

26.213я73

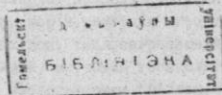
МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ П 326  
ГОМЕЛЬСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ ИМ. ФРАНЦИСКА СКОРИНЫ

Кафедра геофизики

А.П.Пинчук

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ.  
ГИДРОГЕОТЕРМИЯ

Допущено Министерством образования  
Республики Беларусь в качестве  
учебного пособия для студентов  
геологических специальностей  
высших учебных заведений



Гомель 1994

Рецензенты: В.Б.Вагин, кандидат геолого-минералогических наук Института геологии, геохимии и геофизики АН Республики Беларусь;  
И.М.Логвинов, кандидат геолого-минералогических наук АН Украины

Рекомендовано к печати ученым советом Гомельского государственного университета им. Ф.Скорини

Излагаются основы формирования и распределения гидротермических полей в верхней зоне земной коры, различных ее геологических структурах в зависимости от их строения и влияния гидрогеологических факторов. Излагается методика использования наблюдаемых геотермических полей для решения геологических, гидрогеологических, инженерно-геологических и экологических задач.

Предназначено для студентов-геофизиков и может быть использовано студентами других геологических и геофизических специальностей.

## ВВЕДЕНИЕ

**Гидрогеотермия** – наука о распределении геотермических полей и геотермических свойств горизонтов Земли под действием геологических и гидрогеологических факторов.

Первое знакомство человека с теплом Земли относится к глубокой древности. Галлы и римляне уже широко использовали целебные горячие источники для лечения, бытовых нужд, отопления.

В 30–50-х годах наблюдается интенсивный рост геотермических исследований, развиваются теоретические вопросы геотермии (В.Н. Дахнов, Д.И.Дьяконов, Ф.П.Макаренко, А.Н.Огильви, Н.А.Огильян, Г.Карслоу, Д.Егер, Е.Вулард и др.). Накопление фактического материала привело к пониманию большой роли конвективного теплопереноса. Началось существенное изменение взглядов на формирование геотермических полей.

В 60–70-е годы сформировалась гидрогеотермия как наука, призванная решать многие вопросы поисков и разведки полезных ископаемых, определения фильтрационных параметров горизонтов. Были проведены многочисленные исследования в скважинах нефтегазоносных районов, в скважинах, пробуренных для добычи минеральных и термальных вод, в целях определения гидрогеологических параметров: направления и скорости движения подземных вод, зон питания и разгрузки. Ведущая роль в гидрогеотермических исследованиях этого периода принадлежит Н.М. Фролову, В.И.Лялько, В.Д.Бредогофту, И.С.Пападопулосу. Широко развернуты работы по усовершенствованию методики геотермических исследований и глобальному изучению плотности теплового потока Земли, ее энергетического состояния, термическим свойствам горных пород (М.И. Будино, В.В.Гордиенко, В.А.Кудрявцев, В.Н.Лее, Е.А.Либманова, Б.Г.Поляк, Я.Б.Смирнов, А.Н.Тихонов, Э.В.Чекалюк, Г.А.Череменицкий, А.Ф. Чудновский и др.).

В Республике Беларусь назрела необходимость использования гидрогеотермии для поисков и разведки источников гидрогеотермальной энергии, термальных вод, теплозагрязнений, теплотерьер, гидромелиоративных исследований, изучения геологической обстановки и решения многих других геологических проблем.

Автор приносит глубокую признательность М.Б.Федоровой и И.В. Курчаевой, взявшим на себя большой труд в подготовке рукописи к изданию.

## 1. ТЕПЛОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ

### 1.1. Источники тепловой энергии

Изучение распределения температуры в недрах Земли, механизмов тектонических процессов, геологического развития, существования магнитного поля Земли и многих других процессов требует знания первоначального термического состояния Земли. Существуют гипотезы горячего и холодного происхождения Земли. Гипотезу первоначального раскаленного состояния Земли обосновал Лаплас. Другую гипотезу разработал О.В. Шмидт (уроженец Беларуси, директор Института физики Земли АН СССР), обосновавший рождение Земли из газопылевого облака с холодным начальным состоянием. Считают, что большие различия начального термического состояния Земли в рассматриваемых гипотезах должны отразиться как следствия в наблюдаемых явлениях термической истории Земли. Однако окончательно вопрос раннего термического состояния Земли не решен.

Любые гипотезы первоначального термического состояния Земли должны удовлетворять целому ряду четко изученных фактов. Распределение температуры в Земле должно согласовываться с ее делением на оболочки и их фазовым состоянием. Мантия и внутреннее ядро должны быть твердыми, а внешнее ядро — расплавленным. Температура верхней зоны мантии близка к температуре плавления вещества недр на этой глубине (800–1300°C), что обуславливает магматические и вулканические процессы. Тепловой поток Земли должен согласовываться с наблюдаемым. Образование земной коры по данным определения абсолютного возраста самых древних пород началось 3,75 млрд. лет назад, при возрасте Земли 4,5–5,0 млрд. лет. Таким образом, любая гипотеза образования Земли должна предполагать расплавленное ее состояние, как минимум, в тектосфере в течение около миллиарда лет. Энергии гравитационной конденсации достаточно, чтобы верхняя зона Земли была расплавленной даже в случае холодно-пылевого образования планеты, хотя при этом холодным останется ядро планеты, которое в дальнейшем станет разогреваться. Далее происходили циклические периоды разогрева и остывания верхней зоны Земли, оставшиеся записанными на лике планеты, как тектонические горообразовательные циклы, последний из которых альпийский.

К основным источникам энергии, определяющим тепловой режим Земли, относятся (в  $10^{21}$  Дж):

распад радиоактивных элементов — 1,6–2,8;  
гравитационная энергия при образовании Земли — 30;  
потенциальная гравитационная — 25;  
упругая планеты — 2;  
гравитационная дифференциация — 1,5–2,0;  
ротационная, изменения скорости вращения — 2,36.

За счет приливного трения выделялось до настоящего времени 10–30% энергии от величины радиационного тепла. Имеются и другие источники тепловой энергии, величины которых в настоящее время не определены. Это энергия, выделяющаяся при химических реакциях окисления, метаморфических процессах, фазовых превращениях вещества Земли. Тепло выделяется при действии теллурических токов, наведенных солнечной радиацией. Предполагают, что под действием некоторых космических элементарных частиц (мезоны, нейтрино) происходит рождение радиоактивных элементов в глубинах Земли.

Солнечное тепло в виде светового потока и ультракрасного излучения также поглощается земной поверхностью и атмосферой Земли. На квадратный метр поверхности Земли приходится  $6,9 \cdot 10^9$  Дж солнечного тепла, на всю поверхность Земли —  $8,4 \cdot 10^{21}$  Дж ( $2 \cdot 10^{21}$  кал/год). Влияние солнечной энергии обнаруживается и на больших глубинах. Вековое влияние оледенения и похолодания сказывается до глубины 20 и более км, а годовые изменения температур обнаруживаются до 1 км. Интересный пример прогревания до 27°C солнечной энергией вод озера Ванца обнаружен в Антарктиде на глубине до 70 м через лед толщиной 4 м.

Единицы величин геотермических измерений

Градиент температуры — °C/м  
Количество теплоты — Джоуль (Дж), эрг, кал  
1 эрг =  $10^{-7}$  Дж; 1 кал = 4,19 Дж =  $4,19 \cdot 10^7$  эрг  
Удельное количество теплоты — Дж/кг, эрг/г, кал/г, ккал/кг  
1 эрг/г =  $10^{-4}$  Дж/кг, 1 кал/г =  $4,19 \cdot 10^3$  Дж/кг,  
1 ккал/кг =  $4,19 \cdot 10^3$  Дж/кг  
Теплоемкость — Дж/°C, эрг/°C, кал/°C, ккал/°C  
1 эрг/°C =  $10^{-7}$  Дж/°C, 1 кал/°C = 4,19 Дж/°C,  
1 ккал/°C =  $4,19 \cdot 10^3$  Дж/°C  
Удельная теплоемкость — Дж/(кг·°C), эрг/(г·°C), кал/(г·°C),  
ккал/(кг·°C)

$I \text{ эрг}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) = 10^{-4} \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}), I \text{ кал}/(\text{г} \cdot ^\circ\text{C}) = 4,19 \cdot 10^{-4} \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}), I \text{ ккал}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}) = 4,19 \cdot 10^{-3} \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C})$   
 Объемная теплоемкость -  $\text{Дж}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C}), \text{эрг}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}), \text{кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C})$ ,  
 $I \text{ эрг}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}) = 10^{-1} \text{ Дж}/(\text{кг} \cdot ^\circ\text{C}), I \text{ кал}/(\text{см}^3 \cdot ^\circ\text{C}) = 4,19 \cdot 10^6 \text{ Дж}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$   
 $I \text{ ккал}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C}) = 4,19 \cdot 10^3 \text{ Дж}/(\text{м}^3 \cdot ^\circ\text{C})$   
 Тепловой поток -  $\text{Вт}, \text{эрг}/\text{с}, \text{кал}/\text{с}$   
 $I \text{ эрг}/\text{с} = 10^{-7} \text{ Вт}, I \text{ ккал}/\text{с} = 4,19 \text{ Вт}, I \text{ ккал} = I,16 \text{ Вт}$   
 Плотность теплового потока -  $\text{Вт}/\text{м}^2, \text{эрг}/(\text{с} \cdot \text{см}^2), \text{кал}/(\text{с} \cdot \text{см}^2)$ ,  
 $I \text{ эрг}/(\text{с} \cdot \text{см}^2) = 10^{-3} \text{ Вт}/\text{м}^2, I \text{ ккал}/(\text{с} \cdot \text{см}^2) = 4,19 \cdot 10^4 \text{ Вт}/\text{м}^2$   
 $I \text{ ккал}/(\text{г} \cdot \text{м}^2) = I,163 \text{ Вт}/\text{м}^2$   
 Плотность генерации -  $\text{Вт}/\text{м}^3, \text{эрг}/(\text{с} \cdot \text{см}^3), \text{кал}/(\text{с} \cdot \text{см}^3), \text{ккал}/(\text{с} \cdot \text{м}^3)$  (поглощения) теплоты  
 $I \text{ эрг}/(\text{с} \cdot \text{см}^3) = 10^{-1} \text{ Вт}/\text{м}^3, I \text{ ккал}/(\text{с} \cdot \text{см}^3) = 4,19 \cdot 10^6 \text{ Вт}/\text{м}^3$ ,  
 $I \text{ ккал}/(\text{ч} \cdot \text{м}^3) = I,163 \text{ Вт}/\text{м}^3$   
 Теплопроводность -  $\text{Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C}), \text{эрг}/(\text{ч} \cdot \text{м} \cdot ^\circ\text{C}), \text{кал}/(\text{с} \cdot \text{см} \cdot ^\circ\text{C})$ ,  
 (коэффициент)  $\text{ккал}/(\text{ч} \cdot \text{м} \cdot ^\circ\text{C})$   
 $I \text{ эрг}/(\text{ч} \cdot \text{см} \cdot ^\circ\text{C}) = 10^{-5} \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C}), I \text{ ккал}/(\text{с} \cdot \text{см} \cdot ^\circ\text{C}) = 4,19 \cdot 10^2 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C}), I \text{ ккал}/(\text{ч} \cdot \text{м} \cdot ^\circ\text{C}) = I,163 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot ^\circ\text{C})$   
 Температуропроводность -  $\text{м}^2/\text{с}, \text{см}^2/\text{с}, \text{м}^2/\text{ч}$   
 $I \text{ см}^2/\text{с} = 10^{-4} \text{ м}^2/\text{с}, I \text{ м}^2/\text{ч} = 10^{-3}/3,6 \text{ м}^2/\text{с}$

Одним из основных источников тепла является радиогенный. На ранней стадии жизни Земли большое значение имел распад радиоактивных элементов с малым ( $10^{-6} - 10^{-7}$  лет) периодом полураспада ( $\text{B}^{10}, \text{P}^{26}, \text{Cl}^{36}, \text{Fe}^{60}$  и др.). Элементы  $\text{U}^{238}, \text{AcU}^{235}, \text{Th}^{232}, \text{K}^{40}$ , периоды полураспада которых соизмеримы с возрастом Земли, выделяют тепловую энергию и в настоящее время. Радиоактивные элементы в начале истории Земли были равномерно распределены в ее недрах и только в процессе гравитационной дифференциации вещества сосредоточились в земной коре (процесс "зонной плавки"). Генерация тепла в различных породах составляет: в гра-

нитах - 60, базальтах - 12, осадочных породах - 40, перидотитах - 0,10, хондритах -  $0,44 \times 10^{-14} \text{ ккал}/(\text{см}^3 \cdot \text{сек})$  ( $4,19 \cdot 10^6 \text{ Вт}/\text{м}^3$ )  
 Суммарная энергия радиоактивного распада за время жизни Земли оценивается в  $(0,9+1,4) \cdot 10^{36} \text{ эрг}, (0,6+2) \cdot 10^{31} \text{ Дж}$ .

За время существования Земли потеряла  $3 \cdot 10^{30} \text{ Дж}$  тепловой энергии. Земное тепло, излучаемое в пространство, потребляемое при химических реакциях, затрачиваемое на тектонические процессы (горизонтальные и вертикальные движения блоков, трение между ними, складкообразование), составляет в среднем  $3 \cdot 10^{16} \text{ Дж}$  в год. Это сравнительно небольшая часть теплового потока Земли.

## 1.2. Геотемпературное поле

Интенсивность теплового движения атомов вещества определяет их температуру. Для определения геотемпературного поля земных пород необходимо знать их мгновенную температуру в каждой точке занимаемого ими пространства. На практике измерять температуру по определенной сети точек на выбранной плоскости (кровля, подошва горизонта) или по вертикальной и горизонтальной линии. Так как измерить температуру одновременно во всех точках невозможно, то при стационарном поле измерения проводят поочередно. При нестационарном меняющемся поле необходимо иметь регулярные во времени измерения температуры в базисных точках и, пользуясь выведенным законом изменения температуры во времени, вводить поправки в точечные измерения температуры горизонтов за время измерения.

Поле температур отображает в линиях одинаковой температуры - изотермах. Степень наибольшего изменения температуры носит название геотермического градиента. Он определяется по нормали к изотермическим поверхностям как разность температур, отнесенная к разности глубин их измерения:

$$\text{grad } T = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1} = \frac{\Delta T}{\Delta H}$$

Геотермический (геотемпературный) градиент измеряется в  $^\circ\text{C}/\text{м}$  или  $^\circ\text{C}/100 \text{ м}, ^\circ\text{C}/\text{км}$ . Величину, обратную геотермическому градиенту, называют геотермической ступенью.

Влияние изменения солнечной энергии в течение года отражается на геотемпературном поле самой верхней части Земли до  $10+100$  (иногда более) метров. В этом пространстве поле явно нестационар-

ное. Слой, в котором не сказываются годовые колебания температур поверхности Земли, называют нейтральным годовым горизонтом. На больших глубинах располагаются нейтральные вековые горизонты. Температура годового нейтрального горизонта примерно равна среднегодовой температуре воздуха у поверхности Земли. Температура нейтрального горизонта увеличивается с севера на юг. В северной части Азии она (-13), в Японии (+30), в Якутске (-8), Антарктиде (-60)°С. В северо-западной части Европы температура нейтрального горизонта положительна из-за влияния течения Гольфстрим, а в северо-восточной - отрицательна (до -6.°С).

Зона выше нейтрального горизонта называется геоизотермозоной. Она формируется под влиянием солнечной энергии. Ниже нейтрального горизонта до подошвы земной коры зона называется геотермозоной.

Геотермический градиент ниже нейтрального горизонта для земных недр составляет 1-5°С/100 м, в среднем - 3°С/100 м. Геотермический градиент имеет более высокое значение в вулканических районах, зонах Альпийской складчатости - 3-20°С/100 м. На платформах и кристаллических щитах он ниже - 0,6-2,5°С/100 м. Повышенным геотермическим градиентом обладают зоны срединно-океанических хребтов, вулканических поясов - (3-20)·10<sup>-2</sup> °С/м.

Температурный градиент океанического дна Тихого океана - 2,1-2,55, Атлантического - 2,4-5,5°С/100 м.

По данным Кольской сверхглубокой скважины установлено, что геотермический градиент с глубиной может изменяться в широких пределах. Так, в верхней части скважины он был в основном 1°С/100 м, а в нижней - 2°С/100 м. Температура на забое Кольской скважины на глубине 12000 м составила 200°С, 10000 м - 180°С, 8000 м - 130°С, 7000 - 120°С.

Максимальные геотермические градиенты находятся на глубинах 15-140 км. Здесь выделяется 93% энергии землетрясений.

Температуру поверхности Мохоровичича в зоне перехода корамантия принимают равной 600-1200°С, исходя из температуры лавовых потоков и возможного термодинамического состояния на этих глубинах. В более глубоких горизонтах температуру оценивают по распределению электропроводности, скорости распространения сейсмических волн, реперным температурам фазового перехода оливиншпатель (на глубине 400 км), фазового жидкого состояния внешнего ядра Земли, что соответствует 4000°К (рис.1.1).

### 1.3. Тепловой поток

Перенос тепла осуществляется кондуктивной теплопроводностью, т.е. передачей тепла от молекулы к молекуле; конвекцией (механическим перемещением нагретых частиц жидкости или газа). В зависимости от преобладания механизма теплопереноса тепловой поток (П) носит название кондуктивного (молекулярного) -  $Q_{кв}$  или конвективного -  $Q_{кв}$ . В глубоких зонах земной коры, где подземные воды имеют чрезвычайно малую скорость движения, застойный режим, преобладает кондуктивный тепловой поток. В проницаемых же горизонтах, развитых в осадочной толще, существенное значение имеет кондуктивный и конвективный тепловой поток, который может быть выше кондуктивного.

Тепловой поток оценивается величиной тепловой энергии, проходящей в единицу времени через единицу площади. Плотность теплового потока прямо пропорциональна теплопроводности -  $\lambda$  - и градиенту температуры -  $grad T$  для кондуктивного (молекулярного) потока

$$Q_{кв} = -\lambda \cdot grad T$$

Тепловой поток измеряется в Вт/м<sup>2</sup>. Плотность конвективного теплового потока пропорциональна скорости фильтрации жидкости -  $w$ , ее теплоемкости -  $c$ , плотности -  $\rho$ , температуре -  $T$ :

$$Q_{кв} = w c \rho T$$

Кондуктивный тепловой поток формируется потоком тепла, приходящего из мантии, глубинного, и потоком тепла, генерированного в земной коре за счет распада содержащихся в породах радиоактивных элементов. Плотность теплового потока возрастает от древних структур к более молодым. На докембрийских платформах в среднем он равен 3,9·10<sup>-2</sup> Вт/м<sup>2</sup>; в зонах альпийской складчатости - 7,3·10<sup>-2</sup> Вт/м<sup>2</sup> (рис. 1.2).

В океанических структурах повышенным тепловым потоком характеризуются рифтовые горные гряды, островные дуги, вулканические острова. С удалением от оси срединного хребта величина теплового потока уменьшается до нормальной. Средние значения плотности теплового потока для океанической коры - 5,0; континентальной - 4,86·10<sup>-3</sup> Вт/м<sup>2</sup>. Примерное равенство этих потоков явилось неожиданностью, т.к. мощность океанической коры мала, а базальты, сла-

гашия в основном океаническую кору, содержат в пять раз меньшее количество радиоактивных элементов, чем граниты.

Конвективный тепловой поток определяется с большими трудностями. Затруднительно определить скорость движения жидкости, распределение ее объема и температуры. Конвекция бывает свободная и вынужденная. Вынужденная конвекция подразделяется на следующие типы: в наклонных горизонтах, в направлении, нормальном к потоку подземных вод, через слабопроницаемые экраны.

Свободная конвекция. При наличии достаточного геотермического градиента, сообщающихся пор (открытой пористости), заполненных нефтью, водой, газом, может возникнуть движение жидкости или газа в результате того, что жидкость или газ при нагревании расширяются, их удельный вес становится меньше и в поле силы тяжести Земли они стремятся переместиться вверх, более холодные массы - вниз. Например, аномалия Шебелинского месторождения газа в результате конвекции составляет  $10^{\circ}\text{C}$ . Нами сделан расчет возможности свободной конвекции в надсолевых отложениях южной зоны Припятского прогиба. Расчеты показывают, что она возможна при мощности гидрогеологического горизонта в 300 м. Таким условиям соответствуют участки в южной зоне прогиба.

Конвекция в наклонном горизонте.

$$Q = C \omega \Gamma H \sin \varphi,$$

где  $\omega$  - скорость фильтрации,  $\Gamma$  - геотермический градиент,  $\varphi$  - угол наклона,  $H$  - мощность пласта,  $C$  - теплоемкость жидкости.

Например, для угла наклона горизонта в  $1^{\circ}$ , скорости фильтрации 1 м/год, суммарной мощности гидрогеологических горизонтов 1000 м, конвективный тепловой поток равен кондуктивному.

Конвекция в направлении, перпендикулярном направлению движения жидкости. Рассмотрим движение жидкости в верных средах (рис. 1.3). Происходит отбегание зерен жидкостью, смещение струек. Оказывается, что движение струек жидкости вверх-вниз при общем горизонтальном потоке для перераспределения тепла равноценно движению нагретой жидкости вверх, холодной - вниз, т. е. происходит увеличение эффективной теплопроводности

$$\lambda_{\text{эф}} = 640 a + d c \rho,$$

где  $\omega$  - скорость фильтрации жидкости,  $d$  - диаметр зерен,

$\rho$  - теплоемкость жидкости,  $\rho$  - плотность жидкости.

Расчет для Припятского прогиба показывает, что при скорости фильтрации 1 м/год конвективный тепловой поток равен 10%, а при 10 м/год - 30-50% от суммарного теплового потока.

Конвекция через слабопроницаемые горизонты. Поток жидкости переносит тепло. Как бы ни был мал вертикальный переток жидкости, он переносит величину тепла, сравнимую с молекулярной теплопередачей. На основании этого разработан метод определения скорости фильтрации жидкости через слабопроницаемые экраны:

$$\omega = \frac{\lambda \beta}{c \rho L},$$

где  $\lambda$  - теплопроводность пород,  $L$  - мощность экрана,  $c, \rho$  - теплоемкость и плотность жидкости,  $\beta$  - параметр, определяемый исходя из термограммы.

