.L.LE.L3) U(K,L)=(51-L)*G
295 CONTINUE
      WRITE(6,99)
      CALL EXTREM(FMIN,FMAX,FK)
      WRITE(6,99)
      CALL ISOT(FK,9,FMIN,FMAX,N)
      CALL EXTREM(FMIN,FMAX,U)
      WRITE(6,104)
      CALL ISOT(U,11,FMIN,FMAX,N)
C ВЫЧИСЛЕНИЕ ЗНАЧЕНИЙ ФУНКЦИИ ТОКА
C PSI(K,L) ИТЕРАЦИОННЫМ МЕТОДОМ
      T=0
300 TAU2=0.000000001
      HT=H*RA
C ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИЧЕСКОГО
C СОСТОЯНИЯ ТЕПЛОНОСИТЕЛЯ
      PRES1=0.01-GG*2
      CALL PRESS(PSI,PR,FK,
      *PRES1,ROO,GG)
      J1=1
      CALL EXTREM(FMIN,FMAX,FK)
      FFMAX=1/FMIN
      FFMIN=1/FMAX
      DO 305 I=1,51
      DO 305 J=1,51
      UU=U(I,J)*TTT
      IF(UU.GE.TMA.OR.UU.LE.TMI) GO
      *TO 302
      TMIN=UU-0.51
      TMAX=UU+0.51
      CALL WATER(TMIN,TMAX,1.00,TS,
      *PSS,S4,S2,CO,RO,S6,S3)
      PRP=PR(I,J)*10.0
      IF(PRP.GT.PSS) PR(I,J)=1.0
      IF(PRP.LE.PSS) PR(I,J)=0.2
      PR(51,1)=0.0
      IF(UU.GT.TMA) PR(I,J)=0.0
C
      ROO(I,J)=RO
      COO(I,J)=CO
      GO TO 305
302 ROO(I,J)=1-U(I,J)*TTT/1000.0
      COO(I,J)=1.0
      PR(I,J)=1.0
      PR(51,1)=0.0
      IF(UU.GT.TMA) PR(I,J)=0.0
305 CONTINUE
      CALL ISOT(ROO,9,1.0,0.0)

```

```

307 IF(J1.GT.25) GO TO 310
      CALL OPNEOD(H,EPS,TAU1,J1,
      *FFMIN,FFMAX)
      IF(TAU2.GT.TAU1(J1))GO TO 310
      TAU2=TAU1(J1)
      E=1.0*HK/TAU2
C ВЫЧИСЛЕНИЕ ФУНКЦИИ ТОКА
C PSI2(K,L) В УЗЛАХ J+1/2 ВРЕМЕН-
C НОГО СЛОЯ
310 DO 422 L=2,N1
      DO 420 K=2,N1
      FF=0.5/FK(K,L)
      WL1P=FF+0.5/FK(K,L-1)
      WL1M=0.5/FK(K,L+1)+FF
      WK1P=FF+0.5/FK(K-1,L)
      WK1M=0.5/FK(K+1,L)+FF
      AX(K)=WK1P
      BX(K)=-E-WK1M-WK1P
      CX(K)=WK1M
      OM=-(ROO(K+1,L)-ROO(K,L))*HT
      DX(K)=-OM-PSI(K,L-1)*WL1P+
      *PSI(K,L)*(-E+WL1P+WL1M)
      *-PSI(K,L+1)*WL1M
420 CONTINUE
      AL(1)=0.0
      BT(1)=0.0
      AL(N)=0.0
      BT(N)=0.0
      CALL PROGON(AX,BX,CX,DX,PS,N,
      *AL,BT)
      DO 421 K=1,N
421 PSI2(K,L)=PS(K)
422 CONTINUE
C ВЫЧИСЛЕНИЕ ФУНКЦИЙ ТОКА
C PSI(K,L), PSIS(K,L)
C В УЗЛАХ J+1 ВРЕМЕННОГО СЛОЯ
      P2MAX=ABS(PSI(1,1))
      P1MAX=ABS(PSI(1,1)-PSIS(1,1))
      P2MAX=P1MAX/P2MAX
      PMAX=PSI(1,1)
      PMIN=PMAX
      DO 426 K=2,N1
      DO 424 L=2,N1
      FF=0.5/FK(K,L)
      WL1P=FF+0.5/FK(K,L-1)
      WL1M=0.5/FK(K,L+1)+FF
      WK1P=FF+0.5/FK(K-1,L)
      WK1M=0.5/FK(K+1,L)+FF
      AX(L)=WL1P

```

