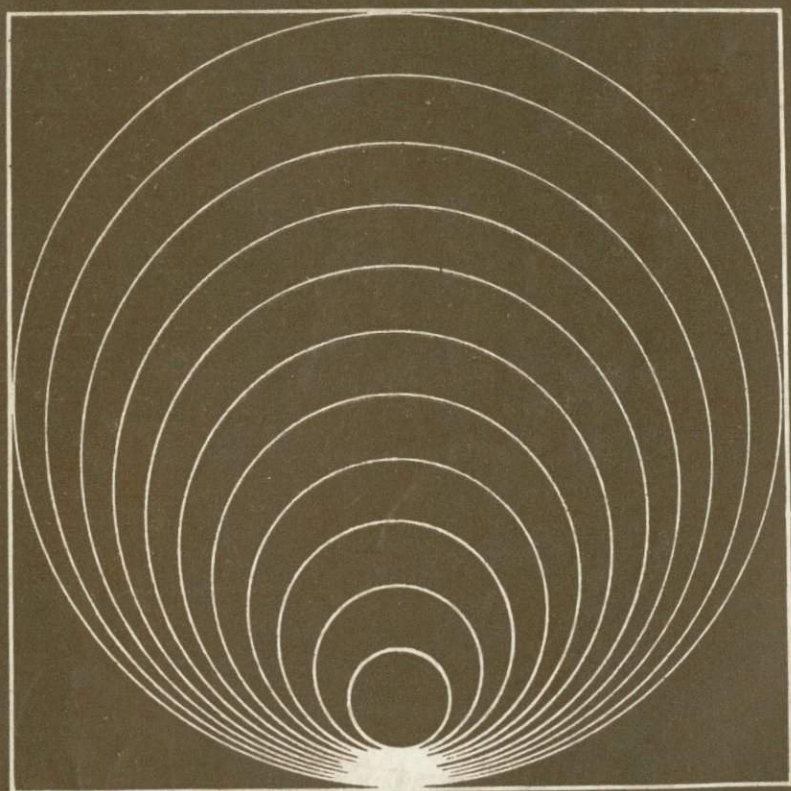


Р.И. КУТАС, В.В. ГОРДИЕНКО

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ УКРАИНЫ



АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОФИЗИКИ

550,36

Р. И. КУТАС, В. В. ГОРДИЕНКО

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ УКРАИНЫ

27/2

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКОВА ДУМКА»
КИЕВ — 1971



Книга посвящена изучению теплового поля Земли в сложных геологических условиях различных районов Украины. Рассматриваются методические вопросы измерения температур в скважинах, определения теплопроводности горных пород, вычисления теплового потока, а также геологического истолкования величины теплового потока и его аномалий. Приводятся результаты определения теплового потока на территории Украины и анализируются закономерности его распределения с учетом геологической истории района и особенностей его тектоники.

Представляет интерес для геофизиков, геологов и гидрогеологов, работающих как в научных учреждениях, так и в производственных организациях, а также для студентов вузов геофизической и геологической специальностей.

Ответственный редактор
академик АН УССР *С. И. Субботин*

Рецензенты: кандидаты геол.-мин. наук
Т. С. Лебедев и *В. И. Лялько*

ПРЕДИСЛОВИЕ

Проблема термики Земли — одна из кардинальных проблем геологии и геофизики, с которой непосредственно связано решение целого ряда вопросов, касающихся геологической истории Земли, ее тектонической, сейсмической и вулканической деятельности, формирования земной коры, образования и миграции полезных ископаемых, динамики и химии подземных вод и др. Самостоятельное значение имеет изучение глубинного тепла с целью использования его для нужд энергетики.

До недавнего времени развитие геотермии происходило в двух независимых направлениях. С одной стороны, велись измерения температур в скважинах для изучения теплового состояния самых верхних слоев земной коры, литологического расчленения разрезов, термодинамического состояния газо-жидкостных систем в осадочных отложениях и пр. С другой стороны, исследования были направлены на создание общей теории теплового поля Земли, изучение источников тепла и условий теплопереноса на базе термодинамики и физики твердого тела. Объединение этих направлений началось с измерений величины теплового потока, излучаемого Землей. Имея глубинное происхождение, тепловой поток — единственная величина, непосредственно характеризующая энергетическое состояние недр и определяющая постановку задачи о тепловой эволюции Земли, распределении источников тепла и температур в недрах, энергетике тектонических процессов и магматизма и др. Кроме того, температура является основным параметром, определяющим термодинамические условия недр и физические свойства вещества при этих условиях, на знании которых базируется изучение земной коры и мантии методами сейсмологии, магнито- и гравиметрии, магнито-теллурических зондирований.

В настоящее время без учета распределения теплового потока и глубинных температур не может быть построена ни одна тектоническая теория.

Исследования теплового потока позволяют перейти от рассмотрения теплового состояния однородных сферических моделей Земли к изучению термической эволюции отдельных регионов и выявлению связей теплового поля с их физическими полями и особенностями геологического развития.

Сейчас исследования теплового потока ведутся очень интенсивно. Однако, несмотря на достигнутый прогресс, а возможно, и благодаря ему, все еще существует целый ряд проблем и вопросов, ждущих своего решения. Необходимо существенно усовершенствовать методику измерения теплового потока с целью обеспечения высокой точности и массовости определений; разработать методы геологического истолкования как нормальной величины теплового потока, так и его



аномалий; развить теорию теплопереноса с учетом массопереноса в коре и мантии Земли, исследовать содержание радиоактивных элементов в породах конкретных геологических провинций; увязать тепловой поток с геолого-геофизическими параметрами и тектоникой. В связи с этим особое значение приобретает изучение теплового потока в районах различного геологического строения и возраста, хорошо изученных геофизическими и геологическими методами.

Таким районом является Украина, на территории которой авторы вели работы по изучению теплового потока в 1963—1969 гг. Настоящая монография это попытка обобщить результаты этих исследований с учетом тектоники района, а также осветить некоторые методические вопросы определения теплового потока и его геологической интерпретации.

Исследования выполнены в Институте геофизики АН УССР. Большую помощь и постоянную поддержку в их проведении оказывали С. И. Субботин и Т. С. Лебедев, которым авторы выражают глубокую благодарность. Авторы искренне благодарят также В. И. Лялько и М. М. Мытника за ценные критические замечания.

Глава I. ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕПЛОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ

§ 1. КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Первые попытки количественного обоснования тепловой истории Земли были сделаны Кельвином (Kelvin, 1864), который в своих расчетах исходил из гипотезы о первично расплавленной и остывающей с течением времени Земле. Приняв начальную температуру Земли равной температуре затвердения, а поверхностную температуру равной нулю, он получил современное значение геотермического градиента через 30—40 млн. лет после начала остывания, что не соответствовало геологическим данным о возрасте Земли.

Существенно изменились представления о тепловом режиме Земли после открытия тепла, выделяющегося при распаде радиоактивных элементов. В 1906 г. Р. Страт (Strutt, 1906) установил наличие радия во всех горных породах и впервые указал на то, что если бы радий был равномерно распространен в слое мощностью в несколько десятков километров с концентрацией, характерной для гранитов, то выделение тепла от одного только радия перекрыло бы всю наблюдаемую потерю тепла Землей.

Поскольку в то время господствовали представления о первично расплавленной и остывающей Земле, исследователи в области термики Земли считали, что радиогенное тепло не может играть существенной роли в ее тепловой истории, а радиоактивные элементы сосредоточены лишь в тонком поверхностном слое и полностью отсутствуют внутри.

Одной из наиболее ранних работ этого периода является исследование А. Холмса (Holmes, 1915), который принимал экспоненциальный закон распределения радиоактивных элементов с глубиной, а количество выделяемого тепла не зависящим от времени. Возраст Земли был принят равным 1,6 млрд. лет, начальная температура $T = S + mz$ ($S = 1000^\circ\text{C}$ — начальная температура поверхности, m — начальный температурный градиент в момент затвердения Земли). Подобный подход к решению задачи был принят Г. Джеффрисом (Jeffreys, 1938), Э. Буллардом (Bullard, 1947), Б. Гутенбергом (Gutenberg, 1933) и др.

Наиболее полный теоретический анализ теплового режима земной коры выполнил в 1937 г. А. Н. Тихонов, давший полное решение задачи как для установившегося, так и не установившегося теплового состояния при наличии постоянно действующих источников тепла, сосредоточенных в одном или двух слоях у поверхности Земли. А. Н. Тихонов показал, что поверхностный тепловой поток отличается от своего стационарного значения не более чем на 2%, а погрешность из-за пренебрежения кривизной

аномалий; развить теорию теплопереноса с учетом массопереноса в коре и мантии Земли, исследовать содержание радиоактивных элементов в породах конкретных геологических провинций; увязать тепловой поток с геолого-геофизическими параметрами и тектоникой. В связи с этим особое значение приобретает изучение теплового потока в районах различного геологического строения и возраста, хорошо изученных геофизическими и геологическими методами.

Таким районом является Украина, на территории которой авторы вели работы по изучению теплового потока в 1963—1969 гг. Настоящая монография это попытка обобщить результаты этих исследований с учетом тектоники района, а также осветить некоторые методические вопросы определения теплового потока и его геологической интерпретации.

Исследования выполнены в Институте геофизики АН УССР. Большую помощь и постоянную поддержку в их проведении оказывали С. И. Субботин и Т. С. Лебедев, которым авторы выражают глубокую благодарность. Авторы искренне благодарят также В. И. Лялько и М. М. Мытника за ценные критические замечания.

Глава I. ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕПЛОВОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ

§ 1. КРАТКИЙ ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР

Первые попытки количественного обоснования тепловой истории Земли были сделаны Кельвином (Kelvin, 1864), который в своих расчетах исходил из гипотезы о первично расплавленной и остывающей с течением времени Земле. Приняв начальную температуру Земли равной температуре затвердения, а поверхностную температуру равной нулю, он получил современное значение геотермического градиента через 30—40 млн. лет после начала остывания, что не соответствовало геологическим данным о возрасте Земли.

Существенно изменились представления о тепловом режиме Земли после открытия тепла, выделяющегося при распаде радиоактивных элементов. В 1906 г. Р. Страт (Strutt, 1906) установил наличие радия во всех горных породах и впервые указал на то, что если бы радий был равномерно распространен в слое мощностью в несколько десятков километров с концентрацией, характерной для гранитов, то выделение тепла от одного только радия перекрыло бы всю наблюдаемую потерю тепла Землей.

Поскольку в то время господствовали представления о первично расплавленной и остывающей Земле, исследователи в области термики Земли считали, что радиогенное тепло не может играть существенной роли в ее тепловой истории, а радиоактивные элементы сосредоточены лишь в тонком поверхностном слое и полностью отсутствуют внутри.

Одной из наиболее ранних работ этого периода является исследование А. Холмса (Holmes, 1915), который принимал экспоненциальный закон распределения радиоактивных элементов с глубиной, а количество выделяемого тепла не зависящим от времени. Возраст Земли был принят равным 1,6 млрд. лет, начальная температура $T=S+mt$ ($S=1000^\circ\text{C}$ — начальная температура поверхности, m — начальный температурный градиент в момент затвердения Земли). Подобный подход к решению задачи был принят Г. Джеффрисом (Jeffreys, 1938), Э. Буллардом (Bullard, 1947), Б. Гутенбергом (Gutenberg, 1933) и др.

Наиболее полный теоретический анализ теплового режима земной коры выполнил в 1937 г. А. Н. Тихонов, давший полное решение задачи как для установившегося, так и не установившегося теплового состояния при наличии постоянно действующих источников тепла, сосредоточенных в одном или двух слоях у поверхности Земли. А. Н. Тихонов показал, что поверхностный тепловой поток отличается от своего стационарного значения не более чем на 2%, а погрешность из-за пренебрежения кривизной

поверхности Земли до глубины 50 км не превышает 1%. С глубиной погрешность быстро возрастает.

С других позиций к исследованию теплового состояния Земли подошли А. П. Соколов (1920) и Л. Сликхтер (Slichter, 1941). Они попытались решить задачу без предположения о первоначально расплавленной Земле и пришли к выводу, что тепловой режим может существенно изменяться в зависимости от распределения радиоактивных элементов и что на больших глубинах может происходить нагрев вследствие преобладания притока тепла над его оттоком.

Со временем накопились новые данные, которые привели к пересмотру укоренившихся взглядов на тепловое состояние Земли. Во-первых, изменились представления об образовании Земли. Появились новые космогонические теории (Шмидт, 1948; Улеу, 1952), согласно которым Земля образовалась путем объединения холодных частиц протопланетного облака и разогревалась радиоактивным теплом. Во-вторых, были получены новые данные о возрасте Земли (4,5—5,0 млрд. лет), который соизмерим с периодом полураспада основных радиоактивных элементов. В-третьих, были открыты дополнительные источники энергии. В-четвертых, существенно изменились представления об условиях теплопередачи внутри Земли. Все это позволило более детально изучить термическую историю Земли (Любимова, 1952, 1955, 1967, 1968; Маева, 1959, 1967; Mac Donald, 1965; Reynolds et al., 1966; и др.). Однако, несмотря на достигнутые успехи, остается целый ряд спорных вопросов, не позволяющих однозначно интерпретировать тепловую эволюцию Земли.

§ 2. ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ

Источники тепла и начальная температура Земли

Тепловой режим Земли определяется внутренними энергетическими процессами, к которым относится распад радиоактивных элементов, нагрев Земли в процессе ее формирования, гравитационная дифференциация Земли, диссипация энергии приливного трения, освобождение энергии при фазовых, полиморфных переходах и химических реакциях и др. В настоящее время большинство исследователей в области термики Земли признают первостепенную роль тепла, выделяемого при радиоактивном распаде долгоживущих изотопов урана, тория и калия, периоды полураспада которых соизмеримы с возрастом Земли.

Концентрация этих элементов в различных породах существенно изменяется (табл. 1). Основное их количество сосредоточено в обогащенных кремнеземом породах земной коры. С глубиной содержание радиоактивных элементов уменьшается, и поскольку здесь невозможны непосредственные определения хи-

мического состава, оценки радиогенного тепла связаны с большими трудностями и носят весьма неопределенный характер.

Таблица 1
Концентрация U, Th, K в различных породах

Порода	Концентрация, z/g (по А. П. Виноградову, 1962)				Концентрация, z/g (по Tilton и Reed, 1963)		
	U	Th	K	Генерация тепла в 10^{-14} $\frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot \text{сек}}$	U	K	Генерация тепла в 10^{-14} $\frac{\text{кал}}{\text{см}^3 \cdot \text{сек}}$
Граниты	$3,5 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-5}$	$3,3 \cdot 10^{-2}$	60	$4 \cdot 10^{-6}$	$3,5 \cdot 10^{-2}$	57
Средние	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$7 \cdot 10^{-6}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	30	$2 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-2}$	30
Базальт	$5 \cdot 10^{-7}$	$3 \cdot 10^{-6}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	12	$8 \cdot 10^{-7}$	$7,5 \cdot 10^{-3}$	13
Эклогит	—	—	—	—	$4 \cdot 10^{-8}$	$5,3 \cdot 10^{-4}$	—
Перидотит	—	—	—	—	$6 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,10
Дунит	$3 \cdot 10^{-9}$	$5 \cdot 10^{-9}$	$3 \cdot 10^{-4}$	0,12	$1 \cdot 10^{-9}$	$1 \cdot 10^{-5}$	0,02
Осадочные	$3,2 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-5}$	$2,3 \cdot 10^{-2}$	40			
Хондриты	$1,5 \cdot 10^{-8}$	$4 \cdot 10^{-8}$	$8,5 \cdot 10^{-4}$	0,46	$1,1 \cdot 10^{-8}$	$8,3 \cdot 10^{-4}$	0,41

Длительное время предполагалось, что первичная недифференцированная Земля имела хондритовый или хондритовый с небольшой примесью железа состав (Виноградов, 1959; Любимова, 1958; Левин, Маева, 1960; Маева, 1967; Birch, 1958, 1965; MacDonald, 1959, 1956; и др.). Однако это предположение в последние годы было поставлено рядом авторов под сомнение (Gast, 1960; Tilton and Reed, 1963; Wasserburg et al., 1964; и др.) в связи с установлением существенного различия в содержании K в хондритах и земных породах. Для хондритов характерно довольно устойчивое отношение K/U, равное $8 \cdot 10^4$, в то время как для земных пород оно составляет $1 \cdot 10^4$. Но не следует забывать, что оценка содержания радиоактивных элементов в земных породах производится главным образом на поверхностных образцах, которые подвергались неоднократным изменениям в результате дифференциации Земли, метаморфизма, магматизма и пр.

Неопределенность состава Земли не позволяет оценить суммарную энергию радиоактивного распада за время ее существования. Произведенные различными авторами оценки этой энергии находятся в пределах от 0,6 до $2 \cdot 10^{38}$ эрг; для хондритовой модели — $1,4 \cdot 10^{38}$ эрг и для земной смеси — $0,9 \cdot 10^{38}$ эрг (Любимова, 1968).

На раннем этапе развития Земли источником тепла были также короткоживущие радиоактивные изотопы (например, Al^{26} , Be^{10} , Fe^{60} и др.), периоды полураспада которых составляют 10^6 — 10^7 лет, что значительно меньше возраста Земли. Тепло,

выделившееся при их распаде, приурочено к первоначальному зародышу Земли, не может долго удерживаться внутри такого малого космического тела и теряется в пространстве (Любимова, 1968).

Кроме энергии радиоактивного распада возможен вклад в тепловой баланс Земли и других источников энергии. В частности, большое количество гравитационной энергии должно было высвободиться при формировании планеты (Фесенков, 1957; Сафронов, 1959). Эта энергия оценивается приблизительно в $2,5 \cdot 10^{39}$ эрг, однако не вся она превращается в тепло. Около 1/5 этой энергии ушло на упругое сжатие планеты в собственном поле тяжести, значительная же часть рассеялась путем излучения в мировое пространство.

Нагревание Земли в процессе ее роста существенно зависит от механизма и скорости аккумуляции планеты. При падении малых тел и частиц энергия освобождалась в поверхностных слоях и почти полностью излучалась в пространство. При падении крупных тел, что, по-видимому, было на последней стадии формирования Земли, тепло выделялось в сравнительно толстом слое и не успевало излучаться. В результате в растущей Земле температуры распределились неравномерно: в центральной ее части они минимальны, а в области верхней мантии могли достигать 1500°K . Обратный характер имело повышение температуры за счет сжатия внутренних слоев постепенно нарастающими внешними слоями (Любимова, 1955). В этом случае максимальное повышение температуры произошло в центре Земли. Создалось относительно равномерное распределение температур, которые могли достигать 2000°K .

Планеты, имеющие плотное ядро, прошли через стадию гравитационной дифференциации. Энергия Земли с железным ядром оценивается в $1-5 \cdot 10^{38}$ эрг (Люстих, 1948; Крат, 1960; Угеу, 1958), что могло привести к повышению температуры до 2000°K .

Часть гравитационной энергии расходовалась на упругое сжатие планеты. Поскольку Земля не идеально упругое тело, то вызванные этой энергией напряжения при релаксации становятся источниками тепла. Однако количество этого тепла не поддается учету.

На протяжении существования Земли произошло изменение длительности суток от 2—4 до 24 ч. Часть выделившейся в связи с этим энергии должна была диссипировать в недрах Земли в процессе приливного трения. Количество выделившегося тепла должно составить примерно $3,6 \cdot 10^{37}$ эрг (Любимова, 1955; Рускол, 1963), что могло вызвать образование расплавов в зонах с пониженной вязкостью.

Небольшой вклад в тепловой баланс Земли могут, по-видимому, вносить и другие процессы. Некоторые исследователи счи-

тают, что источником тепла может быть взаимодействие вещества планеты с солнечными нейтрино (Согмак, 1954). Энергия взаимодействия, выделившаяся за всю историю Земли, привела бы к повышению температуры примерно на 200°C . Источником тепла может быть энергия фазовых переходов, химических реакций и других процессов. Однако оценить эту энергию и ее роль в тепловом балансе Земли в настоящее время не представляется возможным.

Таким образом, анализ возможных источников энергии показывает, что наиболее существенный вклад в тепловой баланс Земли вносит тепло, образующееся при распаде долгоживущих радиоактивных элементов. Это тепло превосходит суммарные теплотери Земли за счет молекулярной теплопроводности.

Условия теплопередачи в Земле

Формирование теплового режима Земли в значительной степени зависит от характера передачи тепловой энергии. Теплофизические свойства вещества в недрах определяются термодинамическими условиями и существенно изменяются с глубиной.

В земной коре передача тепла осуществляется благодаря молекулярной теплопроводности. По экспериментальным данным, установлено (Мойсеенко, 1965; Kawada, 1966), что она очень чувствительна к изменениям температуры. При температурах $1300 - 1600^{\circ}\text{K}$ наблюдаются минимальные значения теплопроводности, близкие к $4 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$. Теплопроводность осадочных пород существенно зависит не только от состава, а и от плотности, влажности, температуры.

Сведения о теплопроводности в недрах Земли пока ограничены и базируются исключительно на теоретических расчетах. Исходя из данных физики твердого тела можно ожидать при высоких температурах значительного повышения теплопроводности за счет лучистого и экситонного переноса тепла. Эффективная теплопроводность нижней мантии должна в несколько раз превышать молекулярную (Любимова, 1957, 1960, 1968; Clark, 1957).

В недрах Земли при определенных условиях возможно возникновение конвективных течений. Пренебрежение этим механизмом переноса энергии в зонах плавления может существенно исказить характер термической эволюции Земли, и особенно ее верхней части.

Тепловое состояние Земли

Изучение теплового состояния Земли базируется на решении уравнения теплопроводности при заданных начальных и граничных условиях, а также при известном распределении источников тепла и теплофизических свойств. В последнее время расчет

термической истории и температурного разреза Земли ведется на ЭВМ или путем моделирования (Любимова, 1968; Левин, Маева, 1960; Маева, 1967; Reynolds et al., 1967; Fricke et al., 1967). Исследователи пытаются учесть изменение термических свойств и источников тепла по глубине, дифференциацию Земли и ее частичное плавление, перераспределение источников тепла со временем, формирование земной коры и ядра, первичный состав Земли и целый ряд других факторов. При этом полученные результаты должны соответствовать геологическим данным, сведениям из других областей физики Земли, а также данным поверхностных наблюдений. В частности, распределение температур в верхней мантии должно согласоваться с распределением электропроводности, тепловой поток должен быть близок наблюдаемому ($1,0 - 1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), в мантии Земли не должно быть сплошного расплавленного слоя и пр.

В термической эволюции Земли выделяются два этапа. Первый охватывает начальный период развития Земли до начала ее дифференциации. Характеризуется равномерным распределением источников тепла, накоплением тепла в недрах за счет распада радиоактивных элементов и повышением температур до появления зон расплава. С этого момента начинается второй этап, который характеризуется перераспределением источников тепла, усиленным выносом тепла к поверхности, образованием земной коры. Плавление начинается примерно через 1—2 млрд. лет и охватывает глубины от 100 до 800 км. К настоящему времени процесс дифференциации, возможно, еще не закончился, что приводит к различиям в строении крупных регионов Земли (материков, океанов и др.). Верхние горизонты до глубин примерно 500—700 км постепенно охлаждаются, тогда как более глубокие горизонты продолжают нагреваться.

Земное ядро из металлизированных силикатов должно быть полностью расплавлено. При этом поток тепла направлен от нижней мантии к ядру, если его теплоемкость превышает $0,2 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$, и, наоборот, от ядра к мантии при теплоемкости $0,2 \text{ кал/г} \cdot \text{град}$. Если принять, что ядро железное, то его внешняя часть должна находиться в расплавленном состоянии, а внутренняя — в твердом (Маева, 1967; Любимова, 1968).