На основании этой методики определяются скорости фильтрации порядка единиц сантиметров в год. Например, в Дерновичской скважине 29-К Припятского прогиба определена скорость фильтрации через глинистый пласт мощностью в 100 м на глубинах 350-450 м величиной 5,7 см/год, в скважине Василевской 2-К - 12 см/год.

Проведенный анализ теплопереноса дает возможность нарисовать единую картину перераспределения теплового потока в осадочных отложениях. Доля конвективного теплового потока в верхних горизонтах Земли существенна и может даже превосходить по величине кондуктивный тепловой поток.

В Припятском прогибе плотность теплового потока в верхнем этапе отложений в южной зоне -  $2 \cdot 10^{-2}$ , северной -  $8,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Ранее считалось, что весь тепловой поток в прогибе - кондуктивный, поэтому при определении его по стволу скважины он должен быть постоянен. Факты подточили эту точку зрения. Теперь ясно, что доля конвективного потока в общем балансе огромна. Например, в южной зоне Припятского прогиба она составляет более 50%.

Исследовать конвективный тепловой поток начали в 60 годы. Большой вклад в изучение конвективного теплопереноса в земной коре внесли ученые Н.А.Огильви, Н.М.Урлов, В.И.Ляляко, И.Бредоговфт, И.Павлопулос.

#### 1.4. Теплофизические свойства горных пород

Распределение геотермических полей: температуры, градиента и плотности теплового потока в земной коре зависит от теплопроводности и температуропроводности пород.

**Теплопроводность.** Коэффициент теплопроводности характеризует количество тепла, проходящего в единицу времени через единицу площади при градиенте температуры  $1^{\circ}\text{C}$  на единицу длины. Единица измерения - Вт/(м $\cdot^{\circ}\text{C}$ ):

$$\lambda = \frac{Q}{\sigma \Delta T}$$

Другое выражение теплопроводности:

$$\lambda = \alpha \cdot C \cdot \sigma,$$

где  $\alpha$  - температуропроводность,  $C$  - теплоемкость,  $\sigma$  - плотность пород.

**Температуропроводность** - способность передавать температуру с большей или меньшей ее потерей на единицу длины. Единица измерения температуропроводности - м $^2$ /сек:

$$\alpha = \frac{\lambda}{C \sigma}$$

Обратимся к простейшим примерам для понятия смысла параметров теплопроводности и температуропроводности. Возьмем железный стержень. При нагревании одного конца очень быстро ощущаем высокую температуру на другом, нагретый металл быстро остывает. Это свидетельствует о высокой температуропроводности (15-18 м $^2$ /сек) и теплопроводности (8-10 Вт/(м $\cdot^{\circ}\text{C}$ )) и минимальной теплоемкости.

Вода, нефть обладает малой теплопроводностью и температуропроводностью, но зато большой теплоемкостью. Теплоемкость воды в 5 раз выше теплоемкости твердых пород и в 2 раза выше теплоемкости нефти.

**Теплоемкость** - способность единицы объема вещества поглощать или отдавать тепловую энергию. Коэффициент теплоемкости численно равен величине тепловой энергии, которую надо сообщить единице объема вещества, чтобы поднять его температуру на  $1^{\circ}\text{C}$ . Измеряется удельная теплоемкость в дж/(кг $\cdot^{\circ}\text{C}$ ). Единица названа в честь Джеймса Джоуля, определившего эквивалент механической энергии при переходе в тепловую.

Теплофизические параметры горных пород зависят от составляющих их минералов, структурно-текстурных особенностей пород, плотности, пористости, давления, температуры, влагонасыщенности. Одна и та же порода может иметь разные величины теплофизических параметров, в зависимости от места и направления измерения, что обусловлено неоднородностью породы и ее анизотропией.

В породах земной коры передача тепла происходит кондуктивной молекулярной теплопроводностью, конвекцией и лучеиспусканием. Кондуктивная теплопроводность определяется электронами проводимости и колебаниями атомов кристаллической решетки. С ростом температуры (соответственно глубины) величина кондуктивной теплопроводности уменьшается и увеличивается теплопроводность электромагнитным лучеиспусканием. Минимум суммарной теплопроводности горных пород приурочен к слою Мохоровичича, что обуславливает накопление в нем тепловой энергии (рис. 1.4). Земная кора является своеобразным "одеялом" для Земли.

Теплопроводность мантии Земли высока, поэтому она будет обладать низким градиентом температуры.

Конвективная теплопроводность зависит от объема пористого пространства, скорости фильтрации жидкости, ее вязкости. При малой скорости движения жидкости поперечная и продольная теплопроводности равны. Конвективная теплопроводность значительна в мантии и внешнем ядре Земли. Доказано наличие глобальных мантийных конвекционных потоков, как двигателя тектонических процессов перемещения плит, образования рифтов.

Величины теплофизических параметров основных видов пород приводятся в таблице, из которой видно, что отдельные породы имеют резко отличные теплофизические параметры. Так, высокой теплопроводностью и температуропроводностью обладают каменные соли, а низкой теплопроводностью - вода, нефть и воздух. В то же время вода обладает высокой теплоемкостью, поэтому ее роль в конвективном теплопереносе очень большая.

Повышенной теплопроводностью отмечаются все гидрокимические осадки и породы, обладающие электронной составляющей теплопроводности: графит, железные и полиметаллические руды. С увеличением влажности породы от 0 до 40% теплопроводность пород увеличивается в 6-7 раз.

С увеличением температуры теплопроводность пород в основном уменьшается. Так, в пределах до  $500^{\circ}\text{C}$  в осадочных породах, гра-

нитях и базальтах теплопроводность уменьшается на 20%, а ультраосновных пород - в 2-2,5 раза.

Таблица теплофизических параметров пород

Породы	$\lambda, \text{Вт/м}^\circ\text{C}$	$C, \text{кДж/кг}^\circ\text{C}$	$\alpha, 10^{-6} \text{м}^2/\text{сек}$
Гранит	2,5-4,1	0,67 - 0,96	0,61-0,76
Базальт	2,1-2,8	0,84-1,1	0,66-1,2
Перидотит	2,4-3,4	0,8	1,18-1,5
Мрамор	2,0-3,5	0,8-1	0,86-5,3
Глина	0,6-2,7	0,79-0,92	-
Доломит	до 4,6	-	до 2,2
Известняк	0,81-4,1	0,77-1,0	0,5-2,0
Каменная соль	7,2	0,84	4,1
Песок	0,35-3,5	0,71-0,84	-
Песчаник	0,7-5,8	0,79-1,0	0,44-2,4
Вода	0,58	4,18	1,4
Лед	2 - 2,4	2,09	-
Нефть	0,140	2,09	0,69-0,86
Воздух	0,026	1,01	19,7

Передача тепла кондуктивным путем может быть рассчитана по закону Фурье:

$$\bar{Q} = \lambda \text{grad } T, \text{ где } \text{grad } T = \frac{\partial T}{\partial x} i + \frac{\partial T}{\partial y} j + \frac{\partial T}{\partial z} k.$$

Дифференциальное уравнение теплопроводности и массообмена для одномерного потока:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{v c_0 \rho}{c_p} \frac{\partial T}{\partial x} = \alpha \cdot \text{div} \cdot \text{grad } T + \frac{v c_0 \rho}{c_p} \frac{\partial T}{\partial x}$$

### 1.5. Теплозагрязнения и их последствия

**Теплозагрязнения.** Температурное состояние поверхности Земли находится в равновесии, к которому человек уже привык, приспособился и, соответственно, в согласии с которым планируется и про-

исходит промышленное развитие. Однако рост энергоёмкости производств и их количества увеличивает температуру поверхности Земли и, соответственно, воздуха. Загрязнение атмосферы углеродом, поглощающим солнечную энергию, создает опасную тенденцию роста температуры поверхности Земли. Это приведет к неуправляемым и необратимым последствиям в нарушении климатического состояния Земли. Достаточно очень небольших изменений, порядка одного или нескольких градусов Цельсия в среднем для всей Земли, чтобы нарушить равновесие.

Предел технического развития общества на Земле положен в максимально возможной плотности энергии, которую можно использовать, выделять в виде тепла на 1 м<sup>2</sup> поверхности Земли. Природа - это всегда система, а любая система имеет свойства находиться в равновесии, т.е. саморегулироваться, самонастраиваться. Но любая система обладает крайними допусками саморегуляции. Переход этих границ ведет к возрастанию неустойчивого состояния.

Природные процессы развиваются по экспоненциальным законам с устойчивыми минимумами и максимумами предельных значений. Когда говорят о потеплении или похолодании на Земле на 1-2<sup>o</sup>C, многие думают, что это незначительная величина и не стоит волноваться. К сожалению, это не так. Увеличение среднегодовой температуры только на 0,2-0,5<sup>o</sup>C приводит к изменению сроков весеннего сева на 2 недели. Возьмем, например, районы Витебской, Минской, Гомельской областей Беларуси. Все замечают, что сады в Гомельской области цветут на 1-1,5 недели раньше, чем в Минской, и на 2-2,5 недели раньше, чем в Витебской области. Многие сорта фруктов на севере Беларуси не растут в то время, как в Гомельской области плодоносят грецкие орехи и абрикосы. Изменение среднегодовой температуры на 5<sup>o</sup>C приведет к перемещению Гомельской области по климатическим условиям на широту Крыма.

Еще более контрастные ситуации возникнут при общемировом потеплении климата. Состояние ледников может приобрести однонаправленный характер - таяние, что приведет к обширнейшему затоплению континентов, подъему уровня океана на 50-75 м. И чтобы такой процесс приобрел катастрофическую скорость, достаточно повысить среднегодовую температуру земной поверхности всего лишь на 4-5<sup>o</sup>C, а ведь за последние 50 лет общемировая средняя температура увеличилась на 0,8-1<sup>o</sup>C. Согласно экспоненциальному закону развития процессов скорость их будет быстро нарастать. Облагчение толщ ледя-



ной нагрузки Антарктиды и Гренландии вызовет в действие силы изостатического равновесия земной коры, что даст новый импульс процессу таяния ледников.

Известны проекты зачернения льдов Северного ледовитого океана, строительства плотины Берингова пролива, отвода Гольфстрима, переброски северных рек на юг. Трудно предвидеть последствия таких проектов. Достоверно известно, что малые масштабы человеческой деятельности по своим последствиям нельзя пропорционально перевести на большие проекты. Всем известны печальные примеры применения мирного атома в больших масштабах и его контролируемой безопасности в малых масштабах. Мелиорация отдельных площадей Полесья была благом и злом, когда осушили все Полесье. А вот ряд глобальных неудачных проектов: сплошная ирригация Средней Азии и ее печальные последствия для Аральского моря и окружающих территорий, плотина залива Кара-Богаз-Гола и его обмеление, гидроэлектростанции и гигантские "цветущие" водохранилища, гидроэлектростанции на озере Саван и его обмеление. Вспомним, сколько тревог и убытков приносит система добычи калийных солей в Солигорске. Неуклонно понижается уровень дневной поверхности, идет подтопление территории города и загрязнение пахотных земель и подземных вод.

Уже значительны и опасны тепловыделения городов Москвы, Ленинграда, Воркуты, Норильска. Тепловыделения малых масштабов увеличивают агрессивность подземных и поверхностных вод, что приводит к разрушению фундаментов и трубопроводов, возникновению карстообразовательных процессов, ухудшению эпидемиологической обстановки, питьевому качеству вод водохранилищ, разрушению фундаментов домов и сооружений в зоне вечной мерзлоты и другим негативным процессам.

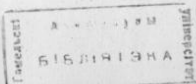
Тепловыделения больших масштабов приведут к быстрому потеплению климата Земли, таянию ледников, повышению уровня мирового океана и затоплению территорий суши, деградации вечной мерзлоты, оседанию грунтов, заболачиванию огромных территорий.

Климат Земли определяется тремя главными факторами: количеством солнечного тепла, получаемого дневной поверхностью Земли, соотношением площади суши и моря, состоянием прозрачности атмосферы. Человек активно влияет на все три фактора. Загрязнение пылью атмосферы и поверхности ледниковых и снежных покровов ведет к большому усвоению солнечной энергии поверхностью Земли, таянию ледников и изменению соотношения площади суша - море.

Изменение климата Земли, как видно из приведенного анализа,

зависит от течения природных длиннопериодных процессов системы Космос - Земля и от результатов деятельности человека. Течение природных процессов изучено только в общем виде, и мы еще не научились достаточно хорошо моделировать ход таких процессов на будущее. В то же время негативное влияние человека на изменение климата Земли установлено достаточно уверенно. Изменение климата за счет деятельности человека происходит за относительно короткий период, в то время, как природные процессы изменения климата развиваются медленно и человек успевает без большого ущерба учесть эти изменения в своем экономическом развитии.

Таким образом, вся деятельность человека, ведущая к изменению климата Земли в целом или ее ее больших регионов, требует тщательного изучения последствий таких планируемых проектов. Нельзя слепо переносить полезные эффекты деятельности человека в малых масштабах, на малых площадях на результаты последствий глобальных воздействий на природу, пропорционально увеличивая "коэффициент полезности", т.к. он может стать не положительным, а отрицательным.



РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМЛ

2.1. Температурный режим до нейтрального горизонта

Температура поверхности Земли зависит от внутренних и внешних условий. Поверхность Земли имеет самые высокие колебания амплитуд температуры. Различают колебания кратковременные, суточные, сезонные (годовые), многолетние, вековые. В нейтральном слое встречаются и взаимодействуют тепловые потоки, идущие из недр Земли и от внешних источников, в первую очередь Солнца. На Землю падает  $2 \cdot 10^{21}$  кал/год солнечной энергии, что значительно выше энергии внутренних источников -  $2,3 \cdot 10^{20}$  кал/год. Поэтому температурное поле поверхности Земли определяется солнечной энергией, а не внутренней энергией Земли.

Амплитуда колебания температур с глубиной уменьшается по экспоненциальному закону, а периоды колебаний не изменяются

$$\Delta T_h = \Delta T e^{-Kh} \quad (\text{первый закон Фурье})$$

где  $K$  - коэффициент затухания,  $\Delta T$  - амплитуда температуры на поверхности Земли,  $\Delta T_h$  - амплитуда температуры на глубине  $-h$ .

С глубиной колебания температур затухают обратно пропорционально их периоду, а запаздывание экстремальных значений температурной волны пропорционально глубине  $-h$  и корню квадратному из периода  $\tau$ :

$$\tau_{глуб} = \frac{h}{\lambda} \sqrt{\frac{\tau}{\pi a}} \quad (\text{второй закон Фурье})$$

Примерно на середине глубины до нейтрального слоя наблюдается запаздывание максимумов и минимумов величины температуры относительно поверхности Земли на время, равное половине периода (рис. 2.1). На середине глубины до нейтрального слоя наибольшая температура зимой, наименьшая - летом. Вот почему вода родников с неглубоким питанием зимой теплая, летом - холодная.

Мы рассматривали нейтральный слой для годовых колебаний температур. Ниже залегают нейтральные слои многолетних и вековых колебаний температур. Температура нейтрального слоя примерно равна среднегодовой температуре воздуха у поверхности Земли. Интенсивность затухания колебаний температур с глубиной увеличивается с

уменьшением периода: быстрее затухают кратковременные колебания, медленнее - многолетние и вековые. Поэтому нейтральные слои расположены сверху вниз: суточный, сезонный, годовой, многолетний, вековой.

Отношение глубин затухания температур разных периодов равно корню квадратному из отношения длин периодов:

$$\frac{h_1}{h_2} = \sqrt{\frac{\tau_1}{\tau_2}} \quad (\text{третий закон Фурье})$$

Амплитуда температурной волны затухает с глубиной по экспоненциальному закону. Обнаружить колебания температур точнее  $0,01^\circ\text{C}$  в настоящее время технически невозможно. Глубже нейтрального слоя температура растет со средним значением  $2-3^\circ\text{C}/100 \text{ м}$  ( $20-30^\circ\text{C}/\text{км}$ ).

Фаза волны смещается на половину периода на глубине

$$h = \sqrt{\pi a \tau}$$

На такой глубине зимой будет максимальная температура, летом - минимальная.

Суточные колебания температур затухают в среднем на глубине  $0,8-1 \text{ м}$ .

Следует обратить внимание, что тепловой поток выше нейтрального горизонта зимой направлен к дневной поверхности, а летом - к нейтральному горизонту, а это значит, что летом идет накопление тепловой энергии в зоне нейтрального горизонта, а зимой - ее разрядка. Весь этот процесс идет согласно периодическому закону с длительностью периода, равному году.

Температура нейтрального годового горизонта примерно равна среднегодовой температуре воздуха у поверхности Земли, поэтому она равномерно увеличивается с севера на юг. Для Евразийского континента от минус  $13$  до плюс  $30^\circ\text{C}$ . Нулевая геоизогема ограничивает зону вечной мерзлоты. Она проходит в районе Мурманска, Воркуты, Салехарда, Игарки, огибает Байкал, а восточнее его спускается на юг до широты  $52^\circ$ , далее подходит к морским акваториям Тихого океана.

Колебания температур на поверхности Земли имеют квазисинусоидальный характер. Выделены климатические циклы с периодами сутки, год, 11 лет, 35, 60 лет, 20 тыс. лет, 40 тыс. лет, 200 млн. лет. Они обусловлены изменением периода вращения Земли вокруг оси и Солнца, периодичностью солнечной активности, периодами вращения Галак-

тики и, возможно, другими причинами. Климатические циклы приводят к изменению температуры воздуха и нейтрального горизонта. Эти длиннопериодные температурные волны распространяются на большие глубины согласно закону Фурье и могут наблюдаться в настоящее время. Ярким примером этого могут служить зоны вечной мерзлоты в местностях, где среднегодовая температура воздуха положительна. Так, шельфовая зона восточной части Северного Ледовитого океана представлена вечномерзлыми грунтами в то время, как температура океанической воды составляет  $4^{\circ}\text{C}$ . Очевидно, что эта толща вечной мерзлоты является остатком былого оледенения.

## 2.2. Типы гидрогеотермического режима

При измерении температур в скважинах было отмечено, что изменения температуры на поверхности Земли передаются часто на большие глубины. Изучая это явление, Н.Ф. Фролов разработал классификацию типов гидрогеотермического режима в зависимости от геологического строения районов и закономерности влияния годового периода температурных колебаний на глубокие горизонты (рис. 2.2).

Выделено 4 типа гидрогеотермического режима: закрытый, открытый, инверсионно-закрытый и инверсионно-открытый.

**Закрытый тип гидрогеотермического режима** представляет геологический разрез, сложенный из водонепроницаемых пород. Вода в породах присутствует только в связанном виде или в закрытых порах. В таких условиях температурный режим определяется только молекулярной теплопроводностью по всей глубине разреза. Распределение температур по глубине при гармонических их изменениях на поверхности Земли определяется следующим уравнением Фурье:

$$T_h = T_{\text{нейтр.}} + \Delta T e^{-hK} \sin \left( \frac{2\pi t}{T} - H \sqrt{\frac{K}{\lambda C}} \right),$$

где  $t$  - время, отсчитываемое от нулевой фазы волны,  
 $T$  - период волны.

Для такого типа гидротермального режима слой постоянных суточных температур располагается на глубинах 0,5-1,13 м при точности измерения  $0,01^{\circ}\text{C}$ , а нейтральный годовой горизонт - 19-27 м. Влияние 11-летнего цикла изменения температур достигает 64 м, 35-летнего - 112 м, 60-летнего - 174 м., 26-тыс.-летнего - 3,1 км.

20

**Открытый тип гидрогеотермического режима** представляет геологический разрез проницаемых пород с вертикальной инфильтрацией подземных вод. Происходит экспоненциальное затухание температурных волн в условиях одновременного действия молекулярной и стационарной конвекционной теплопроводности. Глубина проникновения и скорость температурных волн значительно увеличиваются. Так, при скорости фильтрации  $1 \cdot 10^{-3}$  м/с глубина проникновения годовых температурных волн незначительно отличается от закрытого гидрогеотермального режима, а при скорости фильтрации  $2 \cdot 10^{-7}$  м/с она достигает 270 м.

В Припятском прогибе наблюдаются колебания температуры около значений  $8^{\circ}\text{C}$  в скважине Ельской Р-II до глубины 139 м и  $10^{\circ}\text{C}$  в скважине Чернинской Р-I до глубины 219 м.

**Инверсионно-закрытый тип гидрогеотермического режима** представляет геологический разрез, сложенный сверху непроницаемыми породами, а внизу - водопроницаемыми с относительно близким выходом их в зону питания. В этих условиях в верхней зоне определяется температурный режим, эквивалентный закрытому типу гидрогеотермического режима, а в нижней - опять фиксируется влияние годовых температурных волн. Отмечено влияние этих волн на глубинах до 600 м.

**Инверсионно-открытый тип гидрогеотермического режима** представляет геологический разрез, сложенный проницаемыми породами с изменяющейся скоростью фильтрации вод. Геотемпературная волна в таком типе режима проникает на большие глубины, не затухая полностью ни на одном интервале глубин, а наоборот на отдельных ниже лежащих участках разреза амплитуда ее увеличивается по сравнению с вышележащими участками. Вертикальное распределение температур характеризуется квазисинусоидальным законом.

Рассматриваемый тип гидрогеотермического режима характерен для большинства артезианских бассейнов, верхняя часть которых сложена проницаемыми или полупроницаемыми горизонтами, через которые происходит питание или разгрузка подземных вод. Каждый из горизонтов характеризуется различными вертикальными и горизонтальными скоростями фильтрации подземных вод. Области питания и разгрузки артезианских бассейнов занимают обширные площади, в сумме равные площади всего артезианского бассейна.

Так, для Припятского артезианского бассейна областями регионально питания подземных вод являются северная и южная прибортовые

21

зоны и западная часть бассейна, а областями разгрузки – долины р. Припяти и Днепра с примыкающими к ним участками, а также восточная часть артезианского бассейна.

Для длиннопериодных температурных волн периодов десятков, сотен и тысяч лет инверсионно-открытый тип гидрогеотермического режима устанавливается для всей толщи осадочных отложений артезианского бассейна, за исключением горизонтов застойного гидрогеологического режима. Для Припятского прогиба инверсионно-открытым гидрогеотермическим режимом характеризуется осадочная надсолевая толща до регионального водоупора большой мощности соленосных отложений.

### 2.3. Температурные аномалии

В верхней зоне земной коры формируются температурные аномалии: техногенные и естественные.