```

BX(L)=-E-WL1P-WL1M
CX(L)=WL1M
OM=-(ROO(K+1,L)-ROO(K,L)*HT
DX(L)=-OM-PSI2(K-1,L)*WK1P+
*PSI2(K,L)*(-E+WK1P+WK1M)
*-PSI2(K+1,L)*WK1M
424 CONTINUE
С УСЛОВИЯ ВОДНОГО ПИТАНИЯ
Y1=+K*(K-51)*INF/625.0
BT(N)=0.0
AL(1)=0.0
BT(1)=0.0
AL(N)=1.0
CALL PROGON(AX,BX,CX,DX,
*PS,N,AL,BT)
DO 25 L=1,N
E1=PS(L)
PSI(K,L)=E1
IF(E1,LT,PMIN) PMIN=E1
IF(E1,GT,PMAX) PMAX=E1
P1=ABS(PSI(K,L)-PSIS(K,L))
P2=P1/(ABS(PSI(K,L))
*+0.00001)
IF(P2,GT,P2MAX) P2MAX=P2
IF(P1,GT,P1MAX) P1MAX=P1
425 CONTINUE
426 CONTINUE
DO 429 K=1,N
PSIS(K,51)=PSI(K,50)
DO 429 L=1,N1
429 PSIS(K,L)=PSI(K,L)
J1=J1+1
WRITE(6,108) J1,TAU2
IF(P1MAX,GT,EPS.AND,P2MAX,GT.
*EPS) GO TO 301
WRITE(6,108) J1,TAU2
CALL ISOT(PSI,9,PMIN,PMAX)
С РАСЧЕТ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ U(K,L)
С ВЫЧИСЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ
С T+1/2 ВРЕМЕННОГО СЛОЯ
DO 505 L=2,N1
DO 503 K=2,N1
CALL VK(H,K,L,VK1,VK2,VK1M,
*VK2M,VK1P,VK2P,Z1,Z2,N,PSI)
VK1P=COO(K+1,L)*VK1P
VK2P=VK1P
VK1M=COO(K-1,L)*VK1M
VK2M=VK1M
С ВЫЧИСЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ
С ДЛЯ ПРОГОНКИ ПО X
AX(K)=Z1+VK1P/H
BX(K)=S-Z2-Z1-VK2P/H+VK1M/H
CX(K)=Z2-VK2M/H
CALL VL(H,K,L,VL1,VL2,VL1M,
VL2M,VL1P,VL2P,Z3,Z4,N,PSI)
VL1P=COO(K,L+1)*VL1P
VL2P=VL1P
VL1M=COO(K,L-1)*VL1M
VL2M=VL1M
DX(K)=-U(K,L-1)*(Z3+VL1P/H)
*+U(K,L)*(S+Z4+Z3)
*+VL2P/H-VL1M/H)+U(K,L+1)*
*(-Z4+VL2M/H)+F(K,L)
503 CONTINUE
AL(1)=0.0
AL(N)=0.0
BT(N)=(51-L)*G
BT(1)=(51-L)*G
CALL PROGON(AX,BX,CX,DX,UP,N,
*AL,BT)
DO 504 K=1,N
U2(K,L)=UP(K)
504 CONTINUE
505 CONTINUE
С U2(K,L)- МАССИВ ТЕМПЕРАТУР
С ПРОМЕЖУТОЧНОГО СЛОЯ
С ВЫЧИСЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В УЗЛАХ
С T+I ВРЕМЕННОГО СЛОЯ
DO 508 K=2,N1
DO 506 L=2,N1
CALL VL(H,K,L,VL1,VL2,VL1M,
*VL2M,VL1P,VL2P,Z3,Z4,N,PSI)
VL1P=COO(K,L+1)*VL1P
VL2P=VL1P
VL1M=COO(K,L-1)*VL1M
VL2M=VL1M
С ВЫЧИСЛЕНИЕ КОЭФФИЦИЕНТОВ
С ДЛЯ ПРОГОНКИ ПО Y
AX(L)=Z3+VL1P/H
BX(L)=S-Z4-Z3-VL2P/H+VL1M/H
CX(L)=Z4-VL2M/H
CALL VK(H,K,L,VK1,VK2,VK1M,
*VK2M,VK1P,VK2P,Z1,Z2,N,PSI)
VK1P=COO(K+1,L)*VK1P
VK2P=VK1P
VK1M=COO(K-1,L)*VK1M
VK2M=VK1M
DX(L)=U2(K-1,L)*(-Z1-VK1P/H)
*+U2(K,L)*(S+Z2+Z1+VK2P/H-

```