Решения уравнения теплопроводности дают весьма общие теоретические закономерности теплового состояния Земли и ее термической истории, но не позволяют получить современное распределение температур. Многие исходные величины, на которых основываются количественные расчеты, фактически не известны и выбираются исходя из принятых гипотез о происхождении, строении и геологическом развитии Земли. Можно построить целый ряд моделей Земли с разным содержанием радиоактивных элементов, которые дают значение поверхностного теплового потока, близкое к наблюдаемому (MacDonald, 1964).

Одним из показателей температуры верхней мантии является магматическая деятельность. Непосредственные измерения дают температуру изливающихся лав в интервале $800\text{--}1200^\circ\text{C}$ (Тернер и Ферхуген, 1961; Йодер и Тилли, 1965; и др.). Глубина очага оценивается в $60\text{--}80$ км (Горшков, 1958; Powers, 1955). Если учесть потери тепла в процессе поднятия магмы от очага к поверхности, то максимальную температуру на глубинах $60\text{--}80$ км можно оценить в $1000\text{--}1300^\circ\text{C}$ (Магницкий, 1965).

Представляется весьма обнадеживающим использовать для определения температуры в недрах распределения электропроводности (Жарков, 1958; Магницкий, 1965; Tozer, 1965; Rikitake, 1966). Однако получаемые по геомагнитным вариациям распределения электропроводности имеют очень низкую точность и фактически непригодны для оценки температуры.

Для оболочки Земли можно установить нижний и верхний пределы температуры. Нижний определяется адиабатическим градиентом, который оценивается в $0,5^\circ\text{C}/\text{км}$ (Магницкий, 1965), а в качестве верхнего можно принять температуру плавления. Однако при расчете адиабатических температур и температур плавления исходят из параметров среды, которые для больших глубин неизвестны.

Таким образом, в настоящее время не существует методов, которые позволили бы построить температурный разрез по радиусу Земли. Значения температур, приводимые разными исследователями, существенно отличаются. Но, очевидно, и не может быть единого температурного разреза Земли на современном этапе ее развития. Земля в момент своего образования не была однородным телом, и ее тепловая эволюция в различных частях происходила по-разному. Назрела необходимость детального изучения теплового режима отдельных территорий, отличающихся историей своего геологического развития.

§ 3. ТЕПЛОВОЙ ПОТОК

Тепловой баланс Земли характеризуется на поверхности тепловым потоком Q , определяющим теплотерми с единицы поверхности в единицу времени. Формирование теплового потока происходит за счет внутренних источников тепла до глубин ~ 700 км (Любимова, 1958, 1968). Поэтому он является важной величиной в расчетах теплового состояния и термической истории Земли.

Наблюдать тепловой поток начали совсем недавно. К настоящему времени количество измерений, по-видимому, не превышает $3000\text{--}4000$, при этом около 70% их проведено в океанах. Несмотря на то, что на континентах измерения теплового потока начались раньше, накопление материала происходит весьма медленно. Это объясняется большими трудностями методического характера. Определение потока требует наличия хорошо высто-

явшейся глубокой скважины, измерения в ней температур с большой точностью и измерения теплопроводности образцов пород, пройденных этой скважиной. Совместить эти требования иногда довольно трудно. Имеющиеся данные распределены крайне неравномерно. Большинство измерений выполнено в геосинклинальных районах, которые являются аномальными. Поэтому существует тенденция к завышению средней величины потока. Неоднократно делались попытки получить средние значения потока для Земли в целом. В качестве такого значения было предложено арифметическое среднее (Lee, 1963; Lee and MacDonald, 1963; Lee and Uyeda, 1965). По данным В. Ли и С. Уеда, арифметическое среднее для Земли составляет $150 \pm$

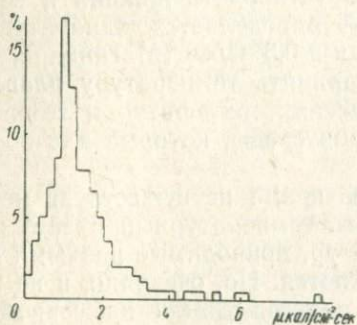


Рис. 1. Гистограмма теплового потока Земли (Lee and Uyeda, 1965).

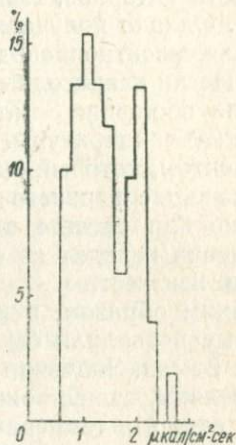


Рис. 2. Гистограмма континентального теплового потока (Lee and Uyeda, 1965).

$\pm 10\%$ $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Р. Гирдлер (Girdler, 1966) предложил геометрическое среднее, которое, по его определениям, составляет $1,29 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Учитывая, что распределение величин теплового потока существенно зависит от геологических особенностей района, было предложено определять средневзвешенное значение потока по площадям, в соответствии с геологическим возрастом района (Смирнов, 1968). Определенное таким путем среднее значение для Земли составляет $1,18 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Гистограмма распределения величин теплового потока Земли приведена на рис. 1, а континентального потока — на рис. 2 (по данным на 1965 г.). Как видно из рис. 1, гистограмма потока для всей поверхности Земли имеет четко выраженный пик, который приходится на значение $1,1 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, и асимметричную форму. Гистограмма континентального теплового потока имеет два максимума: один приходится на значение 1,1, другой — на $2,1 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Характерная особенность распределения потока на континентах — наличие обширных областей с довольно устойчивыми значениями потока, равными $0,90 \pm 0,17 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Это древние докембрийские щиты, расположенные на разных континентах. Для более молодых структур характерны более высокие величины потока. Так, в районах с герцинским возрастом складчатости средние Q составляют $1,20—1,40 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а в альпийских складчатых зонах — $1,60—1,90 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. В отдельных тектонически активных районах альпийских складчатых областей величины потока возрастают до $2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и более. Таким образом, между величиной теплового потока и возрастом тектонической активизации района наблюдается зависимость, которая изображена на рис. 3.

В тектонически активных районах наблюдается большая неравномерность в пространственном распределении потока. Предгорные прогибы характеризуются низкими потоками ($1,0—1,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), горноскладчатые сооружения — высокими ($1,70—1,80 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), срединные массивы, зоны недавнего вулканизма — очень высокими ($2,50 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ и более). Расстояния между зонами аномально высоких и низких значений иногда не превышают $50—100 \text{ км}$. Среднее значение потока для континентов составляет $1,17 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ (Смирнов, 1968).

В океанических областях в основном выделяются области относительно низких значений потока. Высокие потоки приурочены к срединно-океаническим хребтам, где они достигают $5,0—8,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Средневзвешенная величина океанического теплового потока составляет $1,19 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Таким образом, в распределении теплового потока наблюдается ряд закономерностей: а) равенство тепловых потоков на континентах и океанах; б) зависимость величины теплового потока от возраста складчатости; в) спокойный характер поля в древних устойчивых районах и резкая его дифференциация в тектонически активных областях.

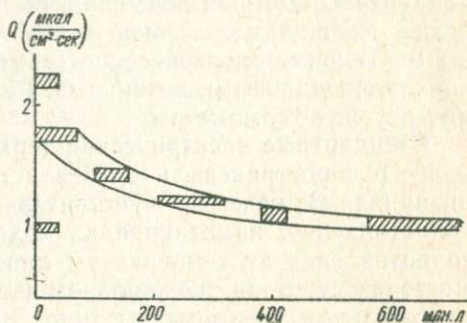


Рис. 3. Зависимость теплового потока от возраста складчатости (по среднемировым данным) (Смирнов, 1968).

Глава II. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

§ 1. ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В СКВАЖИНАХ

Изучение теплового потока Земли основано на раздельном измерении геотермического градиента (температуры) в глубоких скважинах и теплопроводности горных пород. Такая методика определения потока требует высокоточных измерений температуры. Однако в настоящее время не существует стандартной аппаратуры, которая позволяла бы измерять температуру в глубоких скважинах с высокой точностью. Наиболее распространены мостиковые электрические термометры с проволочными или полупроводниковыми датчиками. Реже применяются максимальные ртутные термометры.

Стандартные электрические термометры сопротивления наиболее распространены в производственных геофизических организациях. В качестве чувствительного элемента применяется сопротивление, намотанное из медной проволоки. Зависимость сопротивления от температуры линейна. Измерения ведутся по мостовой схеме на трехжильном (термометры типа ЭТМИ) или одножильном (термометры типа ЭСО) кабеле. Тепловая инерция (τ_0) составляет 0,5—1,5 сек, паспортная погрешность измерения $\sim 0,3^\circ\text{C}$. При контрольных измерениях на территории СССР получены ошибки от 0,19 до $0,71^\circ\text{C}$, в среднем — $0,33^\circ\text{C}$. Скорость движения электротермометра такая:

$$V = \frac{\Delta T}{\tau_{0,99} \gamma},$$

где V — скорость спуска термометра, $\tau_{0,99}$ — время принятия термометром окружающей температуры (0,99 перепада с прежней T), ΔT — допустимая погрешность (обычно $\sim 0,1^\circ\text{C}$), γ — геотермический градиент.

$$\tau_{0,99} = \tau_0 \cdot \frac{\ln 0,01}{\ln 0,37},$$

где τ_0 — тепловая инерция прибора, которая в скважине принимается в 1,2—2 раза больше τ_0 , определенной в лаборатории.

При $\gamma = 0,03^\circ\text{C}/\text{м}$ допустимые скорости составляют 400—3300 м/ч. Практически они редко превышаются.

Преимуществами работы со стандартными электротермометрами являются, очевидно, большая скорость и непрерывность записи, а также наличие серийно выпускаемой аппаратуры.

К недостаткам следует отнести низкую точность измерений и влияние изменений сопротивления жил кабеля. Впрочем, последний недостаток характерен и для других термометров с относительно низким сопротивлением датчиков (Любимова и др., 1964).

Термисторные термометры позволяют повысить точность измерений и уменьшить влияние колебаний сопротивления кабеля благодаря большому сопротивлению чувствительного элемента и высокому температурному коэффициенту, который составляет около 4% на 1°С. Термометр, применяемый в Институте геофизики АН УССР, представляет собой тонкостенную латунную гильзу с двумя термисторами КМТ-1 или ММТ-4, сопротивлением (при 20°С) 10 и 22 *ком*. Термисторы градуируются перед полевым сезоном и после него в ультратермостате по ртутному термометру с ценой деления 0,01°С. Зависимости сопротивления от температуры рассчитываются по формуле (Беккер и др., 1951):

$$R = Ae^{\frac{B}{T}} T^{-C}, \quad (\text{II}, 1)$$

где R — сопротивление термистора, A , B , C — постоянные, T — абсолютная температура.

Измерения ведутся на трехжильном кабеле КТО-4 по мостовой схеме. Расхождения в температурах, определяемых по двум термисторам, не превышают, как правило, 0,01 — 0,08°С, составляя в среднем 0,03°С. Основной недостаток термисторного термометра — нелинейность температурной характеристики и сложность градуировки.

Транзисторный термометр. Авторами проведены лабораторные и полевые испытания термометра, принцип действия которого основан на изменении параметров транзистора в зависимости от температуры (Гордиенко, Кутас, 1967). Измерительная схема представляла собой простой усилитель на транзисторе П104, коэффициент усиления которого изменяется в зависимости от температуры и позволяет получить на выходе сигнал в несколько десятков милливольт при изменении температуры на 1°С. Регистрируя это напряжение с точностью до нескольких десятых милливольт, что вполне достижимо, можно измерять температуру с ошибкой в сотые доли градуса. Большим преимуществом термометра является линейность температурной характеристики в широком диапазоне температур (10—70°С). Однако градуировочная кривая остается действительной при неизменных параметрах схемы и постоянстве напряжения питания. При нарушении этих условий термометр необходимо помещать в среду с известной температурой и регулировочным сопротивлением совмещать отсчет с градуировочной кривой.

§ 2. АНАЛИЗ ТЕПЛОВЫХ ПРОЦЕССОВ В СКВАЖИНАХ

При определении геотермического градиента предполагается, что температура бурового раствора, заполняющего скважину, соответствует температуре массива окружающих ее пород. Нарушения теплового режима, вызванные циркуляцией бурового раствора и выделением тепла при разрушении породы буровым инструментом, ко времени измерения должны полностью исчезнуть. В связи с этим одной из важных проблем методики геотермических исследований является выбор времени выстойки после окончания бурения. По этому вопросу существуют самые противоречивые мнения. Одни исследователи считают, что для установления теплового равновесия в скважине достаточно 2—5 суток, другие увеличивают период покоя до 5—6 и более месяцев (Бедчер, 1959; Гордиенко, 1966; Дьяконов, 1958; Кутасов, 1964; Череменинский, 1960). Поэтому для каждого района приходится определять время выстойки экспериментальным путем.

Сам процесс проходки скважины, сопровождающийся циркуляцией раствора, намного меньше общего времени бурения. Об этом свидетельствуют многочисленные данные о проходке скважин в осадочных отложениях ряда районов УССР. С увеличением глубины скважины перерывы между периодами циркуляции увеличиваются. Поэтому при теоретическом расчете времени выстойки необходимо учитывать не период бурения вообще, а время проходки, сопровождающейся циркуляцией раствора. Кроме того, время между периодами циркуляции необходимо рассматривать как время восстановления температурного режима. Сопоставление температурного градиента, определенного в десятках скважин непосредственно после окончания бурения и по истечении времени, заведомо достаточного для восстановления теплового равновесия, показало, что в процессе бурения обеспечивается сохранение градиента, составляющего примерно 60% его ненарушенного значения. Следовательно, за время полного исчезновения температурного возмущения градиент возрастает от 60 до 100%. Поэтому, когда температурное возмущение составило 12,5%, градиент будет отличаться от истинного не более чем на 5%. Этот вывод подтверждается повторными замерами температур в одних и тех же скважинах. Первые определения выполнены через 5—25 суток после окончания бурения, а повторные—через 200 и более суток. Полученные данные показывают, что почти во всех скважинах наблюдается непостоянная по глубине разница температур (до 4—6°С), что свидетельствует о неустановившемся температурном режиме. Однако разница в значениях градиентов и тепловых потоков не превышает точности измерения (1—13%); достаточно точные величины могут быть получены уже через 10—12 суток.

Окончательное восстановление температурного режима происходит очень медленно и с неодинаковой скоростью в разных скважинах, что, по-видимому, обусловлено не продолжительностью, а условиями бурения — скоростью циркуляции раствора, его температурой и глубиной проникновения в породы, температурой и физическими свойствами пород и др.

Время выстойки можно определить и расчетным путем, приняв температурное возмущение равным 12,5% полного, что соответствует восстановлению градиента с 60 до 95% ненарушенной величины. Для этого можно воспользоваться формулами И. М. Кутасова (1964) или других авторов (Череменский, 1960; Bullard, 1947):

$$\tau_2 = \frac{\tau_1}{3} \cdot \frac{\ln 3,7 (1 - \varphi)}{M F_0^{-0,25}},$$

$$M \leq 0,1, \quad M F_0^{-0,25} \leq 0,5, \quad (\text{II}, 2)$$

где $F_0 = \frac{a\tau_1}{r^2}$, $M = (T - T_v)/(T_0 - T_v)$, T_v — истинная температура пород, T — температура в момент τ_2 (конец выстойки), T_0 — температура в момент τ_1 (конец бурения), $\varphi = 0,8 (M \cdot F_0^{-0,25})^{0,59}$, a — температуропроводность, r — радиус скважины.

При $a = 10^{-2} \text{ см}^2/\text{сек}$ и $r = 10 \text{ см}$, применив небольшую экстраполяцию ($M = 0,125$), получим для различных глубин скважин («эффективное» время бурения — около 1,5 суток на 100 м проходки): 1000 м — 7,5 суток, 2000 м — 10 суток, 3000 м — 11,5 суток, 4000 м — 12 суток. Таким образом, и результаты расчетов говорят о приемлемости выстойки 10—12 суток для восстановления градиента с точностью до 5%.

Сделанный вывод подтверждается экспериментальными данными (рис. 4). На рис. 4 показаны отношения градиента γ_1 в невыстоявшихся скважинах (выстойка 0,5—25 суток) к градиенту γ_2 , определенному после заведомо достаточной выстойки (несколько месяцев), для 52 скважин, пробуренных в разных районах УССР. Осредняющая кривая выходит на уровень 95% примерно через 12 суток.

Отклонение точек от осредняющей кривой на рис. 4 можно использовать для оценки точности определения градиента. Действительно,

$$\frac{\Delta(\gamma_1/\gamma_2)}{\gamma_1/\gamma_2} = \sqrt{\left(\frac{\Delta\gamma_1}{\gamma_1}\right)^2 + \left(\frac{\Delta\gamma_2}{\gamma_2}\right)^2}, \quad (\text{II}, 3)$$

так как $\Delta\gamma_1/\gamma_1 = \Delta\gamma_2/\gamma_2 = \Delta\gamma/\gamma$, $\frac{\Delta\gamma}{\gamma} \text{ ср} = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{\Delta(\gamma_1/\gamma_2)}{\gamma_1/\gamma_2} = 0,045$, т. е.

ошибка определения градиента не превышает 5%.

Определенные нами времена выстойки согласуются с данными других авторов (Бедчер, 1959; Mullins and Hinsley, 1957), полученными по контрольным наблюдениям в скважинах.



Существуют, однако, точки зрения, значительно отличающиеся от изложенной.

С одной стороны, предлагаются очень большие времена выстойки авторами теоретических расчетов, определяющими время полного (до 99%) восстановления температурного равновесия, а не восстановления градиента с достаточной точностью, и использующими полное время бурения скважины вместо периодов циркуляции бурового раствора.

С другой стороны, распространено мнение, особенно среди геофизиков-практиков, что для выстойки достаточно 10—20 ч. Оно основывается на повторных измерениях температуры в скважинах

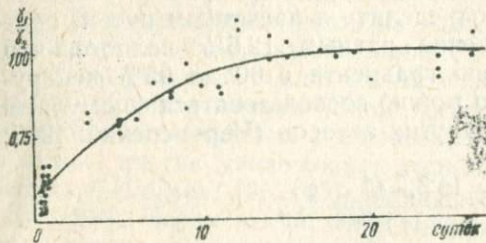


Рис. 4. Изменение геотермического градиента в зависимости от времени выстойки скважины.

с небольшой точностью. Контроль показаний термометра при этих исследованиях производится обычно лишь в одной точке, что не обеспечивает достоверного определения погрешности во всем интервале измерений. Реальная ошибка, вероятно, составляет несколько десятых градуса. При такой погрешности временной градиент температуры $0,1\text{--}0,2^\circ\text{C}/\text{сутки}$ останется незамеченным.

Слабо разработанным в методике температурных измерений является вопрос о тепловой конвекции в скважине. Теоретический анализ этого процесса с учетом реальных исходных данных показывает, что в скважине, заполненной водой, должна существовать конвекция с довольно значительной скоростью, почти полностью уничтожающая естественный геотермический градиент (Остроумов, 1952). Однако на практике столь резкого нарушения не наблюдается. По-видимому, существующее расхождение возникает в связи с несоответствием принимаемых в теоретических расчетах граничных условий реально существующим условиям теплопередачи на верхней границе столба жидкости. В частности, в теоретических расчетах предполагается, что на этой границе осуществляется достаточно интенсивная теплоотдача. В скважине это условие может не соблюдаться.

В практике геотермических исследований очень часто приходится сталкиваться с поступлением пластовой воды или газа в скважину. Измерения в изливающих скважинах показывают, что уже незначительный дебит (до $1\text{ л}/\text{мин}$) существенно нарушает геотермический градиент. Столь же существенное влияние оказывает затрубная циркуляция воды.

Нарушения температуры, вызываемые перемешиванием раствора в результате движения снаряда при непрерывной регистрации сверху вниз, контролировались точечными измерениями температуры с длительной остановкой прибора и оказались в пределах точности измерения.

Таким образом, измерение температуры в скважинах связано с большими трудностями методического характера. Влияние целого ряда факторов не позволяет измерить температуру даже при самых благоприятных условиях с точностью, превышающей несколько десятых градуса. По-видимому, применение сверхточных термометров не может увеличить точность определения теплового потока.

§ 3. Измерение теплопроводности горных пород

На территории Украины наиболее ранние измерения теплофизических свойств горных пород были проведены в Донбассе и Кривбассе в связи с разработкой угольных и железорудных месторождений и проблемой вентиляции шахт (Шербань, 1953; Дуганов, 1962; Захарьин, 1962). Массовые измерения теплопроводности при определении теплового потока выполняются с 1964 г. (Любимова и др., 1964; Кутас, 1966; Гордиенко и Кутас, 1968, 1969).

Для определения теплопроводности горных пород могут быть использованы различные методы, довольно подробно описанные в ряде руководств (Кондратьев, 1954; Чудновский, 1962; Любимова и др., 1964, и др.). Однако для измерения теплофизических констант на образцах керна, взятых из глубоких скважин, они применимы далеко не все. Это объясняется в первую очередь малыми размерами образцов керна и трудностью их обработки.

В Институте геофизики АН УССР авторы при исследовании теплопроводности горных пород применили методы: а) двух температурно-временных точек, б) мгновенных линейного и в) плоского источников тепла.

Метод двух температурно-временных точек, теория которого разработана В. С. Волькенштейн (1955), использовался в качестве основного метода в следующей модификации (Гордиенко, Кутас, 1968).

Цилиндрический образец, диаметр которого в несколько раз превышает его высоту, приводится в контакт с эталонной средой. Начальная температура этой системы одинакова. С момента t_0 противоположная эталону поверхность образца поддерживается при постоянной температуре, отличающейся от температуры системы. Источником постоянной температуры служит проточная вода, охлаждающая образец через медную пластинку. По обе стороны испытываемого образца располагаются спай дифференциальной терморпары (один спай в воде, а другой на контакте образец — эталон). В процессе опыта регистрируется зависи-

мость температуры от времени. Для определения λ достаточно иметь четыре значения времени, когда разность температур между спаями термопары составит 0,9; 0,75; 0,55 и 0,5 начальной величины. Для каждой пары времен τ (0,9) — τ (0,75) и τ (0,75) — τ (0,5) определяются температуропроводность и теплопроводность:

$$a = \frac{h^2}{4z^2\tau_2}, \quad (\text{II, 4})$$

$$\lambda = b\varepsilon \sqrt{a}, \quad (\text{II, 5})$$

где h — толщина образца, b — коэффициент эталона ($b = \lambda_{\text{эт}} / \sqrt{a_{\text{эт}}}$) ε, z — функции отношения τ_2/τ_1 , предварительно табулированные. Вычисление a и λ можно выполнить также для разности времен $\Delta\tau_1 = \tau_{0,75} - \tau_{0,9}$ и $\Delta\tau_2 = \tau_{0,55} - \tau_{0,9}$:

$$a = \frac{h^2}{\Delta\tau_1 4p}, \quad (\text{II, 4}')$$

$$\lambda = b\varepsilon' \sqrt{a}, \quad (\text{II, 5}')$$

где p, ε' — табулированные функции отношения $\Delta\tau_2/\Delta\tau_1$.