Техногенные аномалии обусловлены человеком, как результат его хозяйственной деятельности при эксплуатации месторождений полезных ископаемых, сельскохозяйственной деятельности, строительстве дорог, зданий, трубопроводов, тоннелей, водохранилищ, взрывах ядерных устройств, запыленности и загазованности атмосферы, эксплуатации гидросооружений и др. Величина и распространение таких аномалий в пространстве могут быть различными, вплоть до глобальных, опасных для природы всего земного шара.

Предполагается, что потепление климата связано со все увеличивающимися выбросами пыли и газов в атмосферу. В настоящее время выбрасывается в год в атмосферу 2,3 млрд. т аэрозолей. Ежегодный прирост углекислоты составляет 14 млрд. т, за последнее столетие концентрация  $\text{CO}_2$  в атмосфере увеличилась на 15%. Углекислый газ пропускает солнечные лучи и задерживает отраженное тепловое излучение, создается парниковый эффект. Потепление климата ведет к таянию ледникового покрова Земли. Если все ледники растают, уровень мирового океана поднимется примерно на 76 м, что приведет к катастрофическим последствиям, затопив крупнейшие территории суши. Считают, что уровень океана уже поднимается около 0,15 см в год в связи с таянием ледникового покрова до 250 км<sup>3</sup>/год.

Крупные промышленные центры создают положительные температурные аномалии. Примером может служить аномалия г. Москвы, увеличившая температуру нейтрального горизонта на 2°C. Аномалия наблюда-

ется до глубины 100 м. На первый взгляд кажется, что такие городские аномалии благоприятны для человека. Но они могут приводить к увеличению агрессивности подземных вод, их химической активности, что приведет к более быстрому разрушению металлических конструкций, фундаментов, трубопроводов. Увеличенная химическая активность подземных вод может существенно изменить гидрогеологические процессы выщелачивания пород, создавая карстовые полости, опасные для застроенной территории. В частности, в Москве изменение инфильтрации в связи с большими асфальтированными площадями и высокое потребление подземных вод нарушили сложившийся баланс водообмена река – пласт, что привело к интенсивному выщелачиванию карбонатных отложений на глубинах 100–150 м, образованию карстовых полостей и разрушению над ними зданий. Возможно, не последнюю роль в этом процессе играет и температурное загрязнение.

Вокруг Норкуты загрязнение снега угольной пылью приводит к таянию снега на месяц раньше, что формирует геотемпературную аномалию. В г. Гомеле начаты работы по геотемпературной съемке. Задача работ – определение геотемпературного поля и поиски утечек тепловой энергии с теплосетей.

В глубоких шахтах нарушение температурного режима окружающих пород достигает сотен метров, вокруг скважины – до 20–30 м, вокруг газо- и нефтепроводов – 30–50 м. Нарушение естественного температурного режима земных недр должно быть подконтрольно с целью оценки возможных негативных его последствий и принятия своевременных мер защиты.

Естественные температурные аномалии создаются различными геолого-гидрогеологическими особенностями строения земной коры: зона питания и разгрузки подземных вод, изменения углов падения горизонтов, изменения теплопроводности горных пород, изменения структурных планов горизонтов.

Большие региональные температурные аномалии создаются внедрением магматических тел, близким расположением и изменениями глубины границы Мохоровичича. Например, в Припятском прогибе температурные аномалии значительной амплитуды создают купола соленосных отложений, т.к. соль имеет высокую теплопроводность, купола фокусируют тепловой поток.

Антарктида и Гренландия являются своеобразными особыми геотемпературными аномалиями, так же как и зоны вечной мерзлоты. Толщина ледового покрова Антарктиды и Гренландии достигает 3000

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИИМ

и более метров, а объем льда составляет 30 или км<sup>3</sup>. В Гренландии пробуренная скважина достигла горных пород на глубине 3400 м, что ниже уровня моря. Возраст льда, лежащего на скальных породах, датируется в 500000 лет. Вечными льдами занята 1/10 часть суши и 1/5 ежегодно покрывается снегом. В Антарктиде пробурена скважина до глубины 950 м. Температура льда на глубине повышается от (-55,6°C) на глубине 75 м до (-49,5°C) на глубине 900 м.

Мощность зоны вечной мерзлоты достигает сотни метров (500-600), а в районе Виллюя - 1500 м, Тянь-Шаня и Памира - 2,5-3 км. В Якутске в 1837 г. вырыли колодец до глубины 116,5 м, но не вышли за пределы мерзлоты, она оказалась равной 214 м.

Вечная мерзлота получила название **криолитозоны**. Это часть литосферы, имеющая нулевую и отрицательную температуру (рис. 2.1). Вечная мерзлота обнаружена в шельфовой и даже глубоководной части Северного Ледовитого океана и в Северной части Тихого океана.

Вечные мерзлота Сибири и Аляски начали образовываться 2 млн. лет назад (заклчение сделано по остаткам мелких животных), а с 500-600 лет назад существовали непрерывно. Возникновение и накопление ледников привело к понижению уровня Мирового океана более чем на 100 м. Возникновение ледников ведет к уменьшению эффекта стлывания океаническими водами континентов, к увеличению отражения солнечной энергии до 95%. Все эти факторы делают климат все более суровым, континентальным и процесс оледенения ускоряется.

Процесс оледенения развивается до определенного предела, когда из-за малой влажности воздуха, слабого испарения с увеличивающейся суши количество осадков начинает уменьшаться и площадь оледенения сокращается. Процесс развивается в противоположном направлении. Следует отметить, что сокращение ледников началось не в связи с потеплением, а в связи с уменьшением влажности воздуха.

**Температурные аномалии водных бассейнов.** Водные бассейны имеют отличные от окружающей среды теплофизические параметры: теплопроводность, температуропроводность, теплоемкость. Известно, что они аккумулируют тепловую энергию и обладают повышенной по сравнению со вмещающей средой инерционностью, т.е. они нагреваются и охлаждаются не синхронно с окружающей средой. В водной среде развиваются конвекционные процессы теплопереноса и при охлаждении температура воды не опускается ниже 4°C. Водные бассейны

активно взаимодействуют с водоносными горизонтами, сообщаями с бассейном, происходит питание или разгрузка подземных и грунтовых вод.

Такие особые параметры водных бассейнов создают гидрогеотермические аномалии в окружающей среде, которые должны быть учтены при исследовании гидрогеотермических условий геологических разрезов и могут быть использованы для оценки их фильтрационных параметров.

Задача определения воздействия крупных водных бассейнов на охлаждение прилегающей среды земной коры рассматривалась Н.Н. Корытниковой в общей форме и, в частности, для оз. Байкал, Танганьика и др.

Дно водного бассейна является изотермической поверхностью, температурой которой близка к среднегодовой температуре воздуха.

Проведенные расчеты показывают, что охлаждающее влияние крупных озер распространяется на большие глубины, составляющие десятки километров. Так, на глубине 17 км разность температур под озером Байкал и вдали от него составляет около 30°C, соответствующая геоизотерма под озером сместилась вниз на 970 метров. В прилегающих к озеру участках влияние его сказывается на расстоянии более 10 км. Геотермические ступени здесь повышены. Тепловой поток под озером более высокий, чем вдали от него. Следует иметь в виду, что тепловой поток в рифтовых зонах может быть повышен.

Также обнаруживается влияние крупных озер на увеличение тепловых потоков под ними до 25%.

#### 2.4. Тепловой поток в верхней зоне

Известна формула определения плотности кондуктивного теплового потока

$$Q = \lambda \text{ grad } T.$$

Для вычисления теплового потока проводят измерения температур в скважине, определяя геотермический градиент. Теплопроводность горных пород, которые пересекла скважина, измеряют на отобранных образцах пород или вычисляют по экспериментально установленным зависимостям теплопроводности с другими геофизическими параметрами. Определение плотности теплового потока - кропотливая и технически трудная задача. Точность его определения недостаточно высокая и

в лучшем случае составляет 10%. Ошибки вносятся при измерении температур, нарушении структуры образца пород при бурении, нарушении его напряженного состояния при извлечении из скважины, потере влажности, в процессе измерения теплопроводности.

В связи с изложенными трудностями, появляются новые методики определения плотности теплового потока. Одна из них – это определение потока специальными тепломерами. Конструктивно это диски с известным значением теплопроводности и измеряемым градиентом температур, создаваемым на торцах диска и пропорциональным плотности теплового потока. Такой диск-тепломер трудно вводить в измеряемое пространство, не нарушая его структуры и не изменяя при этом геотемпературное поле пространства.

Интересный вариант определения теплового потока методом редукции температурных волн (РТВ) предложен В.В.Гордиенко, О.В.Завгородней. Он применим в среде до нейтрального горизонта и может использоваться неглубокие скважины от 5–10 м до 30 м. В приповерхностной зоне Земли тепловой поток формируется внутриминой и солнечной энергией. Причем поток, формируемый солнечным теплом, периодический. До экстремума температурной волны в летнее время он направлен от дневной поверхности, в зимнее время – к дневной поверхности. Ниже зоны экстремумов температурной волны летом тепловой поток направлен к дневной поверхности, зимой – к нейтральному горизонту. Авторами метода РТВ проведена оценка периодического солнечного потока в Землю, составляющая для Украины в среднем 10 Вт/м<sup>2</sup>. Этот тепловой поток создает значительные изменения температур до нейтрального горизонта, которые могут быть рассчитаны

$$T = \frac{Q_{\text{ср}} \cdot \cos \alpha}{c_p \sqrt{\lambda \omega}} \exp(-h \sqrt{\frac{\omega}{2\lambda}}) \sin(\omega \tau + \epsilon - h \sqrt{\frac{\omega}{2\lambda}})$$

Колебания температур годового периода имеют амплитуду 10–12°C, другие периоды имеют значительно меньшие амплитуды (например, четырехлетний имеет амплитуду 1–1,5°C).

Изучение объемной теплоемкости ср-приповерхностной зоны пород показало небольшие вариации ее, а абсолютная величина равна  $1,06 \pm 0,07 \cdot 10^6$  Дж(м<sup>3</sup>·°C) на глубине 0,5–2,5 м. С увеличением глубины объемная теплоемкость быстро растет, увеличиваясь в 1,5 раза на глубине около 6 м и достигая максимума  $2,5 \cdot 10^6$  Дж(м<sup>3</sup>·°C) на глубинах 20–30 м.

Так же стабилизируется с глубиной величина температуропроводности и имеет вариации всего несколько процентов на глубине 4,5–6 м. Таким образом, для обширных территорий при определении плотности теплового потока можно использовать для глубин 6–30 м средние значения температуропроводности  $6 \cdot 10^{-9}$  м<sup>2</sup>/с и теплопроводности – 1,441,7 Вт/м·°C. Опираясь этими данными, можно делать оценки распределения плотности теплового потока в зоне выше нейтрального горизонта.

Для определения плотности теплового потока методом РТВ автор предлагает использовать следующие зависимости:

$$Q = \frac{T(h, \tau_1) - T_{\text{расч}}}{h} \lambda ; T(h, \tau_1) = T_0 + \delta \cdot h,$$

где  $T_0$  – условный нуль отсчетов температур (устанавливается по глубоким скважинам как температура нейтрального горизонта), а  $\delta$  – геотермический градиент, где  $\Delta T$  определяется между точкой измерения температуры и средне-многолетней поверхностной температурой (на уровне глубины 0,2 м) по данным метеостанций. Расчет  $T_{\text{расч}}$  ведется для интервалов  $\Delta \tau$  равным месяцу за период волны, равный году.

$$\text{Тепловой поток РТВ: } Q = \frac{T_{\text{ср}} - T_0}{h} \lambda = \delta \cdot h;$$

$T_{\text{ср}}$  определяется, как среднее значение измерения температур за определенный промежуток времени (среднегодовая температура);

$T_0$  – устанавливается по скважинам глубиной до 40 м, как температура нейтрального горизонта;  $h$  – глубина точки измерения.

Анализируя методику определения плотности теплового потока методом РТВ, отметим, что она применима для изучения распределения теплового потока в региональном плане. Учитывая, что сеть глубоких скважин, в которых определена плотность теплового потока, мала и распределена по площади крайне неравномерно, полезность метода РТВ несомненна. В то же время метод требует длительного ряда (месяцы) наблюдений на каждой точке, анализа значений температуропроводности и теплопроводности, большого объема вычислений, а точность определения около 15–20%. Данные метода РТВ не дают возможности изучения изменения теплового потока по глубине разреза, а значит ограничены возможности применения метода для изучения гидрогеологических параметров разреза.

### Ш. МЕТОДИКА ГИДРОТЕПЛОТЕХНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

#### 3.1. Геотермическая аппаратура

Для организации гидрогеотермических измерений необходимо иметь комплекс аппаратуры и оборудования, позволяющий проводить спуско-подъемные операции зондов в скважине, измерять температуру и теплопроводность горных пород с высокой точностью, измерять плотность теплового потока, тарировать (поверять) работоспособность аппаратуры и, в основном, датчиков температуры.

**Измерение температуры.** Для измерения температуры могут применяться термометры различного типа. Мы рассмотрим только те датчики температур, которые получили широкое распространение в практике работ в связи с их удобством для полевых измерений. Применяют следующие типы термометров: жидкостные, термосопротивления (металлические), термисторы (полупроводниковые), термопары.

Температурные датчики характеризуются механической устойчивостью, габаритами, точностью измерений, возможной производительностью, линейностью или нелинейностью шкалы, устойчивостью замеров во времени. Одной из важнейших характеристик датчика является его инерционность, которая характеризуется временем, необходимым датчику температуры, чтобы его показания соответствовали  $2/3$  величины температуры среды, в которую он помещен. Следует иметь в виду, что многие датчики температуры помещают в специальную капсулу (зонд), чтобы он не соприкасался с жидкостью скважины, т.к. соприкосновение с агрессивной жидкостью приводит к возникновению электрических потенциалов, искажающих показания датчика. Для уменьшения инерционности такого зонда капсула должна быть малогабаритной, а пространство между ее стенками и датчиком заполняется высокотеплопроводной жидкостью (трансформаторным маслом).

При измерениях в неглубоких скважинах датчик помещают в трубку из меди, запаянную с одной стороны. Трубку с датчиком заливают клеевым составом (эпоксидной смолой).

**Жидкостные термометры.** В качестве жидкости используется ртуть, спирт. Жидкостные термометры имеют ряд существенных недостатков — хрупкость, большие габариты при высокой точности, низкую производительность (за один спуск один замер), большую инерционность. В связи с этим в полевых исследованиях большой сети

измерений их не применяют в настоящее время.

В то же время для высокоточных лабораторных исследований и эталонировки применяют ртутные термометры ТР-(1,2,3,4) с ценой деления  $0,01^{\circ}\text{C}$ ;  $0,02^{\circ}\text{C}$ . Набор термометров ТР-1, ТР-2 составляет 15 штук, шкала одного термометра длиной 500 мм рассчитана на  $4^{\circ}\text{C}$ .

**Термосопротивления.** Это проволоочные термометры сопротивления. Используют тонкие проволоочки платины, меди, вольфрама и других металлов. Известно, что проводники обладают температурным коэффициентом, характеризующим изменение сопротивления от изменения температуры. Эти датчики обладают механической прочностью, высокой производительностью, линейной шкалой зависимости величины сопротивления от температуры. Тарировка датчика производится по одной точке. Однако температурный коэффициент проводников небольшой (для меди  $0,4\%$  на градус), поэтому, чтобы увеличить чувствительность датчика, необходимо иметь большое сопротивление проводника, а это приводит к увеличению длины проволоочки и соответственно к увеличению габаритов и инерционности датчика. В Институте геологии, геохимии и геофизики АН Республики Беларусь разработаны датчики с напылением алюминиевой пленки и перфорацией ее лазерным лучом для достижения необходимого сопротивления. Термометры из платиновой проволоочки применяют для тарировки датчиков.

Электросопротивление датчика измеряется мостиковой схемой с зеркальным гальванометром И-195. Точность измерений термометром сопротивления достигает  $0,01^{\circ}\text{C}$ . При измерениях мостиковая схема подключается к спускаемому датчику 4 проводами, по 2 на каждый контакт датчика. Измеряют, кроме сопротивления датчика, и сопротивление подходящих проводов, т.к. оно вносит погрешность в измеряемое сопротивление датчика. Подводящие провода обладают также температурным коэффициентом, а их сопротивление одного порядка с сопротивлением датчика. Термометры сопротивления применяют в каротажных промышленных измерениях температур, где достаточна точность измерения  $0,2-0,5^{\circ}\text{C}$ . Такие термометры получили широкое применение и в условиях, не требующих малой инерционности и высокой точности измерений, но требующих большого количества датчиков, стабильности их показаний во времени, простоты измерений и тарировки. Нами применялись датчики из катушек сейсмоприемников, залитых эпоксидной смолой. Такие датчики опускались в скважины про-

филя исследований на глубину 3 и 50 м без надежды извлечь их обратно.

**Полупроводниковые сопротивления (термисторы).** Эти датчики представляют полупроводниковые сопротивления типа ИМТ, КМТ или СТС. Они обладают малыми размерами, малой инерционностью, высокой чувствительностью, большим температурным коэффициентом 3-6% на градус. Недостатком термисторов является нелинейность зависимости сопротивления от величины температуры:

$$R = Ae^{\beta/T}$$

где  $A, \beta$  - константы данного термистора.

Тарировка такого датчика необходима (как минимум) в трех температурных точках.

Другим существенным недостатком датчика является нестабильность его показаний во времени. Требуется "старение" датчика - быстрая смена температуры и выдержка в термостате. Но даже датчики, прошедшие стадию "старения", требуют тарировки не реже 1 раза в год. Термисторными датчиками может быть достигнута точность измерения 0,01°C. Замеры сопротивления датчика проводят мостиковой схемой, а датчик помещают в капсулу.

Несмотря на указанные недостатки, термисторы получили большое распространение при геотемпературных измерениях в связи с их обладающими достоинствами.

**Термопары.** Датчик представляет спай двух разнородных металлов, образующих термоэлектродвижущую силу, зависящую от разности температур "спая - свободные концы" и материалов электродов. Свободные концы электродов помещены в сосуд Дюара со льдом. Точность измерения температуры составляет 0,05°C. Недостатком датчика является необходимость иметь сосуд Дюара со льдом для поддержания реперной нулевой температуры, невозможность использовать для измерения в скважинах. Сосуд Дюара нельзя опустить в скважину, а при удлинении электродов термопар теряется точность измерений.

**Тарировка датчиков.** Для тарировки датчиков в лабораторных условиях применяют их размещение в жидкостных термостатах. Контроль температуры в термостатах проводят ртутными термометрами ТТ-1, 2, 3, 4 с точностью 0,01-0,02°C. Следует следить, чтобы тарировочные датчики и шарик ртути контрольного термометра находились в макси-

мально ограниченном объеме внутренней емкости термостата для исключения ошибок. Нами проводилось специальное исследование распределения температуры во внутреннем термостате. Между верхней и нижней частями жидкости (20 см) разница температур составила 0,05°C.

При проведении тарировки можно обойтись и без термостата. Нужно проводить тарировку в выбранной скважине. Такая методика упрощает всю процедуру, делает ее более производительной. Жидкостный термометр ТТ может быть заменен термометром сопротивления, платиновой или медной проволокой с большой величиной сопротивления. Увеличение инерционности контрольного датчика не играет существенной роли.

**Измерение теплопроводности пород** проводится на отобранных образцах в лабораторных условиях.

Основной нестационарного метода является измерение времени распространения теплового импульса в среде. Используется линейный источник тепла - длинный тонкий нагреватель (или точечный). В образце породы в отверстиях на расстоянии находится источник теплового импульса и датчик температуры. Трудность измерений по теоретически разработанной методике состоит в обеспечении точечного мгновенного теплового импульса. Работает специальная контактная схема включения-выключения тока, согласованная с точным измерением времени действия импульса. Второй трудностью является сохранение ненарушенности образца, взятого из скважины.

Измерение теплопроводности проводят и методом стационарного поля. Создается стационарная величина теплового потока и по измеренному градиенту температуры определяют теплопроводность образца  $\lambda = Q/\rho \Delta T$ . В этом методе из образца породы вырезается пластинка относительно небольшой толщины, которая помещается между двумя пластинами, задающими величину теплового потока. Погрешности определения теплопроводности возникают из-за нарушения естественной структуры образца, необходимости шлифовки сторон пластины горной породы, чтобы воздушный зазор не увеличил ее теплосопротивление.

**Спуск-подъемное оборудование.** Для работы в глубоких скважинах 0,5 и более километров применяются специальные каротажные подъемники. Для соединения датчиков температуры с измерительным блоком аппаратуры используют каротажные тросы трех и многожил-



ные. Над устьем скважины монтируется блок-балансир, а зонд с датчиком утяжеляется свинцовыми грузами.

При измерениях в неглубоких скважинах применяются легкие лебедки и любые геофизические провода, вплоть до монтажных и осветительных. Необходимо только предпринять меры по точному определению глубины нахождения датчика. Следует помнить, что разметка проводов и тросов по глубине должна проводиться при созданном их натяжении, эквивалентном рабочему натяжению при измерениях в скважине.

Следует строго соблюдать правило проведения замеров при опускании датчика температур, а не при подъеме, приводящем к перемешиванию скважинной жидкости и нарушению устоявшегося естественного режима температур.

### 3.2. Геотермическая съемка

**Инфракрасная съемка. Космическая.** Изучая инфракрасное излучение земной поверхности, выявляют структуру регионального и планетарного тектонического строения Земли, разрушающее действие речных и морских волн. Съемка из космоса ведется на разных частотах, что дает возможность решать задачи более надежно, более однозначно. В зависимости от частоты получают информацию от разных глубин.

**Аэросъемка.** Применяют при геологическом и гидрогеологическом картировании, инженерных исследованиях, поисках термальных вод, наблюдениях вулканов, обнаружении полезных ископаемых. Тепловое излучение объектов для инфракрасной съемки может быть постоянно во времени и изменяться в связи с влиянием солнечного нагрева.

При космической и аэросъемке используют волны длиной 7-14; 1,8-5,3; 3,5-5,3 мкм. Инфракрасная съемка очень чувствительна к влажности. Влажные зоны под действием солнца нагреваются меньше, а повышенное увлажнение совпадает с зонами тектонических нарушений, зонами заболоченных участков, зонами разгрузки подземных вод. При инфракрасной съемке хорошо различаются пути мощных океанических и морских течений, хорошо картируются ледниковые трещины, подземные воды пустынь. Большие температурные аномалии возникают на участках подземных ядерных взрывов. Например, при ядерном взрыве в 1,7 кв в США температура в центре аномалии после 5 месяцев, прошедших от взрыва, оставалась 80°C на поверхности Земли.