```

      *VK1M/H)+U2(K+1,L)*
      *(-Z2+VK2M/H)+P(K,L)
506 CONTINUE
      AL(1)=0.0
      BT(1)=51*G
      AL(N)=0.0
      BT(N)=0.0
      CALL PROGON(AX,BX,CX,DX,
      *UP,N,AL,BT)
      DO 507 L=1,N
      U(K,L)=UP(L)
C U(K,L)- МАССИВ ТЕМПЕРАТУР
C (T+1) - ВРЕМЕННОГО СЛОЯ
507 CONTINUE
508 CONTINUE
      IF(T.NE.10.AND.T.NE.13.AND.
      *T.NE.23.AND.T.NE.a.AND.T.NE.4.
      *AND.T.NE.6.AND.T.NE.8) GO TO
      *511
      WRITE(6,100) T
      WRITE(6,106)
      CALL ISOT(PSI,9,PMIN,PMAX,N)
      WRITE(6,107)
      CALL ISOT(U,11,0.0,1.0,N)
      WRITE(6,110)
      CALL EXTREM(FMIN,FMAX,PR)
      CALL ISOT(PR,9,FMIN,FMAX,N)
      WRITE(6,109)
      CALL PRESS(PSI,PR,FK,
      *PRES1,ROO,GG)
      CALL EXTREM(FMIN,FMAX,PR)
      CALL ISOT(PR,9,FMIN,FMAX,N)
511 T=T+1
      IF(T.LT.KT) GO TO 300
      STOP
      END

```

```

-----
ИМЯ РАЗДЕЛА: VK      HOMEP: 002
      SUBROUTINE VK(H,K,L,VK1,VK2,
      *VK1M,VK2M,VK1P,VK2P,Z1,Z2,N,PSI
C ВЫЧИСЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ СКОРОСТИ V+,V-
C V- ГОРИЗОНТАЛЬНАЯ ПРОЕКЦИЯ
C ВЕКТОРА СКОРОСТИ
      DIMENSION PSI(61,61)
      D=1.0
      A=PSI(K,L+1)
      B=PSI(K,L-1)
      C=D/(4.0*H)
      VK1=(PSI(K-1,L+1)+A-
      *PSI(K-1,L-1)-B)*C
      VK2=(PSI(K+1,L+1)+A-
      *PSI(K-1,L-1)-B)*C
      E=ABS(VK1)
      G=ABS(VK2)
      VK1M=(VK1-E)/2.0
      VK2M=(VK2-G)/2.0
      VK1P=(VK1+E)/2.0
      VK2P=(VK2+G)/2.0
      Z1=1.0/(H**2)
      Z2=Z1
      RETURN
      END

```