Критические размеры образца (диаметр и толщина), исключаяющие влияние краевого эффекта на результаты измерений, подбирались экспериментально. На рис. 5 приводятся зависимости коэффициента теплопроводности от отношения диаметра к толщине для разных значений λ . На графиках четко выделяются точки выхода на прямую, соответствующие критической величине отношения d/h , которое лимитирует размеры образца при заданной теплопроводности. При минимальном значении $\lambda = 3 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град и толщине образца 10 мм его диаметр должен составлять не менее 45 мм.

Для обеспечения хорошего контакта образца с эталоном и охлаждаемой пластиной применялась графитовая паста с теплопроводностью, близкой к средней λ пород.

Продолжительность одного опыта составляет несколько минут, что позволяет при наличии нескольких установок (эталон) изучать в течение дня до 40 образцов, причем из одного опыта можно получить три значения λ .

Ошибка определения коэффициента теплопроводности вычислялась по погрешностям измерений входящих в формулы величин, а также путем контроля другими методами. Из формулы (II, 5) определится относительная ошибка:

$$\frac{\Delta\lambda_i}{\lambda_i} = \frac{\Delta\varepsilon_i}{\varepsilon_i} + \frac{\Delta z_i}{z_i} + \frac{\Delta h_i}{h_i} + \frac{\Delta\tau_i}{\tau_i}. \quad (\text{II, 6})$$

Учитывая возможные погрешности измерений входящих в формулу величин, получим, что относительная ошибка одного

определения λ составляет 3—5%. Эта величина относится к случайным ошибкам. Источником систематической погрешности в рассматриваемом методе может быть неточное вычисление коэффициента эталона b . Для уточнения величины коэффициента b и контроля получаемых результатов применялся метод линейного или плоского мгновенного источника тепла. Отклонение измеренных каждым методом значений λ не превышает в среднем 3,1%, изменяясь от 0,5 до 6,6%.

Методом линейного мгновенного источника тепла измерения теплопроводности выполнялись по следующей схеме. Источник

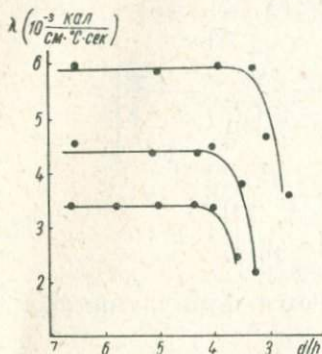


Рис. 5. Зависимость результатов определения теплопроводности от размеров образца (отношения диаметра образца к его толщине).

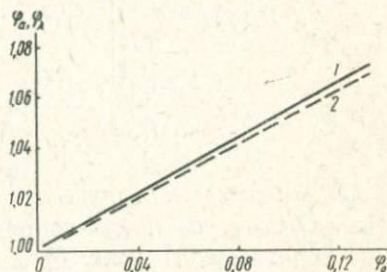


Рис. 6. Поправки на немгновенность теплового импульса при определении температуро- (1) и теплопроводности (2).

тепла (спираль из константанового провода) и горячий спай термопары находились по разные стороны изготовленного в виде пластины образца породы, который зажимался между кусками той же породы длиной около 6 см каждый. Контакт между частями образца, нагревателем и термопарой обеспечивался графитовой пастой. Длительность теплового импульса составляла 2—3 сек. Теплофизические характеристики вычислялись по формулам:

$$a = \frac{h^2}{4\tau_{\max}}, \quad (\text{II}, 7)$$

$$\lambda = 7 \cdot 10^{-3} \frac{I^2 R \tau_0}{\tau_{\max} l T_{\max}}, \quad (\text{II}, 8)$$

где τ_{\max} — время достижения максимальной температуры T_{\max} , τ_0 — длительность теплового импульса, R , I — сопротивление нагревателя и сила проходящего через него тока, l — длина нагревателя.

Принятые размеры нагревателя (диаметр 1—2 мм, длина 40 мм) при толщине образца 10 мм фактически не нарушают условий, принятых при постановке задачи (Любимова и др., 1964). Это позволило не вводить поправку, учитывающую конечные размеры нагревателя и нарушения однородности среды введением источника тепла. Однако поправка, учитывающая немгновенность источника, оказалась более существенной и определялась из следующих соотношений (Вишневецкий, 1958):

$$a = a_0 \Phi_a = a_0 \frac{\Phi_0}{(1 - \Phi_0) \ln \frac{1}{1 - \Phi_0}}, \quad (\text{II, 9})$$

$$\lambda = \lambda_0 \Phi_\lambda = \frac{\lambda_0}{\Phi_0} \left\{ \left[-Ei \left(-\frac{\Phi_0}{(1 - \Phi_0) \ln \frac{1}{1 - \Phi_0}} \right) \right] - \left[-Ei \left(-\frac{1}{\Phi_0} \ln \frac{1}{1 - \Phi_0} \right) \right] \right\}, \quad (\text{II, 10})$$

где $\Phi_0 = \tau_0 / \tau_{\text{макс}}$, a_0 и λ_0 — определяются формулами (II, 7) и (II, 8). При $\Phi_0 \leq 0,1$ (рис. 6):

$$a = a_0 \left(1 + \frac{1}{2} \Phi_0 + \frac{5}{12} \Phi_0^2 + \dots \right), \quad (\text{II, 9}')$$

$$\lambda = \lambda_0 \left(1 + \frac{1}{2} \Phi_0 + \frac{7}{24} \Phi_0^2 + \dots \right). \quad (\text{II, 10}')$$

Из выражения (II, 8) можно найти относительную ошибку определения λ :

$$\frac{\Delta \lambda}{\lambda} = \frac{\Delta I}{I} + \frac{\Delta R}{R} + \frac{\Delta \tau_0}{\tau_0} + \frac{\Delta l}{l} + \frac{\Delta \tau_{\text{макс}}}{\tau_{\text{макс}}} + \frac{\Delta T_{\text{макс}}}{T_{\text{макс}}}. \quad (\text{II, 11})$$

Учитывая возможные погрешности измерения величин I , R , τ_0 , l , $\tau_{\text{макс}}$, $T_{\text{макс}}$ получаем значение ошибки, равное 6—7%.

Метод плоского мгновенного источника тепла с эталоном предложен М. В. Кулаковым (1962). В Институте геофизики АН УССР он был применен в следующем виде: пластина исследуемого материала помещается среди двух блоков с известной теплопроводностью (эталон); на одной из границ образец — эталон помещается тонкий плоский нагреватель, который создает импульс тепла, на другой границе — термopара.

Для вычисления теплофизических констант регистрируются те же параметры, что и в методе линейного мгновенного источника тепла.

Температурное поле в образце и эталоне определяется решением системы дифференциальных уравнений:

$$a_1 \frac{\partial^2 T_1}{\partial x^2} = \frac{\partial T_1}{\partial \tau} \quad (\text{в эталоне}), \quad (\text{II, 12})$$

$$a_2 \frac{\partial^2 T_2}{\partial x^2} = \frac{\partial T_2}{\partial \tau} \quad (\text{в образце}) \quad (\text{II, 13})$$

при равенстве температур и тепловых потоков на границе и нулевой начальной температуре среды. Температура в образце описывается выражением:

$$T(x_1, \tau) = \frac{q}{\sqrt{\pi a_1 \tau}} \cdot \frac{1-K}{1+K} \sum_{n=1}^{\infty} H^{n-1} \exp\left[-\frac{2nh-x}{4a_2 \tau}\right] + \frac{q}{(1+K)\sqrt{\pi a_1 \tau}} \times \\ \times \sum_{n=1}^{\infty} H^{n-1} \exp\left[-\frac{2(n-1)h+x}{4a_2 \tau}\right], \quad (\text{II, 14})$$

где $q = Q_0/c\rho$, Q_0 — мощность источника на единицу площади нагревателя,

$$K = \sqrt{\frac{\lambda_1 c_1 \rho_1}{\lambda_2 c_2 \rho_2}}, \quad (\text{II, 15})$$

$$H = \frac{1-K}{1+K}. \quad (\text{II, 16})$$

Температуропроводность находится из условия максимума:

$$\left. \frac{\partial T_2}{\partial \tau} \right|_{\tau=\tau_{\text{макс}}} = 0, \quad (\text{II, 17})$$

и определяется соотношением:

$$a_2 = \frac{h^2}{2\tau_{\text{макс}} \beta}, \quad (\text{II, 18})$$

где β — функция, зависящая от размера нагревателя и толщины образца. Для квадратного источника, сторона которого равна $2l$,

$$\beta = 1 + \frac{l \exp\left[-\frac{l^2}{4a_2 \tau}\right]}{\sqrt{\pi a_2 \tau_{\text{макс}}} \Phi\left(\frac{l}{2\sqrt{a_2 \tau_{\text{макс}}}}\right)}. \quad (\text{II, 19})$$

Уравнение (II, 19) решается графически. Необходимо иметь зависимость $\beta = f(l/h)$, позволяющую находить коэффициент β для любых размеров нагревателя и образца. Такая зависимость приводится на рис. 7.

Коэффициент теплопроводности определялся из уравнения:

$$\lambda = [\lambda_0 P - 1 + \sqrt{(\lambda_0 P)^2 - 2\lambda_0 P} b V a_2], \quad (\text{II, 20})$$

где

$$\lambda_0 = \frac{Q_0 \tau_0}{c \rho T_{\text{макс}} V a_1 \pi \tau_{\text{макс}}}, \quad (\text{II, 21})$$

$$P = \exp \left[-\frac{h^2}{4a_2 \tau_{\text{макс}}} \right] \left[\Phi \frac{l}{2V a_2 \tau_{\text{макс}}} \right]^2, \quad (\text{II, 22})$$

$$\Phi(z) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-a^2} da, \quad (\text{II, 23})$$

$b = \frac{\lambda_1}{V a_1}$, λ_1 и a_1 — коэффициенты теп-

ло- и температуропроводности эталона, τ_0 — продолжительность импульса. Зависимость $P = f(l/h)$ приводится на рис. 7.

В выражениях для определения a и λ учитываются конечные размеры нагревателя. Поправка, учитывающая немгновенность теплового импульса, может быть определена из формул, приводимых в работе Каганова (1956). Распределение температур от плоского источника тепла, действующего ограниченное время (τ_0), может быть описано уравнением (Лыков, 1967):

$$T_{\tau > \tau_0} = \frac{q x}{\lambda} \left[i\Phi^* \frac{x}{2V a \tau} - i\Phi^* \frac{x}{2V a (\tau - \tau_0)} \right], \quad (\text{II, 24})$$

где

$$i\Phi^*(z) = \int_z^\infty \Phi^*(\alpha) d\alpha; \quad \Phi^*(z) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^z e^{-a^2} da \quad (\text{II, 25})$$

и q — тепловой поток.

Раскладывая функции $i\Phi^*$ в ряд, после некоторых преобразований получим:

$$a = \frac{x^2}{2\tau_{\text{макс}}} \left[\frac{\Phi}{(1 - \Phi) \ln(1 - \Phi)} \right], \quad (\text{II, 26})$$

или

$$a = \frac{x^2}{2\tau_{\text{макс}}} (1 + 0,5\Phi + 0,4\Phi^2 + \dots), \quad (\text{II, 27})$$

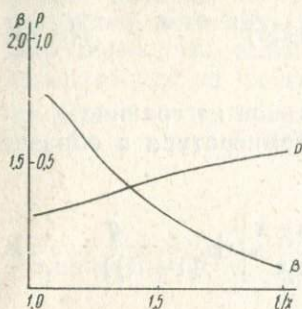


Рис. 7. Поправочные коэффициенты, учитывающие влияние конечных размеров нагревателя на температуропроводность (β) и теплопроводность (P).

где $\varphi = \tau_0 / \tau_{\text{макс}}$,

$$\lambda = \frac{qX\tau_0}{T_{\text{макс}}\tau_{\text{макс}}} (1 + 0,5\varphi + \dots). \quad (\text{II}, 28)$$

Метод плоского мгновенного источника позволяет определить из одного опыта коэффициенты тепло- и теплопроводности на образцах керна диаметром 3,5 мм и более и толщиной от 7 до 20 мм. Метод достаточно точен и производителен.

§ 4. ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ НА ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД

Влияние влажности. При вычислении теплового потока необходимо знать теплопроводность пород в условиях их естественного залегания. Всякое отклонение от этих условий требует введения соответствующих поправок.

Большое влияние на теплопроводность горных пород, особенно осадочных, оказывает их влажность. Образцы керна, поднятые из скважины на поверхность, быстро приходят в воздушно-сухое состояние. Сохранить естественную влажность образцов можно путем парафинирования, однако сделать это не всегда удается, поскольку измерение температуры для определения теплового потока ведется в старых, давно пробуренных скважинах. Всего 44 образца из 1400 изученных авторами были парафинированы непосредственно после извлечения их из скважины.

В настоящее время не существует удовлетворительных теоретических решений вопроса о влиянии пористости и влажности горных пород на их теплопроводность. Эти связи необходимо изучать для каждого типа пород в конкретных условиях.

Пористость интрузивных и метаморфических пород на исследуемой территории составляет доли процента, и их можно исключить из рассмотрения. Также очень низка пористость и влажность пород домелового фундамента (0—0,5%), карбонатных и терригенных пород мела Крыма (0,5—2%), мезозойских пород фундамента Предкарпатского и Закарпатского прогибов (1—2%), алевролитов стрыйской серии Карпат (2%), сланцев и песчаников карбона ДДВ и Донбасса (2%), большей части палеозойских пород западного склона УКЩ. Образцы всех этих пород с наиболее высокой пористостью (25 образцов со средней пористостью около 3%) насыщались водой, и измерялась их теплопроводность до и после насыщения. Полученная разница оказалась в пределах точности измерения, поэтому влиянием влажности в этих случаях можно пренебречь. Но для целого ряда образцов влажность имеет существенное значение. Это третичные глины, рыхлые песчаники водоносных горизонтов мела Крыма, мезозойские породы ДДВ. Пористость и влажность

этих пород составляет 10—20%. В первых двух случаях породы доводились до естественной влажности перед измерениями теплопроводности. Мезозойские терригены ДДВ (47 образцов) при увлажнении разрушаются. Поэтому их теплопроводность определяется с ошибкой, которую трудно оценить. Судя по величине потоков, определенных с использованием λ мезозойских пород и карбона, погрешность может достигать 30%, составляя в среднем около 10%. Теплопроводность третичных глин после насыщения увеличивается до двух раз, а пористых меловых песчаников Крыма — на 15—20%.

Влияние температуры. Теплопроводность горных пород определяется обычно при комнатной температуре и атмосферном давлении. С глубиной давление и температура увеличиваются. Так как оба фактора влияют на величину λ (Берч и др., 1949), при изучении теплопроводности пород в нормальных условиях необходимо вносить соответствующие поправки в результаты измерений.

Влияние давления на величину теплопроводности горных пород в настоящее время изучено недостаточно. По данным П. Бриджмена (Bridgman, 1924), зависимость имеет вид:

$$\lambda_P = \lambda_0(1 + \alpha P), \quad (\text{II}, 29)$$

где λ_P — теплопроводность при давлении P (атм), λ_0 — теплопроводность при давлении 1 атм.

Средняя величина коэффициента α имеет порядок 10^{-6} 1/атм в интервале давлений 1—12000 атм и 10^{-4} 1/атм в интервале давлений 1—1000 атм (Берч и др., 1949). Интенсивное изменение λ при относительно небольших давлениях связано, вероятно, с закрытием пор породы. Этот процесс в значительной степени необратим. Поэтому образец породы, подвергавшийся в естественном залегании действию давления, почти не изменяет своей теплопроводности на поверхности. Кроме того, величина поправки для глубин 3—3,5 км составляет не более 7—8%, т. е. поправка, по-видимому, близка к обычной точности измерения теплопроводности.

Влияние температуры на величину теплопроводности более значительно. Данные Ф. Берча (Берч и др., 1949), Г. Кларка (Clark, 1957), К. Кавада (Kawada, 1964, 1966), Р. Роя (Roy, 1963, 1968) и результаты измерений, выполненных в Институте геофизики АН УССР на 11 образцах осадочных пород методом мгновенного источника (Гордиенко, 1970) при температурах 15—150° С, показывают, что изменения λ при нагревании рационально изучать отдельно для осадочных и изверженных пород. Кривые $\lambda = f(T)$ для осадочных и кристаллических пород приведены на рис. 8 и 10 соответственно.

Осадочные породы. Для них по кривым рис. 8 эмпирически подобран следующий вид зависимости теплопроводности от температуры:

$$\lambda_T = \lambda_{20} - (\lambda_{20} - 3,3) \left[\exp \left(0,725 \frac{T-20}{T+130} \right) - 1 \right], \quad (\text{II}, 30)$$

где λ_T — теплопроводность при температуре $T(^{\circ}\text{C})$ в 10^{-3} кал/см·сек·град, $\lambda_{20} — 20^{\circ}\text{C}$.

Уравнению (II, 30) можно дать такое качественное объяснение.

Осадочные породы представляют собой смесь компонентов низкой и высокой теплопроводности. Высокой и близкой теплопроводностью обладают чистые плотные известняки ($7-10 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град) и песчаники ($6-12 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Низкая теплопроводность характерна для глин ($2-3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град). Поэтому с увеличением глинистости уменьшается λ_{20} породы.

Существенно глинистые песчаники и мергели имеют $\lambda_{20} = 3-4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Для образца одной из таких пород изучалось изменение λ при нагревании до 150°C и последующем охлаждении до 15°C (рис. 9). «Прямой» и «обратный» ходы не совпадают. Следовательно, при нагревании в породе произошли необратимые (в пределах времени опыта) изменения, приведшие к увеличению λ . Минералы глин при нагревании до 150°C теряют до 15% связанной воды, значительно уменьшаясь в объеме. Вероятно, такое уплотнение ведет к увеличению теплопроводности чистой глины, которое превышает характерное для всех ионных кристаллов уменьшение λ с нагреванием.

Таким образом, увеличение глинистости породы уменьшает теплопроводность при 20°C и ее температурный градиент. При большом содержании глинистых минералов, когда $\lambda_{20} = 3,3 \times 10^{-3}$ кал/см·сек·град, теплопроводность породы фактически не меняется с ростом температуры (до 150°C), а дальнейшее увеличение глинистости, когда $\lambda_{20} < 3,3 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град,

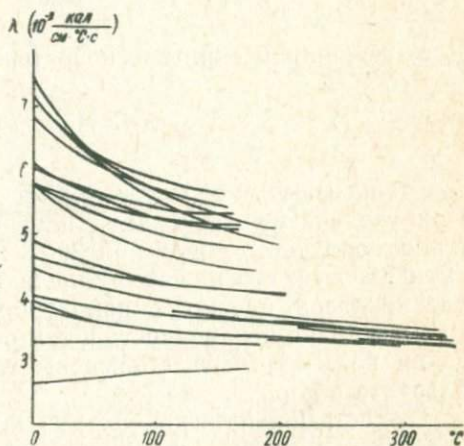


Рис. 8. Зависимость теплопроводности осадочных пород от температуры.

ведет к росту теплопроводности с нагреванием. Эти результаты свидетельствуют о том, что рациональнее определять температурную поправку исходя из λ_{20} породы, а не из ее петрографической характеристики.

Изверженные породы. Эмпирическая зависимость $\lambda = f [T]$ для кристаллических пород отличается от приведенной

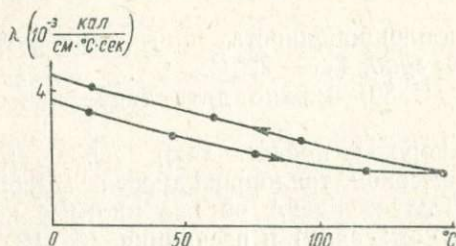


Рис. 9. Изменение теплопроводности образца аргиллита при нагревании и охлаждении.

выше величиной «критической» теплопроводности при $T = 20^\circ \text{C}$:

$$\lambda_T = \lambda_{20} - (\lambda_{20} - 4,8) \left[\exp \left(0,725 \frac{T-20}{T+130} \right) - 1 \right]. \quad (\text{II}, 31)$$

Эта зависимость может быть объяснена исходя из состава пород. При увеличении содержания плагиоклазов, особенно основных, теплопроводность пород при 20°C и ее температурный градиент уменьшаются, что может быть следствием различия в свойствах плагиоклазов и других породообразующих минералов (Берч, 1949). Однако неизменность и тем более увеличение λ при нагревании не могут быть объяснены только высоким содержанием анортита в породе.

Существенно плагиоклазовые породы — анортозиты, габбро, базальты, диабазы — часто содержат до нескольких процентов магнетита или титаномагнетита (интрузивные разности) и вулканические стекла, в той или иной степени раскристаллизованные в палеотипных породах (эффузивные разности). Нами был проведен следующий эксперимент.

Изучалось изменение λ при нагревании для трех искусственных образцов такого состава: 1) 40% цемента, 60% порошка лабрадорита, 2) 40% цемента, 40% порошка лабрадорита, 20% порошка магнетита, 3) 40% цемента, 40% порошка лабрадорита, 20% стеклянного порошка. Результаты измерений, приведенные на рис. 11, показывают, что наличие в породе стекла или магнетита может привести к росту λ при нагревании.

Среди изученных образцов имеются четыре, для которых теплопроводность не подчиняется приведенной формуле (Kawa-

да, 1964, 1966) — диорит, базальт, эклогит и альбитит. Вероятно, в этих породах нет указанных включений. Этот факт делает выявленную зависимость далеко не универсальной.

Погрешность определения теплопроводности по приведенным формулам (отличие вычисленной λ от наблюдаемой) составляет 5 — 10%.

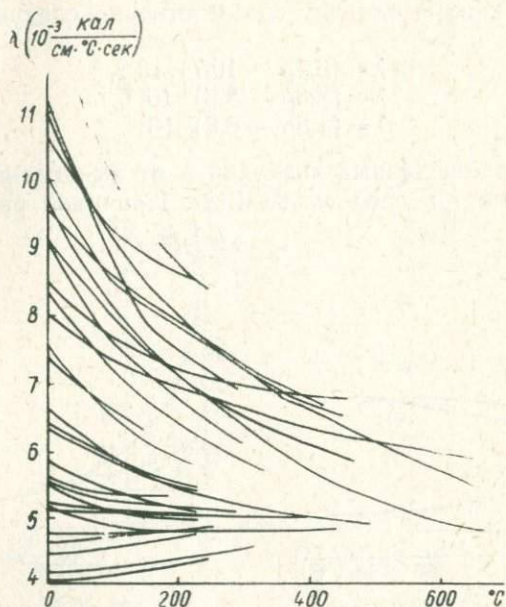


Рис. 10. Зависимость теплопроводности изверженных пород от температуры.

За пределами рассмотренного выше интервала температур могут находиться ультраосновные породы, слагающие верхнюю часть мантии. Изучение температурного градиента их коэффициента теплопроводности при температурах 500—1500°С сопряжено со значительными трудностями, так как в этих условиях происходит изменение породы (разложение и окисление минералов), и поэтому лишь часть данных может быть использована при построении зависимости $\lambda = f[T]$. Ориентировочное изменение λ от температуры для ультраосновных пород показано на рис. 12. Здесь же приводятся графики, характеризующие изменение средних теплопроводностей пород различных слоев земной коры. Начальные величины (λ_{20}) приняты следующими: осадочные породы — $4 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град, «гранит» — $7 \cdot 10^{-3}$, «базальт» — $5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град.

Связь теплопроводности и плотности пород. Зависимость теплопроводности горных пород от их плотности с вероятностью

90% может быть аппроксимирована линейной функцией следующего вида (рис. 13):

$$\lambda = A + B\rho, \quad (\text{II}, 32)$$

где A и B — постоянные.