**Наземная геотермическая съемка.** Принцип съемки - измерение температуры на одинаковой (небольшой) глубине от поверхности Земли. Метод разработан Э.Б.Чекалюком, И.М.Федоровым, В.Г.Осадчим. Применяется для решения задач нефтяной, рудной геофизики, гидрогеологии, инженерной геологии. Аномалии температур и теплового потока вызываются погребенными антиклиналями и синклиналями, тектоническими нарушениями, соляными валми, областями разгрузки и питания подземных вод, вертикальной миграцией флюидов и многими другими причинами.

**Методика геотермической съемки.** Мы уже знаем, что приповерхностные слои Земли подвержены кратковременным колебаниям температур большой амплитуды (суточные). Поэтому глубина исследований должна быть выбрана ниже нейтрального суточного слоя; что составляет 1-2,5 м. Однако, глубина заложения датчиков может быть и больше, но при этом возрастает стоимость работ. Замеры показаний датчиков на одном профиле необходимо проводить одновременно, чтобы за время замера первого и последнего датчика температура не успела измениться в результате годового ее хода более, чем погрешность измерений. Продолжительность замеров температур профиля уточняют опытными наблюдениями за ходом годовых изменений температур на данной глубине.

При съемке большой территории все замеры приводят к одному уровню. Для этого в нескольких опорных точках проводят замеры в течение всего сезона работ (рис. 3.3 а). По этим замерам определяют средний ход температуры во времени для данного района. Имея такие графики, легко найти поправку температуры для любой точки, зная время ее замера.

При формировании геотемпературного поля до нейтрального горизонта следует иметь в виду состояние поверхности Земли. Снежное покрытие отражает 95% солнечной радиации, вспаханное поле - 5-10%. Кроны деревьев задерживают солнечные лучи, поэтому в лесной зоне поглощается солнечной энергии лишь в 2,5 раза меньше, чем на открытом пространстве. Районы с различными поверхностными покрытиями (лес, болото, пашня и др.) неодинаково остывают и прогреваются, поэтому для таких участков также необходима поправка. Вблизи границ разных районов устанавливают датчики (т.е. сеть наблюдений стучают), на основании которых и определяют поправки (рис. 3.3 б).

Локальные геотермические аномалии над залежами углеводородов составляют доли градуса - единицы градусов. Считается, что повышенные температуры над залежами углеводородов обусловлены старением, разрушением углеводородов, запасом тепла при их концентрации и формировании месторождения, перетоком флюидов из более глубоких горизонтов.

Кроме задачи поисков нефтяных месторождений, геотермическая съемка эффективна для решения задачи оинтурирования площадей питания и разгрузки подземных вод. Особенно эффективен такой метод при перекрытии выходящих водоносных горизонтов слоем торфа. Чтобы правильно задать сеть водосборных каналов при мелиорации массива, необходимо знать места максимальной разгрузки горизонтов.

Одной из важнейших задач геотермической съемки может быть определение однородности фильтрационных свойств горизонта, используемого для размещения водозаборов (рис. 3.4). Водозаборные скважины должны быть расположены в хорошо проницаемой части эксплуатируемого горизонта. Но приповерхностные горизонты неоднородны, и в них могут быть водонепроницаемые линзы. Размещение водозаборных скважин в такой линзе или непосредственно за ней малоэффективно.

На исследуемой площади равномерно устанавливают датчики температур, организуя наблюдательную сеть с опорными точками. Проводят геотермическую съемку в период стационарного питания водоносного горизонта в отсутствие резких колебаний температур дневной поверхности и водоемов (реки, озера, водохранилища). Геотермическая съемка должна быть повторена через некоторое время для определения структуры изменения геотемпературного поля. И обязательно проводится повторная съемка после периода похолодания, потепления, выпадения осадков. Резкие колебания температуры на поверхности Земли в области питания водоносного горизонта приведут к изменению его температурного поля. Наибольшие изменения поля будут в местах высокой проницаемости горизонта и наименьшие - в районе непроницаемых линз, включений. Следует помнить об инерционности работы системы водоем - горизонт и ожидать изменения структуры геотермического поля с определенным опозданием после изменения температурных условий мест питания горизонта.

В условиях промышленных районов геотермическая съемка может широко применяться для определения площадей теплового загрязнения территорий городов, крупных предприятий, мест утечек технических жидкостей из трубопроводов, отопительных сетей. Могут быть

успешно прослежены места проникновения в подземные воды растворенных загрязнителей с территорий химических предприятий, отвалов горнодобывающих комбинатов, химзаводов.

Одна из задач, которая успешно решалась геотермической съемкой, - определение мест утечек водных масс с территорий крупных теплоэнергокомплексов. Современные ТЭЦ больших городов занимают огромные территории с цехами химической подготовки воды, нагрева, насосными станциями, системами охлаждения, отстойниками. В этом огромном хозяйстве могут возникнуть места проникновения вод в подземные горизонты, загрязняя подземные воды не только изменением их температуры, но и химическими ингредиентами.

При организации работ по геотермической съемке и интерпретации результатов исследований следует тщательно провести аппаратную подготовку, разработать методику измерений и размещения опорных и наблюдательных точек, системы введения поправок за различные условия измерений: поверхностный покров, изменения литологии, уклонов местности. В комплексе с геотермической съемкой должно быть изучено геологическое строение территории и при возможности проведены другие гидрогеофизические работы (сейсморазведка, электроразведка, гидрогеодинамические наблюдения за уровнем подземных вод). Чем лучше будет проведена подготовка к геотермической съемке, тем успешнее и эффективнее будут результаты проводимых исследований.

### 3.3. Гидрогеотермические исследования в глубоких скважинах

**Методика исследований.** Исследования геотемпературного поля в глубоких скважинах имеют свои методические особенности. Измерения ведутся только при спуске датчиков. Спуск датчиков должен проводиться очень плавно. При резких остановках отмечается через несколько секунд изменение плавного хода повышения температуры датчика. Вероятно, это связано с образованием гидравлической волны и ее отражением от забоя скважины. Такие волны могут влиять на точность измерений, нарушая температурное равновесие в скважине.

Очень тщательно следует готовить зонд для размещения датчика и его изоляцию от проникновения при высоких давлениях буровой жидкости. Использование эпоксидного клея не всегда дает хорошие результаты, т.к. при его затвердении выделяются газообразные фракции. Пузырьки газа оставляют отверстия, через которые может проникнуть буровой раствор. Повреждение изоляции жилы кабеля приво-

длит под действием высокого давления к проникновению буровой жидкости в жилу кабеля на большую длину. Проникшая в измерительный провод жидкость в дальнейшем вызывает электродвижущий потенциал, создающий помехи измерению сопротивления датчика.

Высокоточные измерения температуры  $0,01-0,05^{\circ}\text{C}$  могут быть обеспечены только при достаточном времени выстойки скважины и отсутствии в стволе конвекционных перемещений жидкости. Нарушение естественного температурного поля скважины при бурении неизбежно. Верхняя часть пород нагревается, нижняя охлаждается. Нарушение естественного температурного поля может достигать  $10-20^{\circ}\text{C}$ . Величина изменения температурного поля пропорциональна длительности циркуляции бурового раствора, а также зависит от выделения тепловой энергии при цементации обсадных труб. На температурное поле влияют и многие другие факторы, включая саму металлическую конструкцию обсадных труб. Поэтому все факторы, искажающие температурное естественное поле, должны быть проанализированы и по возможности устранены или учтены.

Верхняя часть скважины может охлаждаться затеканием холодного воздуха. Нужно исключить это явление. Влияние его распространяется на глубину  $20-30$  м при диаметре скважины  $200$  мм, с уменьшением диаметра эффект резко уменьшается.

Влияние конвекции и обсадных труб находится в пределах  $0,01^{\circ}\text{C}$  и распределение этой ошибки близко к постоянному по стволу скважины.

Восстановление естественного температурного режима скважины идет чрезвычайно медленно. Период выстойки скважины должен превышать период циркуляции бурового раствора в  $10-20$  раз и более. При необходимой точности измерений  $0,01^{\circ}\text{C}$  глубокие скважины  $3-4$  км должны выстаиваться несколько лет ( $3-5$ ).

Интервалы между точками измерений температуры должны выбираться в соответствии с поставленной задачей перед исследованием и геологическим строением разреза. Общие рекомендации следующие: до глубины  $50$  м измерения проводятся через  $2,5$  м, интервал  $50-100$  м - через  $10-25$  м, далее - через  $50-100$  м. В водоносных горизонтах интервал измерений меньше, водоупорных - больше. На конкретно изучаемом интервале разреза для решения поставленной задачи интервал измерений должен соответствовать цели выполнения задачи.

При скважинных исследованиях ведется замер температур, вычис-

ление градиентов температур и построение геологического разреза скважины, совмещенного с геотермическими данными. Для определения плотности теплового потока проводят исследование теплопроводности образцов пород (керна) или вычисления теплопроводности по данным геолого-геофизических параметров горизонтов: плотности, пористости, влагонасыщенности, скорости упругих волн. Зависимость теплопроводности горизонтов от геолого-геофизических параметров устанавливается заранее для данного геологического региона.

**Решаемые задачи.** Перед гидрогеотермическими исследованиями в глубоких скважинах ставятся задачи: расчленения и уточнения геологического разреза, определения распыленной разгрузки горизонтов через слабопроницаемые толщи, определения проницаемых водоносных горизонтов, мест поглощения бурового раствора и притока подземных вод, температурных аномалий месторождений и др. Рассмотрим принципы решения некоторых задач.

**Расчленение геологического разреза** при исследовании естественного геотермического поля основано на использовании зависимости  $Q = R \text{ grad } T$ . При отсутствии конвекционного теплопереноса или небольшой его величине плотность теплового потока по разрезу скважины должна оставаться неизменной. В связи с этим при изменении теплопроводности будет изменяться градиент температуры. Различные горизонты разреза отличаются своей теплопроводностью, а значит будут иметь различные градиенты температур (рис. 3.3).

Этот метод широко применяется в производственных каротажных работах. Для выделения горизонтов большой мощности не требуется длительная выстойка скважины и высокая точность абсолютных измерений температуры. При более детальном расчленении разреза должны соблюдаться приведенные выше условия. Градиент температуры определяется более точно, чем абсолютные ее значения, т.к. при постоянной ошибке измерения температур градиент может быть определен достаточно точно. Эту особенность используют в производственных условиях, измеряя градиенты температур, не производя длительную выстойку скважины.

**Расчленение геологического разреза** методом искусственного геотермического поля основано на различии времени и скорости восстановления естественного поля в породах разной теплопроводности (рис. 3.4). Скважины промывают более горячей или более холодной водой, чем окружающие породы. До и после промывки делают контроль-

ные замеры, а затем снимают термограммы через 2,4,8,16 и т.д. часов. На графиках будут зафиксированы аномалии в связи с неодинаковой теплопроводностью пород. Плохотеплопроводящие горизонты стремятся сохранить температуру, которая была раньше, поэтому восстановление ее на этом участке разреза будет запаздывать. Высокотеплопроводные породы скорее восстанавливают естественную величину температуры.

В этом методе исследований для формирования искусственного поля можно использовать прокачку бурового раствора, что будет охлаждать нижнюю часть скважины и подогревать верхнюю.

**Определение высокопроницаемого пласта (рис.3.5).** В скважину задавливается холодная жидкость, вода. Она будет просачиваться в проницаемый горизонт, создавая температурное поле почти постоянной температуры по стволу скважины до подошвы проницаемого пласта. Ниже подошвы пласта будет наблюдаться резкое повышение температуры.

При притоке в скважину подземных вод проницаемый горизонт и вся вышележащая часть скважины будут характеризоваться постоянной температурой, равной по величине температуре поступающих в скважину пластовых вод.

При небольшом дебите поступающих из пласта вод можно применить другую методику исследований. Промывают скважину, затем понижают в ней уровень жидкости. Это приведет к интенсивному притоку пластовой воды, а место поступления воды будет отмечено температурной аномалией. Рассматриваемый метод применим для определения мест повреждения обсадных колонн.

**Определение границ цементного кольца.** Зацементированный интервал затрубного пространства скважины отмечается положительной температурной аномалией. При застывании цемента происходит выделение тепловой энергии. Величина аномалии зависит от объема цемента, времени измерений, геологического разреза, глубины, но качественно граница цементного кольца определяется очень четко. Метод определения границ цементного кольца термометрией является основным в производственных организациях.

#### 3.4. Изучение фильтрационных параметров

Изучение фильтрационных свойств пород земной коры производится для гидрогеологических работ, подземного захоронения про-

мышленных стоков, искусственного восполнения запасов подземных вод. Геотермические методы определения фильтрационных свойств основаны на двух исключительных свойствах воды - высокой теплоемкости и подвижности.

**Метод налива в шурф (рис. 3.6).** В шурф устанавливается металлическое кольцо и поддерживает постоянный уровень жидкости (10 см) внутри кольца. Глубина шурфа 40-50 см. Глубина зависит от разреза. При однородном разрезе глубина шурфа минимальна, так же, как и при разрезе с убывающими фильтрационными свойствами. Если же верхняя часть разреза слабо проницаема, а нижняя хорошо проницаема, то верхняя часть может стать экраном, поэтому необходимо шурф делать глубиной до подошвы слабопроницаемой толщи или определять фильтрационные свойства отдельно для каждого горизонта.

Датчики температуры могут быть помещены в побочных скважинах (наклонных под шурф) или в трубке, задавливаемой в центре шурфа. Трубка имеет закрытый нижний конец и заливается водой для улучшения теплообмена. Датчики располагают на глубине 0,5-1,5 м. После подготовительных работ снимают фоновое значение температур (продолжительность наблюдений за фоном 1 ч.).

Наилучшие результаты получаются при наливе сначала теплой воды, затем холодной и снова теплой. При этом удается проследить продвижение двух контактов смены температур: теплой-холодной, холодной-теплой (рис.3.6), отмечая время. Зная расстояние между датчиками и дном шурфа и время прихода контактов вод разной температуры, находим скорость движения воды. Следует отличать скорость передвижения фронта увлажнения и скорость движения воды в режиме насыщения, т.е. искомую нами скорость

$$V_{гв} = \frac{h_2 - h_1}{t_2 - t_1}; \quad W_{\text{фильтр.}} = j'_{гв} \cdot n; \quad K_{\text{фильтр.}} = \frac{W_{гв}}{j},$$

где  $j$  - напор,  $n$  - пористость.

Описанную выше методику можно применить для послышного исследования разреза между скважинами, одна из которых нагнетательная (наливная), другая - измерительная. Очевидно, что при наблюдениях в течение суток в условиях выпадения осадков можно определить время запаздывания температурной суточной волны и по нему рассчитать скорость инфильтрации и коэффициент фильтрации пород.

Следует иметь в виду, что при определении фильтрационных

свойств методом налива в шурф можно определить их не только в направлении поперек пласта, но и по пласту, соответственно изменив расположение датчиков и конструкцию шурфа.

**Изучение фильтрационных свойств зоны насыщения.** Рассматривая конвективный теплоперенос, было указано, что при участии подвижного теплоносителя (вода, воздух, нефть) может развиваться свободная конвекция и вынужденная: по наклонному горизонту; в направлении, нормальном к потоку подземных вод; и через слабопроницаемые экраны. Используя искусственно создаваемую конвекцию между двумя скважинами, закачивая в одну из них воду с отличной от пластовой температурой, можно определять скорость движения подземных вод в зависимости от давления, а зная мощность горизонта, просто определяются его фильтрационные свойства. Можно оценивать по разрезу параметры всех горизонтов.

При использовании естественного геотермического поля определяются градиенты температур и кондуктивные тепловые потоки горизонтов. В каждом горизонте плотность теплового потока представляет сумму конвективной и кондуктивной составляющих. Кондуктивная составляющая определяется традиционным методом. В плотных непроницаемых горизонтах кондуктивная составляющая представляет весь тепловой поток. Поэтому, внимательно изучая плотности тепловых потоков через непроницаемые горизонты скважины, можно определить изменение кондуктивного теплового потока по разрезу и по разности потоков, проходящих через нижний и верхний непроницаемый горизонты, определить суммарный поток в лежачем между ними проницаемом горизонте. В проницаемом горизонте измерен кондуктивный поток, поэтому легко определить конвективную составляющую потока. Используя ее величину и параметры горизонта, определяют скорость фильтрации в исследуемом горизонте.

Разработаны хорошие методики определения вертикальной скорости фильтрации подземных вод через слабопроницаемые горизонты по данным температурных замеров. Одна методика дана В.И.Лялько, М.Н.Митником, другая - Бредогоффом и Пападопулосом. Расчетные формулы последней методики и данные расчетов для скважин Дерновичской 29К и Василевской 2К нами приводились в параграфе 1.3 "Тепловой поток". На рисунке 3.7 проиллюстрирована термическая характеристика скважины Василевской, выделен участок вертикального перетока подземных вод по геотермическим данным и определена скорость фильтрации вод.

## 4.1. Особенности строения осадочного чехла

В исследовании строения Припятского прогиба внесли вклад все геологи Беларуси. Обобщение этой огромной работы отражено в трудах Р.Г.Гарецкого, Р.Е.Айзберга, А.С.Махнава, Б.В.Бондаренко.

Припятский прогиб - составная часть Припятьско-Днепровско-Донецкого альянса. На севере прогиб ограничен Белорусским массивом, Дзюбинской седловиной и Березинским массивом, на западе - Полесской седловиной и Микашевичским выступом, на востоке - Лоевской седловиной и Брагинским выступом, на юге - Украинским шатом. С юга и севера прогиб отделен от границах с ним структур впадинами глубинными разломами амплитудой до 5 и более км. Кристаллический фундамент прогиба постепенно погружается в северо-восточном направлении и мощность осадочного чехла увеличивается.

Припятский прогиб рассматривается как сложная структура, разбитая субширотными разломами на ряд ступеней, осложненных диагональными и субмеридиональными разломами, выделяется система вытянутых сопряженных впадин и депрессий, которые осложнены разрывными нарушениями (рис. 4.1).

В целом Припятский прогиб можно охарактеризовать по подсоединенным отложениям платформенно-разломной тектоники, по мезоземным - разломно-эпикратической и по верхнеословным - существенно эпикратической. Структуры второго порядка, выявленные по кристаллическому фундаменту и осадочным отложениям, имеют субширотное простирание и осложнены структурами третьего и более высоких порядков (рис. 4.1).

В геологическом разрезе Припятского прогиба выделяются байкальский, герцинский и альпийский структурные комплексы, внутри которых установлены более мелкие составные части - ярусы.

Байкальский структурный комплекс включает структурные ярусы верхнего рифа и венды и распространены в западной части прогиба. Отложения комплекса имеют северо-восточное простирание с максимальной мощностью до 411 м.

Герцинский структурный комплекс охватывает отложения девона, карбона, перми и нижнего триаса. Отложения комплекса в северо-западной части прогиба перекрывают верхнепротерозойские отложения, а в восточной - залегают непосредственно на кристаллическом фундаменте. Внутри герцинского комплекса выделяются два структурных

яруса: верхний и нижний. К нижнему ярусу принадлежат подсолевые девонские терригенные и карбонатные отложения, нижнесолевые и межсолевые отложения, структурные планы которых имеют тесную связь с расчлененностью рельефа фундамента и существенно отличаются от структурного плана верхнего яруса. Возникновение и развитие структур нижнего яруса подчинено субширотной зональности.

Мощность подсолевых отложений нижнего яруса составляет 400-500 м, незначительно уменьшаясь к краевым частям прогиба, что доказывает слабую расчлененность рельефа кристаллического фундамента при формировании этих отложений. Формирование нижней соленосной толщи происходило в условиях нарастания тектонической активности прогиба, что получило свое отражение в изменении мощности отложений от 140 до 1150 м.

Во время накопления межсолевых отложений тектоническая активность прогиба значительно увеличилась. Мощность толщ резко изменяется от 75 м (Старобин) до 1145 м (Шарпиловка). Структуры межсолевых отложений осложнены разрывными нарушениями и имеют субширотное простирание.

Отложения верхнего структурного яруса: верхнесолевые, надсолевой девон, карбон, пермь, триас имеют принципиальное соответствие структурных планов. Верхнесолевая толща мощностью до 2000 и более метров в сводах структур и 1000-1500 м в межкупольных зонах сложена каменной солью с прослоями терригенно-карбонатных пород. Особенности структурного плана верхнего яруса отражает поверхность соленосных отложений. По кровле соли выявлено более 100 локальных поднятий, осложняющих валобразное поднятия субширотного направления протяженностью 80-100 км. Углы падения крыльев структур достигают 45°. Формирование структур относится к концу фаменского и началу каменноугольного времени. Соленосная толща приподнимает покрывающие ее отложения, перераспределяется. Нижняя соленосная толща не подверглась такой значительной деформации и в ней не отмечено следов течения ввиду значительного содержания в ней терригенных и карбонатных пропластков.

Характерной особенностью соляных валов является их приуроченность к зонам региональных разрывных нарушений в нижнем структурном ярусе и кристаллическом фундаменте. Свои валы сложены от разломов в сторону приподнятых частей фундамента до 105-1140 м. Поверхность верхней соленосной толщи отображает только общие черты строения нижележащих отложений и фундамента и имеет свои соб-

ственные особенности тектоники, отражающиеся в верхнем структурном ярусе. Для всего верхнего яруса герцинского структурного комплекса отложений Припятского прогиба характерно уменьшение мощности в сводах соляных структур и увеличение ее в депрессионных зонах.

Альпийский структурный комплекс охватывает отложения юры, мела, палеогена и неогена. Отложения комплекса выходят за пределы прогиба. Максимальная мощность отложений комплекса составляет 500-600 м и встречается в погруженных частях. Формирование структурного плана отложений, входящих в альпийский структурный комплекс, происходило на фоне дальнейшего тектонического развития региональных площадей, крупных структур. В большинстве случаев крупные структуры альпийского комплекса согласуются с положением и распространением крупных структур герцинского комплекса, но характеризуются значительно меньшими амплитудами.