```

-----
ИМЯ РАЗДЕЛА: VL      HOMEP: 003
      SUBROUTINE VL(H,K,L,VL1,VL2,
      *VL1M,VL2M,VL1P,VL2P,Z3,Z4,N,PSI
C ВЫЧИСЛЕНИЕ КОМПОНЕНТ СКОРОСТИ V1+V1-
C V1- ВЕРТИКАЛЬНАЯ ПРОЕКЦИЯ СКОРОСТИ
      DIMENSION PSI(61,61)
      D=1.0
C VL1=V1(K,L-1/2)
C VL2=V1(K,L+1/2)
      A=PSI(K+1,L)
      B=PSI(K-1,L)
      C=D/(4.0*H)
      VL1=- (PSI(K+1,L-1)+A-
      *PSI(K-1,L-1)-B)*C
      VL2=- (PSI(K+1,L+1)+A-
      *PSI(K-1,L+1)-B)*C
      E=ABS(VL1)
      G=ABS(VL2)
      VL1M=(VL1-E)/2.0
      VL2M=(VL2-G)/2.0
      VL1P=(VL1+E)/2.0
      VL2P=(VL2+G)/2.0
      Z3=1.0/(H**2)
      Z4=Z3
      RETURN
      END

```

```

ИМЯ РАЗДЕЛА: PROGON      НОМЕР: 004
      SUBROUTINE PROGON(A,B,C,D,
        *U,K,AL,BT)
C РЕШЕНИЕ СИСТЕМЫ ЛИНЕЙНЫХ
C УРАВНЕНИЙ МЕТОДОМ ПРОГОНКИ
      DIMENSION A(K),B(K),C(K),D(K),
        *U(K),AL(K),BT(K)
      K1=K-1
      DO 1 I=2,K1
        E=A(I)*AL(I-1)+B(I)
        AL(I)=-C(I)/E
        BT(I)=(D(I)-A(I)*BT(I-1))/E
1 CONTINUE
      U(K)=(AL(K)*BT(K-1)+BT(K))/
        *(1.0-AL(K)*AL(K-1))
      DO 2 II=2,K
        I=K1-II+2
        U(I)=AL(I)*U(I+1)+BT(I)
2 CONTINUE
      RETURN
      END
-----

ИМЯ РАЗДЕЛА: ISOT      НОМЕР: 005
      SUBROUTINE ISOT(R,K,RMIN,
        *RMAX,N)
C ПЕЧАТЬ КАРТЫ ИЗОТЕРМ
C НА ПОЛЕ      N*N
C ВХОДНЫЕ ПАРАМЕТРЫ:
C R- ТЕМПЕРАТУРА В УЗЛАХ СЕТКИ
C K-ЧИСЛО ИЗОТЕРМ,K-НЕЧЕТНОЕ, K<20
C N- РАЗМЕР СЕТКИ, N =6I
      DIMENSION R(61,61),ALPH(20),
        *T(61)
      DATA ALPH/'AA',' ','BB',' ','
        *'CC',' ','DD',' ','EE',' ','
        *'FF',' ','GG',' ','HH',' ','
        *'KK',' ','LL'/'
      H=(RMAX-RMIN)/K
      A=RMIN-2.0*H
      B=RMIN-H
      L=K/2+1
      DO 6 I=1,L
        A=A+2.0*H
        B=B+2.0*H
        WRITE (6,5) ALPH(2*I-1),A,B
5 FORMAT(24X,A2,7X,F12.5,3X,
        *F12.5)
6 CONTINUE
      DO 9 I=1,N
        DO 7 J=1,N
          L=(R(I,J)-RMIN)/H+1.0
          IF(R(I,J).EQ.RMAX) L=K
          T(J)=ALPH(L)
7 CONTINUE
      WRITE(6,8) (T(J),J=1,N)
8 FORMAT(1X,61A2)
9 CONTINUE
      RETURN
      END
-----

ИМЯ РАЗДЕЛА: EXTREM      НОМЕР: 006
      SUBROUTINE EXTREM(FMIN,FMAX,F)
C ПОДПРОГРАММА 'EXTREM'
C ПРЕДНАЗНАЧЕНА ДЛЯ ВЫЧИСЛЕНИЙ
C ЭКСТРЕМАЛЬНЫХ ЗНАЧЕНИЙ ФУНКЦИИ
      DIMENSION F(51,51)
      FMIN=F(1,1)
      FMAX=F(1,1)
      DO 1 K=1,51
        DO 1 L=1,51
          FF=F(K,L)
          IF(FMIN,GT,FF) FMIN=FF
          IF(FMAX,LT,FF) FMAX=FF
1 CONTINUE
      RETURN
      END
-----