Для терригенных и карбонатных пород чехла и метаморфических пород домелового фундамента Крыма обработка методом наименьших квадратов дает соответственно следующие соотношения:

$$\begin{aligned} \lambda &= (6,4\rho - 10,7) 10^{-3}, \\ \lambda &= (5,8\rho - 8,6) 10^{-3}, \\ \lambda &= (4,9\rho - 6,8) 10^{-3}. \end{aligned} \quad (\text{II}, 32')$$

Отклонение наблюдаемых значений λ от вычисленных по плотности составляет в среднем 8—10%. Причиной разброса явля-

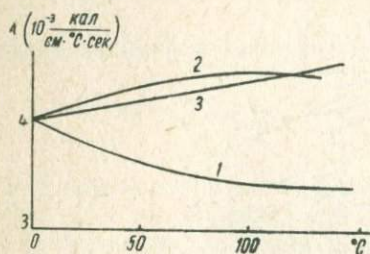


Рис. 11. Изменение теплопроводности искусственных образцов при нагревании (номера кривых согласно тексту).

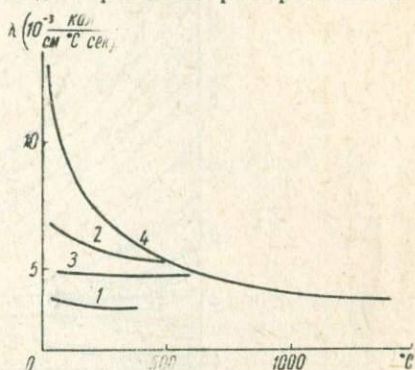


Рис. 12. Приближенные зависимости теплопроводности от температуры для пород коры и мантии Земли.

1 — осадки, 2 — «гранит», 3 — «базальт», 4 — ультраосновные породы.

ются, вероятно, колебания в вещественном составе, трещиноватости, влажности и пр., которые в большей степени влияют на величину теплопроводности, чем плотности.

Рассмотренные зависимости пород довольно близки, поэтому их практически можно свести в одну:

$$\lambda = (5,8\rho - 9,0) 10^{-3}, \quad (\text{II}, 32'')$$

характеризующую изученные образования в целом и позволяющую приближенно оценивать теплопроводность осадочных пород на территории УССР по их плотности.

Анизотропность тепловых свойств горных пород. Исследования теплопроводности осадочных пород вдоль слоистости и перпендикулярно ей показали, что величины λ_{\parallel} и λ_{\perp} существенно различны для тонкослоистых образований. А. Н. Щербань установил такие различия для карбонатных отложений Донбасса

(1953). Им получены соотношения $\lambda_{\parallel}/\lambda_{\perp}$ для аргиллитов — 1,6, песчаников — 1,4, т. е. в среднем толща карбона характеризуется коэффициентом анизотропии около 1,5. По-видимому, анизотропия связана с чередованием в породе слоев низкой и высокой теплопроводности. Количественный анализ этого эффекта не проводился. Поскольку анизотропия может в некоторых случаях (складки Карпат и Донбасса) играть заметную роль в фор-

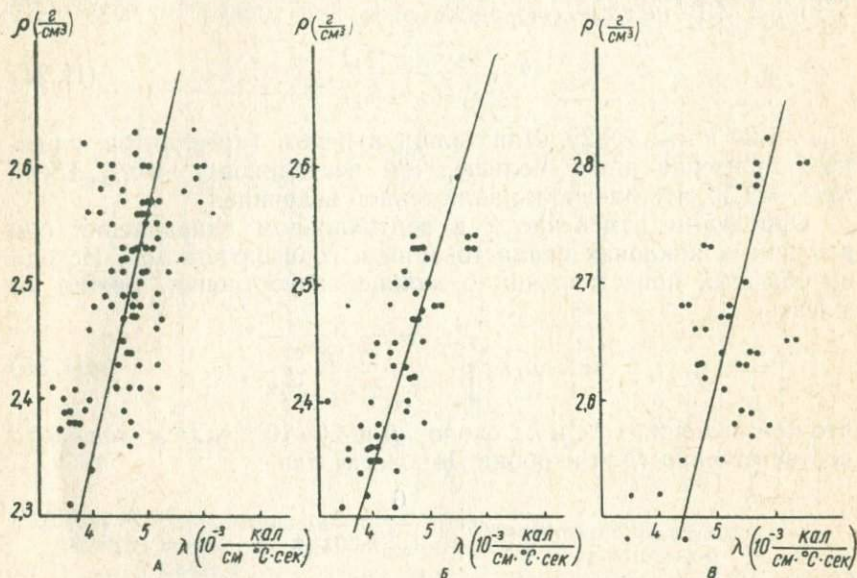


Рис. 13. Зависимость теплопроводности от плотности для некоторых типов осадочных пород.

А — терригенные породы осадочного чехла, Б — карбонатные породы осадочного чехла, В — метаморфизованные породы (сланцы) фундамента.

мировании аномалий теплового поля, имеет смысл рассмотреть достоверность полученных соотношений с точки зрения общих представлений о природе явления.

Методы учета анизотропии хорошо разработаны в электро-разведке. Аналогия между переносом тепла и электричества позволяет применить готовые формулы (Дахнов, 1962) к данному случаю:

$$\lambda_{\parallel} = \frac{\nu\lambda_1 + \lambda_2}{\nu + 1},$$

$$\lambda_{\perp} = \frac{\lambda_1\lambda_2(\nu + 1)}{\nu\lambda_1 + \lambda_2},$$

(II, 33)

где ν — отношение суммарной мощности слоев плохой теплопроводности (λ_2) к суммарной мощности слоев хорошей теплопроводности (λ_1).

Очевидно, под λ_1 и λ_2 следует понимать теплопроводность чистых песчаников, оцениваемую согласно измерениям (см. гл. III, § 2) в $8,6 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град, и чистых аргиллитов, в качестве которой может быть принята теплопроводность неуглистых аргиллитов, равная $2,2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град. Зная λ_{\perp} , λ_{\parallel} и λ_2 , можно определить ν для реальных аргиллитов и песчаников карбона Донбасса, для которых λ_1 равно соответственно 3,3 и $5,2 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град:

$$\nu = \frac{\lambda_2 (\lambda_{\perp} - \lambda_1)}{\lambda_1 (\lambda_{\perp} - \lambda_2)}, \quad (\text{II, 34})$$

$\nu_{\text{арг}} = 1,24$ и $\nu_{\text{пес}} = 0,29$. Для толщи в целом (аргиллитов в разрезе примерно вдвое больше, чем песчаников) $\nu \approx 0,9$. Тогда $\lambda_{\parallel} / \lambda_{\perp} = 1,54$, что близко к наблюдаемой величине.

Определим изменение λ в вертикальном направлении при различных наклонах напластования к горизонтали (α). Исходя из обычных представлений о эллипсе анизотропии, можно записать:

$$\lambda_{\alpha} = \lambda_{\perp} \lambda_{\parallel} \sqrt{\frac{1 + \text{tg}^2 \alpha}{\lambda_{\parallel}^2 + \lambda_{\perp}^2 \text{tg}^2 \alpha}}, \quad (\text{II, 35})$$

что при величинах λ_{\parallel} и λ_{\perp} около $6,0$ и $4,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см · сек · град соответственно (для карбона Донбасса) дает:

$$\lambda_{\alpha} = \frac{6}{\sqrt{1 + 1,25 \cos^2 \alpha}}. \quad (\text{II, 35}')$$

Отношение коэффициентов теплопроводности тех же пород в наклонном и горизонтальном залегании такое:

$$\mu = \frac{\lambda_{\alpha}}{\lambda_{\text{гор}}} = \frac{1}{\sqrt{0,445 + 0,555 \cos^2 \alpha}}.$$

Аппроксимируя структуры относительно простыми телами, можно определить эффект искажения потока как в самих структурах, так и за их пределами.

§ 5. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Методы определения теплового потока базируются на предположении, что он поступает из недр и не изменяется с глубиной, а земная кора состоит из параллельных слоев различной теплопроводности и толщины. Тогда в слое с постоянной теплопроводностью тепловой поток вычисляется из соотношения:

$$Q_i = \lambda_i \gamma_i, \quad (\text{II, 36})$$

где λ_i — средний коэффициент теплопроводности, γ_i — средний геотермический градиент в слое.

Вычисление среднего геотермического градиента в слое, как правило, производится по результатам измерений температуры методом наименьших квадратов из уравнения:

$$T = T_0 + \gamma h,$$

где T_0 — экстраполированная к поверхности температура, T — измеренная температура на глубине h . С вычислением среднего коэффициента теплопроводности дело обстоит несколько сложнее. Здесь возможны два основных варианта: 1) теплопровод-

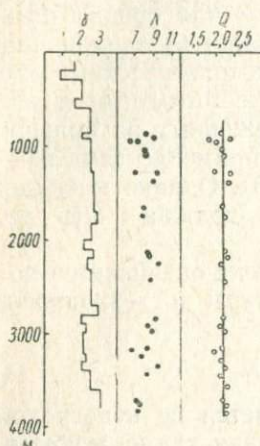


Рис. 14. Определение теплового потока по скв. Сквеле-1.

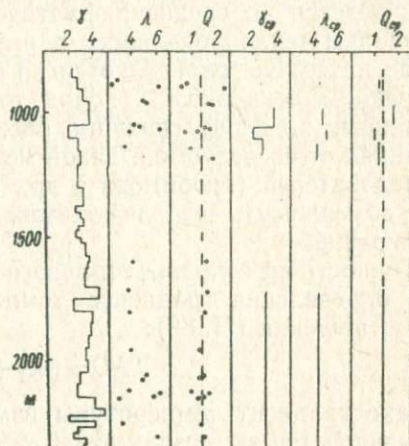


Рис. 15. Определение теплового потока по скв. Миролюбовка-9.

ность определяется по керну той же скважины, где измеряется градиент; 2) теплопроводность определяется по керну других скважин.

В первом варианте можно выделить два случая: а) тепловой поток определяется в пределах интервала с хорошо выдержанной теплопроводностью пород. В этом случае он может быть определен в каждой точке отбора керна по его теплопроводности и среднему в интервале градиенту температуры (рис. 14); б) интервал, охарактеризованный некоторым средним градиентом, состоит из тонкоритмичного чередования слоев пород разной теплопроводности. В этом случае умножение теплопроводности одного образца на средний градиент (детальность изучения градиента меньшая, чем теплопроводности) даст искаженную величину Q (рис. 15). Правильно определить поток в интервале можно лишь по средневзвешенному значению теплопроводности:

$$\lambda_i = \frac{\sum (\lambda_n \cdot \Delta z_n)}{\Delta z_i}, \quad (II, 37)$$

где Δz_i — мощность интервала, Δz_n — мощность отдельных пропластков, λ_n — их теплопроводность.

При втором варианте определения потока также возможны два случая: а) теплопроводность пород в интервале определяется по λ аналогичных образований, изученных по керну соседних скважин, расположенных на той же или соседней локальной структуре в пределах одной литолого-фациальной зоны на расстояниях, не превышающих 2 — 5 км. Правомерность такой операции не нуждается в подробном обосновании. Вычисление потока ведется по среднеарифметическим или средневзвешенным значениям теплопроводности в интервале; б) теплопроводность пород интервала определяется по их литологическому описанию и средним величинам λ пород той же литологии и возраста, изученных по керну скважин, расположенных на больших расстояниях от исследуемой. Такой метод применяется целым рядом исследователей (Любимова и др., 1966). Однако в каждом случае возможность его использования должна быть детально обоснована.

Точность вычисления теплового потока оценивается по ошибкам определения градиента температуры и теплопроводности из соотношения (II, 36):

$$\Delta Q = \Delta \lambda \gamma + \Delta \gamma \lambda. \quad (\text{II, 38})$$

Однако градиент температуры измеряется не непосредственно, а вычисляется по результатам измерения температуры в скважинах:

$$\gamma = \frac{T_1 - T_2}{h_1 - h_2}, \quad (\text{II, 39})$$

где T_1 и T_2 — значения температуры на глубинах h_1 и h_2 . Тогда из соотношения (II, 36):

$$\Delta \gamma = \frac{2\Delta T(h_1 - h_2) + 2\Delta h(T_1 - T_2)}{(h_1 - h_2)^2}, \quad (\text{II, 40})$$

где ΔT и Δh — погрешности измерения температуры и расстояния. Ошибка в определении градиента зависит от величины интервала, на котором вычисляется градиент. При погрешности измерения температуры $0,02^\circ \text{C}$ градиент порядка $3^\circ \text{C}/100 \text{ м}$ можно вычислить с точностью 5% на базе 25 м. Если же погрешность измерения температуры составляет $0,3^\circ \text{C}$, то для получения той же точности при обработке результатов методом наименьших квадратов нужен интервал с постоянным градиентом не менее 200 м.

Теплопроводность горных пород измеряется непосредственно. Однако ошибка измерения λ не может быть принята в качестве $\Delta \lambda$ в формуле (II, 38), поскольку ошибка единичного определе-

ния теплопроводности однородного слоя всегда несколько выше ошибки измерения одного образца. Величина этой ошибки может быть определена в каждом конкретном случае.

При нескольких интервалах определения Q в одной скважине ошибкой считалось среднее отклонение от средневзвешенного. Весом интервала с постоянным γ и λ считалась его мощность. В случае тонкослоистого разреза приближение интервального значения к среднему по скважине достигается прежде всего за счет детальности изучения теплопроводности разреза. Поэтому весом интервала считалось количество определений λ в нем.

Средняя относительная погрешность определения Q составила 10%, средняя абсолютная ошибка — $0,12 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Исходя из этой величины аномальными следует считать значения, отклоняющиеся на $0,3—0,35 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ от фоновых.

Глава III. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ УССР

§ 1. КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ РАЙОНА ИССЛЕДОВАНИЯ

Данный обзор, составленный по результатам исследований ряда геологов и геофизиков (Баранов, 1965; Бондарчук, 1959; Гаркаленко и др., 1969; Глушко, 1958; Ладыженский и др., 1961; Лебедев и др., 1966; Муратов, 1955, 1960; Семененко, 1963; Суб-

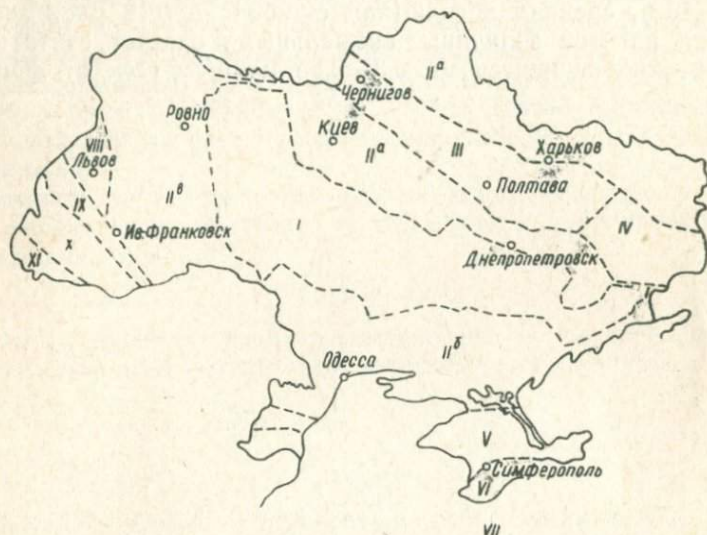


Рис. 16. Схема тектонического районирования территории УССР.
I — Украинский кристаллический щит, II — Склоны УКЩ и Воронежского массива, II^a — северо-восточный склон УКЩ и Воронежского массива, II^b — южный склон УКЩ, II^b — юго-западный склон УКЩ, III — грабен Днепровско-Донецкой впадины, IV — Донбасс, V — Скифская плита, VI — Горный Крым, VII — впадина Черного моря, VIII — Львовский палеозойский прогиб, IX — Предкарпатский прогиб, X — Складчатые Карпаты, XI — Закарпатский прогиб.

ботин, 1955, 1965, и др.), не претендует на всесторонний анализ геологического строения столь обширной территории. Его целью является описание примерной схемы тектонического районирования, положенной в основу при анализе теплового поля. Тектоническая схема территории УССР (кроме Добруджи и Преддобруджинского прогиба, где тепловой поток не изучался) приведена на рис. 16. На схеме выделены структуры разных порядков, что не совсем логично с геологической точки зрения, но удобно при описании теплового поля.

Большая часть рассматриваемой территории относится к Русской платформе. Основным структурным элементом являются Украинский щит и его склоны, ограниченные на востоке Днепровско-Донецкой впадиной, на юге — Причерноморской впадиной, южная часть которой включает районы эпигерцинской Скифской плиты, на западе — Львовским палеозойским и Предкарпатским альпийским прогибами. В пределах юго-западного склона УКЩ выделяется Волыно-Подольская плита, отличающаяся своеобразием колебательных движений и осадконакопления в палеозое.

I. Украинский кристаллический щит — район с выходом на поверхность или неглубоким залеганием докембрийского кристаллического фундамента. В современном виде эта структура оформилась относительно недавно, в процессе размыва осадочного чехла при кайнозойском поднятии территории, однако восходящие движения были свойственны этому региону и на предыдущих этапах его истории. Щит был основным источником сноса терригенных осадков, накапливавшихся в окаймлявших его прогибах. В пределах УКЩ выделяются полосы развития метаморфических пород, гнейсов и их мигматитов с различными гранитами (свыше 60% площади щита) и многочисленные интрузивные массивы разного состава. Они сформировались в геосинклиналях различного возраста, от катархей до верхнего протерозоя (от 3600 млн. до 1400 млн. лет назад). Кроме того, установлены и более молодые интрузивные комплексы, возникшие уже на платформенном этапе развития (Коростенский — 1100—1200 млн. лет и Приазовской 500—900 млн. лет).

II. Склоны УКЩ и Воронежского массива являются одновременно склонами впадин.

Северо-восточный склон УКЩ и юго-западный — Воронежского массива (II^а) составляют борта Днепровско-Донецкой впадины. Со стороны Воронежского массива довольно пологий склон докембрийского фундамента существует в районе Донбасса. Склон УКЩ в этом районе практически не обнаружен: фундамент по системе разломов резко опущен от дневной поверхности на щите до глубины в несколько километров в юго-западной части Донбасса.

Северный склон УКЩ переходит в южный борт Припятского прогиба, южный — в северный борт Причерноморской впадины (II^б).

Юго-западный склон УКЩ (II^в) на западе по разломам резко погружается в Львовский палеозойский и Предкарпатский альпийский прогибы. На склонах щита по направлению к Черному морю, Карпатам и ДДВ мощность осадочного чехла возрастает до 2—3 км. В осадочном слое представлены породы от рифейского до четвертичного возраста различного, преимущественно терригенного, состава.

III. Грабен ДДВ ограничен краевыми нарушениями значительной амплитуды (до 3—4 км), разделен на три продольные зоны (центральную, южную и северную зоны ступенчатых сбросов) и несколько поперечных блоков. Он заполнялся осадками от девона до кайнозоя. В основном это терригенные образования, за исключением мощных толщ девонских эффузивов некоторых районов и соли в девонских и пермских породах. Осадочный чехол грабена осложнен платформенными складками (купола, брахиантиклинали и т. п.), которые объединяются в валы, совпадающие по простиранию с обрамляющими впадину нарушениями. Широко развита солянокупольная тектоника. Характерно, что структуры ДДВ, даже ее юго-восточной части, не являются затухающим продолжением линейных складок Донбасса.

IV. Донбасс — герцинская складчатая область. Осадконакопление происходило здесь с девона до начала перми, а затем (примерно 250 млн. лет назад) толща осадков была смята в своеобразные узкие антиклинальные складки, разделенные широкими синклиналями. В пределах Донбасса выделяют центральную часть с Главной антиклиналью и обрамляющими синклиналями, Южный и Северный тектонические районы. В последнем отмечены надвиги на север с амплитудой до нескольких километров. В Северном районе структуры пологие, близки к платформенным, встречаются соляные купола. Южный район более сложный, его фундамент разбит на ряд блоков, дифференцированные движения которых определили строение чехла.

V. Скифская плита в пределах УССР занимает Равнинный Крым. Фундамент этого района сложен породами, смятыми предположительно в период герцинского тектогенеза (230—330 млн. лет назад). Выше залегает комплекс мезокайнозойских пород терригенного и карбонатного (в верхнем мелу) состава. Фундамент разбит системой разломов на ряд относительно приподнятых или опущенных блоков.

Северная часть (Сивашская впадина) входит в состав Причерноморской впадины, возникшей на разновозрастном фундаменте (эпипротерозойском и эпигерцинском).

В центре Скифской плиты располагается Новоселовско-Симферопольское поднятие с относительно неглубоким (1—2 км) залеганием домелового фундамента. Возможно, к нему присоединяются приподнятые блоки Тарханкутского п-ова.

Южнее и юго-восточнее поднятия находятся Альминский и Индоло-Кубанский прогибы, заполненные осадками кайнозойского возраста.

VI. Горный Крым — геосинклинальная область, формирование которой завершилось, в основном, в предпозднеюрское время (около 160 млн. лет назад). В последующий период здесь отла-

гались толщи карбонатных и терригенных пород платформенного характера, горизонтальное залегание которых было нарушено неогеновыми вертикальными движениями. Именно эти восходящие движения и придали району облик горной страны. В отличие от Кавказа, этот район не испытал геосинклинального складкообразования в кайнозое.

VII. Впадина Черного моря существовала, по-видимому, уже в палеозое. Последнее крупное опускание, связанное с образованием мощной (до 6 км) толщи неконсолидированных осадков и, вероятно, продолжающееся в настоящее время, началось в конце палеогена (около 30 млн. лет назад).

VIII. Геологическое строение Львовского палеозойского прогиба в настоящее время не совсем ясно. Здесь встречены мощные толщи карбонатных и терригенных пород от нижнего до верхнего палеозоя (всего 5—7 км). От склона УКЩ структура отделена системой нарушений. В северной части прогиба бурением вскрыт фундамент предположительно герцинского (или каледонского) возраста.

IX. Предкарпатский прогиб сформировался как обрамление альпийской складчатой области Карпат и отделен от нее и Русской платформы глубинными разломами. Опускание этого района проходило в два этапа; в течение первого возникла внутренняя зона на флишевом основании трога Карпат; при втором этапе в прогибание вовлечен край Русской платформы. В северной части прогиба бурением встречен фундамент палеозойского возраста. Прогиб заполнен мощной (до 10 км) толщей неогеновых терригенных (молассы) пород. Широко развиты надвиги Складчатых Карпат на прогиб, внутренней зоны на внешнюю и др.

X. Складчатые Карпаты — альпийское складчатое сооружение. Смяты породы от меловых по олигоценовые. Складчатость проходила в два этапа: вблизи границы палеогена и неогена (около 25—30 млн. лет назад) и в верхах миоцена (около 20 млн. лет назад). Чрезвычайно широко развиты надвиги с юго-западным падением плоскостей надвигания под небольшими углами. От Закарпатского прогиба Карпаты отделены глубинным разломом.

XI. Закарпатский внутренний прогиб сформировался синхронно с Карпатами на фундаменте в виде сложной системы структур ядер западных Карпат мезозойского возраста и их палеогеновой оболочки. Хустским разломом прогиб разделен на две впадины: Чоп-Мукачевскую и Солотвинскую. Вдоль разлома, отделяющего прогиб от Складчатых Карпат в его северо-западной части и Хустского разлома, протягивается Выгорлат—Гутинская вулканическая гряда неогенового возраста. Неогеновые эффузивы встречены и внутри Чоп-Мукачевской впадины.