Таким образом, в тектоническом отношении отложения Припятского прогиба представляют многоплановую структурную систему с наибольшим объемом осадочных пород в герцинском структурном комплексе. Отмечается тесная связь структурных планов горизонтов нижнего структурного яруса с расчлененностью рельефа фундамента, а верхнего - с рельефом поверхности верхнесоленосных отложений. По тектоническим особенностям определяется деление прогиба на северную, центральную и южную зоны. Для всех комплексов отложений характерно преимущественное субширотное простирание структурно-тектонических элементов.

Различия в тектоническом строении между зонами прогиба отразится и на характере распределения геотермических полей, поэтому исследования их структур следует проводить отдельно в каждой зоне прогиба.

#### 4.2. Гидрогеологические условия

Припятский прогиб - крупный нефтегазносный артезианский бассейн. Накопление осадочной толщи прогиба согласно структурно-формационных периодов обусловило этапы формирования подземных вод и выделение гидрогеологических комплексов по различию динамики потоков вод, гидрохимической и гидрогеологической обстановки, степени изоляции. Изучением гидрогеологии бассейна занимались Г.В. Богомолов, М.А. Гатальский, Э.А. Герасимова, А.П. Давров, М.Ф. Козлов,

А.В.Кудельский, Л.И.Шаповал и другие исследователи.

В гидрогеологическом разрезе Припятского прогиба выделяется ряд гидрогеологических комплексов.

Гидрогеологический комплекс четвертичных, неоген-палеогеновых, меловых и юрских отложений характеризуется активным водообменом. Поступление вод происходит на западе и северо-западе прогиба, а разгрузка - в речные долины и днепровско-Донецкую впадину. Максимальное значение гидрозоньез на северо-западе прогиба - 150, минимальное - в восточной части прогиба - 110 м. Частично питание системы происходит и со стороны Белорусского массива и Украинского кристаллического щита. На отдельных площадях прогиба происходит подток глубинных вод: Речицкой, Хойникской, Наровлянской, Перемышльской. На движение вод этой системы большое влияние оказывают бассейны рек, дренирующие водоносные горизонты. Скорости движения подземных вод в юрских, меловых и неоген-палеогеновых отложениях составляет 10-145 м/год и колеблются в течение года. Минерализация вод указанного гидродинамического комплекса составляет не более 1 г/л.

Водоупором для рассматриваемого гидрогеологического комплекса является в различной степени водоупорные отложения юры, триаса, перми, карбона, мощность которых в пределах соляно-купольных структур резко сокращается. Активный водообмен комплекса будет оказывать существенное влияние на перераспределение геотермических полей, так как конвективный перенос тепла будет значительным.

Гидрогеологический комплекс отложений от триаса до верхней соленосной толщи представлен в основном глинисто-мергельными и карбонатными породами. Однако в районах Ельсской, Наровлянской и Ново-Рудненской площадей в разрезе всего надсолевого комплекса отложений существенное место занимает песчаные породы. Коллекторские свойства пород системы изменяются по разрезу и по площади. Пористость водонесущих пород на северо-востоке - 5-24%, увеличиваясь в южной части прогиба до 37%, проницаемость соответственно 29-40 мД и 1025-7330 мД. Коллекторские свойства и водообильность пород комплекса увеличивается с севера на юг прогиба. Область питания системы расположена на западе и северо-западе прогиба. На отдельных площадях происходит подток вод из более глубоких горизонтов. Гравиметрическая поверхность системы повторяет картину верхнего комплекса с минимальными значениями на северо-западе - 150 м и минимальными на юго-востоке прогиба - 80. Основное направление дви-

жения вод юго-восточное. Минерализация вод гидрогеологического комплекса от 1-10 до 300 г/л и более, а скорость движения от 1-10 м/год в верхней части комплекса до 0,5-0,6 м/год и менее в нижней части. Водоупором рассматриваемого гидрогеологического комплекса является верхняя соленосная толща мощностью 1000-2000 м и более, которая постепенно выклинивается на западе прогиба. Глубина залегания этого водоупора составляет 300-400 м на западе и 2000 и более м на юге и юго-востоке прогиба. В гидрогеологическом комплексе мелового девона - триаса в связи со значительной мощностью отложений и наличием движения подземных вод будет существовать конвективный теплообмен, влияющий на распределение геотермических полей.

Гидрогеологический комплекс межсолевых отложений ограничен двумя мощными водоупорными соленосными толщами. Комплекс включает не только межсолевые отложения, но и прослои верхней и нижней соли. Минерализация вод межсолевого гидрогеологического комплекса составляет 300-350 г/л. На Ельсской площади из межсолевых отложений получена проба воды с пониженной минерализацией для данных глубин, что, по-видимому, связано с частичной гидрогеологической раскрытостью этого участка Припятского прогиба. Пористость отложений системы в северо-восточной части прогиба - 5-10%, южной - 20-30%. Проницаемость отложений описываемой системы составляет единицы мД, возрастая на юге прогиба до единиц дарси (Ельск, Выступовичи). Водоотбор из отложений системы на севере и северо-западе 15 м<sup>3</sup>/сут (Старобинская Р-1), в центральной части прогиба - 4-97 м<sup>3</sup>/сут, на юге прогиба - 325 м<sup>3</sup>/сут. Межсолевые отложения разбиты на отдельные блоки субширотного простирания, так как в меридиональном направлении большинство южных частей структур нарушено сбросами, а в сводах структур межсолевые отложения уменьшаются по мощности и выклиниваются. Субширотная ориентация гидрозоньез и высокая степень закрытости отложений комплекса, по-видимому, исключают латеральное движение подземных вод межсолевой гидродинамической системы с запада на восток. Большое значение в динамике вод этой системы имеют процессы отжатия поровых вод и их перемещение к ослабленным зонам тектонических нарушений. В межсолевом гидродинамическом комплексе в связи с отсутствием движения подземных вод конвективный перенос тепла будет небольшим.

Подсолевой гидрогеологический комплекс включает два толды пород: карбонатную и терригенную. Мощность карбонатной толды изме-

няется от 90-140 до 320 м, уменьшаясь к востоку и западу, пористость пород в южной части прогиба не превышает 6%, а на северо-востоке - 5-10%. Мощность терригенной толли варьирует от 63 до 439 м, средняя пористость в восточной части прогиба - 5-10%, западной - 10-15%. Наиболее высокая проницаемость пород системы отмечается на Ельской и Туровской площадях - 254-381 мД, Ново-Гудинской - до 8558 мД. Приток вод увеличивается в скважинах южной части прогиба до 300 м<sup>3</sup>/сут, в то время как для Речицкой площади - 1,5-40 м<sup>3</sup>/сут. Гидроизольезы, характеризующие динамику подземных вод подсолоневой системы, вытягиваются вдоль разрывных нарушений. На отдельных участках выделяются зоны гидродинамического равновесия. В крайне западных и юго-восточных участках прогиба пластовые давления в подсолоневом комплексе близки к гидростатическим, а в центральной части они значительно превышают гидростатические. Распределение пластовых давлений комплекса и резкие перепады приведенных напоров по соседним площадям характеризуют отсутствие региональных движений подземных вод. Относительно пониженные пластовые давления наблюдаются на Речицкой площади и в южной зоне прогиба на Стрельцевской, Наровлянской, Кустовницкой и Ельской площадях. В подсолоневом гидрогеологическом комплексе будет наблюдаться только кондуктивный механизм теплообмена, хотя на участках пониженных пластовых давлений представляет интерес исследование и конвективного теплопереноса.

Для уточнения гидродинамических особенностей надсолоневых отложений использовались методы электрорастворения. По данным методов теллурических токов и вертикального электрического зондирования, в южной зоне прогиба наблюдается резкое увеличение суммарной продольной проводимости и среднего продольного сопротивления надсолоневой толли пород. Эти данные позволяют сделать вывод об увеличении в этой зоне пористости пород указанной толли, а также объема содержащихся в ней подземных минерализованных вод.

По данным вертикального электрического зондирования, для северной и южной зон прогиба построены карты глубин до поверхности горизонта высокой электропроводности, характеризующей отложения, насыщенные высокоминерализованными подземными водами. На составленных картах отражается граница между гидрогеологическими комплексами, объединяющими отложения триас-надсолоневой девон и кра-чет-вертичные отложения. В южной части прогиба глубина до границы между указанными комплексами составляет 340-400 м, увеличиваясь

в юго-западном направлении, в северной части - 140-250 м. Полученные материалы указывают на наличие существенных различий гидродинамических условий в этих участках прогиба. Если в северной зоне наблюдается разгрузка подземных вод глубокозалегающих водоносных горизонтов (площадная или по тектоническим нарушениям), то в южной - преобладает инфильтрация пресных вод. Площадная разгрузка подземных вод через водоупорные триас-юрские отложения рассчитана по геотермическим данным скважин Василевской 2-К и Дерновичской 29-К, где вертикальная фильтрация подземных вод составляет соответственно 12 и 5 см/год.

Гидродинамические условия Припятского прогиба изменяются с глубиной. Происходит увеличение минерализации подземных вод и плотности пород. Скорость движения подземных вод с глубиной быстро уменьшается и в межсолоневых и подсолоневых отложениях обусловлена отжимом поровых вод. Формирование Припятского прогиба, характеризующее соответствующими тектоническими циклами, обуславливало циклическое изменение гидрогеологической обстановки, формирование новых условий в гидрогеологических комплексах.

Таким образом, по геологическому строению и гидрогеологическим условиям Припятского прогиба выделяются основные факторы, которые необходимо учитывать при анализе распределения геотермических полей. Различие в геологическом строении и гидрогеологических условиях разных частей прогиба обуславливает необходимость рассмотрения геотермических полей отдельно по зонам. В южной зоне прогиба в связи с повышенными значениями пористости и проницаемости пород необходимо учитывать влияние более активного гидрогеологического режима на распределение геотермических полей, наблюдаемых в этой зоне. В северной зоне прогиба, где обнаружена разгрузка подземных вод, следует ожидать соответствующих изменений геотермических полей.

#### 4.3. Структура поля температур

В изучение геотермического поля Припятского прогиба внесли большой вклад Г.В. Богомолов, Д.Г. Протосеня, А.П. Лавров, Л.А. Цыбуля, П.Л. Трошенко, Б.И. Зуй, М.Д. Пархонов и другие исследователи. Анализ геологического строения Припятского прогиба показывает, что его следует рассматривать как многоуровневую систему,



температурное поле которой будет отражать ее особенности. Теплофизические параметры пород каждого литолого-стратиграфического комплекса изменяются в сравнительно небольших пределах, обусловленных степенью однородности литолого-фациального состава и условиями залегания. Имеющие место вариации параметров происходят по определенным закономерностям регионального и локального характера, что будет отражаться в распределении температурного поля. Локальные изменения параметров оказывают максимальное влияние на температурное поле в пределах их распределения, затухая с удалением от них.

Одним из основных факторов, влияющих на региональное изменение теплофизических параметров комплекса отложений, является его гипсометрическое положение. Так как в пределах Припятского прогиба структурные положения слагающих его горизонтов в региональном плане совпадают, то следует ожидать наличия закономерностей в распределении температурного поля по поверхности разных горизонтов системы в однородных геологических условиях.

До литолого-фациальному, тектоническому и гидрогеологическому строению, а также по распределению геофизических полей, характеризующих осадочные отложения, прогиб делится на северную, центральную и южную зоны, более однородные по своему строению.

Северная зона характеризуется наклоном поверхности кристаллического фундамента в северном направлении до  $20^\circ$ , сравнительно небольшими мощностями надсолевой толщи пород до 400 и 1300 м. В южной зоне фундамент наклонен в южном направлении, мощность надсолевой толщи достигает 2200 м. В центральной зоне погружение фундамента происходит в восточном направлении, а мощность надсолевой толщи увеличивается с запада на восток от 600 до 1300 м.

По современным вертикальным движениям земной коры в северной зоне резко выделяется граница ее с Белорусским массивом. Изоляции равных значений вертикального движения вытянуты вдоль прогиба, а в центральной и южной зоне они идут вкостр его простираения, продолжаясь на Украинский кристаллический щит.

По региональному полю силы тяжести северная и южная зоны характеризуются минимумами, а центральная — асимметричным максимумом.

Приведенные выше особенности строения осадочной толщи и характеризующих ее различных параметров дают основание ожидать наличия определенной закономерности распределения геотермических полей в каждой зоне (рис. 4.2).

В пределах указанных зон проводим статистическую обработку материала температурных замеров. По горизонтам строим графики зависимости температуры от глубины залегания поверхности соответствующего горизонта. При таком построении контролируются значения температур во всех принятых к анализу точках (рис. 4.3-4.7). После построения графика и сделанной при необходимости выбраковки находится аналитическое выражение регрессионной зависимости. По построенным графикам и аналитическим формулам можно определить температуру в любой точке поверхности горизонта, где отсутствуют измерения, но известна глубина его залегания.

Применяемый корреляционный метод определения величин температур поверхности горизонта дает возможность районирования исследуемой территории по видам корреляционных зависимостей; выделения площадей с аномальными величинами температур, отличающихся от регионального фона; проследить развитие температурных аномалий по площади и глубине, значительно упростить методику построения карт поверхностей горизонтов.

Температурное поле кайнозойских, мезозойских, пермских и каменноугольных отложений резко дифференцировано, что обусловлено большим влиянием на его распределение особенностей строения указанных горизонтов: изменения литологического состава по площади, изменения пористости, гидрогеологических условий. Вследствие этого закономерности распределения температуры зависят от большого количества факторов, интенсивно изменяющихся по площади и с глубиной. Для небольших площадей, где возможно преобладавшее влияние одного из факторов на изменение температуры или непрерывно однонаправленное изменение каждого из них, выявляются устойчивые закономерности.

Температурное поле кровли данково-лебедянского горизонта (надсолевой девон) для Припятского прогиба имеет две закономерности изменения величин температуры от глубины. Северная и центральная зоны прогиба характеризуются единой более высокотемпературной зависимостью от глубины, чем в южной зоне. Коэффициент корреляции для указанных выше зависимостей для северной и центральной зоны равен 0,84, для южной — 0,87. Рассматривая графическое представление регрессионной зависимости величины температуры от глубины до исследуемого горизонта, можно выделить точки небольших отклонений температур. По рассматриваемому горизонту положительными отклонениями характеризуется площадь Первойская (схв.

5P), Туровская (скв.2P), Заозерная 5-Р, а отрицательными - Копаткевичская, Червонослободская, Дудичская, Василевская, Ельская (скв.11P).

Температурное поле кровли елецко-лебедянского горизонта (верхняя солевая толща) для северной и центральной зоны описывается так же одной зависимостью, как и в вышележащем данково-лебедянском горизонте. Коэффициент корреляции зависимости величины температуры от глубины до горизонта равен 0,84. Для южной зоны поле характеризуется другой зависимостью с коэффициентом корреляции 0,87.

По рассматриваемому горизонту наибольшие отклонения от линии регрессии в северной и центральной зонах выявлены по Первомайской площади (скв.5P) - положительные; Шарпиловской, Копаткевичской, Дудичской и Червонослободской - отрицательные. Южная зона прогиба характеризуется более низкотемпературной зависимостью. Аномально низкие значения температур выявлены по Ельской (скв.11P) и Новорудненской площадям, повышенной температурой характеризуется Заозерная площадь (скв.5P).

Температурное поле подошвы елецко-лебедянского горизонта для северной зоны прогиба характеризуется отдельной зависимостью величины от глубины. Коэффициент корреляции зависимости равен 0,86. Положительные отклонения температур в этой зоне обнаруживаются по Борщевской, Василевской и Первомайской площадям. Если по данково-лебедянскому и елецко-лебедянскому горизонтам северная и центральная зоны характеризовались единой зависимостью, то по задонско-ельскому горизонту такая зависимость выявлена для центральной и южной зон. Здесь отрицательные отклонения температур фиксируются на Копаткевичской, В-Ельской (скв.16P), Ельской (скв.11P), Новорудненской площадях. Коэффициент корреляции исследуемой зависимости для центральной зоны равен 0,82, южной - 0,91.

По кровле ливенского горизонта (нижнесолевая толща) коэффициент корреляции зависимости величины температуры от глубины равен 0,9 для северной зоны. По положительным аномальным значениям температуры выделяются Борщевская и Василевская площади. Распределение температур по кровле рассматриваемого горизонта в центральной и южной зоне прогиба характеризуется одной зависимостью. Положительные аномальные значения отмечаются на Стреличевской, Дудичской и Гороховской площадях, а отрицательные - Копаткевичской и В-Ельской (скв. 16P).

По кровле подсолевых девонских отложений, по величинам темпе-

ратур южная и центральная зоны характеризуются одной зависимостью. В центральной зоне по поверхностям вышележащих горизонтов наблюдалась отрицательная температурная аномалия Копаткевичской и Червонослободской площадей, однако по кровле рассматриваемого горизонта на этих площадях аномалия не проявляется. В этой зоне положительная аномалия отмечается на Гороховской и Дудичской площадях. В южной зоне отрицательные отклонения температур от линии регрессии отмечаются для В-Ельской (скв.16P), а положительные - Стреличевской площади.

данных значений температур по кристаллическому фундаменту недостаточно для выявления температурных зависимостей. Сравнительно рядом расположенные Первомайская и Речицкая площади для одинаковой глубины до фундамента имеют различные величины температур на 10°, что доказывает наличие большого горизонтального градиента температур в этой аномальной зоне.

Таким образом, для поверхностей горизонтов отложений Припятского прогиба в каждой зоне имеются графики зависимости величин температур от глубины. Эти графики, линии регрессии, являются нормируемыми и отклонения значений температур от них представляют аномалии. Используя графические построения и аналитические зависимости, определяются размеры аномалий в плане и по глубине и их амплитуда. Все встречающиеся аномальные значения температур по скважинам сведены в таблицу 4.1.

Положительная аномалия восточной части северной зоны наиболее четко проявляется в нижних горизонтах, в вышележащих данная аномалия увеличивается по площади, но одновременно уменьшается ее амплитуда. В южной зоне развита отрицательная аномалия температур Ельской (скв.11P), В-Ельской (скв.16P), Новорудненской и 3-Валевской площадей. Аномальные температуры отмечаются в надсолевых и верхнесолевых отложениях на Ельской и Новорудненской площадях, а в межсолевых - на всех вышеуказанных площадях. Рассматриваемая аномалия с глубиной, в подсолевых отложениях, уменьшается по ширине. Характеризуемые аномальные зоны шириной 25-30 и длиной 75-100 км вытянуты вдоль прогиба.

В северной, центральной и южной зонах прогиба крайние восточные площади характеризуются повышенными температурами только в нижележащих горизонтах, начиная с межсолевого. Отрицательная аномалия Копаткевичской и Червонослободской площадей проявляется в надсолевых девонских и верхнесолевых отложениях, затухая в ниже-

Таблица 4.1

Аномальные отклонения температур  
поверхностей горизонтов отложений

Площадь и № скважины	Кровля	Кровля	Подосва	ливен	Подсо-
	:Данково-ле-:бедянского:горизонта	:Елецко-ле-:бедянского:горизонта	:Елецко-ле-:бедянского:горизонта	:ский :зонт	:левой :лекс
Первомайская БР	+11	+8	+8		
Василевская IP	0	0	+9	+5	
Шарпиловская	-5	0	0	+3	
Борзавская	0	0	+11	+2	
Червонослободская	-8	-10	-2		0
Копоткевичская	-4	-7	-6	-2	0
Гороховская	0	0	+6	+6	+6
Дудичская	-10	-8	+6	+6	+6
Ельская ИП	-8	-8	-12		
Новорудненская	0	-6	-18		
В-Ельская	0	0	-7	-5	
З-Балавская	0	0	-12		
Стреличевская	+2	0	0	+8	+8
Заозерная БР	+8	+8	+10		

лежащих горизонтах. Эти две аномалии связаны с областями питания и разгрузки подземных вод.

Положительная аномалия, наблюдаемая в нижних горизонтах дудичской и Гороховской площадей, в верхнем комплексе отложений не проявляется на Гороховской площади и становится отрицательной на дудичской.

Исследование закономерностей распределения температурного поля по горизонтам Припятского прогиба дало возможность выявить величину температурных аномалий, их распространение в плане и по глубине осадочной толщи. По полученным уравнениям регрессии и графическим материалам построены карты и схемы температур поверхностных горизонтов толщи Припятского прогиба (рис. 4.8, 4.9).

#### 4.4. Структура поля градиентов

Геотермические особенности осадочных бассейнов тесно связаны

с их геологическим строением и гидрогеологическими условиями, поэтому анализ закономерности распределения градиентов температур является необходимой частью изучения теплового поля.

Отметим закономерности распределения средних значений градиентов температур (рис. 4.10). Повышенные средние геотермические градиенты прослеживаются в верхней части разреза северной зоны прогиба. Для триас-юрских глинисто-песчаных отложений они в 2 раза выше, чем в южной, и в 1,4 раза - чем в центральной зоне. В более древних стратиграфических комплексах эта разность уменьшается, и уже в нижесолесных отложениях средний геотермический градиент по всему прогибу изменяется в пределах 20%.

Статистическое определение средних значений градиентов температур горизонтов дает возможность показать спектр разброса величин и устойчивость средних значений.

Для триас-юрских глинисто-песчаных отложений средние значения градиентов температур южной, центральной и северной зон Припятского прогиба равны соответственно 1,23; 1,55; 2,55; для пермско-триасовых песчано-глинистых отложений - 1,0; 1,56; 1,9; для отложений карбона - 1,5; 1,7; 1,96°C/100 м.

Температурные условия верхних горизонтов разреза осадочного комплекса отложений зависят от многочисленных факторов, резко изменяющихся по площади распространения этих горизонтов: локальных гидрогеологических неоднородностей, фациального состава, пористости, углов наклона горизонтов и их гидрогеологической связи между собой, теплопроводности. Все эти причины вызывают изменения в распределении поля температур и градиентов температур, создавая значительный спектр разброса указанных параметров по площади исследуемых горизонтов. С увеличением глубины значения градиентов температур по одноименным горизонтам становятся более стабильными.

Средние значения градиентов температур данково-лебедянского горизонта (надсолесной девон) для южной, центральной и северной зон Припятского прогиба равны 1,6; 2,34; 2,7°C/100 м. Для всей толщи надсолесного комплекса отложений средние градиенты температур имеют следующие значения: для южной зоны - 1,23; центральной - 2,0; северной - 2,64°C/100 м.

В пределах локальных структур рассматриваемые выше градиенты температур триас-юрских и пермо-триасовых отложений увеличиваются к центру структуры, а по данково-лебедянскому горизонту - к

периферии структуры.