      PR1=CIGMA(J)
      PR2=CIGMA(J)/2.0
      BE1=ET**PR2
      BE2=ET**PR1
      W(J)=((1.0+2.*ET)*(1.0+BE2))/
        *((2.0*BE)*(1.0+ET*BE2+ET/BE2))
      T1=Q*W(J)
      T2=P*W(J)
      TAU1(J)=(T1+R)/(1.+T2)
      TAU2(J)=(T1-R)/(1.-T2)
      RETURN
      END
-----

```

ИМЯ РАЗДЕЛА: OPNEOD НОМЕР: 007

```
SUBROUTINE OPNEOD(H, EPS, TAU1,
*JI, FKMIN, FKMAX)
C ПОДПРОГРАММА 'OPNEOD'
C ПРЕДНАЗНАЧЕНА ДЛЯ ОПТИМИЗАЦИИ
C ИТЕРАЦИОННОГО ПРОЦЕССА
C ПРИ РАСЧЕТЕ ФУНКЦИИ ТОКА PSI
  DIMENSION SIGMA(25), W(25),
*TAU1(25), TAU2(25)
  DOUBLE PRECISION BE1, BE2, PR1,
*PR2, ET
  REAL NY, KARRA, PI, P, NI
  DOUBLE PRECISION FKMIN, FKMAX,
*H, D1, D2, DE1, DE2, T, Q, R
  PI=3.14159265
  D1=4/H**2*(DSIN(PI+H2.))**2
  D1=D1*FKMIN
  D2=D1
```

```
  DE1=4/H**2*(DCOS(PI+H2))**2
  DE1=DE1*FKMAX
  DE2=DE1
  T=DSQRT(((DE1-D1)*(DE2-D2))/
*((DE1+D2)*(DE2+D1)))
  NY=(1.-T)/(1.+T)
  KARRA=((DE1-D1)*DE2)/
*((DE2+D1)*DE1)
  P=(KARRA-T)/(KARRA+T)
  R=(DE1-DE2+(DE1+DE2)*P)/
*(2.*DE1*DE2)
  Q=R+(1.-P)/DE1
  BA=4./NY
  BA1=4./EPS
  NI=1./PI**2*ALOG(BA1)*ALOG(BA)
  ET=0.06*NY**2*(1.+0.5*NY**2)
  J=J1
  SIGMA(J)=(2.*J-1.)/(2.*NI)
```

ИМЯ РАЗДЕЛА: PRESS НОМЕР: 008

```
SUBROUTINE PRESS(PSI, PR, FK,
*PRES1, ROO, GG)
C ПОДПРОГРАММА PRESS
C ПРЕДНАЗНАЧЕНА ДЛЯ РАСЧЕТА
C ДАВЛЕНИЯ 'PR', МПА
C ПО ИЗВЕСТНОЙ ФУНКЦИИ ТОКА PSI
  DIMENSION PSI(51,51), PR(51,51),
*FK(51,51), ROO(51,51)
  PR(1,51)=PRES1
  DO 10 L=1,50
    PR(1,51-L)=PR(1,52-L)
    *+ROO(1,51-L)*GG
  10 CONTINUE
```

```
  DO 33 L=1,49
    DO 22 K=1,50
      PR(K+1,51-L)=PR(K,51-L)-
*0.5*(PSI(K,52-L)+PSI(K+1,51-L)-
*PSI(K,50-L)-PSI(K+1,50-L))/
*(FK(K+1,51-L)+FK(K,51-L))*0.01
    22 CONTINUE
    33 CONTINUE
    DO 44 K=1,51
      PR(K,1)=PR(K,2)
      PR(K,51)=PR(K,50)
    44 CONTINUE
    RETURN
  END
```

ИМЯ РАЗДЕЛА: WATER НОМЕР: 009