Глубинное строение перечисленных тектонических элементов по данным глубинных сейсмических зондирований (ГСЗ) приводится на рис. 57, 58 (Соллогуб и др., 1967, 1968; Чекунов, 1968, и др.).

§ 2. ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ИЗУЧЕННОСТЬ ТЕРРИТОРИИ УССР

Исследования теплового потока на территории УССР начаты в 1963 г. Институтом физики Земли АН СССР (Любимова, 1964). В 1963 — 1967 гг. были выполнены прецизионные измерения температуры в девяти скважинах в пределах Украинского щита, в трех скважинах в Днепровско-Донецкой впадине, трех скважинах в Карпатском регионе (Шушпанов, 1966) и 11 скважинах в Крыму (Любимова, 1968). Эти измерения сопровождались на территории УКЩ, Крыма и Карпат определением теплопроводности, что дало возможность вычислить величину теплового потока. В скважинах ДДВ тепловые свойства пород не изучались, для вычисления теплового потока была взята теплопроводность отложений того же возраста на склонах Воронежского массива, где условия осадконакопления были совсем иными. В результате получены несколько завышенные значения потока.

Изучению теплового потока предшествовали многочисленные работы по измерениям температур в верхней части земной коры, которые невозможно рассмотреть в коротком обзоре. Остановимся лишь на наиболее ранних, некоторых обобщающих и методически интересных исследованиях.

По-видимому, первые измерения температуры были выполнены в Крыму Г. А. Романовским в Айбарской скважине в 1871 г. В начале XX ст. начались измерения температуры в Донбассе и прилегающих районах. В 1907 — 1912 гг. А. А. Скочинский измерял температуры в шпурах свежих забоев шахт. Одним из первых обобщений температурных условий в Донбассе для целей шахтного строительства была статья С. А. Красковского (1933). Измерения температуры велись тогда отделом геотермии ЦНИГРИ, НИС Днепропетровского горного института и трестом «Донбассуглеразведка», однако захватывали лишь отдельные участки обширной территории бассейна.

Геотермические исследования в Карпатском регионе были начаты в 20-х годах XX ст. польским геологом Г. Арцтовским, который выполнил детальные температурные измерения в скважинах Бориславского нефтяного месторождения. Результатом этих работ был вывод о связи глубинных температур с особенностями геологического строения и нефтегазоносности района.

Значительные успехи в развитии геотермических исследований достигнуты после Великой Отечественной войны в связи с

широким развитием буровых работ на нефть и газ и разведкой новых угольных месторождений и горизонтов в Донбассе, что привело к быстрому росту числа измерений.

Температурные измерения в это время ведутся в основном промыслово-геофизическими экспедициями. Некоторое количество термограмм получено научно-исследовательскими институтами, гидрогеологическими и испытательными партиями. Качество этих материалов, как правило, низкое. Точность измерений около $0,5 - 1,0^{\circ} \text{C}$, наблюдения часто выполнялись в скважинах с неустановившимся режимом и пр. Однако массовость и однородность материала позволили использовать его для характеристики температурного поля.

По мере накопления материала стали появляться обобщающие работы как по отдельным регионам, так и по территории республики в целом.

Некоторые закономерности распределения температур в части ДДВ описаны М. Ф. Беляковым (1951). Автор отмечает аномалии над купольными структурами, связывая их с приподнятыми блоками фундамента и соляными штоками.

Детальное описание температур и градиентов было выполнено в Донбассе (Банковский, 1959; Кашпур, 1958; Орда, 1959, и др.). Авторам удалось выделить ряд неоднородностей в распределении температур и увязать их с особенностями геологического строения района. Повышенные глубинные температуры соответствуют антиклиналям, а пониженные — синклиналям. Главную причину аномалий исследователи видят в дополнительном притоке тепла к сводам положительных структур по их крыльям благодаря анизотропии пород. Все большая роль в формировании теплового поля отводится движению флюидов в осадочных отложениях.

К этому же времени относятся обобщающие работы по термнии Днепровско-Донецкой впадины (Бабинец, 1959; Застежко и др., 1965, 1967). Авторы строят карты-срезы для разных глубин и карты градиентов, что позволило установить закономерности изменения температур с глубиной и выделить ряд аномальных зон. Большое внимание уделяется изучению термальных вод и влиянию их миграции на температурный режим.

Такого же характера обобщающие работы появляются по Крымскому (Альбов, 1959; Ослоповский, 1959; Германюк, 1960; Фомичев, 1960; Ткачук и др., 1963) и Карпатскому (Думанский, 1963; Кутас, 1966) регионам, а также по всей территории республики (Гандзюк и Потушанский, 1956; Бабинец, 1959; Гордиенко и др., 1970).

Эти работы позволили выявить закономерности в распределении температур в верхних слоях земной коры и наметить пути для использования данных температурных наблюдений при решении задач геологии и гидрогеологии, при разведке и эксплу-

атации нефтяных месторождений, бурении скважин и шахтном строительстве.

В 1950—1952 гг. под руководством А. Н. Щербаня выполнены работы по измерению теплопроводности горных пород в Донбассе (Щербань, 1953). Установлена анизотропия тепловых свойств пород карбона. В дальнейшем тепловые свойства измерялись в Днепропетровском горном институте (Дуганов, 1959), Институте физики Земли АН СССР (Любимова, 1964).

В 1961 г. начато измерение температурных градиентов в донных осадках глубоководной впадины Черного моря (Сысоев, 1961). По ним была вычислена величина теплового потока с использованием средней теплопроводности океанических илов (Любимова и др., 1966). Выполнены определения потока и в восточной прибрежной части Черного моря (Любимова, 1968).

С 1964 г. регулярные высокоточные измерения температуры в скважинах всех регионов территории УССР и определения теплопроводности горных пород ведутся в Институте геофизики АН УССР при участии авторов настоящей работы.

§ 3. ХАРАКТЕРИСТИКА ТЕМПЕРАТУРНЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Для определения теплового потока использовались в основном измерения температуры стандартными электротермометрами и термисторными термометрами. Стандартными термометрами измерения проводили экспедиции треста «Укргеофизразведка» Министерства геологии УССР. Точечные измерения термисторными термометрами выполнены авторами в 1966—1969 гг. В ряде скважин измерения температур выполнены сотрудниками Института физики Земли (Любимова и др., 1964; Шушпанов, 1966).

Ниже дается описание температурных измерений, проведенных авторами (рис. 17—42). Данные температурных наблюдений, выполненных другими организациями, уже описывались ранее (гл. III, § 2), и поэтому здесь приводится только сводка основных результатов (табл. 2).

Выстойка всех скважин приведена в табл. 13.

Измерения температуры проводились в скважинах, пробуренных в различных тектонических зонах. Все эти скважины находились длительное время в покое, и по ним был отобран керновый материал. Их местоположение выбиралось с таким расчетом, чтобы избежать влияния различных искажающих факторов: они, как правило, располагались за пределами локальных структур, за контуром нефтегазоносности и пр. Если измерения выполнялись в относительно мелких скважинах, то они дублировались. В результате была получена сеть надежных определений теплового потока, дополненная определениями в скважинах с менее точными измерениями температуры и часто с не-

Таблица 2

Температуры в скважинах, измеренные электротермометром

Скважина	Температура на глубине (м), °С						
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500
<i>УКШ</i>							
Кривой Рог-7554	16,05	—	—	—	—	—	—
Кривой Рог-8500	15,83	19,50	—	—	—	—	—
Болтышка-11475	28,3	—	—	—	—	—	—
<i>Русская платформа</i>							
Олеско-1	13,5	21,3	—	—	—	—	—
Бучач-1	14,3	24,7	33,3	44,8	—	—	—
Олишевка-5	25,8	32,6	41,8	55,0	67,6	79,8	—
Гнилица-308	20,6	36,2	48,8	64,5	—	—	—
Новотроицкое-5	20,6	27,7	40,1	—	—	—	—
Гречишкино-2	21,6	32,8	44,8	58,0	—	—	—
Павлоград-6174	26,0	—	—	—	—	—	—
Геничesk-5	32,9	48,6	60,4	72,0	84,3	—	—
Новоалексеевка-1	25,9	40,0	55,3	—	—	—	—
Новоалексеевка-2	—	—	50,6	60,7	—	—	—
Чаплинка-1	25,5	45,4	61,3	—	—	—	—
Каховка-3	28,1	41,1	—	—	—	—	—
Берислав	27,4	38,3	—	—	—	—	—
<i>Грабен ДДВ</i>							
Борковское-9	20,6	31,6	43,8	58,9	—	—	—
Адамовское-6	24,8	36,2	46,8	63,4	71,4	—	—
Кошелевка-204	24,6	34,8	44,5	53,8	65,2	—	—
Шаповаловка-301	19,5	29,8	40,8	54,6	69,0	79,0	—
Твань-1	21,1	34,4	46,0	62,3	79,2	—	—
Северо-Дорогинская-1	20,6	31,4	46,6	55,5	—	—	—
Ичня-4	20,2	28,2	41,4	53,4	67,0	85,0	—
Монастырище-302	19,8	28,3	42,0	53,0	63,4	77,5	93,8
Прилуки-6	22,2	38,5	57,1	79,5	—	—	—
Леяки-9	18,7	32,8	45,1	58,2	—	—	—
Гнединцы-105	17,2	28,8	43,8	54,5	67,6	85,5	—
Глинско-Розбышевская-49	21,0	29,3	42,0	52,4	64,0	76,1	90,6
Антоновка-1	25,0	38,7	52,0	78,0	—	—	—
Качановка-19	15,6	26,3	39,2	52,5	—	—	—
Качановка-7	22,60	30,21	43,84	54,48	—	—	—
Рыбальцы-4	21,4	32,4	49,7	—	—	—	—
Рыбальцы-2	17,9	24,0	36,0	43,4	58,3	66,0	—
Рыбальцы-10	22,7	31,7	44,3	54,3	66,4	82,0	—
Рыбальцы-16	17,7	24,9	37,2	—	—	—	—
Бельск-10	17,2	26,8	40,0	—	—	—	—
Радченково-29	—	33,8	48,4	65,6	—	—	—
Радченково-30	23,0	35,0	48,5	63,2	—	—	—
Солоха-27	17,4	27,0	38,0	49,1	59,4	73,8	—
Солоха-4	17,0	28,2	36,3	47,1	—	—	—
Великая Богачка-1	17,0	29,2	43,0	60,4	—	—	—
Сагайдак-2	25,6	39,4	54,0	—	—	—	—
Машевка-16	17,7	32,3	44,0	52,8	60,0	—	—

Продолжение табл. 2

Скважина	Температура на глубине (м), °С						
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500
Машевка-20	18,6	32,2	43,2	52,7	59,5	56,3	73,2
Новониколаевка-7	13,4	21,8	34,6	47,0	—	—	—
Зачепиловка-1	20,13	35,89	52,44	—	—	—	—
Перещепино-34	20,7	31,0	46,4	—	—	—	—
Перещепино-35	20,3	33,3	50,4	68,0	—	—	—
Перещепино-50	18,9	29,0	42,0	57,0	—	—	—
Пролетарское-1	20,6	28,8	40,8	53,0	66,4	—	—
Голубовка-4	16,2	28,6	45,6	—	—	—	—
Левенцовка-6	24,0	38,5	56,6	74,0	—	—	—
Харьков (опорная)	20,0	32,5	47,0	65,0	80,0	—	—
Старо-Покровская-2	20,9	30,6	42,6	55,0	66,4	—	—
Шевченково—Близнюки-301	19,5	32,3	47,7	62,5	—	—	—
Северная Голубовка-16	—	36,1	51,8	69,0	—	—	—
Северная Голубовка-12	23,0	35,0	49,8	64,8	80,4	94,5	—
Северная Голубовка-14	26,5	41,2	56,6	73,0	90,0	—	—
Балаклея-4	19,4	29,4	42,0	51,0	64,0	—	—
Червоный Донец-1	23,6	36,8	50,0	60,6	—	—	—
Шевченково—Близнюки-307	22,5	38,3	46,2	58,1	70,5	—	—
Купянск (опорная)	19,7	32,4	46,0	62,8	79,0	—	—
<i>Донбасс</i>							
Червоный Оскол-4	28,0	45,5	63,5	82,0	105,0	—	—
Червонопоповка-7	28,0	44,3	60,6	75,2	—	—	—
Славяносербск-1	23,4	37,0	52,3	68,0	—	—	—
Донецк-1790	24,0	—	—	—	—	—	—
Донецк-1720	24,0	—	—	—	—	—	—
Донецк, шахты	23,0	—	—	—	—	—	—
Вост. Донбасс-1420	19,3	—	—	—	—	—	—
Вост. Донбасс-2030	20,7	—	—	—	—	—	—
<i>Скифская плита</i>							
Стрелковая-5	28,5	—	—	—	—	—	—
Джанкой-1	33,4	50,6	71,5	—	—	—	—
Джанкой-3	36,0	56,7	72,5	85,0	97,0	107,7	—
Березовка-1	—	—	51,7	66,2	—	—	—
Новоселовка-1	38,7	60,0	71,5	84,4	99,5	—	—
Новоселовка-3	—	—	71,1	84,8	—	—	—
Новоселовка-7	42,7	69,8	—	—	—	—	—
Красновка-1	41,7	—	—	88,0	102,1	116,7	—
Задорное-1	39,0	54,5	66,4	80,5	—	—	—
Задорное-3	25,7	—	—	—	—	—	—
Нижнегорский-6	28,8	47,8	67,6	—	—	—	—
Индольская-3	30,5	50,0	66,1	82,2	95,4	106,0	—
Тарасовка-1	35,7	54,5	—	—	—	—	—
Оленевка-3	28,5	43,5	57,6	71,3	85,4	—	—
Октябрьское-7	33,8	48,2	61,5	76,5	93,5	—	—
Октябрьское-4	30,6	45,0	58,4	73,0	—	—	—
Октябрьское-3	29,6	44,4	58,9	73,1	89,0	—	—
Меловое-2	32,4	46,9	60,0	—	—	—	—
Николаевка-1	43,8	55,2	65,4	—	—	—	—

Скважина	Температура на глубине (м), °C						
	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500
Владиславовка-17	36,8	47,6	—	—	—	—	—
Владиславовка-19	34,4	59,0	—	—	—	—	—
Владиславовка-21	32,6	50,7	—	—	—	—	—
Куйбышево-19	33,9	49,8	68,6	88,2	107,0	—	—
Мошкарово-107	27,0	50,0	67,0	—	—	—	—
Мошкарово-110	34,4	52,6	72,6	87,0	102,6	—	—
Каменка-2	28,0	44,3	58,0	—	—	—	—
Белокаменное	25,0	—	—	—	—	—	—
Слюсарев-4	—	62,6	85,7	—	—	—	—
<i>Горный Крым</i>							
Ялта-1	29,2	42,1	50,0	58,6	—	—	—
<i>Львовский прогиб</i>							
Великие Мосты-4	19,4	32,8	42,0	52,8	—	—	—
<i>Предкарпатский прогиб</i>							
Кохановка-4	24,7	46,2	—	—	—	—	—
Рудки-75	27,2	44,4	—	—	—	—	—
Пиняны-1	23,2	34,6	47,6	59,7	75,2	—	—
Северные Медынич-4	21,8	36,6	52,0	67,0	76,3	—	—
Северные Медынич-16	22,8	39,0	—	—	—	—	—
Северные Медынич-10	27,7	43,4	—	—	—	—	—
Северные Медынич-8	16,0	28,9	—	—	—	—	—
Бильче-Волица-95	32,0	51,9	—	—	—	—	—
Бильче-Волица-25	21,8	37,5	—	—	—	—	—
Держив-3	23,2	38,6	49,5	—	—	—	—
Грынивка-21	16,9	27,2	36,7	—	—	—	—
Грынивка-25	18,0	29,7	39,7	—	—	—	—
Южнострыйская	14,8	—	—	—	—	—	—
Уличное-14	23,1	33,5	46,2	59,0	—	—	—
Северная Долина-11	15,3	23,9	33,1	43,0	55,2	—	—
Северная Долина-10	15,6	23,6	—	—	—	—	—
Северная Долина-16	15,5	25,3	38,0	50,0	—	—	—
Долина-60	14,2	26,3	35,9	49,9	63,9	—	—
Долина-104	14,0	26,0	38,8	52,6	—	—	—
Долина-541	14,2	25,2	38,0	51,0	65,0	79,2	—
Струтынь-23	15,4	25,2	39,2	—	—	—	—
Струтынь-12	14,1	22,7	30,9	42,0	52,6	—	—
Оров-3	13,4	20,7	30,9	45,6	—	—	—
<i>Складчатые Карпаты</i>							
Воля Блажевская-18	17,8	28,8	38,5	—	—	—	—
Оров-27	15,8	27,0	38,9	53,8	—	—	—
Свалява-2	23,8	37,8	—	—	—	—	—
Сколе-1	17,4	29,4	42,4	55,2	67,8	80,2	—
<i>Закарпатский прогиб</i>							
Ужгород-1	22,2	52,3	76,0	—	—	—	—
Великая Добронь-1	31,8	53,9	66,0	87,1	108,6	130,0	—
Гораздовка-50	44,0	67,0	—	—	—	—	—

достаточным отбором керна. Однако необходимо отметить, что менее точные замеры температуры использовались только в глубоких скважинах, вскрывших мощные толщи относительно однородных пород. В пределах УКЩ, где скважины неглубокие, все тепловые потоки определены по точным замерам температуры термисторными термометрами.

Украинский щит. Скв. Перга-2с расположена в северо-западной части щита в пределах Житомирского блока.

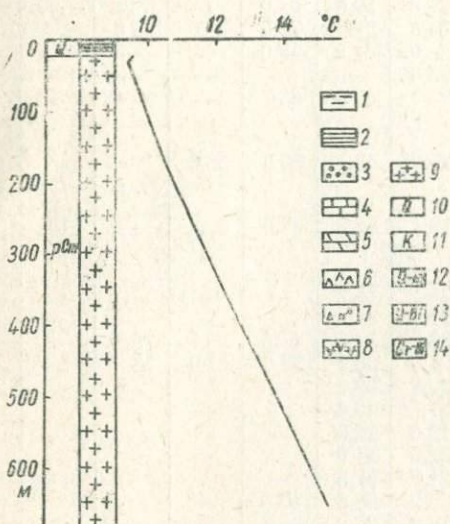


Рис. 17. Термограмма по скв. Перга-2. 1 — глины, 2 — аргиллиты, сланцы, 3 — песчаники, 4 — известняки, 5 — мергели, 6 — туфы, 7 — брекчия, 8 — соль, 9 — гранит, 10 — кварцит, 11 — кальцинит, 12 — кварц-магнетитовая порода, 13 — кварц-биотитовая порода, 14 — гранато-биотитовая порода.

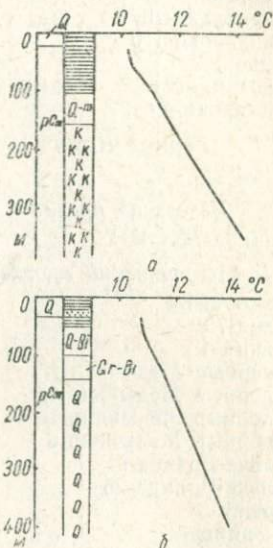


Рис. 18. Термограммы по скв. Грушка - 17507 (а), Комсомольск - 1015 (б). Условные обозначения см. на рис. 17.

Она пересекла четвертичные отложения, кору выветривания и мощную толщу гранитов протерозойского возраста. Измерения температуры выполнены в интервале глубин 25—638 м (рис. 17).

Скв. Перга-3с расположена к северо-востоку от скв. 2с на расстоянии 3 км. Измерение температуры выполнено в интервале глубин 23—118 м. Скважина прошла четвертичные отложения и пержанские граниты.

Скв. Перга-547 пробурена примерно в 4 км к северо-западу от скважины 2с. Измерение температуры выполнено в интервале 23—245 м. Скважина вскрыла четвертичные отложения и интрузивные породы протерозойского возраста (с глубины 13 м), представленные гранитами, сиенитами и диоритами.

Скв. Перга-4с расположена примерно в 7 км северо-западнее скв. 2с. Скважина вскрыла четвертичные осадочные (0—9 м) и протерозойские интрузивные породы, представленные в основном гранитами.

Несколько южнее описанной группы скважин измерение температуры выполнено в скв. Межиричка-9750 и Вильня-5. Скв. 9750 пробурена вблизи контакта протерозойских гнейсов с Коростенским плутоном. Она прошла осадочные четвертичные отложения, кору выветривания и докембрийский комплекс пород, представленный гранитизированными гнейсами и гранитами. Измерения температуры выполнены в интервале 25—100 м.

Измерение температуры в скв. 5 выполнено до глубины 100 м. На глубине 28,5 м скважина вошла в архейские образования, представленные амфиболитовыми и амфиболо-биотитовыми гнейсами.

В среднем Побужье, в пределах Бугско-Днестровского блока, измерения температуры выполнены в трех скважинах в районе с. Грушки. Скв. 17507 прошла четвертичные отложения и кальцифир архейского возраста. Температурные измерения выполнены в интервале глубин 25—350 м (рис. 18).

Три скважины исследованы в северной части Криворожско-Кременчугского синклинория (Комсомольск-1015, 1016, 1031). Они расположены по профилю на расстоянии 100—150 м и имеют сходный геологический разрез: до 25—30 м четвертичные отложения, до 30—40 м — палеогеновые, представленные песчаниками и алевролитами, и далее протерозойские отложения серии К₂. Они представлены переслаиванием рудных и нерудных кварцитов и сланцев (рис. 18).

Склоны УКЩ. На западном склоне щита температура измерялась в скв. Горохов-1, пробуренной до глубины 3477 м. Температура измерялась в интервале глубин 190—2378 м. Скважина прошла четвертичные (0—5 м), нижнемеловые (5—172 м, мергели, известняки, песчаники), среднеюрские (172—313 м, песчаники, глинистые сланцы), нижнекаменноугольные (313—448 м, глинистые сланцы, известняки, песчаники), верхнедевонские (448—1042 м, известняки), нижнедевонские (1042—1238 м, песчаники, аргиллиты), силурийские (1238—1698 м, аргиллиты), кембрийские (1698—2300 м, песчаники, аргиллиты), протерозойские (2300—3460 м, песчаники, алевролиты, прослой базальта) и архейские (3460—3477 м) отложения. Образцы керна отобраны в интервале глубин 450—2600 м (рис. 19).

На юго-западном склоне щита измерение температуры производилось в двух скважинах. Скв. Сверчиковцы-16913 изучалась до глубины 325 м. Она прошла отложения четвертичные (до 26 м), неогеновые (26—31,4 м), силурийские (31,4—172,4 м), кембрийские (до 241 м) и докембрийские (рис. 20).

Днепровско-Донецкая впадина. Скв. Чернухи-1 расположена в южной зоне ступенчатых сбросов грабена ДДВ, на периклинальном замыкании Чернухинского поднятия. Измерения выполнены до глубины 2083 м. Скважина вскрыла отложения четвертичного времени (0—78 м), палеогена (до 245 м), мела (до 537 м), юры (до 932 м), триаса (до 1247 м), верхней перми (до 1630 м), среднего карбона (до 2534 м), нижнего карбона (до 3778 м), девона (до 4204 м), представленные чередованием

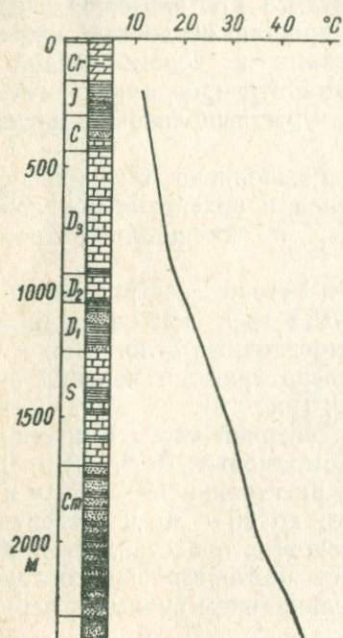


Рис. 19. Термограмма по скв. Горохов-1.
Условные обозначения см. на рис. 17.