Отложения елецко-лебединского горизонта (верхняя солевая толща) в Припятском прогибе имеют средние градиенты температур для южной зоны - 0,9; центральной - 1,15; северной - 1,52°C/100 м. Задонско-елецкие (межсолевые) отложения характеризуются по соответствующим зонам следующими значениями средних градиентов температур: южная зона - 2,15, центральная - 2,3; северная - 2,3; ливенские отложения соответственно 1,3; 1,25; 1,4°C/100 м.

Из приведенных выше данных видно, что прослеживается определенная закономерность уменьшения расхождений средних значений градиентов температур разреза Припятского прогиба по зонам с увеличением глубины до рассматриваемого горизонта.

По выявленной закономерности изменения геотермических градиентов комплексов отложений и величинам их теплопроводностей можно судить о плотности кондуктивного теплового потока. Межсолевые отложения южной зоны прогиба имеют карбонатно-терригенный, северной зоны - карбонатный тип разреза. Средняя плотность межсолевых отложений составляет 2,4 г/см<sup>3</sup>.

Анализ распределения теплопроводностей пород с глубиной для Припятского прогиба, вероятностного распределения значений теплопроводностей отдельных групп пород, зависимости теплопроводностей от плотности и литолого-фациального состава межсолевых отложений показывает, что изменение теплопроводности межсолевой толщи будут в пределах 2-3 Вт/м град. Так как средние значения геотермических градиентов межсолевых отложений разных зон Припятского прогиба практически равны, можно заключить, что плотность кондуктивного теплового потока этих отложений по площади изменяется не более чем в 1,5 раза.

Состав нижнесоленосной толщи Припятского прогиба не однороден, несолевые прослои составляют 20-40%. Наибольшее количество их содержат отложения южной зоны. Присутствие в соленосной толще карбонатных и терригенных пород снижает их теплопроводность. Анализ измененного материала по составу пород и изменению их теплопроводности от различных факторов показывает, что вариации теплопроводности соленосной толщи составят 2-5 Вт/м град. Средние геотермические градиенты толщи в разных зонах изменяются в пределах 1,15-1,4 град/100 м. При таких параметрах теплопроводностей и градиентов температур плотность кондуктивного теплового потока будет изменяться не более чем в 2 раза.

К аналогичным выводам приходим, анализируя геотермические параметры верхнесоленосных отложений.

Различный глубинный тепловой поток должен был бы неизбежно создать и различные градиенты в нижней части разреза отложений прогиба при равных значениях теплопроводностей. Расхождение величин плотности теплового потока южной и северной зон составляет 4-5 раз. Если это различие обусловлено глубинным тепловым потоком, то при равных градиентах температур необходимо объяснить уменьшение теплопроводности в 4-5 раз глубоких горизонтов разреза южной зоны прогиба. Теплопроводность нижнесолевых отложений южной зоны согласно проведенному выше анализу может быть меньше в 1,5-2 раза, чем северной, теплопроводность межсолевого карбонатно-терригенного комплекса южной зоны больше теплопроводности карбонатного комплекса северной зоны прогиба.

Обратим внимание на изменение величины градиентов температур горизонтов отложений в разных зонах прогиба. В южной зоне они колеблются в пределах 1-1,5°C/100 м для горизонтов от поверхности Земли до подсолевых. Причем, средний градиент температур в хорошо проводящих соленосных отложениях отличается от среднего градиента температур триас-юрских глинисто-песчаных отложений на 10% и перм-триасовых песчано-глинистых на 25%. Теплопроводности таких различных литолого-стратиграфических толщ не могут быть близки по величине, так как соленосные отложения имеют значительно большую теплопроводность. Приведенные данные дают основание предполагать уменьшение плотности кондуктивного теплового потока в надсолевом комплексе осадочной толщи, что вызывает снижение ее геотермического градиента.

Имеется закономерность изменения величин градиентов температур отложений в пределах Припятского прогиба и в горизонтальном направлении для верхних горизонтов отложений с запада на восток для северной и центральной зон. В южной зоне недостаточно данных для выявления такой закономерности или ее отрицания. Коэффициент корреляции величин градиентов от величины расстояния до западной границы Припятского прогиба составляет для всей надсолевой толщи отложений по северной зоне - 0,72, центральной - 0,87, для надсолевого девона северной зоны - 0,62, центральной - 0,72. Коэффициенты корреляции удовлетворяют критерию Романовского. Повышение градиентов с запада на восток происходит со средней интенсивностью 0,5°C/100 м на протяжении 100 км и может быть объяснено

движением подземных вод в этом направлении в исследуемых горизонтах.

Для Припятского прогиба наблюдаются высокие величины теплопроводностей значительных по мощности соленосных отложений, а надсолевые породы обладают величинами теплопроводностей в 2 раза и более меньшими. Вследствие этого должна наблюдаться закономерность изменения теплового потока от мощности надсолевой толли низкой теплопроводности, а следовательно и зависимость величины градиента температур верхнесоленосных отложений от глубины их залегания. Тепловой поток должен быть меньше над мощной толщей надсолевых отложений, так как мощность их изменяется в 4 раза и они имеют в 1,5-2 раза меньшую теплопроводность, чем нижележащие отложения. Однако градиент температур верхней соли совершенно не зависит от мощности надсолевой толли пород. В то же время величина градиента температур надсолевой толли пород имеет устойчивую обратную связь с мощностью толли. Объяснить эти факты можно изменением кондуктивного теплового потока в надсолевых отложениях, т.е. увеличением конвективной составляющей теплового потока, уменьшающейся с глубиной.

Таким образом, исследование структуры геотермических градиентов осадочных отложений Припятского прогиба дает возможность сделать выводы о наличии в надсолевой толще значительной конвективной составляющей теплового потока, уменьшающейся с глубиной. Различие в наблюдаемых величинах плотности кондуктивного теплового потока северной и южной зон прогиба от  $1,66 \cdot 10^{-2}$  до  $3,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> обусловлены в большей степени перераспределением теплового потока между кондуктивной и конвективной составляющей. По наблюдаемым градиентам температур нижнего комплекса отложений и вариациям их теплопроводностей можно заключить, что изменение глубинного теплового потока по площади прогиба возможно не более чем в 2 раза.

#### 4.5. Распределение плотности теплового потока

Определение плотности теплового потока произведено в скважинах Припятского прогиба, находившихся в разных участках. Данные теплового потока дают возможность более полно представить геологические особенности района. Так, в первую очередь замечаем изменение плотности теплового потока от минимального значения  $1,66$  до максимального  $6,6 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, причем общая тенденция увеличения потока про-

исходит с юга на север и с запада на восток прогиба.

Возможная причина такой закономерности распределения теплового потока - влияние дельтаического потока вод надсолевого комплекса отложений с запада на восток прогиба, имеющего следующие особенности: длина пути водного потока от области питания до области разгрузки убывает с севера на юг от 180 км до 120 км, объем вод зоны активного водообмена возрастает с севера на юг, так как градиент изменения гидрорезультатов примерно одинаков, а пористость и мощность отложений надсолевого комплекса увеличивается с севера на юг прогиба.

Наблюдается зона повышенного теплопотока, которая находится в северной части прогиба и захватывает площади Шатиковскую, Первомайскую и Восточно-Первомайскую, где тепловой поток  $5,2 \cdot 10^{-2}$  -  $7,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Данная зона вытягивается в субширотном направлении, согласуясь с направлением разломов. Протяженность зоны, возможно, большая, но в связи с отсутствием детальных работ определить точные ее границы невозможно. В указанной зоне обнаружены очаги разгрузки подземных вод.

Рассмотрим зону пониженного кондуктивного теплового потока Припятского прогиба. Это южная часть прогиба, непосредственно прилегающая к борту. Тепловой поток здесь составляет  $1,66$ - $1,1 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. В этой зоне отмечается частичное замещение соленосных отложений терригенными, что является благоприятным для проникновения более холодных вод в нижние горизонты. Следует отметить еще одну особенность данной зоны - значительное увеличение глубины до верхнесоленосных отложений и увеличение пористости пород всех комплексов. Это приводит к более высоким скоростям движения подземных вод, к большему объему водообмена. На основании анализа гидрогеологических условий известно об увеличении объема водообмена в южной части прогиба и о проникновении холодных вод в более глубокие горизонты, по анализу глубины контакта высокоминерализованных и пресных вод. Таким образом, данные подтверждают, что южная часть прогиба является наиболее активной зоной движения подземных вод, что и обуславливает уменьшение плотности кондуктивного теплового потока.

В северной же части прогиба тепловой поток даже возле самого борта прогиба составляет  $4,2 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>, а многочисленные выходы высокоминерализованных вод и глубина границ контакта пресных и высокоминерализованных вод подтверждают положение об отсутствии

здесь проникновения холодных вод в нижележащие горизонты, или во всяком случае о незначительном объеме вод, участвующих в этом процессе.

Анализ распределения средних геотермических градиентов комплексов отложений прогиба и их теплопроводностей, проведенный в предыдущем параграфе, показал, что изменение плотности глубинного теплового потока по площади прогиба возможно не более чем в 2 раза. Следовательно, наблюдаемые вариации плотности теплового потока в надсолевых отложениях от  $1,88$  до  $8,8 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup> и более возможны за счет перераспределения теплового потока между конвективной и кондуктивной составляющими.

Это подтверждается отсутствием зависимости величины градиентов температур высоко-теплопроводных верхнесолевых отложений от изменения мощности перекрывающих их отложений низкой теплопроводности и изменением плотности кондуктивного теплового потока по разрезу до 400%.

Расчет плотности кондуктивного теплового потока производится по формуле

$$Q = \lambda \text{ grad } T.$$

При отсутствии конвективной составляющей теплового потока плотность кондуктивного теплового потока по разрезу должна быть постоянной. Теоретически с глубиной плотность теплового потока должна уменьшаться, так как в этом случае не учитывается генерация тепла верхней части разреза. Нами рассматриваются интервалы разреза сравнительно небольшие — до 1–1,5 км, поэтому изменением плотности кондуктивного теплового потока за счет генерации тепла в этой толще пород можно пренебречь.

Наблюдаемые изменения плотности кондуктивного теплового потока по разрезу могут возникнуть из-за ошибок определения температур и теплопроводностей пород и при наличии конвективной составляющей потока, которая соответственно изменяет кондуктивную часть его так, что общая суммарная плотность теплового потока остается постоянной по разрезу, за исключением горизонтов, в которых происходит питание подземных вод или их разгрузка.

При отсутствии конвективного переноса тепла вариации плотности кондуктивного теплового потока являются следствием наличия ошибок в определении температурного градиента и теплопроводности. К анализу приняты материалы с точностью измерения температур  $0,01^\circ\text{C}$ .

Градиент температур вычисляется на базе 25 м. Как показывают вычисления, ошибка определения градиента температур не превышает 5%.

В определении теплопроводности возможен еще один источник погрешностей при использовании непарафинированных образцов. В этом случае потеря влаги породой пропорциональна ее пористости (плотности), а значит ошибка будет тем больше, чем больше пористость образца. Учитывая, что величина теплопроводности пород зависит от ее плотности (пористости), погрешности определения теплопроводности непарафинированных образцов будут пропорциональны величинам теплопроводности.

Рассмотрим корреляционные связи между параметрами формулы плотности теплового потока в случае систематической ошибки определения теплопроводности непарафинированных образцов.

Корреляционная обратная связь будет существовать между величиной теплопроводности и градиентом температур, который будет тем больше, чем меньше теплопроводность разреза. Прямая корреляционная связь будет связывать величину теплопроводности, определенную с систематической погрешностью, и расчетную величину плотности кондуктивного теплового потока (рис. 4.11).

При изменении плотности кондуктивного теплового потока по разрезу из-за влияния конвекции, корреляционная зависимость между теплопроводностью и градиентом температур будет ослаблена, так как с увеличением пористости пород уменьшается их теплопроводность, возрастает возможность переноса тепла конвективным путем, что приводит к уменьшению градиента температур на данном интервале разреза (рис. 4.12, 4.13). Очень слабой будет и корреляционная зависимость между плотностью кондуктивного теплового потока и градиентом температур, зато она будет тесной между плотностью кондуктивного теплового потока и теплопроводностью.

Таким образом, анализ корреляционных зависимостей между параметрами формулы расчета плотности кондуктивного теплового потока и оценка погрешностей определения их дает возможность оценки конвективного теплового потока, который зависит от скорости движения подземных вод, пористости пород, направления движения вод, наклона водоносных горизонтов. Так как все параметры, отражающие динамику подземных вод, для одного водоносного комплекса, объединяющего систему горизонтов, или равны, или изменяются пропорционально и непрерывно, то следует ожидать определенной закономерности и в изменении величин конвективного теплового потока.

В Припятском прогибе в надсолевом терригенном комплексе отложений фиксируется только уменьшение теплового потока в пределах до 400° и более. Получены две зависимости изменения плотности кондуктивного теплового потока от теплопроводности с коэффициентами корреляции 0,86 и 0,88. Существование двух зависимостей обусловлено изменением суммарной величины вертикального теплового потока в одном из интервалов разреза за счет горизонтальной конвективной составляющей. Корреляционная зависимость между величинами теплопроводностей пород и градиентом температур отсутствует, что указывает на изменение плотности кондуктивного теплового потока за счет конвективной составляющей.

В Колхидской низменности Ш.Г. Чихрадзе отмечает значительные изменения плотности теплового потока по разрезу скважин. Анализ приведенной таблицы тепловых параметров показывает, что плотность теплового потока не всегда увеличивается с увеличением глубины. Имеется много случаев уменьшения плотности потока в 1,5-2,5 раза в низележащих отложениях.

Для 37 измерений в скважинах Колхидской низменности коэффициент корреляции зависимости изменения плотности кондуктивного теплового потока в соответствии с изменением теплопроводности пород по стволу каждой скважины равен 0,93. В указанном районе наблюдается единая закономерность не только по каждой скважине, но и в целом для всего района, что дает основание считать причины изменения плотности теплового потока едиными. Для приведенных материалов корреляционной связи между теплопроводностью пород и градиентом температур не наблюдается (рис. 4.13).

Анализ данных теплопараметров по скважинам Днепровско-Донецкой впадины показывает наличие и в этом районе закономерности изменения плотности теплового потока по разрезу от теплопроводности пород, но из-за отсутствия табличного материала невозможно оценить количественно величину связи параметров. Изменение плотности теплового потока по разрезу Р.И. Кутса, В.В. Гордиенко отмечает во многих скважинах, пройденных в осадочных отложениях. По данным этих авторов, в скважине Сколе-1 в Карпатах, где плотность пород и их теплопроводность имеет высокие значения, изменение плотности теплового потока по разрезу находится в пределах точности измерений.

Проанализируем фактические данные измерений теплопроводности и теплового потока, приведенные в статье Е.А. Лябимовой и соавт.

Необходимым условием отвечают материалы измерений по скважине 7504 Криворожья и 384 Яковлевского месторождения.

В скважине 7504 измерения выполнены в пределах 124-750 м, всего 14 определений теплопроводности. Коэффициент корреляции зависимости плотности кондуктивного теплового потока от изменения теплопроводности пород по разрезу равен 0,87.

По скважине 384 проведено 36 измерений теплопроводности на глубинах от 140 до 700 м. В этой скважине зафиксированы значительные расхождения величин плотности кондуктивного теплового потока - от 3 до  $12,5 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>. Колебания плотности теплового потока связаны с тем, что не учитывается при измерении теплопроводности динамика подземных вод.

По материалам рассматриваемой скважины выделяются три группы пород: глинистые; пески, песчаники, известняки; кварциты, рудные породы. Последняя группа пород составляет нижнюю часть разреза от 540 до 700 м, а первые две чередуются друг с другом. Зависимость плотности кондуктивного теплового потока от теплопроводности наблюдается в каждой из вышеприведенных групп пород. Такая закономерность связана с тем, что соотношение между конвективной и кондуктивной составляющими при изменении теплопроводности пород в каждой группе их будет различным. Для соблюдения единого закона необходимо равенство теплопроводности пород при равной их пористости и при одинаковом ее изменении, равные изменения теплопроводности.

Оценим возможные погрешности в определении величин теплопроводностей анализируемых нами материалов. Для скважины Криворожья и Яковлевского месторождения измерения проводились на парафинированных образцах и точность определения теплопроводности составляет 5-10%, а изменения плотности теплового потока зафиксированы от 2,9 до  $12,5 \cdot 10^{-2}$  Вт/м<sup>2</sup>.

По материалам Припятского прогиба и Колхидской низменности изменения плотности кондуктивного теплового потока по разрезу достигают 400°. Анализируя графики вероятностного распределения величин теплопроводности пород, невозможно допустить изменения теплопроводности одного типа пород до 400° в пределах рассматриваемых интервалов разреза.

Так как ошибка определения градиента температур значительно меньше, чем возможные ошибки теплопроводности, сделаем расчет величины теплопроводности по известному градиенту температур и плотности кондуктивного теплового потока, определенной для плот-

ных пород разреза, где конвективный тепловой поток незначительный или совсем отсутствует. Для разреза Колхидской низменности возьмем  $Q = 8,2 \cdot 10^{-2} \text{ Вт/м}^2$  при  $grad T = 2,4 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/м}$  и  $\lambda = 3,4 \text{ Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$ . Будем считать взятой плотность кондуктивного теплового потока равной суммарной плотности потока по разрезу. Тогда для пористых пород разреза при  $grad T = 1,8 \cdot 10^{-2} \text{ }^\circ\text{C/м}$ , теплопроводность должна быть  $4,5 \text{ Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$  (измеренные значения составляют  $1,3-1,6 \text{ Вт/(м}\cdot^\circ\text{C)}$ ). Расчетное значение теплопроводности пористых пород получено выше, чем для плотных, что невозможно. Приведенный расчет показывает, что изменение по разрезу плотности кондуктивного теплового потока происходит не за счет ошибок в определенных теплопроводности. К таким же результатам приходим и при анализе других используемых материалов.

Примемлемым объяснением выявленных закономерностей является допущение наличия конвективной составляющей теплового потока. Исследования Н.М. Фролова, Д.Бредегефта, С.Панадопулоса, В.И. Дьяченко, М.Н. Митника показали существование переноса тепла подземными водами при вертикальном перетоке их через слабопроницаемые породы.

Расчет скорости перетекания подземных вод через слабопроницаемые водоупорные триас-юрские глинисто-песчаные породы в анализированных скважинах Припятского прогиба и последующее определение конвективного теплового потока показали, что для этого горизонта конвективная вертикальная составляющая теплового потока равна кондуктивной. Плотность же кондуктивного теплового потока в водоносных отложениях этих скважин составляет только 1/3-1/4 часть от суммарного потока. Механизм переноса тепла в проницаемых породах, обусловленный увеличением эффективной теплопроводности в направлении, нормальном к потоку водных масс, исследован в работах В.Г. Бахурова, Г.К. Борескова и М.Э. Азрова, Н.Н. Умника. Величина конвективной составляющей, рассчитанная по методике указанных исследователей, при скорости движения подземных вод  $31,5 \cdot 10^{-3} \text{ м/сек}$  и пористости пород  $10\%$  составит 1/3-1/4 часть от кондуктивного потока.

При движении подземных вод в наклонном комплексе отложений с большой суммарной мощностью водоносных горизонтов, что наблюдается в Припятском прогибе, большое значение имеют даже незначительные углы наклона  $1^\circ$  и меньше. При мощности водоносного комплекса  $1000 \text{ м}$ , угле наклона  $1^\circ$  и скорости движения подземных вод  $3,15 \cdot 10^{-3} \text{ м/сек}$  конвективный тепловой поток составит 30-50% от кондуктив-

ного.

Анализ распределения плотности теплового потока в осадочных отложениях Припятского прогиба показывает, что кондуктивная составляющая потока значительно изменяется по величине не только в плане, но и по глубине отложений. В водоносных горизонтах она может составлять менее половины суммарного теплового потока. Другой частью теплового потока является конвективная составляющая, которая значительна не только в водоносных горизонтах, но и в слабопроницаемых глинисто-песчаных породах, где перенос тепла производится вертикальным перетоком подземных вод при распыленной разгрузке.

Исследование зависимости между величиной плотности кондуктивной составляющей теплового потока и теплопроводностью пород по разрезу дает возможность, при оценке погрешностей определения градиентов температур и теплопроводностей, найти закономерность распределения плотности кондуктивного теплового потока и оценить величину конвективной составляющей потока, так как суммарная величина плотности теплового потока постоянна.

#### 4.6. Интерпретация гидрогеотермических аномалий

Исследовав структуру геотермических полей, можно провести анализ факторов, определяющих распределение полей в плане и по глубине осадочной толщи. Структура геотермических полей может определяться глубинным геологическим строением земной коры, строением осадочной толщи, гидрогеологическими условиями, последствиями оледенений или изменений климата, наличием вулканической деятельности и тектонических движений в пределах рассматриваемого района.

Произведем исследование трансформации геотермических полей при воздействии вышеуказанных факторов с известными параметрами, характерными их амплитуды, продолжительность действия, закон возникновения и другие качества. С этой целью анализируется глубинный тепловой поток и температурные условия поверхности базальта и гранит-мантия по известному глубинному геологическому строению, температурам поверхности кристаллического фундамента и плотности наблюдаемого теплового потока. По величине наблюдаемых геотермических аномалий определяется возможная глубина верхней границы источника, вызывающего их. Анализируя строение осадочного чехла прогиба и его гидродинамические условия, исследуется возмож-



ность возникновения геотермических аномалий в надсолевом комплексе пород и их воздействие на геотермическое состояние нижележащих горизонтов.

В пределах Припятского прогиба нет резких изменений глубины до границы Мохоревича, поэтому значительные изменения плотности глубинного теплового потока ожидать трудно. Но в районе площадей Первомайская-Шатилковская и Жлобинской седловине следует поставить специальные гидрогеотермические исследования по выяснению природы аномалии. Следует иметь в виду, что аномалии теплового потока, обусловленные глубоко-погруженными телами, будут иметь малый горизонтальный градиент. В Припятском прогибе на Первомайской, Шатилковской, Речицкой и других площадях наблюдаются значительные изменения тепловых потоков в пределах одной локальной структуры. Наиболее вероятно они обусловлены воздействием конвекционного теплопереноса по тектоническим нарушениям.

Для исследования пространственного положения источников аномалий гидрогеотермических полей выделим рассмотренные ранее следующие факторы.