```
SUBROUTINE WATER(TMIN, TMAX, DT,
*TS, PS, S4, S2, CO, RO, S6, S3)
```

```
C ПОДПРОГРАММА 'WATER'
C ПРЕДНАЗНАЧЕНА ДЛЯ РАСЧЕТА
C ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ВОДЫ И ПАРА
C НА ЛИНИИ НАСЫЩЕНИЯ
C TMIN, TMAX - ДИАПАЗОН ТЕМПЕРАТУР,
C ОС; DT=TMAX-TMIN
C TS - ТЕМПЕРАТУРА НАСЫЩЕННОГО ПАРА
C            ДАВЛЕНИЕ, МПА,
C S4 - УДЕЛЬНЫЙ ОБЪЕМ ВОДЫ, М3/КТ
```

```
C S2 - ЭНТАЛПИЯ ВОДЫ, ККАЛ/КТ,
C CO - УДЕЛЬНАЯ ТЕПЛОЕМКОСТЬ ВОДЫ,
C    ККАЛ/КТ
C RO - ПЛОТНОСТЬ ВОДЫ, Г/СМ3
C S6 - УДЕЛЬНЫЙ ОБЪЕМ ПАРА, МЗ/КТ
C S3 - ЭНТАЛПИЯ ПАРА, ККАЛ/Г
  10 FORMAT(12X, F4.0, 14X, F9.2, 11X),
*F9.5, 6X, F7.2,
*6X, F6.2, 6X, F6.3,
*8X, F9.5, 5X, F9.2)
  15 FORMAT(6E11.6)
  16 FORMAT(7E11.6)
```

```

        DIMENSION A(4),C(6),D(7),
        *E(5),F(6)
        DATA A/-7.821541,82.86568,
        *10.28003,-11.48776/,
        *E/0.9997,-0.029,-0.2,-10.0,
        *-4.4E12/
        R=0.46151
        DATA C/-3153.99,29137.65,
        *-122497.3,298456.8,-363216.8,
        *178529.6/
        DATA F/6010.277,-47493.0,
        *238841.6,-570404.6,677286.5,
        *-326486.2/
        DATA D/0.00271288,-0.0251341,
        *0.1590227,-0.5625152,1.162960,
        *-1.299779,0.6110896/
        S21=0.0
        TS=TMIN-DT
14 TS=TS+DT
        TS=TS+273.0
        YS=TS/1000.0
        S1=0.0
        DO 1 J=1,3
        JJ=J-2
        S1=S1+A(J)*YS**JJ
1 CONTINUE
        PSL=S1+A(4)*ALOG(1000.0*YS)
        PS=EXP(PSL)
        S2=0.0
        S3=0.0
        DO 2 J=1,6
        U=YS**(J-1)
        S2=S2+C(J)*U
        S3=S3+F(J)*U
2 CONTINUE
        CO=(S2-S21)/DT/4.19
        S21=S2
        S4=0.0
        DO 3 J=1.7
        S4=S4+D(J)*YS**(J-1)
3 CONTINUE
        RO=1.0/S4*1.0E-3
        S5=0.0
        DO 4 J=1.4
        S5=S5+E(J)*(YS-0.27315)**(J-1)
4 CONTINUE
        IF(TS.GT.300.0) S5=S5+E(5)*
        *(YS-0.27315)**30
        S6=S5*R*YS/PS
        TS=TS-273.0
        S2=S2/4.19
        S3=S3/4.19
        IF(TS.LT.TMAX) GO TO 14
        RETURN
        END

```