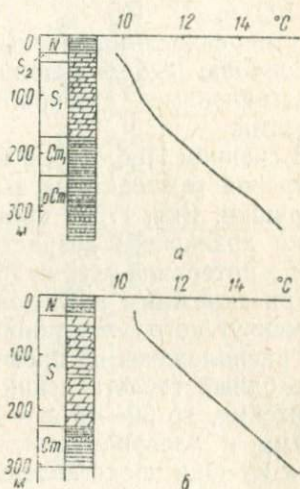


Рис. 20. Термограммы по скв. Сверчиковцы-11913 (а) и Лысогорка-11669 (б).
Условные обозначения см. на рис. 17.

аргиллитов, песчаников, алевролитов. Керн отобран из соседних скважин на этой площади (рис. 21).

Скв. Чижевка-9 расположена в средней зоне грабена ДДВ, на крыле Чижевского поднятия. Измерения выполнены до глубины 1990 м. Скважина вскрыла отложения неогена (0—82 м), палеогена (до 346 м), мела (до 1000 м), юры (до 1400 м), триаса (до 1709 м), верхней перми (до 2032 м), нижней перми (до 2217 м), представленные терригенными образованиями с редкими прослоями мергелей в верхней перми. Образцы керна отобраны в интервале 1980 — 2033 м (рис. 22).

Скв. Колонтаев-9 расположена в северной зоне ступенчатых сбросов грабена ДДВ на южном крыле Колонтаевской структуры. Температура измерялась до глубины 2420 м. Скважина вскрыла отложения кайнозоя (0—290 м), мела (до 1110 м),

юры (до 1685 м), триаса (до 1984 м), верхней перми (до 3132 м), нижней перми (до 3280 м), карбона (до 3816 м), представленные глинами, плотными и рыхлыми песчаниками, реже — песчанистыми мергелями. Образцы керна отобраны в интервале 1744—2155 м (рис. 23).

Близкие результаты были получены в скв. Колонтаев-13, расположенной в 10 км к югу от скв. 9.

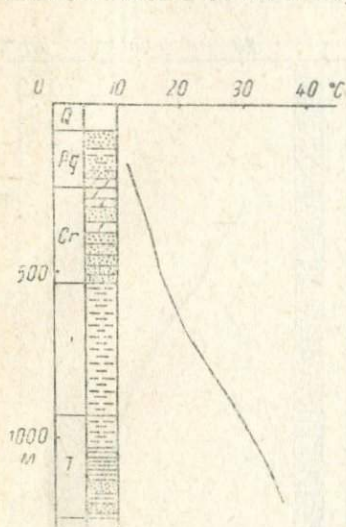


Рис. 21. Термограмма по скв. Чернухи-7.

Условные обозначения см. на рис. 17.

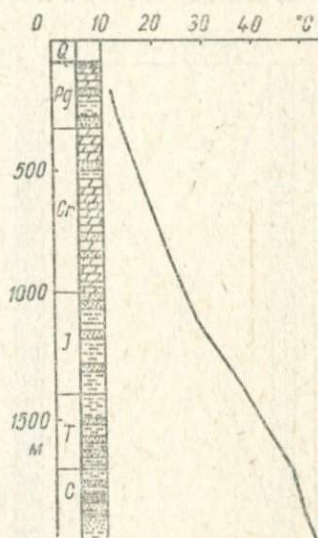


Рис. 22. Термограмма по скв. Чижевка-9.

Условные обозначения см. на рис. 17.

Скв. Руновщина-1 расположена в средней зоне грабена ДДВ, в центре Руновщинского купола. Измерения выполнены до глубины 1275 м. Скважина вскрыла отложения кайнозоя (0—140 м), мела (до 295 м), юры (до 704 м), триаса (до 818 м), верхней перми (до 1270 м) и до 3012 м прошла по девонской соли; остальные образования терригенные, лишь в перми есть ангидриты. Образцы керна по скважине не отбирались.

Скв. Руновщина-5 расположена на крыле того же купола. Температура измерялась до глубины 2456 м. Скважина вскрыла отложения кайнозоя (0—150 м), мела (до 411 м), юры (до 986 м), триаса (до 1494 м), перми (до 2262 м), карбона (до 3041 м), представленные терригенами с преобладанием глин и аргиллитов, за исключением перми, нижняя часть которой сложена ангидритами. Образцы керна отобраны в интервале 900—2460 м (рис. 24).

Скв. Верхнеланная-51 расположена в центральной части грабена ДДВ, на южном крыле Верхнеланного поднятия. Изме-

рения выполнены до глубины 2100 м. Скважина вскрыла отложения неогена (0—41 м), палеогена (до 176 м), мела (до 289 м), юры (до 836 м), триаса (до 1478 м), верхней перми (до 1710 м), нижней перми (до 3246 м), представленные терригенами с преобладанием песчаников в нижнем триасе, с прослоями известняков в среднем триасе, мощными слоями соли (до 200 м) и ангидрита (до 100 м) в нижней перми (рис. 25).

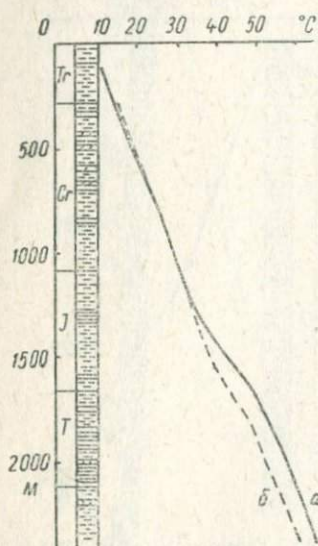


Рис. 23. Термограммы по скв. Колонтаев-9(а) и Колонтаев-13(б).

Условные обозначения см. из рис. 17.

Скв. Шебелинка-84 расположена в северной зоне ступенчатых сбросов грабена ДДВ, в области перехода от ДДВ к Донбассу, на западном периклиналильном замыкании Шебелинского поднятия. Измерения выполнены до глубины 2403 м. На этой глубине температура составляет $68,22^{\circ}\text{C}$. Скважина вскрыла отложения кайнозоя (0—80 м), мела (до 484 м), юры (до 975 м), триаса (до 1313 м), верхней перми (до 1647 м), нижней перми (до 2495 м), преимущественно терригенного состава (рис. 26).

Скв. Левенцовка-8 расположена в южной зоне ступенчатых сбросов грабена ДДВ, на юго-восточном периклиналильном замыкании Левенцовского поднятия. Измерения температуры выполнены до глубины 1096 м. Скважина вскрыла отложения неогена

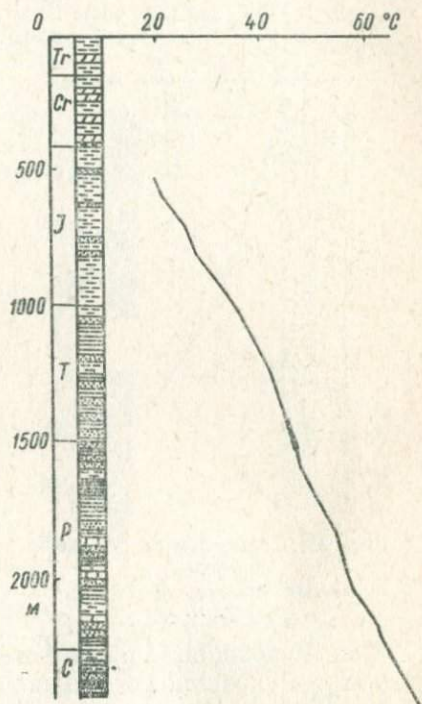


Рис. 24. Термограмма по скв. Руновщина-5.

Условные обозначения см. на рис. 17.

(0—50 м), палеогена (до 109 м), юры (до 353 м), триаса (до 441 м), верхней перми (до 519 м), среднего карбона (до 800 м), нижнего карбона (до 2208 м); забой—в докембрийских породах (2237 м). В основном это аргиллиты и глины; в низах нижнего карбона и верхах докембрия — известняки. Образцы керна отобраны в интервале 817 — 1312 м (рис. 27).

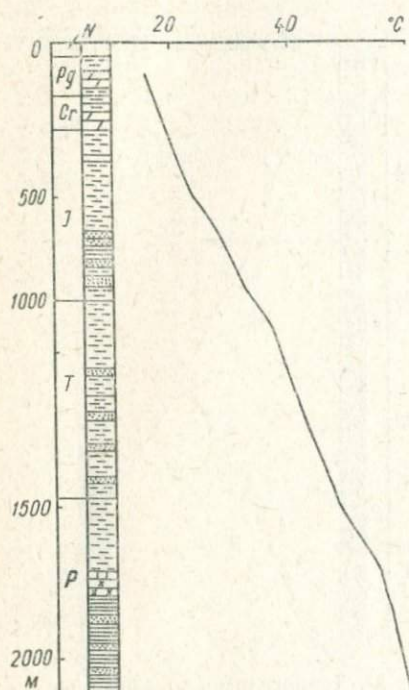


Рис. 25. Термограмма по скв. Верхнеланная-51.

Условные обозначения см. на рис. 17.

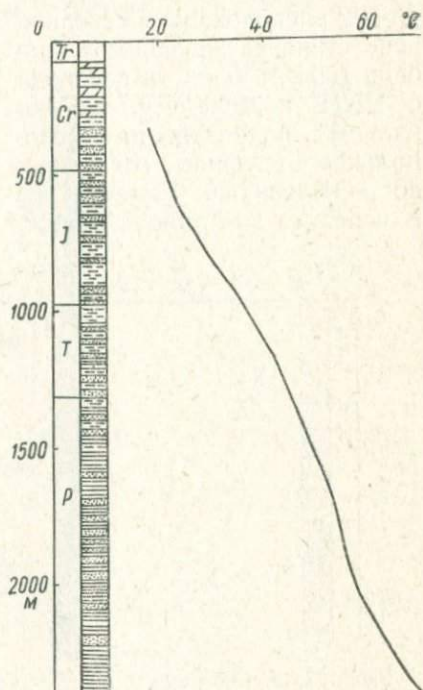


Рис. 26. Термограмма по скв. Шебелинка-84.

Условные обозначения см. на рис. 17.

Скв. Миролюбовка-9 расположена в центральной части грабена ДДВ, в области перехода от ДДВ к Донбассу, на западном крыле Миролюбовского поднятия. Измерения выполнены до глубины 2381 м (77,11°С). Скважина пересекла отложения неогена (0—43 м), юры (до 401 м), триаса (до 677 м), верхней перми (до 835 м), нижней перми (до 1681 м), верхнего карбона (до 2522 м), представленные практически без исключений терригенными породами. Образцы керна отобраны в интервале 872—2317 м (рис. 28).

Скв. Волвенково-11 расположена в центральной части грабена ДДВ в области перехода ДДВ к Донбассу, на северном крыле Волвенковского поднятия. Измерения выполнены до глу-

бины 1501 м. Скважина вскрыла отложения кайнозоя (0—53 м), мела (до 89 м), юры (до 603 м), триаса (до 863 м), верхней перми (до 1079 м), нижней перми (до 1750 м), верхнего карбона (до 2801 м), представленные терригенами, сменяющимися у границы верхней и нижней перми известняками и мергелями. Образцы керна отобраны в интервале 1056—2380 м (рис. 29).

Скв. Шевченко—Близнюки-302 расположена в северной зоне ступенчатых сбросов грабена ДДВ, в области перехода от ДДВ к Донбассу, вне локальных поднятий, на региональном профиле Шевченко—Близнюки. Температура измерялась до глубины 2254 м.

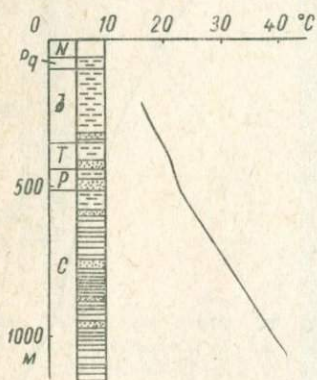


Рис. 27. Термограмма по скв. Левенцовка-8.
Условные обозначения см. на рис. 17.

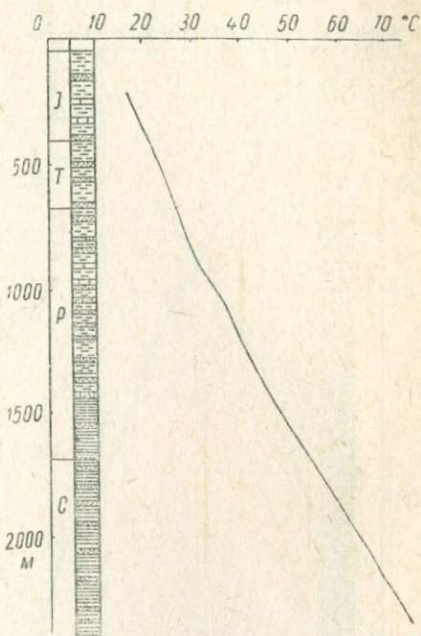


Рис. 28. Термограмма по скв. Мирлюбовка-9.
Условные обозначения см. на рис. 17.

Скважина вскрыла отложения кайнозоя (0—50 м), мела (до 74 м), юры (до 1138 м), триаса (до 1291 м), верхней перми (до 1478 м), нижней перми (до 1817 м), верхнего карбона (до 3197 м), среднего карбона (до 4200 м), представленные терригенными породами. Образцы керна отобраны в интервале 1325—2942 м (рис. 30).

Крымский регион. Скв. Феодосия-1 расположена на южном борту Индоло-Кубанского прогиба. Температура измерялась в интервале глубин 29—1997 м (рис. 31), в отложениях майкопа, литологически представленных в основном глинами.

Скв. Планерское-3 расположена в Горном Крыму. Она вскрыла отложения нижнего мела (до 235 м), представленные известняками, и верхней юры, представленные флишем. Изме-

рение температуры производилось в интервале глубин 25—645 м (ниже прибор опустить не удалось). КERN отобран в интервале 602 — 1170 м и по соседним скважинам (рис. 32).

Скв. Джанкой-24 пробурена в пределах Сивашской впадины. Измерение температуры проводилось в интервале глубин 29—606 м (ниже прибор не удалось опустить). Интервал замера температур приходится на отложения миоцен-плиоцена (275 м), представленные известняками, и майкопа (275—1052 м), представленные глинами (рис. 33).

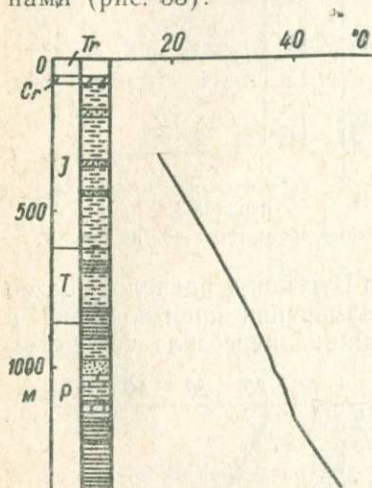


Рис. 29. Термограмма по скв. Волвенково-11.

Условные обозначения см. на рис. 17.

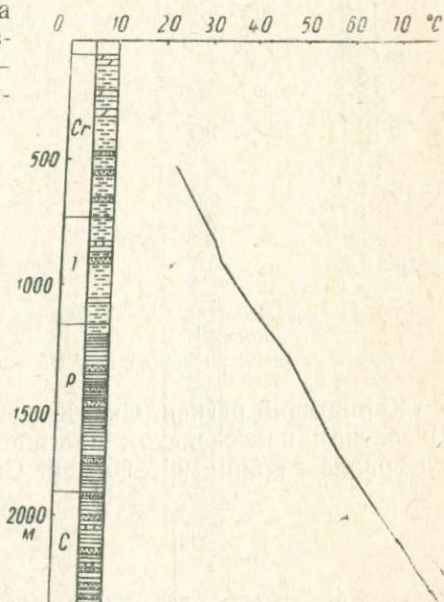


Рис. 30. Термограмма по скв. Шевченко — Близюки-302.

Условные обозначения см. на рис. 17.

Скв. Крыловка-1 пробурена на Евпаторийском блоке. Она прошла отложения миоцена (0—78 м), палеоцена (78—151 м), верхнего (151—1069 м) и нижнего (1069—1660 м) мела, юры. Температура измерялась в интервале глубин 24 — 1070 м (ниже прибор не удалось опустить). В интервале исследования миоцен представлен известняками, палеоцен — глинами, верхний мел — известняками в верхней части и песчаниками в нижней (рис. 34). КERN отобран в интервале 1230 — 1560 м (в этом интервале имеются замеры стандартным электротермометром) и в соседних скважинах.

Скв. Глебовка-2 и 5 расположены в пределах Тарханкутского блока южного борта Сивашской впадины. Они вскрыли отложения миоцена, представленные известняками и глинами, майкопа (глины) и эоцена (мергели и глины). Интервал замера

в скв. 2 составляет 29—1000 м, в скв. 5—25—1087 м (рис. 35) Керн отобран в интервалах 1090—1380 м (№ 2) и 1130—1310 м (№ 5) и в соседних скважинах.

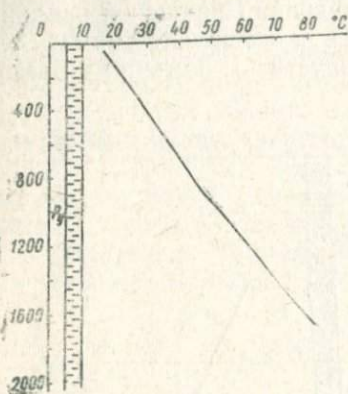


Рис. 31. Термограмма по скв. Феодосия-1.

Условные обозначения см. на рис. 17.

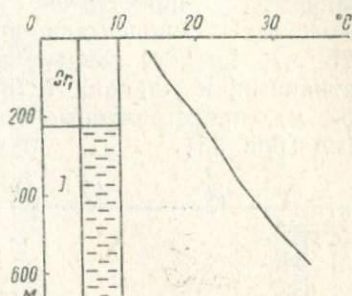


Рис. 32. Термограмма по скв. Планерское-3.

Условные обозначения см. на рис. 17.

Карпатский регион. Скв. Каменка-Бугская-4 расположена во Львовском палеозойском прогибе. Измерения производились в интервале глубин 190—2075 м. Скважина пересекла четвертич-

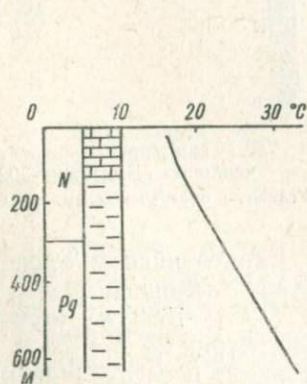


Рис. 33. Термограмма по скв. Джанкой-24.

Условные обозначения см. на рис. 17.

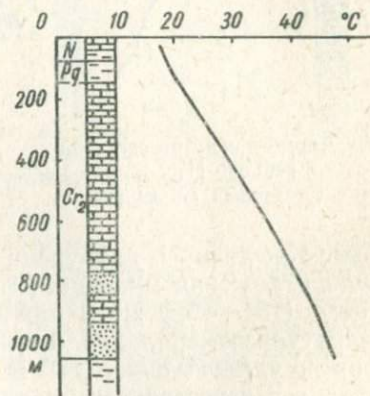


Рис. 34. Термограмма по скв. Крыловка-1.

Условные обозначения см. на рис. 17.

ные (0—8 м), меловые (8—430 м), юрские (430—568 м), карбоновые (568—980 м), девонские (980—2570 м) и силурийские отложения. Керн отобран в основном из девонских отложений, которые представлены в верхней части доломитами, известня-

ками, в средней — аргиллитами, песчаниками и известняками (рис. 36).

Скв. Уличное-15 пробурена в пределах внутренней зоны Предкарпатского прогиба. Она пересекла надвиг и на глубине 2410 м вошла в отложения собственно внутренней зоны, по возрасту относящиеся к миоцену, олигоцену, эоцену и литологически представленные песчано-глинистой толщей. Измерения температуры выполнены до глубины 2537 м. КERN отобран в интервале 760 — 3840 м (рис. 37).

Скв. Уличное-16 находится во внутренней зоне Предкарпат-

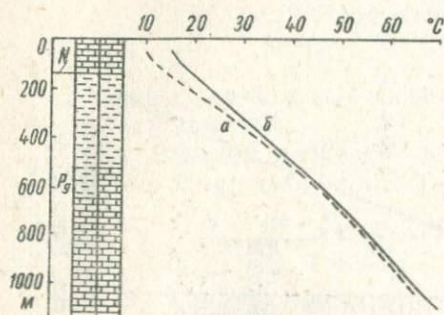


Рис. 35. Термограммы по скв. Глебовка-2 (а) и Глебовка-5(б).

Условные обозначения см. на рис. 17.

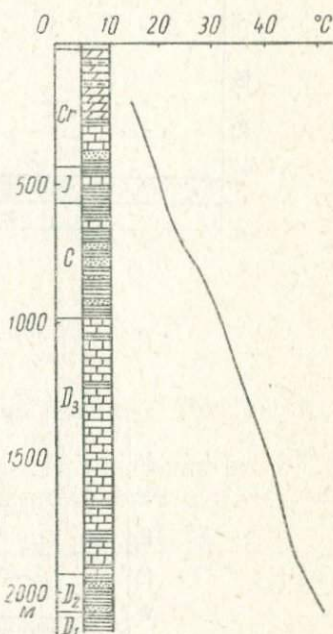


Рис. 36. Термограмма по скв. Каменка-Бугская-4.

Условные обозначения см. на рис. 17.

ского прогиба. Измерения температуры выполнены в интервале 200—2531 м. Скважина пересекла отложения миоцена, олигоцена и эоцена, литологически представленные песчано-глинистым комплексом. КERN отобран в интервале глубин 2160—2260 м (рис. 38).

Скв. Ольховка-15 пробурена во внутренней зоне Предкарпатского прогиба. Измерение температуры выполнено в интервале 193—2250 м. Скважина пересекла миоценовые, олигоценные, эоценовые палеоценовые и верхнемеловые отложения надвига и миоцен-олигоценные отложения поднадвига, представленные глинами, аргиллитами и песчаниками. КERN отобран в интервале глубин 2133—2693 м (рис. 39).

Скв. Ужгород-2 находится в Чоп-Мукачевской впадине Закарпатского прогиба. Измерение температуры производилось в интервале 43 — 1442 м. Скважина вскрыла отложения плиоцена

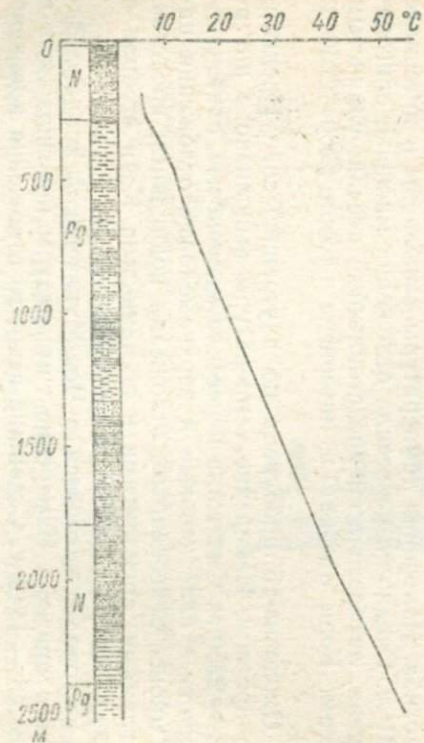


Рис. 37. Термограмма по скв. Уличное-15.