Расчеты плотности глубинного теплового потока по геологическому строению земной коры в пределах Припятского прогиба показывают возможность изменения потока до 10-15%. Расчеты температур поверхности Мохоревича по наблюдаемой плотности теплового потока отрицательной аномальной зоны приводят к физически неправильному результату. Глубина поверхности источника аномалии не может превышать 15-20 км при наблюдаемых размерах аномалии на поверхности земной коры. Исследование распределения градиентов температур различных горизонтов отложений Припятского прогиба по разрезу и анализ распределения теплопроводности пород с глубиной показывают, что в глубоководящих горизонтах подсоловых и нижесоловых пород в различных зонах прогиба величины средних градиентов температур отличаются незначительно при возможных изменениях теплопроводностей - до 200%. Указанные закономерности дают основание сделать вывод о вариациях значений плотности глубинного теплового потока не более чем в 2 раза.

Наблюдаемые региональные аномалии гидрогеотермических полей в осадочной толще Припятского прогиба могли возникнуть в результате воздействия водных масс, производящих охлаждение или нагревание пород, а также являться следствием климатических ко-

лебаний в прошлые геологические эпохи.

Климатические колебания за исследуемый период времени происходили в целом на всей площади прогиба и поэтому локальные аномалии внутри прогиба не могут быть ими объяснены, тем более, что период климатических колебаний незначительный и не может распространиться на большие глубины.

Необходимо распространение охлаждающего воздействия водного потока верхних гидрогеологических комплексов на большие глубины. Гидрогеологические комплексы подсоловых и межсоловых отложений не могут производить такого охлаждающего действия, так как движение вод в них очень незначительное или застойное. Незначительная пористость пород межсолового и подсолового комплекса в среднем 4-10%, тектоническая ограниченность блоков, значительное протяжение прогиба до 75-150 км и перепад высот 20-30 м практически исключают сколь-нибудь значительное перемещение водных масс в горизонтальных с такими параметрами.

Таким образом, мы должны обратиться к зоне активного водообмена - надсоловым отложениям. Как указывает А.П. Давров и др., М.А. Гатальский, скорость движения вод здесь составляет 1-16 м/год и более. Рассмотрим, какое время оказывает влияние на тепловое и температурное поле гидрогеологический режим Припятского прогиба.

В конце раннего олигоцена море навсегда отступило с пределов Припятского прогиба, а в позднем олигоцене прогиб испытал значительный подъем, начала формироваться речная сеть. На протяжении позднего олигоцена и всего неогена в прогибе накапливались континентальные осадки в долинах рек, озерах, низинных участках. Время существования гидрогеологических условий, сформировавшихся в прогибе, составляет не менее 50 млн. лет.

Северная, центральная и южная зоны прогиба имеют существенное отличие между собой по литолого-фациальному, тектоническому строению и гидрогеологическим условиям. Эти различия обуславливают и особенности распределения параметров геофизических полей: электропроводности пород, скорости распространения сейсмических волн, силы тяжести, современных вертикальных движений земной коры, пористости пород. В южной зоне прогиба зафиксирована отрицательная аномалия температур и плотности кондуктивного теплового потока. Эта зона характеризуется наибольшей мощностью надсолового комплекса отложений пород, достигающей 2000 м и более, максимальными величинами проницаемости этих отложений - 1025-7330 мддарси, по-

ристости - 37%. В северной и центральной зонах проницаемости пород составляет 29-40 мд, а пористость водовмещающих пород - 5-24%.

Надсолевая толща осадочных отложений в южной зоне прогиба содержит наибольшее количество терригенного материала с хорошими коллекторскими свойствами. Значительные глубины поверхности контакта пресных и минерализованных вод в южной зоне прогиба свидетельствуют об интенсивной инфильтрации поверхностных вод.

Приведенная характеристика строения южной зоны Припятского прогиба позволяет судить о наличии активной гидродинамики в ее осадочной толще. Большая мощность терригенных отложений высокой проницаемости, инфильтрация подземных вод обуславливают значительно большие скорости их движения, чем в других зонах. Активное влияние гидрогеологических условий на распределение геотермических полей вызывает снижение величин температур в надсолевой толще пород и увеличивает конвективную составляющую теплового потока. Существующие гидрогеологические условия сформировались 50 млн. лет назад на территории всей площади прогиба, поэтому с начала их формирования, в связи с разными строениями зон прогиба, происходило и различное воздействие их на геотермические поля. В южной зоне формировалась отрицательная температурная аномалия, температура верхней части гидрогеологически активных горизонтов снижалась.

В настоящее время наблюдаются низкие значения температур осадочных отложений южной зоны даже на значительных глубинах. На глубине 500 м она равна 12-15°C, а в северной зоне - 20-25°C. Такие величины температур в южной зоне фиксируются только на глубинах 1000-1500 м.

Снижение температур надсолевого комплекса отложений за время длительного существования гидрогеологических условий распространилось и в более глубокие горизонты: верхнесолевой, межсолевой, подсолевой комплексы и кристаллический фундамент. Породы этих комплексов характеризуются значительно меньшей пористостью, чем надсолевые, поэтому можно считать механизм передачи тепла в них кондуктивным.

Точная форма сформированного температурного импульса в надсолевом комплексе пород не поддается расчету, но для упрощения расчетов можно принять его синусоидальным и проводить расчет затухания его с глубиной. За длительность импульсов принимается время существования создававшихся гидрогеологических условий в Припятском

прогибе, так как время достижения стационарного геотермического состояния после установления существующих гидрогеологических условий также не известно. Погрешности определения глубины распространения созданной аномалии, в связи со сделанными допущениями параметров импульса температуры, могут быть только отрицательными, т.е. глубина распространения аномалии будет занижена.

По методике Э.Б.Чекалкина, сделанные расчеты изменения температуры на глубине 2000 м (рис.4.14) для параметров отложений южной зоны прогиба при движении подземных вод по наклонному горизонту дают величину 20°C, что согласуется с фактическими данными при сравнении температур этих глубин северной и южной зон.

Произведем расчеты распространения вглубь температурного импульса, обусловленного снижением температуры в надсолевой толще пород южной зоны прогиба при водействии гидрогеологических условий. Для расчетов примем среднее значение температуропроводности пород, равное  $1,5 \times 10^{-3}$  м<sup>2</sup>/сек. Возьмем изменение температуры  $\Delta T = 10^\circ\text{C}$  (для удобства расчетов и использования их). Произведем расчет затухания температурного импульса от глубины и времени воздействия по формуле

$$H = \frac{\ln aT_0 - \ln aT_h}{\sqrt{\frac{a}{c}}},$$

где  $aT_0$  - амплитуда колебаний температуры;  $c$  - период колебаний;  $a$  - температуропроводность,  $aT_h$  - амплитуда температурного импульса на глубине  $H$ .

Известны следующие закономерности температурного импульса: длина периодов колебаний температур не изменяется в зависимости от глубины; амплитуда колебаний температур уменьшается в геометрической прогрессии при увеличении глубины в арифметической.

Амплитуда колебаний на глубине вычисляется по закону:

$$aT_h = aT_0 \exp(-LH),$$

где  $L = \sqrt{\frac{a}{c}}$  - коэффициент затухания.

При  $c$ , стремящемся к бесконечности, коэффициент затухания стремится к нулю, а значит  $aT$  распространяется на большую глубину без затухания.

Результаты расчетов показывают, что достаточно 50 млн. лет (период 100 млн.), т.е. кайнозойского времени, чтобы иметь

изменение температурного импульса  $\Delta T_0$  на глубине 4 км от поверхности воздействия, сниженное всего лишь на 10% (рис. 4.14). Снижение абсолютных значений температур осадочных отложений в южной зоне прогиба происходит вследствие более активного гидродинамического режима на протяжении длительного времени, что обусловлено увеличением пористости и коэффициента проницаемости осадочных отложений надсолевого комплекса в этой зоне. Палеогидрогеологические условия подтверждают возможность такого решения.

Исследование структуры геотермических полей Припятского прогиба дает возможность сделать следующие выводы.

Величины плотности глубинного теплового потока в пределах впадины изменяются не более чем в 2 раза, что подтверждается анализом закономерности распределения градиентов температур и теплопроводностей верхнесолевых, межсолевых и нижнесолевых отложений, расчетом генерации тепла в земной коре в пределах прогиба.

Изменения плотности кондуктивного теплового потока в надсолево-м комплексе отложений в плане и по глубине достигают 400%, что объясняется влиянием гидродинамической обстановки на перераспределение теплового потока. Выявляется закономерность распределения плотности теплового потока по разрезу в зависимости от его физико-геологических характеристик.

Расчеты глубины источника геотермических аномалий показывают его пространственное расположение в верхней части земной коры. Влияние гидродинамической обстановки на распределение геотермических полей очень значительно. Анализ гидрогеологических условий осадочной толщи, учет времени их существования показывают, что даже региональные геотермические аномалии обусловлены гидрогеологическими условиями. На протяжении длительного времени воздействия гидрогеологических условий на распределение геотермических полей возникла наблюдаемая их структура. Поэтому при определении глубинных источников, дающих региональное изменение геотермических полей в осадочной толще, следует тщательно учитывать возможный вклад гидрогеологических условий в формирование региональной структуры геотермических полей. Для однозначного решения задачи необходимо привлечение данных других геофизических полей, позволяющих получить сведения о строении глубинных зон земной коры.

Гидрогеотермальные ресурсы использовались еще в древности. Древний Рим оставил многочисленные свидетельства использования термальных вод для бассейнов, бань и лечения. Римские бани известны в Англии, Франции, Италии, на Балканах, в Средней Азии, Африке. Такой этап освоения термальных ресурсов для местных нужд длился до середины нашего века, когда началось освоение земного тепла для отопления городов, создания крупных плодово-овощных комбинатов и выработки электроэнергии.

Тепло верхней зоны Земли - возобновляемый источник. Он пополняется за счет внутренних накопленных запасов, ресурсы которых огромны. Верхний 5-км слой земной коры содержит запас тепловой энергии, многократно превышающий мощность энергии горячих полезных ископаемых земной коры. Охлаждение ядра Земли на 1°C высвобождает тепловую энергию, равную энергии, которую смогли бы выработать все электростанции мира за 40 млн. лет.

В 1972 г. выработка геотермальной электроэнергии в мире составила 895 Мвт, а к 1981 г. утроилась, к 1990 - увеличилась в 10 раз. Широко осваивают геотермальную энергию для электрофикации США (третья часть), Филиппины, Италия, Новая Зеландия, Япония, Мексика, в хозяйственной деятельности - Исландия (половину), Венгрия, Болгария.

Первыми использовались ресурсы геотермальной энергии в виде выходящего пара или горячего источника. В дальнейшем энергию стали брать с более глубоких горизонтов Земли и в больших объемах. В настоящее время используется тепловая энергия с температурами воды 50-80°C и высоким содержанием растворенных солей до 550 г/л. В случае высокоминерализованных вод используется вода, в первую очередь, как руда, для получения необходимых солей и химических элементов.

Учитывая параметры геотермальных ресурсов Беларуси, рассмотрим примеры использования подобных ресурсов в мировой практике и возможные схемы использования их в Беларуси.

Основные ресурсы гидрогеотермальной энергии сосредоточены в виде высокоминерализованных нагретых и горячих вод в южной части республики - Припятском прогибе и примыкающей к нему Жлобской седловине. Седловина и примыкающая часть Припятского прогиба (Первомайско-Шатилковская полоса) наиболее перспективные районы для поиска и использования геотермальной энергии. Температуры на глу-

бине 5 км достигает  $130^{\circ}\text{C}$ . Возможно, здесь произошло внедрение магматического тела в земную кору или ближе, чем в других районах, находится поверхность Мохоровичича.

Общая мощность осадочной толщи прогиба до 5,5-6 км. Высокоминерализованные термальные воды находятся в межслоевых отложениях мощностью до 250 м и подсолевых - до 500 м. Температура минерализованных вод межслоевых -  $40-90^{\circ}\text{C}$ , подсолевых - до ста и более  $^{\circ}\text{C}$ . Глубина до межслоевой толщи -  $1300+3300$  м, подслоевой -  $3500+6000$  м. Характерны параметры самых высокотемпературных скважин: Шатилковская I-P - на глубине 3320 м температура -  $92,7^{\circ}\text{C}$ , Восточно-Первотомская P-I - глубина - 3260 м, температура -  $86,1^{\circ}\text{C}$ . Минерализация подземных вод межслоевого комплекса -  $300-350$  г/л, подслоевого -  $450-550$  г/л. Притоки подземных вод межслоевых и подсолевых отложений достигают  $300-400$  м<sup>3</sup>/сутки.

Термальные рассолы межслоевых и подсолевых отложений Припятского прогиба могут быть использованы для химической промышленности. Они содержат йод, бром, бор, редкие элементы: литий, рубидий, цезий, стронций, тантал, магний, вольфрам.

В Тбилиси с глубины 2,1-2,6 км поднимают термальную воду с температурой  $57-65^{\circ}\text{C}$  и используют для горячего водоснабжения микрорайона с населением 15 тысяч жителей. В Грозном термальную энергию использует крупный парниково-тепличный комбинат. Краснодарский край, Мостовский р-он - воды берутся с глубины 1,6-1,7 км с температурой -  $75^{\circ}\text{C}$ . Франция, Париж - вода для теплоснабжения поступает с глубины 1800 м с температурой  $70-75^{\circ}\text{C}$  и минерализацией 25 г/л. Китай, Пекин - используется для теплоснабжения вода из 113 скважин, а в Тяньцзине из 300 скважин (экономию угля составляет более 700 тысяч тонн в год).

В условиях недр территории Беларуси гидрогеотермальные ресурсы имеют параметры: температуру до  $120^{\circ}\text{C}$ , минерализация вод - до 550 г/л, глубина залегания 2500-5500 м. Такие воды непосредственно для отопления и электропроизводства использовать нельзя. Возникают проблемы кальматации (солеотложения) и коррозии труб, проблемы сброса высокоминерализованных вод. Но эти проблемы имеют решение. Отработанные высокоминерализованные воды можно закачивать обратно в пласт через поглотительные скважины, поддерживая пластовое давление на одном уровне. Для предотвращения кальматации и коррозии труб термальные воды проходят через теплообменник с простой водой и со своим прежним давлением закачиваются в пласт. Та-

кая система теплоснабжения работает в Париже.

Можно предложить и схему закачки пресных вод в скважины, расположенные по окружности, а в центре проводить отбор и подъем на дневную поверхность. Система требует предварительной промывки рабочей зоны пласта, а в дальнейшем будет работать как теплообменник.

Примером использования низкотермальных вод для получения электроэнергии может служить Паратунская фреоновая электростанция мощностью 750 кВт. Использовались термальные воды с температурой  $80^{\circ}\text{C}$ . Разработаны и используются электрогенераторы на изобутане. Мощность их 1,0 МВт, контакт минерализованной воды с рабочим теплоносителем происходит через теплообменник, а значит могут использоваться высокоминерализованные воды.

Гидрогеотермальные ресурсы в Беларуси практически не изучены. Измерения температур в скважинах проведены попутно с решением нефтяных задач, не было проведено специальной геотермической съемки и поисковых работ. Химсостав вод изучен более досконально, и в 70-е годы планировались работы по изучению минерального сырья рассолов подслоевого и надслоевого водоносных комплексов. Тем более в настоящее время, когда Беларусь лишилась источников рудного сырья и энергетических ресурсов, проблема использования гидрогеотермальных собственных ресурсов должна видеться в новом аспекте.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В данной работе, предназначенной для изучения возможности применения гидрогеотермических методов для решения задач геологии, геофизики, гидрогеологии, экологии, дается изложение общей закономерности структуры гидрогеотермических полей Земли. Обращается особое внимание на распределение полей в верхней части земной коры, в гелиотермозоне. Показано огромное влияние солнечной энергии на формирование геотермических полей гелиотермозоны, роль подземных и поверхностных вод, роль климата. Обоснована необходимость поддержания геоэкологического равновесия в природе, сохранения ледникового покрова Антарктиды и Гренландии, зон вечной мерзлоты Сибири, Аляски и Канады, сохранения чистоты воздушного бассейна Земли.

Методики гидрогеотермических исследований представляют возможность методически правильно проводить исследование гидрогеотермических полей и ставить целевые задачи. Описано необходимое основное аппаратное обеспечение полевых работ и даны примеры решения типовых задач по изучению фильтрационных параметров, расчленению геологических разрезов и поисков областей питания и разгрузки подземных вод, изучения гидрогеотермальных ресурсов и теплоснабжений. Приводится пример исследования гидрогеотермических полей Припятского прогиба, рассмотрены их особенности и возможна увязка с геологическим строением и гидрогеологическими условиями. Показано, что гидрогеотермический режим Припятского прогиба имеет два этажа. Нижний - верхняя и нижняя соленосные тощи, межсолевые и подсолевые горизонты, верхний - все надсолевые тощи.

Нижний этаж характеризуется большой мощностью непроницаемых соленосных отложений и застойным режимом подземных вод в межсолевых и подсолевых отложениях. Средние значения тепловых потоков в региональном плане Припятского прогиба в нижнем гидрогеотермальном комплексе близки между собой.

Верхний этаж характеризуется чередованием проницаемых и полупроницаемых отложений надсолевой тощи. Сильно развита конвекционная теплопередача, что приводит к перераспределению теплового потока на кондуктивную и конвективную составляющие. Роль конвективной составляющей особенно высока в областях питания подземных вод. Величина конвективной составляющей возрастает с севера на

юг в связи с увеличением в этом направлении пористости пород. Длительное воздействие конвекции понизило температуру горизонтов даже на глубинах до 5 км на величину около 50°C.

Северо-восточная прибортовая зона Припятского прогиба на площади Восточно-Первомайская, Первомайская, Шатляковская характеризуется аномальными значениями плотности теплового потока и более высокими температурами. Недр этой части прогиба могут рассматриваться как перспективные для извлечения гидрогеотермальных ресурсов. Температуры рассматриваемой аномальной зоны на глубине 5 км составляют более 120°C. Аномалия располагается близко к крупным промышленным центрам, нуждающимся в энергоресурсах, поэтому ее изучение заслуживает особого внимания.

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИИМ

РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА

Основная

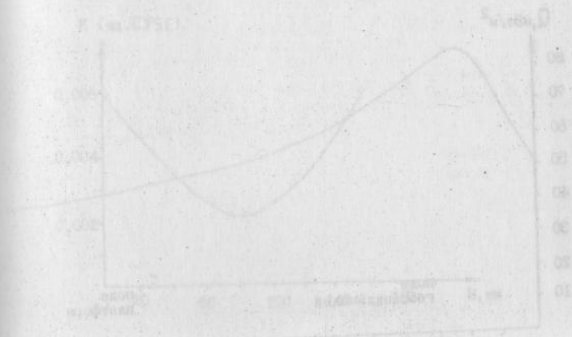
1. Фролов Н.М. Основы гидрогеотермии. М.: Недра, 1991. - 335 с.
2. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М.: Недра, 1976. - 280 с.
3. Череменин Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. - 272 с.
4. Чекалик Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий Б.Г. Геотермическая съемка Киев. Наукова думка, 1974. - 103 с.
5. Гогель Я. Геотермия. М.: Мир, 1978. - 170 с.
6. Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрошенко П.П. Геотермическая зональность территории БССР. Минск: Наука и техника, 1972. - 216 с.
7. Гордиенко В.В., Завгородняя О.В. Измерение теплового потока Земли у поверхности. Киев: Наукова думка, 1980. - 104 с.
8. Лубимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. - 274 с.

Дополнительная

1. Атрошенко П.П. Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск: Наука и техника, 1975. - 104 с.
2. Богомолов Г.В., Пинчук А.П. Изменение плотности теплового потока с глубиной в осадочных породах. ДАН БССР, 1975, № XIX, № 8, С.743-745.
3. Богомолов Г.В., Пинчук А.П. О роли конвективного теплопереноса в осадочных толщах. ДАН СССР, 1976, № 227, № 6. - С.1345-1346.
4. Богомолов Г.В., Пинчук А.П. Структура поля температур Припятского прогиба. ДАН БССР, 1979, № 245, № 5. - С.1059-1063.
5. Богомолов Г.В., Пинчук А.П. Влияние гидрогеологического режима осадочных бассейнов на структуру геотермических полей. ДАН БССР, 1980, № 254, № 4. - С.974-977.
6. Гарецкий Р.Г. Тектоника Припятского прогиба. Минск: Наука и техника, 1979. - 176 с.
7. Дворов И.М., Дворов В.И. Освоение внутриземного тепла. М.: Недра, 1984. - 160 с.
8. Карелю, Егер. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. - 230 с.
9. Лядько Б.И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. Киев: Наукова думка, 1974. - 230 с.

10. Методические указания по производству наблюдений за режимом температуры подземных вод. ВСЕИНИГЕО. М., 1982. - 140 с.
11. Тепловое поле Европы/ Под ред. Чермака В./М.: Мир, 1982. - 376 с.
12. Теория теплопереноса (терминология). М.: Наука, 1971, Вып.83.- 187 с.
13. Термика почв и горных пород в холодных регионах. ИМСОАН. Якутск, 1982. - 167 с.
14. Чудновский А.Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М.: Физматгиз, 1962. - 310 с.

- I.1. Распределение температур в недрах Земли.....
- I.2. Зависимость плотности теплового потока от геологического возраста структур.....
- I.3. Механизм конвективной теплопроводности в зернистых и пористых средах при малых скоростях движения жидкости...
- I.4. Изменение теплопроводности пород с глубиной.....
- 2.1. Периодические изменения температуры до нейтрального горизонта.....
- 2.2. Типы гидрогеотермического режима.....
- 3.1. Элементы обработки геотермического профиля.....
- 3.2. Определение непроницаемых линз водоносного горизонта....
- 3.3. Определение геотермического градиента.....
- 3.4. Расчленение геотермического разреза с помощью искусственного поля.....
- 3.5. Определение положения высокопроницаемого пласта различными методами.....
- 3.6. Определение фильтрационных свойств в зоне азрации.....
- 3.7. Термическая характеристика участка скважины Василевская 2К.....
- 4.1. Схема тектонического районирования Припятского прогиба
- 4.2. Графики температур некоторых скважин Припятского прогиба
- 4.3. Изменение температуры кровли данковско-лебедянского горизонта с глубиной.....
- 4.4. Изменение температуры кровли елецко-лебедянского горизонта с глубиной.....
- 4.5. Изменение температуры подошвы елецко-лебедянского горизонта с глубиной.....
- 4.6. Изменение температуры кровли ливенского горизонта с глубиной.....
- 4.7. Изменение температуры кровли подсолевых отложений с глубиной.....
- 4.8. Схематическая карта температур подошвы елецко-лебедянского горизонта.....
- 4.9. Схематическая карта температур кровли подсолевого комплекса.....
- 4.10. Средние градиенты температур комплексов отложений Припятского прогиба.....
- 4.11. Закономерности изменения геотермических параметров по разрезу.....
- 4.12. Изменение  $Q$  и  $grad T$  по разрезу (Припятский прогиб, скважина Дерновическая 29К).....
- 4.13. Изменение плотности теплового потока и градиента температуры разреза Кольчидской низменности.....
- 4.14. График затухания температурной волны с глубиной.....



РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМ. П. П. СМЫСЛОВА



Рис. I.1. Распределение температуры в недрах Земли

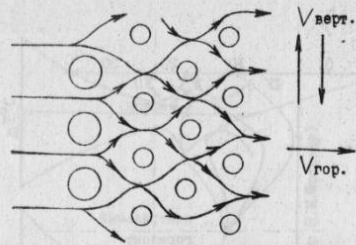


Рис. I.3. Механизм конвективной теплопроводности в зернистых и пористых средах

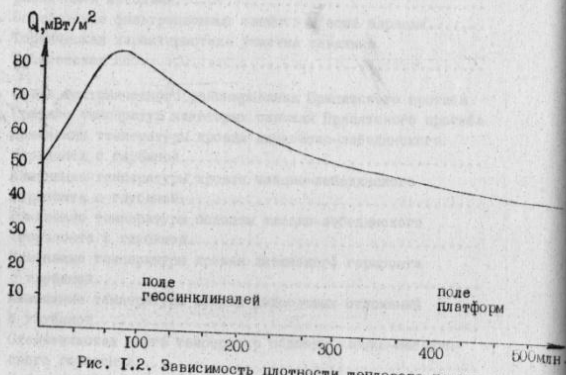


Рис. I.2. Зависимость плотности теплового потока от геологического возраста структур

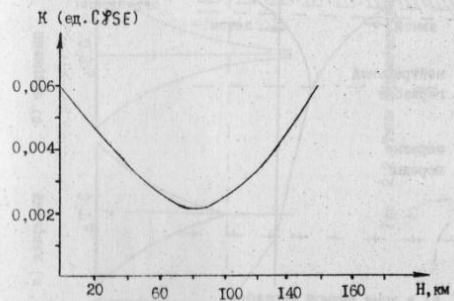


Рис. I.4. Изменение теплопроводности пород с глубиной

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМ...



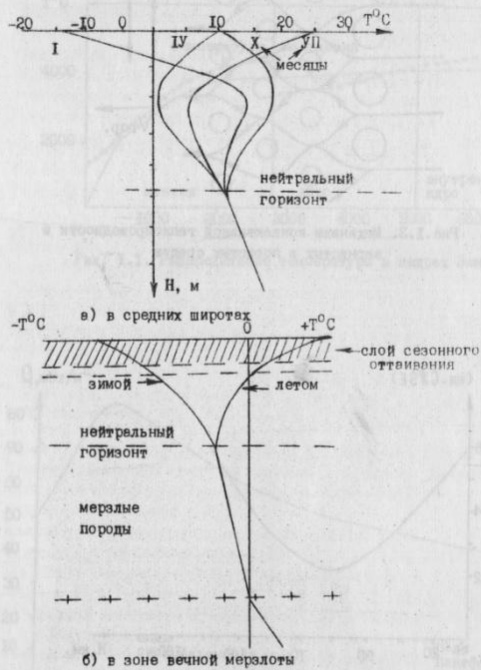


Рис. 2.1. Периодические изменения температуры до нейтрального горизонта

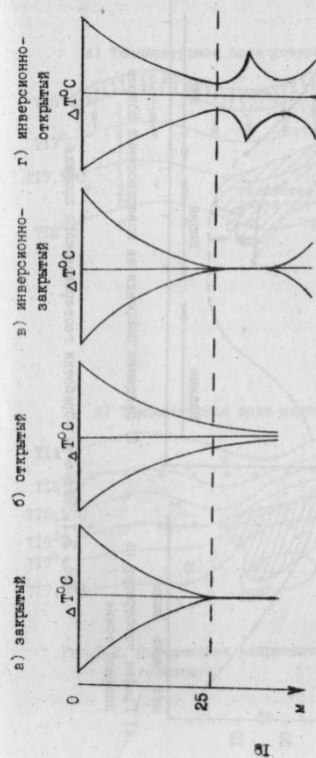


Рис. 2.2. Типы гидрогеологического режима (по Н.М. Фролову)

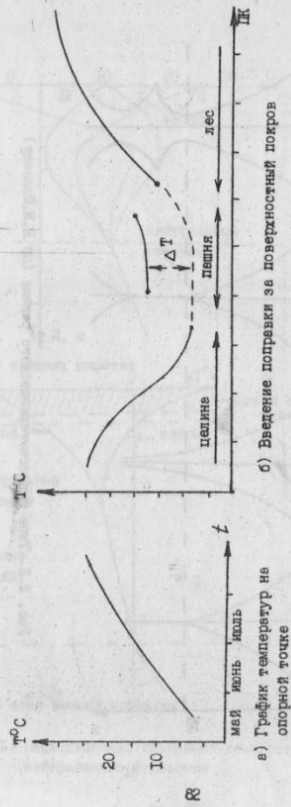


Рис. 3.1. Элементы обработки геотермического профиля

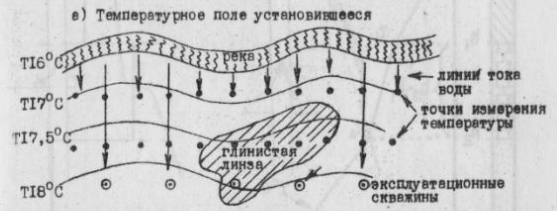


Рис. 3.2. Определение непроницаемых линз водоносного горизонта

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИИМ

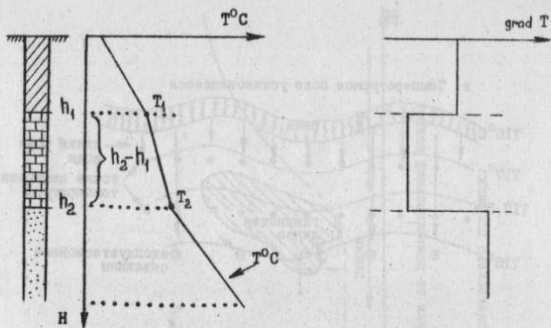


Рис. 3.3. Определение геотермического градиента

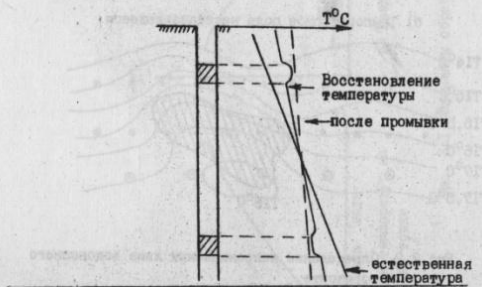


Рис. 3.4. Расчленение геотермического разреза с помощью искусственного поля

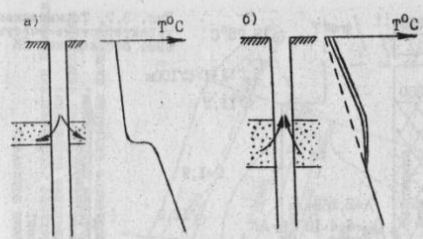


Рис. 3.5. Определение положения высокопроницаемого пласта различными методами:

- а) повышением давления жидкости;
- б) откачкой жидкости

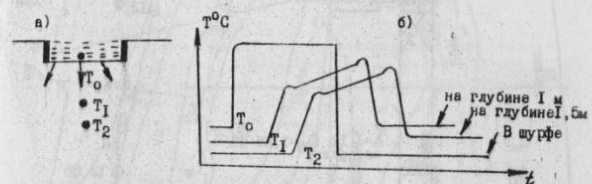


Рис. 3.6. Определение фильтрационных свойств в зоне вариции

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИИМ



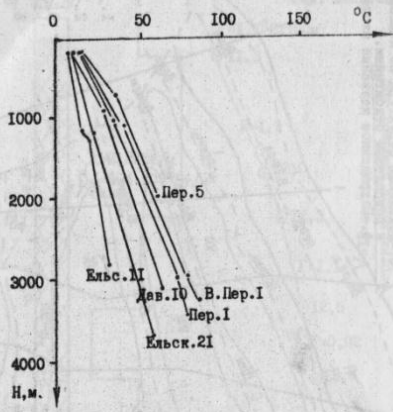


Рис. 4.2 График температур некоторых скважин Припятского прогиба

88

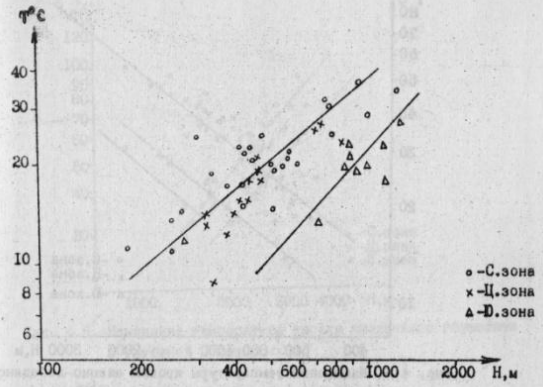


Рис. 4.3. Изменение температуры кровли данково-лебедянского горизонта с глубиной (надсолевой девон)

89

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИИМ

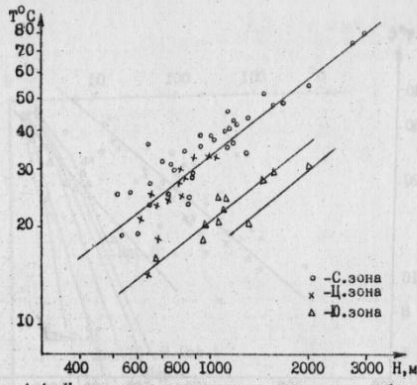


Рис. 4.4. Изменение температуры кровли елецко-лебедянского горизонта с глубиной (верхняя соль)

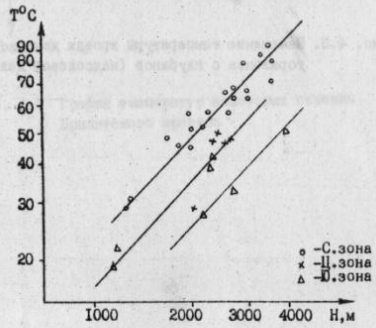


Рис. 4.5. Изменение температуры подошвы елецко-лебедянского горизонта с глубиной

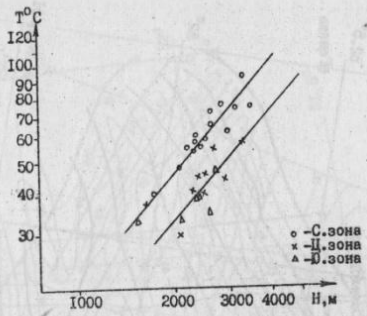


Рис. 4.6. Изменение температуры кровли ливенского горизонта с глубиной (нижняя соль)

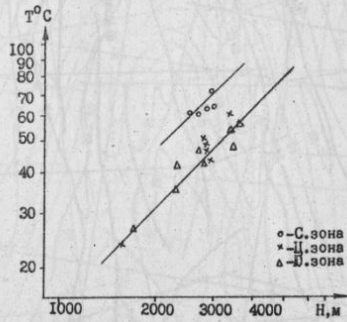


Рис. 4.7. Изменение температуры кровли подсолевых отложений с глубиной

Рис. 4.8. Схематическая карта температур подошвы ашско-лебедянского горизонта (верхне-соленосная толща).

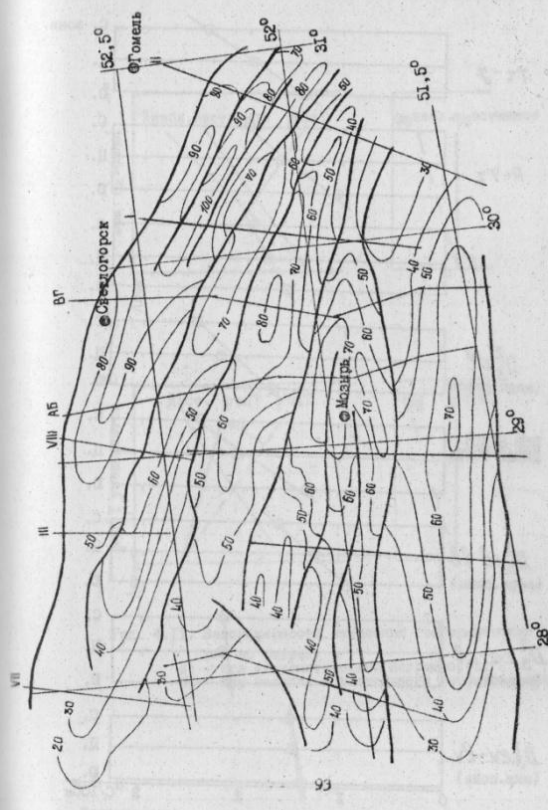
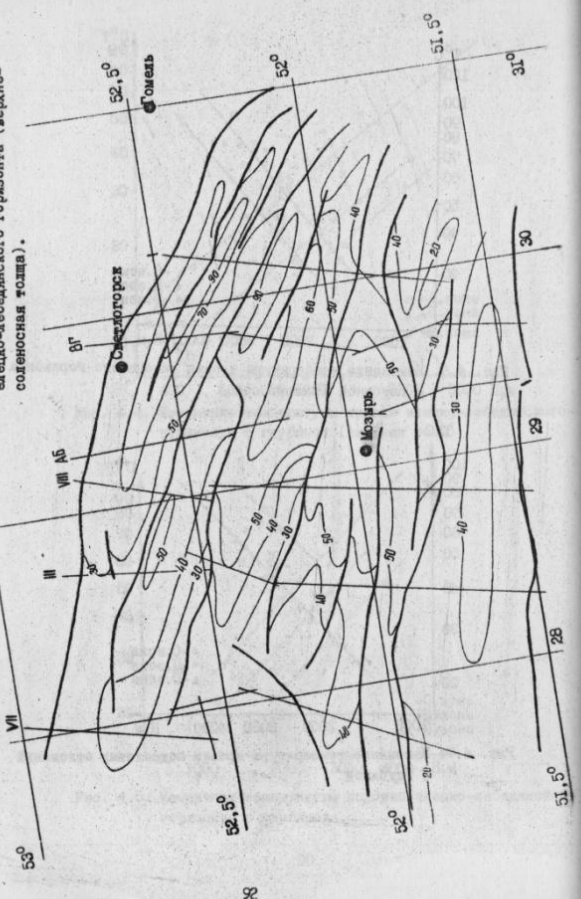


Рис. 4.9. Схематическая карта температур кровли подомового комплекса

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМ.

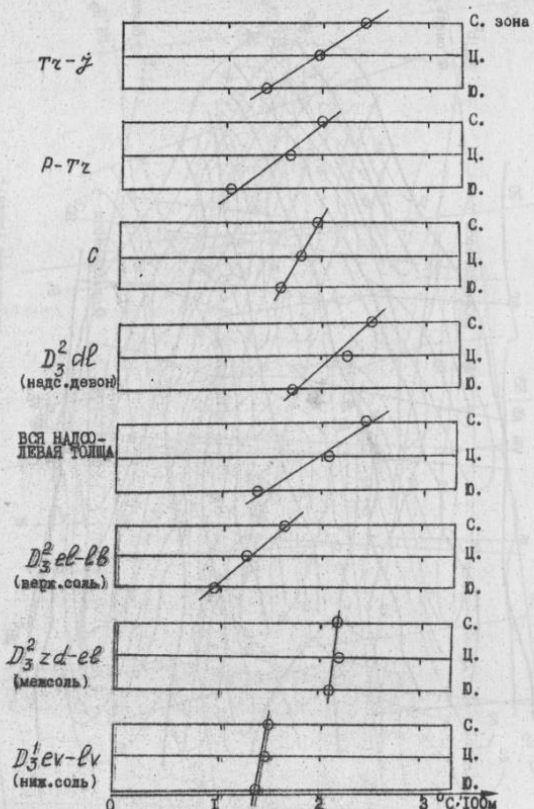


Рис. 4.10. Средние градиенты температур комплексов отложений Припятского прогиба.

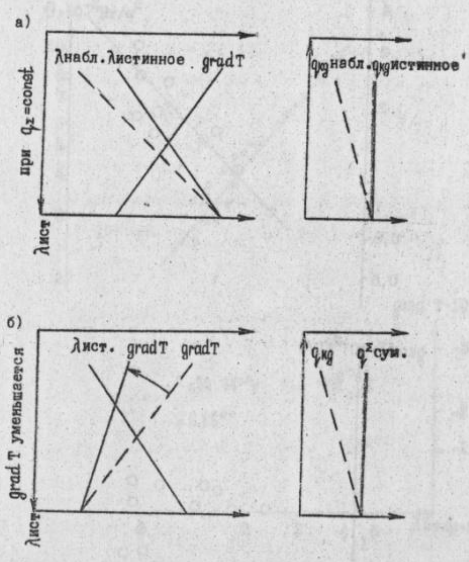


Рис. 4.11. Закономерности изменения геотермических параметров по разрезу  
 а) - при систематической погрешности;  
 б) - при наличии конвективного переноса тепла

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМ. П. ШУБИНСКОГО



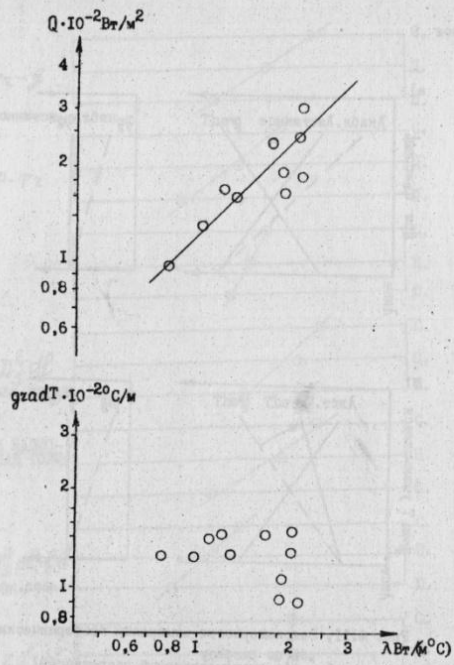


Рис. 4.12. Изменение  $Q$  и  $\text{grad } T$  по разрезу (Припятский прогиб, скв. Дерновичская 29К)

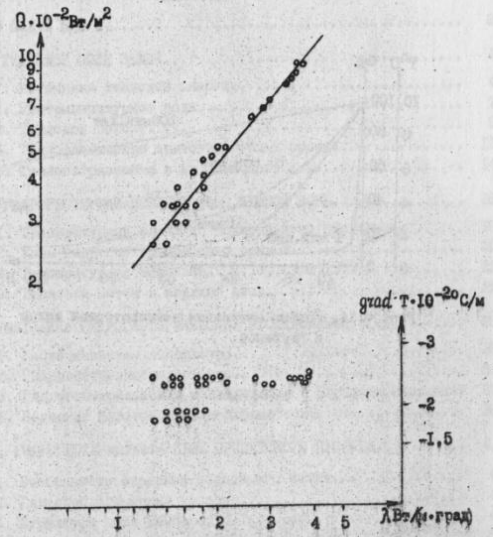


Рис. 4.13. Изменение плотности теплового потока и градиента температуры разреза Кольхидской низменности

РЕПОЗИТОРИЙ ГГУ ИМ. П. ШУБИ

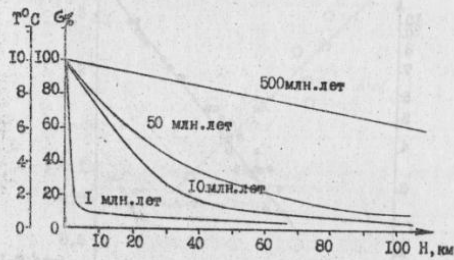


Рис. 4.14. График затухания температурной волны с глубиной

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
I. ТЕПЛОЕ ПОЛЕ ЗЕМЛИ.....	4
I.1. Источники тепловой энергии.....	4
I.2. Геотемпературное поле.....	7
I.3. Тепловой поток.....	9
I.4. Теплофизические свойства горных пород.....	12
I.5. Теплозагрязнения и их последствия.....	14
II. ГИДРОТЕОТЕРМИЯ ВЕРХНЕЙ ЗОНЫ ЗЕМНОЙ КОРЫ.....	18
2.1. Температурный режим до нейтрального горизонта.....	18
2.2. Типы гидрогеотермического режима.....	20
2.3. Температурные аномалии.....	22
2.4. Тепловой поток в верхней зоне.....	25
III. МЕТОДИКА ГИДРОТЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ.....	28
3.1. Геотермическая аппаратура.....	28
3.2. Гидрогеотермическая съемка.....	32
3.3. Гидрогеотермические исследования в глубоких скважинах.....	35
3.4. Изучение фильтрационных параметров.....	38
IV. ГИДРОТЕОТЕРМАЛЬНОЕ ПОЛЕ ПРИПЯТСКОГО ПРОГИБА.....	41
4.1. Особенности строения осадочного чехла.....	41
4.2. Гидрогеологические условия.....	43
4.3. Структура поля температур.....	47
4.4. Структура поля градиентов.....	52
4.5. Распределение плотности теплового потока.....	56
4.6. Интерпретация гидрогеотермических аномалий.....	63
V. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГИДРОТЕОТЕРМАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ.....	69
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	72
РЕКОМЕНДУЕМАЯ ЛИТЕРАТУРА.....	74
ИЛЛЮСТРАЦИИ.....	76

Учебное издание

Пипчук Адам Петрович

Геофизические методы исследований. Гидрогеотермия

Учебное пособие

Редактор Е.Ф.Зайцева

Подписано в печать 28.08.93. Формат 60x84 1/16; Бумага писч. № 1.

Печать офс. Усл.п.л. 5,7. Уч.-изд.л. 5,0. Тираж 100 экз. Зак.207.

Цена 130 р.

Отпечатано на роталпринте ГГУ им. Ф.Скоринн. г.Гомель,  
ул.Советская, 104