```

-----
ИМЯ РАЗДЕЛА: DEBIT          НОМЕР:OIO
С ПРОГРАММА DEBIT
С ПРЕДНАЗЧЕНА ДЛЯ РАСЧЕТА
С ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ
С ПАРОВОДЯНОЙ СКВАЖИНЫ.
С ДЛЯ РАСЧЕТОВ НЕОБХОДИМО ЗАДАТЬ:
С КОНСТРУКЦИЮ СКВАЖИНЫ, ЕЁ УДЕЛЬНЫЙ
С ДЕБИТ, ЭНТАЛПИЮ ПАРОВОДЯНОЙ
С СМЕСИ, ПЛАСТОВОЕ ДАВЛЕНИЕ
С RJ - ЭНТАЛПИЯ, ККАЛ/КТ,
С S - ПЛАСТОВОЕ ДАВЛЕНИЕ ОТНОСИ-
С ТЕЛЬНО УСТЬЯ, М
С UD - УДЕЛЬНЫЙ ДЕБИТ КГ/С *М
С D(I) - ДИАМЕТР СКВАЖИНЫ,
С H(I) - ГЛУБИНА ИЗМЕНЕНИЯ ДИАМЕТРА
        REAL J
        DIMENSION D(5),H(4)
        DIMENSION S(20),RJ(20)
        CALL ERRSET(208,256,-1,1)
101 FORMAT(3F4.3,2F5.1)
102 FORMAT(12/15F4.1)
103 FORMAT(12,2F4.1)
104 FORMAT(1X ДИАМЕТРЫ: ',3F6.3,
        *5X,'J')
105 FORMAT(31X,F5.1,7X,'S')
106 FORMAT(40X,F5.1,9X,'PH',7X,'Q',
        *10X,' ДИНАМИЧ.УРОВЕНЬ',7X,'PK')
107 FORMAT(50X,F7.1,5X,F5.1,9X,
        *F8.1,8X,F7.1)
108 FORMAT(F4.1)
        READ(5,103) N,(RJ(I),I=1,N)
        READ(5,102) K,(S(I),I=1,K)
        READ(5,108) UD
110 READ(5,101,END=27) (D(I),
        *I=1,3),
        *(H(I),I=1,2)
        WRITE(6,104) (D(I),I=1,3)
        DO 9 I=1,N

```