Условные обозначения см. на рис. 17.

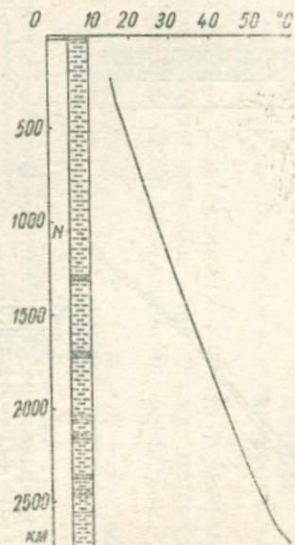


Рис. 38. Термограмма по скв. Уличное-16.

Условные обозначения см. на рис. 17.

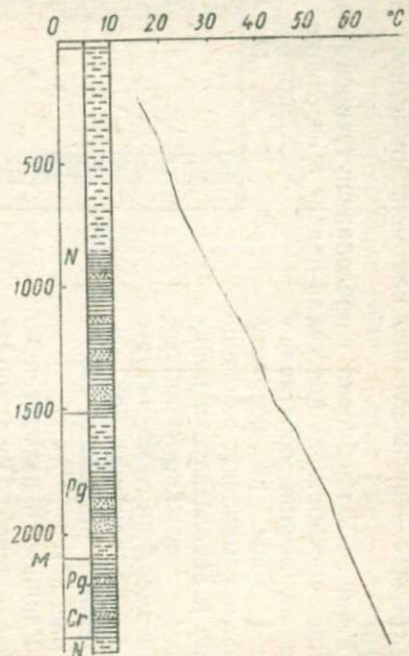


Рис. 39. Термограмма по скв. Ольховка-15.

Условные обозначения см. на рис. 17.

и сармата, представленные глинами и песчаниками; в миоцене встречаются туфы. КERN в скв. Ужгород-2 не отбирался. Для определения потока использована теплопроводность аналогич-

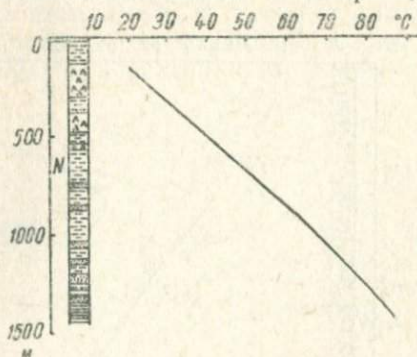


Рис. 40. Термограмма по скв. Ужгород-2.
Условные обозначения см. на рис. 17.

ных пород, пройденных скважинами Великая Добронь-1, Залуж-1 и 2 (рис. 40).

Скв. Залуж-2 пробурена в пределах Чоп-Мукачевской впадины Закарпатского прогиба. Измерения температуры выпол-

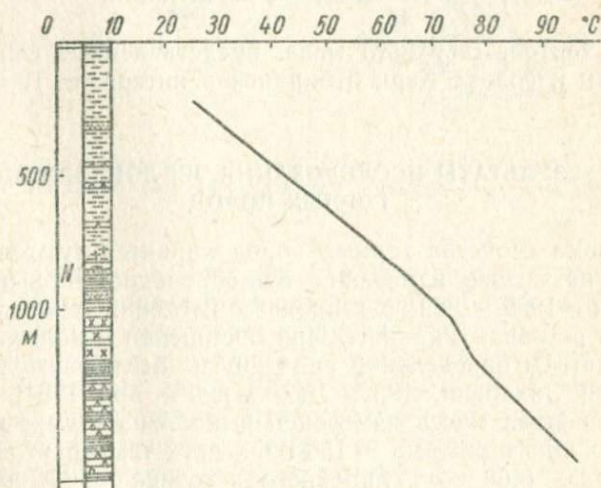


Рис. 41. Термограмма по скв. Залуж-2.
Условные обозначения см. на рис. 17.

нены в интервале глубин 22—1600 м. Скважина прошла отложения нижнего сармата, верхнего и нижнего тортонa, гелльвета, представленные глинами, туфами, аргиллитами. КERN отобран в интервале глубин 610—1510 м (рис. 41).

Скв. Тереля-2 находится в пределах Солотвинской впадины Закарпатского прогиба. Измерение температуры производилось до глубины 1899 м. Скважина прошла отложения верхнего и

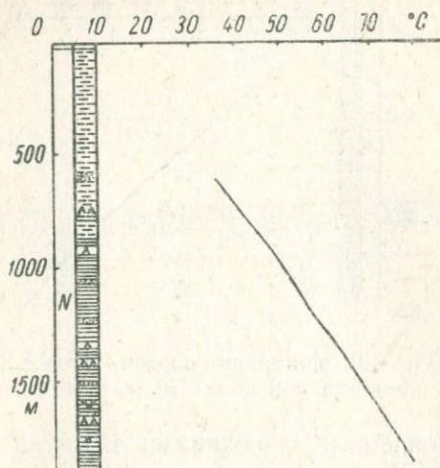


Рис. 42. Термограмма по скв. Тереля-2.
Условные обозначения см. на рис. 17.

нижнего тортон, верхнего мела, представленные глинами, аргиллитами и солью. Керн отбирался в интервале 1266—1828 м (рис. 42).

§ 4. РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ ГОРНЫХ ПОРОД

Тепловые свойства горных пород характеризуются главным образом на основе измерений теплопроводности, выполненных авторами в 1965—1969 гг. в процессе изучения теплового потока в разных регионах Украины. При обобщении использованы также результаты определений ряда других исследователей (Дуганов, 1962; Захарын, 1962; Любимова и др., 1964; Щербань, 1953). Основная масса измерений выполнена четырьмя методами (регулярного режима — 155 обр., двух температурно-временных точек — 1400 обр., линейного источника — 115 обр., плоского источника — 50 обр.).

Осадочные породы. Изучены все литологические разности пород от докембрийских до третичных. Образцы в основном отбирались из керна скважин, и лишь незначительная часть отобрана из обнажений (Ялта) и в горных выработках (Горловка). Приблизительное размещение 70 пунктов отбора образцов показано на рис. 43.

По величине λ изученные осадочные породы можно разделить на шесть групп разной литологии: 1) рыхлые и слабоуплотненные глины и аргиллиты, рыхлые песчаники; 2) слабоуплотненные песчанистые аргиллиты; 3) плотные аргиллиты и сланцы; 4) плотные алевролиты и песчаники; 5) мергели; 6) известняки. Их характеристика приводится в табл. 3—8, а распределение



Рис. 43. Схема размещения пунктов отбора образцов горных пород для измерения тепловых свойств (названия пунктов см. в таблицах 3—9 и 11—12).

теплопроводности в группах иллюстрируют гистограммы (рис. 44, 45). Кроме того, исследовано небольшое количество образцов мало распространенных пород (табл. 9).

Из приведенных в таблицах данных следует, что теплопроводность осадочных пород УССР практически не зависит от их возраста, а определяется литологией и (для глинистых пород) степенью метаморфизованности. Это подтверждает правомерность разделения пород на указанные группы.

С целью получения количественных характеристик данные подвергались статистическому анализу (Пустыльник, 1948; Шарпов, 1965). По формуле Старджесса были выбраны интервалы для построения гистограмм:

$$h = \frac{\lambda_{\text{макс}} - \lambda_{\text{мин}}}{1 + 3,32 \log N}, \quad (\text{III}, 1)$$

где h — интервал, который должен превосходить двойную погрешность измерений, N — число значений λ в данной совокупности.

При построении гистограмм обнаружилось, что совокупность λ песчаников распадается на две. Литологическое описание керн не позволяет четко разделить эту группу пород. Однако мно-

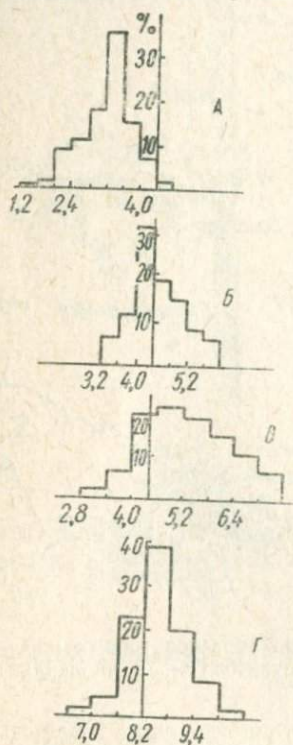


Рис. 44. Гистограммы теплопроводности осадочных пород территории УССР.

А — глины, непесчаные аргиллиты и т. п., Б — слабо уплотненные песчаные аргиллиты, В — глинистые песчаники, Г — «чистые» песчаники.

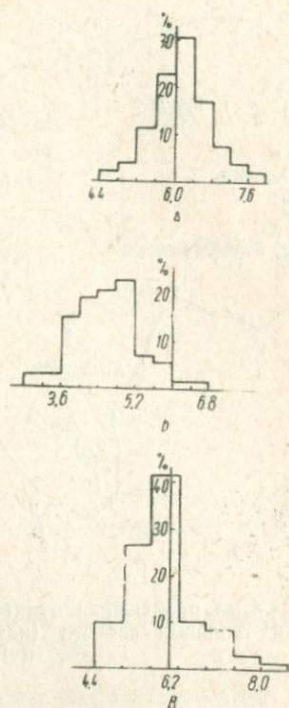


Рис. 45. Гистограммы теплопроводности осадочных пород территории УССР.

А — сланцы, Б — мергели, В — известняки.

гие образцы, обладающие относительно низкой теплопроводностью, характеризуются как «глинистые песчаники». По-видимому, изученные осадочные породы не содержат полной гаммы песчаников с различной глинистостью и распадутся на глинистые и относительно «чистые» песчаники. Приблизительно были выделены две группы значений λ и построены две гистограммы.

Вычисление статистических характеристик для совокупностей производилось по следующим формулам:

Таблица 3

Рыхлые и слабо уплотненные глины и аргиллиты,
рыхлые глинистые пески

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Возраст (в скобках — количество образцов)				
	Тг	Ј	Т	Р	С
Чижевка-9 (3)	—	—	—	4,35 (3)	—
Качановка-7 (5)	—	3,46 (1)	3,59 (2)	3,59 (1)	3,44 (2)
Рыбальцы-2 (6)	—	2,82 (1)	3,06 (3)	3,02 (2)	—
Чернухино-4 (7)	—	2,25 (4)	—	—	3,51 (1)
Бельск-10 (9)	—	2,23 (5)	3,12 (7)	—	—
Колонтаев-9,13 (10)	—	2,51 (1)	2,80 (3)	2,85 (2)	—
Солоха-4,27 (11)	—	3,40 (1)	—	—	3,00 (12)
Великая Богачка-1 (12)	—	—	—	—	3,13 (3)
Старая Покровка-2 (13)	—	—	—	—	3,34 (16)
Шевченко—					
Близнюки-301 (14)	—	—	—	3,20 (1)	3,50 (10)
Шевченко—					
Близнюки-302 (15)	—	—	—	3,11 (4)	3,90 (5)
Руновщина-5 (16)	—	3,00 (1)	—	—	3,59 (1)
Северная Голубовка-14 (17)	—	—	—	—	3,56 (18)
Червская Поповка-7 (22)	—	—	—	—	3,14 (12)
Волвенково-11 (24)	—	—	—	3,27 (3)	3,17 (7)
Зачепилровка-7 (25)	—	—	—	—	2,31 (7)
Мирояюбовка-9 (26)	—	—	—	3,20 (5)	3,52 (6)
Перещенино-54 (30)	—	—	—	—	3,29 (5)
Гречишкино-2 (31)	—	—	—	—	3,14 (6)
Левенцовка (32)	—	2,45 (3)	4,15 (1)	3,66 (2)	3,00 (14)
Славяносербск-1 (37)	—	—	—	—	3,88 (5)
Горловка (40)	—	—	—	—	3,30 (13)
Стрелковая-12 (45)	3,70(2)	—	—	—	—
Южная Молдавия (46)	—	3,06(3)	—	—	—
Джанкой-1,3 (47)	3,47 (5)	—	—	—	—
Орловка-2 (48)	2,84 (3)	—	—	—	—
Нижегорский-6 (51)	3,20 (6)	—	—	—	—
Глебовка-2,5 (54)	3,34 (2)	—	—	—	—
Владиславовка-13,14, 16 (62)	3,49 (7)	—	—	—	—
Куйбышево-19 (63)	3,33 (10)	—	—	—	—
Мошкаррово-110 (64)	3,80 (4)	—	—	—	—
Феодосия-1 (65)	3,37 (16)	—	—	—	—
Николаевка-1 (68)	3,55 (4)	—	—	—	—
Среднее	3,41 (59)	2,91 (20)	3,35 (16)	3,36 (23)	3,30 (148)

1) среднее значение:

$$\lambda_{cp} = C + \frac{\sum \lambda_i' n_i}{\sum n_i}, \quad (\text{III}, 2)$$

где n_i — число значений в i -м интервале; C — начало «центрального» интервала;

2) модальное значение:

$$M_0 = \lambda_* + \frac{h(n_2 - n_1)}{2n_2 - (n_1 + n_3)}, \quad (\text{III}, 3)$$

Таблица 4

Слабо уплотненные песчанистые аргиллиты

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Возраст					
	Tr	Cr	J	D	S	Сm
Горохов-1 (2)	—	—	—	4,25 (2)	4,41 (1)	4,78 (5)
Каменка- Бугская-4,6,7 (8)	—	—	—	5,07 (1)	—	—
Пиняны-1,2 (18)	4,17 (10)	—	—	—	—	—
Уличное-14, 15, 16 (28)	4,20 (7)	—	—	—	—	—
Струтын-12,23(33)	4,53 (11)	—	—	—	—	—
Ольховка-15 (35)	4,07 (7)	—	—	—	—	—
Залужье-1,2,3,4(38)	4,11 (3)	—	—	—	—	—
Великая Добронь-1 (39)	4,90 (2)	—	—	—	—	—
Гораздовка-50 (41)	3,80 (8)	—	—	—	—	—
Теребля-2 (42)	4,52 (5)	—	—	—	—	—
Нижегор- ский-6 (51)	—	4,70 (14)	—	—	—	—
Новосе- ловка-1,3,7 (53)	—	5,24 (1)	—	—	—	—
Краснов- ка-1, 2, 3 (55)	—	5,10 (9)	—	—	—	—
Октябрьское-7 (58)	—	5,15 (6)	—	—	—	—
Крыловка-1 (60)	—	4,05 (7)	—	—	—	—
Мошкаро- во-110 (64)	—	4,41 (1)	—	—	—	—
Планерское-1,3(67)	—	—	4,20 (14)	—	—	—
Среднее	4,19 (50)	4,80 (38)	4,20 (14)	4,66 (3)	4,41 (1)	4,78 (5)

Таблица 5

Плотные аргиллиты и сланцы

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Возраст		
	Cr	I-T	Pz
Северные Меды- ничи-8 (23)	5,79 (1)	—	—
Грынивка-21 (34)	6,15 (2)	—	—
Залужье-1, 2, 3, 4 (38)	—	5,30 (2)	—
Теребля-2 (42)	6,35 (3)	—	—
Нижегорский-6 (51)	—	—	6,46 (7)
Новоселовка-1, 3, 7 (53)	—	—	5,96 (4)
Красновка-1, 2, 3 (55)	—	—	6,58 (6)
Тарасовка-1 (56)	—	—	6,45 (9)
Меловое-4 (59)	—	—	6,01 (12)
Марьино (69)	—	5,75 (6)	—
Ялта (70)	—	6,12 (1)	—
Среднее	6,10 (6)	5,71 (9)	6,30 (38)

где λ_* — значение в начале модального интервала; n_1, n_2, n_3 — количество значений в «домодальном», «модальном» и «последомодальном» интервалах;

3) дисперсия (стандартное отклонение):

$$S = h \sqrt{\frac{\sum (\lambda_i')^2 n_i}{\sum n_i} - \left(\frac{\sum \lambda_i' n_i}{\sum n_i}\right)^2}; \quad (\text{III, 4})$$

4) коэффициент асимметрии:

$$A = \frac{\lambda_{\text{ср}} - M_0}{S}; \quad (\text{III, 5})$$

5) коэффициент вариации (мера изменчивости):

$$V = \frac{S}{\lambda_{\text{ср}}} 100\%. \quad (\text{III, 6})$$

Результаты вычислений статистических характеристик для всех групп пород сведены в табл. 10. Их анализ позволяет сделать следующие выводы:

1. Распределения значения λ в пределах выделенных совокупностей не нормальны. Вероятно, литология пород несколько изменяется в пределах каждой группы, что приводит к изменениям физических свойств.

2. Для характеристики двух групп (глин и мергелей, для которых разница между $\lambda_{\text{ср}}$ и M_0 превосходит погрешность наблюдений) лучше пользоваться не средними, а модальными значениями λ .

3. Возможное отклонение величин от модальных намного превосходит ошибку наблюдения (коэффициент вариации намного больше относительной ошибки, а стандартное отклонение — абсолютной). Это следует учитывать при использовании полученных значений.

4. Сравнение модальных значений позволяет утверждать, что осадочные породы делятся на образования высокой (песчаники и известняки) и низкой (глины) теплопроводности. Их смесь дает породы с промежуточной величиной λ (песчанистые аргиллиты, глинистые песчаники, мергели). Метаморфизация глин и превращение их в сланцы доводят величину λ до уровня песчаников и известняков.

В связи с этим представляется интересным рассмотреть вместе всю гамму глинистых пород, включающую большую часть изученных образцов (глины, песчанистые аргиллиты, глинистые песчаники, мергели — всего 674 образца). Это распределение характеризуется параметрами $M_0 = \lambda_{\text{ср}} = 4,0$; $S = 1,2$; $A = 0,07$; $V = 30\%$ и описывает среднюю теплопроводность верхней, мало метаморфизованной части разреза осадочных пород УССР.

Мергели

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Возраст				
	Tr	Cr	T	P	C
Чижевка-9 (3)	—	—	—	5,82 (2)	—
Глинско-Розбышевская-49 (4)	—	—	—	—	4,10 (2)
Чернухино-4 (7)	—	—	—	6,00 (1)	3,28 (1)
Колонтаев-9, 13 (10)	—	—	—	5,40 (5)	—
Солоха-4, 27 (11)	—	—	—	—	5,45 (1)
Великая Богачка-1 (12)	—	—	4,36 (1)	4,58 (3)	—
Червонопоповка-7	—	—	—	—	4,13 (2)
Волвенково-11 (24)	—	—	—	4,91 (9)	—
Миролюбовка-9 (26)	—	—	—	4,97 (2)	—
Гречишкино-2 (31)	—	—	—	—	4,47 (2)
Новоалексеевка-1 (43)	—	4,79 (8)	—	—	—
Бакалы-8 (50)	4,50 (5)	—	—	—	—
Нижегорский-6 (51)	—	4,17 (14)	—	—	—
Глебовка-2,5 (54)	4,70 (5)	—	—	—	—
Можгарово-110 (64)	—	4,02 (8)	—	—	—
Среднее	4,60 (10)	4,33 (30)	4,36 (1)	5,29 (22)	4,23 (9)

Изверженные и метаморфические породы. Теплопроводность этих образований на Украине сравнительно слабо изучена: измерения проведены всего на 240 образцах в Институте геофизики АН УССР (180 образцов) и Институте физики Земли (60 образцов). Исследовались туфы и лавы третичного возраста (Закарпатье), докембрийские граниты, гнейсы, мигматиты, диориты, габбро, амфиболиты, серпентиниты, лавы, кварциты, кристаллические сланцы, песчаники и различные гибридные породы (УКЩ, Воронежский массив). Исследовались на нескольких образцах дуниты, однако образцы отобраны из керна, разрушившегося в поверхностных условиях. Поэтому их теплопроводность, вероятно, существенно отличается от таковой на глубине.

В большинстве случаев перечисленные породы представлены несколькими образцами, что делает невозможной статистическую обработку результатов.

Размещение точек отбора образцов керна показано на рис. 43.

Результаты измерений λ сведены в табл. 11 и 12.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что теплопроводность пород одного наименования изменяется в довольно широких пределах, и имеющихся результатов явно недостаточно для получения средних значений, характеризующих регион в целом. Измерения теплопроводности обусловлены, по-видимому, колебаниями состава, степенью метаморфизованности, в некоторых случаях вторичными изменениями (например, каолинизацией туфов).

Известняки

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Возраст						
	Tr	Cr	J	T	Pz	D	S
Луцк-1 (1)	—	—	—	—	—	—	7,23 (4)
Горохов-1 (2)	—	—	—	—	—	6,78 (4)	6,25 (4)
Каменка-Бугская-4, 6, 7, (8)	—	—	—	—	—	7,30 (15)	—
Северные Медыницы-8 (23)	—	5,50 (2)	6,20 (3)	—	—	—	—
Залужье-1, 2, 3, 4 (38)	6,37 (1)	—	—	8,86 (1)	—	—	—
Великая Добронь-1 (39)	—	5,38 (1)	—	—	—	—	—
Армянск-1 (44)	—	5,46 (4)	—	—	—	—	—
Южная Молдавия (46)	—	—	—	—	—	5,80 (1)	—
Джанкой-1, 3 (47)	—	5,41 (1)	—	—	—	—	—
Березовка-1 (49)	—	5,69 (1)	—	—	6,83 (2)	—	—
Бакалы-8 (50)	5,61 (10)	—	—	—	—	—	—
Задорное-1 (52)	—	5,89 (23)	—	—	—	—	—
Новоселовка-1, 3, 7, (53)	—	—	—	—	6,74 (2)	—	—
Глебовка-2,5 (54)	5,50 (20)	5,51 (10)	—	—	—	—	—
Оленевка-3 (57)	—	6,08 (16)	—	—	—	—	—
Октябрьское-7 (58)	—	5,66 (18)	—	—	—	—	—
Меловое-4 (59)	—	5,38 (3)	—	—	—	—	—
Николаевка-1 (68)	—	5,41 (10)	—	—	—	—	—
Среднее	5,83 (31)	5,57 (113)	6,20 (1)	8,86 (1)	6,78 (4)	6,62 (20)	6,74 (8)

Таблица 9

Мало распространенные осадочные породы

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Соль	Ангидрит	Доломит	Уголь
Луцк-1 (1)	—	—	7,23 (2)	—
Каменка-Бугская-4, 6, 7 (8)	—	—	6,86 (1)	—
Руновщина-5 (16)	—	7,44 (7)	—	—
Машевка-20 (20)	10,44 (3)	—	—	—
Миролюбовка-9 (26)	—	8,80 (1)	—	—
Горловка (40)	—	—	—	0,49 (17)

Таблица 10

Статистические характеристики теплопроводности осадочных пород

Порода	$\lambda_{\text{ср}}$	M_0	S	A	γ
Глины и др.	3,03	3,38	0,42	-0,83	13,8
Песчанистые аргиллиты	4,30	4,25	0,62	0,08	14,4
Глинистые песчаники	4,89	4,84	1,01	0,05	20,7
Песчаники, алевролиты	8,36	8,57	0,64	-0,33	7,7
Сланцы	5,95	6,14	0,62	-0,31	10,4
Мергели	4,38	4,86	0,70	-0,74	16,0
Известняки	5,56	5,79	0,73	-0,31	13,1

§ 5. ОБЗОР НАБЛЮДЕННЫХ ВЕЛИЧИН
ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Для вычисления величины теплового потока использовался материал разного качества. Во-первых, применялись температурные измерения разной точности и детальности. Во-вторых, не во всех скважинах можно было отобрать достаточно представительные коллекции образцов керна; в некоторых случаях приходилось использовать данные о теплопроводности пород, пройденных другими скважинами.