```

J=RJ(I)
WRITE(6,105) J
DO 9 L=1,K
SS=S(L)
WRITE(6,106) SS
PH=0.0
1 Q1=1.0
Q2=1000.0
4 Q=(Q1+Q2)/2.0
IF(Q.LT.1.1) GO TO 9
IF(Q2-Q1.LT.0.1) GO TO 8
CALL PAR(D,H,J,PH,Q,DD,HM,PK)
F=UD*(HM-SS)-Q
IF(F) 7,8,6
6 Q1=Q
GO TO 4
7 Q2=Q
GO TO 4
8 WRITE(6,107) PH,Q,HM,PK
PH=PH+0.5
IF(PH-PK) 1,1,9
9 CONTINUE
GO TO 110
27 STOP
END
SUBROUTINE PAR(D,H,J,PH,Q,
*DD,HM,PK)
C ПОДПРОГРАММА 'PAR'
C ПРЕДНАЗНАЧЕНА ДЛЯ РАСЧЕТА УРОВНЯ
C ПАРООБРАЗОВАНИЯ В СКВАЖИНЕ
REAL J
DIMENSION D(5),H(4)
DATA DP,PI,G/0.1,3.1416,9.81/
DATA CO,AA,E/1.1,0.35,0.03
C
Z=0.0
P=PH-DP+1.0
2 P=P+DP
IF(P-4.0) 3,4,4
3 F=20.0*(P-1.0)**0.725
GO TO 7
4 IF(P-12.0) 5,6,6
5 F=24.8*(P-1.0)**0.53
GO TO 7
6 F=30.0*(P-1.0)**0.45
7 FF=99.2+1.02*F
IF(FF.GE.J) GO TO 13
C
ZZ=10000.0*Z
IF(ZZ-H(1)) 8,8,9
8 DD=D(1)
GO TO 12
9 IF(ZZ-H(2)) 10,10,11
10 DD=D(2)
GO TO 12
11 DD=D(3)
C
12 G1=959.0-16.0*(P-1.0)**0.67
G2=0.58*P**0.94
G3=G1/G2
X=(J-FF)/(539.6)-
*13.5*(P-1.0)**0.65
B1=PI**2*dd**5*G*G1
B=8.0*E*Q**2*(1.0+X*(G3-1.0))/B1
F2=4.0*Q*(1.0+X*(G3-1.0))
F3=AA*SQRT(G*DD)*PI*DD**2*G1*/
*F2
FI=1/(F1*(CO+F3))
A=G1*(1.0-FI)+G2*FI
C
Z=Z+DP/(A+B)
GO TO 2
13 Z=10000.0*Z
PK=P-DP
HM=Z-20000.0*(PK-1.0)/
*(G1+959.0)
RETURN
END

```

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1. Модели гидротермальных систем районов современного вулканизма	6
1.1. Общие представления о гидротермальных системах	6
1.2. Физические основы и принципы математического моделирования процессов переноса тепла в гидротермальных системах	18
Глава 2. Современные гидротермальные системы Камчатки и их простейшие термогидродинамические модели	37
2.1. Геолого-структурные и гидрогеотермические условия гидротермальных систем	37
2.2. Гидрогеотермическая характеристика Паужетской, Кошелевской и Мутновской гидротермальных систем	55
2.3. Простейшие термогидродинамические модели Паужетской гидротермальной системы	71
Глава 3. Профильные термогидродинамические модели гидротермальных систем Камчатки	81
3.1. Описание профильной термогидродинамической модели	81
3.2. Термогидродинамическая модель Паужетской гидротермальной системы	92
3.3. Термогидродинамическая модель Мутновской гидротермальной системы	103
3.4. Термогидродинамическая модель Кошелевской гидротермальной системы	109
3.5. Термогидродинамическая модель термоаномалий под кратерами действующих вулканов	114
Глава 4. Приложение термогидродинамических моделей гидротермальных систем	118
4.1. Прогноз теплового режима для различных вариантов разработки Паужетской гидротермальной системы	118
4.2. Влияние термогидродинамического режима на производительность пароводяных скважин. Подход к оценке эксплуатационных запасов	121
4.3. Возможные направления исследований гидротермальных систем с применением термогидродинамических моделей	125
Заключение	131
Литература	136
Приложение	141

Алексей Владимирович К и р ю х и н
Виктор Михайлович С у г р о б о в

**Модели
теплопереноса
в гидротермальных
системах
КАМЧАТКИ**

*Утверждено к печати
ордена Трудового Красного Знамени
Институтом вулканологии ДВО АН СССР*

Редактор Ю.В. Ерофеев
Художник А.Р. Смеляков
Художественный редактор М.Л. Храмцов
Технический редактор Л.Н. Богданова
Корректор Г.В. Дубовицкая

**Набор выполнен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах**

ИБ № 35335

Подписано к печати 23.10.87. Т – 20220
Формат 60 × 90¹/₁₆. Бумага офсетная № 1
Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная.
Усл.печ.л. 9,5. Усл.кр.-отт. 9,9. Уч.-изд.л. 10,9
Тираж 750 экз. Тип. зак. 2047. Цена 2 р. 20 к.

**Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука"**
117864 ГСП-7, Москва В-485,
Профсоюзная ул., д. 90

**Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"**
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги

В е р ж б и ц к и й Е.В. Измерительные системы для геофизических исследований в океане. 8 л. 1 р. 20 к.

В книге обосновываются принципы создания новых измерительных систем для геофизических исследований строения дна Мирового океана. Рассматриваются вопросы практической реализации этих систем. Приводятся результаты геофизических исследований с применением систем эхолотирования, магнитометрии и термометрии в Охотском море, Северной Атлантике, Тихом и Индийском океанах.

Книга предназначена для океанологов и геофизиков.

С о б о л е в Г.А., К о л ь ц о в А.В. Крупномасштабное моделирование подготовки и предвестников землетрясений. 18 л. 2 р. 70 к.

В монографии описаны методика и результаты проведения серии экспериментов по нагружению больших блоков горных пород и искусственно приготовленных моделей. Исследован процесс внутреннего трещинообразования, завершающегося возникновением макроразрыва сдвигового типа. Выявлены предвестники макроразрыва в различных физических полях. Приведены интересные примеры осуществления прогнозов в реальном времени эксперимента.

Книга предназначена для геофизиков, геологов, горняков, а также для строителей высотных плотин и сооружений.

**ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ
МАГАЗИНОВ "КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА":**

Магазины "Книга-почтой":

252030 Киев, ул. Пирогова, 4
197345 Ленинград, Петрозаводская, 7
117192 Москва, Мичуринский пр-т, 12