В 56 скважинах температуры измерялись термисторными термометрами с погрешностью до $\pm 0,05^\circ\text{C}$, остальные 124 скважины исследовались стандартными термометрами сопротивления с ошибкой $\pm 0,3^\circ\text{C}$.

В 90 пунктах тепловой поток вычислялся по теплопроводности пород и геотермическому градиенту, определенным в тех же интервалах глубин одной скважины, в 70 — по теплопроводности образцов керна из соседних скважин, пробуренных на расстояниях до 5 км. В 20 пунктах величина Q вычислялась по средним

Таблица 11

Распространенные изверженные и метаморфические породы

Пункт отбора (в скобках № на рис. 43)	Граниты и грано- диориты	Гнейсы	Сланцы	Лавы и туфы	Кварциты	Диориты
Перга-2,3,4, 5, 47 (71)	7,22 (19)	—	—	—	9,37 (2)	3,98 (2)
Яковлево (72)	—	—	8,00 (2)	—	15,80 (6)	—
Межиричка-9750 (73)	6,32 (3)	7,49 (10)	—	—	—	—
Вильня-5 (74)	—	7,10 (17)	—	—	—	—
Белая Цер- ковь-259 (75)	5,54 (10)	—	—	—	—	—
Комсомоль- ское-1015, 1016, 1031 (76)	—	—	6,53 (8)	—	9,31 (11)	—
Болтышка-11475 (77)	—	—	—	3,33 (4)	—	—
Умань-349 (78)	7,35 (10)	—	—	—	—	—
Залуж-1,2, 3, 4 (38)	—	—	—	4,30 (13)	—	—
Великая Добронь-1 (39)	—	—	—	5,00 (2)	—	—
Горазловка-50 (40)	—	—	—	3,82 (13)	—	—
Мужицево-359 (79)	—	—	—	3,90 (5)	—	—
Кировоград (99)	7,16 (3)	—	—	—	9,45 (1)	—
Грушка-17502, 17506,17507 (81)	—	—	5,76 (1)	—	9,40 (1)	—
Кривой Рог-7554, 7000, 9696, 9260, 9980 (83)	—	—	7,00 (15)	—	—	—

Таблица 12

**Мало распространенные интрузивные и метаморфические породы
и кора выветривания**

Пункты отбора (в скобках № на рис. 43)	Амфибо- лит	Габбро	Серпен- тинит	Кальци- фир	Мрамори- зованные известя- ки и до- ломиты	Пиро- ксенит	Кора вы- ветрива- ния
Комсомоль- ское (76)	—	—	—	—	—	—	4,56 (4)
Грушка- 17502, 17506, 17507, (81)	5,86 (1)	—	—	5,36 (14)	—	4,72 (2)	—
Тарнова- тое-1504 (82)	4,98 (2)	5,02 (2)	4,94 (4)	—	—	4,61 (2)	—
Кривой Рог-7000, 9696,9260, 9980 (83)	—	—	—	—	8,96 (5)	—	—

Тепловые потоки на территории Украины

Тектоническая зона, пункт определения	Координаты		Время выстойки (дни)	Интервал определения (м)	Q, $\mu\text{кал}/\text{см}^2\cdot\text{сек}$	
	с. ш.	в. д.			наблюденное	глубин- ное
<i>УКШ</i>						
Кривой Рог-7554	48°00'	33°17'	910	124—750	0,75	0,80
Кривой Рог-7000	47°53'	33°17'	550	550—1100	0,70	0,75
Кривой Рог-8500	47°53'	33°17'	45	500—1420	0,70	0,75
Кривой Рог-8123	47°53'	33°17'	600	100—365	0,95	1,00
Белая Церковь-262	49°46'	30°04'	730	30—90	0,60	0,65
Белая Церковь-259	49°46'	30°03'	730	30—110	0,60	0,65
Белая Церковь-119	49°48'	29°56'	1640	30—100	0,65	0,70
Звенигородка-308	49°03'	30°54'	365	30—100	0,65	0,70
Умань-349	48°42'	30°12'	165	42—175	0,70	0,75
Вильня-5	50°14'	29°18'	30	25—100	0,50 ± 0,05	0,6
Межиричка-9750	50°36'	29°21'	195	25—95	0,55 ± 0,02	0,60
Сверчиловцы-16913	49°02'	26°23'	60	25—325	0,85 ± 0,15	0,90
Льсогорка-11669	49°00'	26°40'	360	25—310	0,90 ± 0,15	0,90
Грушка-17502	48°21'	30°20'	150	25—105	0,85 ± 0,10	0,90
Грушка-17506	48°21'	30°20'	85	25—100	0,50 ± 0,05	0,55
Грушка-17507	48°21'	30°20'	60	25—350	0,70 ± 0,05	0,75
Комсомольское-1031	49°00'	33°43'	60	23—242	0,70 ± 0,07	0,75
Комсомольское-1015	49°00'	33°43'	240	23—397	0,80 ± 0,06	0,90
Комсомольское-1016	49°00'	33°43'	320	23—321	0,75 ± 0,09	0,85
Перга-4	51°25'	27°55'	510	23—278	0,75 ± 0,11	0,85
Перга-547	51°25'	27°55'	80	23—245	0,55 ± 0,12	0,60
Перга-2	51°25'	27°55'	1830	23—638	0,65 ± 0,05	0,70
Перга-3	51°25'	27°55'	870	23—118	0,90 ± 0,09	0,95
Болтышка-11475	48°51'	32°11'	210	30—900	0,90 ± 0,08	0,95
<i>Русская платформа</i>						
Олеско-1	49°56'	24°57'	—	600—1400	1,00 ± 0,10	1,00
Бучач-1	49°01'	25°25'	30	300—2900	1,00 ± 0,05	1,00
Горохов-1	50°33'	24°56'	550	400—2300	1,10 ± 0,18	1,10
Олишевка-5	50°59'	31°33'	150	1500—2000	1,00 ± 0,10	1,00
Гнилиця-308	50°35'	32°05'	—	1500—2000	1,30 ± 0,13	1,20
Яготин	50°24'	31°43'	180	50—250	1,00	1,00
Новотроицкое-5	50°29'	34°23'	10	1400—1750	0,90 ± 0,10	0,90
Яковлево	50°26'	36°29'	90	150—820	1,40	1,40
Гречишино-2	48°53'	38°54'	—	1750—2000	1,20 ± 0,12	1,00
Павлоград-6174	48°30'	36°17'	7	200—750	1,00 ± 0,10	1,00
Геничеськ-5	46°19'	34°45'	30	1400—2400	1,00 ± 0,10	1,00
Новоалексеевка-1	46°18'	34°38'	320	1400—1900	0,95 ± 0,06	0,95
Новоалексеевка-2	46°18'	34°39'	180	1400—1900	0,95 ± 0,10	0,95
Чаплинка-1	46°27'	33°30'	30	1200—1600	1,00 ± 0,10	1,00
Каховка-3	46°53'	35°24'	36	600—1300	1,20 ± 0,20	1,20
Берислав	46°55'	35°23'	10	600—1000	1,00 ± 0,10	1,00
<i>Грабен ДДВ</i>						
Борковское-9	51°25'	32°03'	21	870—1700	1,00 ± 0,05	1,10
Адамовское-6	51°49'	32°28'	210	1000—1800	0,80 ± 0,00	0,80
Кошелевка-204	51°16'	31°52'	365	1150—2600	0,80 ± 0,02	0,90

Тектоническая зона, пункт определения	Координаты		Время выстойки (дни)	Интервал определения (м)	Q, μ кал/см ² ·сек	
	с.ш.	в.д.			наблюдаемое	глубин- ное
Шаповаловка-301	51°14'	32°34'	30	1500—2075	1,10 ± 0,18	1,20
Твань-1	50°59'	32°06'	35	1600—2600	1,10 ± 0,20	1,20
Северодорогинская-1	50°55'	32°11'	—	1050—2000	0,80 ± 0,07	0,80
Ичня-4	50°49'	32°25'	30	2000—3000	1,10 ± 0,12	1,20
Монастырище-302	50°43'	32°11'	20	2800—3600	1,10 ± 0,06	1,10
Прилуки-6	50°38'	32°22'	—	1500—2000	1,60 ± 0,16	1,30
Леяки-9	50°35'	32°37'	30	1500—1850	1,10 ± 0,05	1,10
Чижевка-9	50°28'	33°28'	730	1900—1990	1,10 ± 0,10	1,10
Глинско-Розбы- шевская-49	50°25'	33°38'	65	2440—2460	1,00 ± 0,20	1,00
Антоновка-1	50°22'	32°30'	300	1250—1800	1,20 ± 0,12	1,10
Чернухино-7	50°17'	32°55'	730	100—2000	1,00 ± 0,24	1,00
Качановка-19	50°17'	34°29'	20	1000—1950	1,10 ± 0,16	1,30
Качановка-7	50°17'	34°33'	15	1055—2235	1,00 ± 0,14	1,10
Рыбальцы-4	50°12'	34°45'	60	1400—1800	1,10 ± 0,11	1,30
Рыбальцы-2	50°12'	34°47'	55	1380—1880	0,7 ± 0,14	0,80
Рыбальцы-10	50°11'	34°47'	19	1400—1800	0,75 ± 0,10	0,85
Рыбальцы-16	50°10'	34°48'	26	1400—1800	0,75 ± 0,10	0,85
Бельск-10	50°06'	34°34'	30	1500—1550	0,95 ± 0,10	1,10
Колонтаев-13	50°04'	35°02'	730	1745—2155	1,00 ± 0,08	1,10
Радченково-29	49°57'	33°49'	15	1100—1800	1,00 ± 0,04	1,10
Радченково-30	49°57'	33°49'	36	1100—1900	1,00 ± 0,10	1,10
Колонтаев-9	49°56'	34°59'	1600	1650—2407	1,00 ± 0,11	1,10
Солоха-27	49°55'	34°31'	120	2880—3150	0,90 ± 0,11	1,00
Солоха-4	49°55'	34°31'	20	525—1970	0,90 ± 0,21	1,00
Великая Богачка-1	49°49'	33°40'	73	900—2000	1,00 ± 0,18	1,00
Сагайдак-2	49°45'	33°58'	60	1000—1500	1,10 ± 0,13	1,20
Руновщина-5	49°43'	34°48'	1000	900—2462	1,10 ± 0,16	1,30
Машевка-16	49°29'	34°51'	180	2000—3500	1,10 ± 0,10	1,20
Машевка-20	49°29'	34°53'	250	2000—3000	1,10 ± 0,18	1,20
Новониколаевка-7	49°12'	34°36'	14	1100—2300	0,85 ± 0,07	0,95
Верхняя Ланная-51	49°23'	35°24'	400	1950—2100	1,10 ± 0,11	1,20
Зачепиловка-1	49°21'	34°13'	15	700—1300	0,90 ± 0,17	0,90
Перещепино-34	49°02'	35°19'	14	1500—2000	1,60 ± 0,16	1,30
Перещепино-35	49°02'	35°19'	14	1500—2000	1,60 ± 0,16	1,30
Перещепино-50	49°02'	35°18'	22	1700—2100	1,40 ± 0,14	1,20
Пролетарское-1	49°02'	35°11'	14	2000—2200	1,20 ± 0,12	1,30
Голубовка-4	48°55'	35°22'	12	750—1750	1,30 ± 0,13	1,30
Левенцовка-8	48°53'	35°57'	730	800—1100	1,00 ± 0,10	1,10
Левенцовка-6	48°53'	35°57'	9	800—1000	1,10 ± 0,10	1,10
Харьков (опорная)	49°58'	36°19'	240	1500—2750	1,30 ± 0,12	1,10
Старая Покровка	49°47'	36°39'	60	1400—2600	0,90 ± 0,13	0,90
Шевченково — Близнюки-301	49°36'	37°10'	205	1350—3000	1,30 ± 0,17	1,10
Шевченково — Близнюки-302	49°33'	37°08'	68	1300—2950	1,10 ± 0,15	1,10
Шебелинка-84	49°29'	36°29'	730	1500—2400	0,90 ± 0,14	1,10
Северная Голу- бовка-16	49°31'	37°20'	35	1050—1300	1,30 ± 0,13	1,10
Северная Голу- бовка-12	49°28'	37°25'	30	900—1050	1,20 ± 0,13	1,00

Тектоническая зона, пункт определения	Координаты		Время высотки (дни)	Интервал определения (м)	Q в кал/см ² ·сек	
	с.ш.	в.д.			наблюдаемое	глубин- ное
Северная Голубовка-14	49°28'	37°24'	29	1056—2800	1,30 ± 0,06	1,10
Балаклея-4	49°28'	36°50'	22	1400—2600	0,95 ± 0,20	1,10
Червоный Донец-1	49°22'	37°04'	57	1500—2300	1,10 ± 0,06	1,20
Волвенково-11	49°18'	36°48'	1800	1050—1100	1,20 ± 0,12	1,20
Шевченково—						
Близюки-307	49°14'	36°53'	14	1400—2400	1,00 ± 0,02	1,10
Купянск (опорная)	49°25'	37°31'	20	1100—2400	1,10 ± 0,10	0,90
Миролобовка-9	49°09'	36°19'	580	850—2400	1,20 ± 0,22	1,30
<i>Донбасс</i>						
Червоный Оскол-4	49°13'	37°24'	—	2000—2500	1,40 ± 0,15	1,20
Червонопоповка-7	49°03'	38°13'	23	1000—2400	1,20 ± 0,01	1,10
Славносербская-1	48°34'	39°06'	20	1780—1980	1,30 ± 0,07	1,20
Скв. 1790	48°09'	37°55'	10	600—700	1,40 ± 0,15	1,40
Скв. 1720	48°02'	37°54'	10	600—700	1,40 ± 0,15	1,40
Шахты № 17, 31, 11	48°00'	37°40'	—	600—900	1,30 ± 0,04	1,40
Скв. 1420	48°03'	40°08'	7,5	50—500	1,20 ± 0,20	1,30
Скв. 2030	48°17'	40°18'	7	50—500	1,10 ± 0,20	1,20
<i>Скифская плита</i>						
Стрелковая-5	45°53'	34°57'	30	500—600	1,20 ± 0,36	1,20
Джанкой-1	45°46'	34°15'	12	30—1000	1,20 ± 0,16	1,30
Джанкой-3	45°48'	34°16'	55	1600—2400	1,30 ± 0,06	1,30
Джанкой-24	45°46'	34°16'	400	300—600	1,30 ± 0,13	1,30
Орловка-2	45°44'	34°05'	30	1100—1200	1,30 ± 0,05	1,30
Березовка-1	45°39'	33°37'	—	1500—1750	1,60 ± 0,05	1,30
Новоселовка-1	45°36'	33°42'	12	2100—2500	1,80 ± 0,13	1,30
Новоселовка-3	45°33'	33°43'	30	1100—1800	1,80 ± 0,06	1,30
Новоселовка-7	45°30'	33°50'	20	1000—1100	2,50 ± 0,39	1,30
Красновка-1	45°31'	34°03'	15	600—2850	2,50 ± 0,20	1,30
Задорное-1	45°38'	33°06'	33	1100—2500	1,60 ± 0,19	1,30
Задорное-3	45°37'	33°06'	10	300—600	1,50 ± 0,20	1,30
Крыловка-1	45°23'	33°10'	1100	1200—1580	1,40 ± 0,08	1,10
Тарасовка-1	45°28'	33°31'	18	1080—1:00	1,40 ± 0,14	1,20
Оленевское-3	45°28'	32°32'	42	1150—2(7)	1,70 ± 0,10	1,30
Октябрьское-7	45°28'	32°57'	90	600—2(0)	1,70 ± 0,05	1,30
Октябрьское-4	45°30'	32°58'	30	500—2300	1,50 ± 0,15	1,10
Октябрьское-3	45°30'	32°58'	30	500—2500	1,70 ± 0,20	1,30
Меловое-2	45°25'	32°40'	34	2000—3200	1,60 ± 0,20	1,20
Глебовка-2	45°27'	33°00'	1100	200—600	2,20 ± 0,20	
Глебовка-5	45°28'	33°00'	500	200—600	2,10 ± 0,20	
Николаевка-1	45°02'	37°38'	15	720—1100	1,20 ± 0,20	1,20
Нижнегорский-6	45°26'	34°45'	60	1300—3100	1,30 ± 0,03	1,30
Индольская-3	45°30'	35°00'	270	500—1900	1,20 ± 0,12	1,30
Феодосия-1	45°04'	35°33'	180	1100—2000	1,30 ± 0,04	1,30
Владиславовка-17	45°06'	35°27'	12	600—1200	0,80 ± 0,07	
Владиславовка-19	45°08'	35°39'	19	600—1200	1,70 ± 0,13	
Владиславовка-21	45°07'	35°33'	10	600—1100	1,30 ± 0,10	1,30
Куйбышево-19	45°06'	35°53'	12	1500—2400	1,30 ± 0,11	1,30

Тектоническая зона, пункт определения	Координаты		Время высотки (дни)	Интервал определения м)	Q в кал/см ² ·сек	
	с. ш.	в. д.			наблюденное	глубин- ное
Мошкарово-107	45°05'	35°50'	12	200—1000	1,40 ± 0,15	1,40
Мошкарово-110	45°04'	35°49'	180	1450—2000	1,30 ± 0,07	1,30
Каменка-2	45°24'	35°34'	102	630—1800	1,00 ± 0,10	1,30
Белокаменное	45°32'	35°50'	30	300—600	1,10 ± 0,10	1,30
Блюсарев-4	45°30'	36°02'	14	800—1900	1,70 ± 0,20	
<i>Горный Крым</i>						
Симферополь-18	45°00'	34°05'	12	20—200	1,1 ± 0,15	1,10
Ялта-1	44°30'	34°15'	20	200—2200	1,10 ± 0,20	1,10
Планерское-3	44°54'	35°15'	30	500—600	1,20 ± 0,04	1,20
<i>Черное море</i>						
Станция-4742	43°38'	36°28'	—	—	0,6	0,80
Станция-4745	41°53'	40°28'	—	—	0,9	1,10
Станция-4751	43°18'	34°02'	—	—	1,1	1,40
Станция-4750	42°48'	37°38'	—	—	1,3	1,60
Станция-4752	42°33'	34°02'	—	—	0,9	1,10
Станция-4753	43°28'	31°23'	—	—	1,0	1,30
Станция-4754	41°38'	29°38'	—	—	0,9	1,10
<i>Львовский прогиб</i>						
Каменка-Бугская-4	24°21'	50°09'	240	1090—2060	1,30 ± 0,08	1,30
Великие Мосты-4	24°02'	50°18'	1100	1000—1400	1,30 ± 0,02	1,30
<i>Предкарпатский прогиб</i>						
Кохановка-4	50°03'	23°18'	365	400—800	1,70 ± 0,24	1,40
Рудки-75	49°33'	23°38'	395	100—800	1,50 ± 0,18	1,30
Пиняны-1	49°37'	23°13'	12	1000—1300	1,20 ± 0,05	1,10
Северные Меды- ничи-4	49°24'	23°45'	30	1900—2450	1,10 ± 0,10	1,00
Северные Меды- ничи-16	49°25'	23°50'	60	500—1090	1,40 ± 0,18	1,20
Северные Меды- ничи-10	49°24'	23°49'	15	500—1400	1,30 ± 0,18	1,20
Северные Меды- ничи-8	49°18'	23°55'	30	900—2500	1,00 ± 0,08	1,00
Бильче-Волица-95	49°22'	23°59'	1100	700—980	1,30 ± 0,09	1,20
Бильче-Волица-25	49°24'	23°59'	300	800—1200	1,20 ± 0,02	1,10
Держив-3	49°23'	24°00'	90	700—1400	1,20 ± 0,14	1,10
Грынивка-21	49°05'	24°25'	120	600—1450	0,80 ± 0,08	0,80
Грынивка-25	49°05'	24°26'	180	750—1000	0,90 ± 0,12	0,90
Южнострыйская	49°12'	23°51'	550	200—400	0,90 ± 0,05	1,00
Уличное-14	49°11'	23°43'	180	2000—2300	1,00 ± 0,15	1,10
Уличное-4	49°13'	23°40'	150	150—250	0,80 ± 0,08	0,90
Уличное-16	49°13'	23°40'	365	200—2200	0,90 ± 0,80	1,00
Уличное-15	49°12'	23°41'	270	700—1900	0,90 ± 0,10	1,10
Северная Долина-11	49°08'	23°55'	15	1000—2450	0,80 ± 0,10	0,90
Северная Долина-10	49°08'	23°55'	30	850—1300	0,90 ± 0,10	1,00

Тектоническая зона, пункт определения	Координаты		Время вы- стойки (дни)	Интервал определения (м)	Q, μ кал/см ² .сек	
	с.ш.	в.д.			наблюдаемое	глубин- ное
Северная Долина-16	49°04'	24°03'	15	530—1300	1,00±0,10	1,10
Долина-60	49°04'	23°59'	30	1800—2230	1,20±0,12	1,20
Долина-104	49°04'	23°59'	24	200—1900	1,10±0,12	1,20
Долина-541	49°04'	23°59'	60	1800—2230	1,20±0,15	1,30
Струтынь-23	48°57'	24°03'	90	600—1710	1,20±0,14	1,20
Струтынь-12	48°57'	24°04'	30	1700—2300	1,00±0,07	1,10
Ольховка-15	48°52'	24°11'	365	2000—2500	1,30±0,24	1,30
Оров-3	49°13'	23°35'	21	1200—2000	1,30±0,03	1,30
<i>Складчатые Карпаты</i>						
Воля Блажевская-18	49°23'	23°15'	—	1260—1450	1,90±0,25	1,70
Оров-27	49°12'	23°34'	15	300—1800	1,60±0,16	1,50
Свальява-2	48°40'	22°58'	60	1180—1560	1,80±0,18	1,80
Сколе-1	49°04'	23°33'	22	860—3800	2,20±0,18	2,00
<i>Закарпатский прогиб</i>						
Ужгород-2	48°57'	22°21'	17	750—1440	2,30±0,35	2,30
Ужгород-1	48°34'	22°08'	30	800—1450	2,20±0,25	2,20
Залужье-2	48°25'	22°42'	1800	600—1482	2,50±0,22	2,30
Теребля-2	48°08'	22°54'	1500	740—1890	2,00±0,09	2,30
Великая Добронь-1	48°33'	22°18'	30	750—3000	2,00±0,15	2,00
Гораздовка-50	48°25'	22°29'	30	500—1300	2,10±0,35	2,10
Мужиево-359	48°19'	22°37'	30	60—200	2,00±0,15	2,00

значениям λ литологически однородных толщ, полученных по керну многих скважин в пределах большой территории.

В связи с неоднородностью исходного материала применялись разные методические приемы вычисления теплового потока, позволившие достоверно определить его во всех пунктах.

Рассмотрим особенности распределения теплового потока по тектоническим зонам. Общая сводка результатов и основные сведения о скважинах приводятся в табл. 13.

Украинский щит и его склоны (рис. 46). Характерной особенностью определения теплового потока на территории щита являются низкие геотермические градиенты и небольшая глубина скважин. Это требует высокой точности измерения температуры и тщательного отбора кернового материала.

В северо-западной части УКЩ, у с. Перги, тепловой поток определен в четырех скважинах. Верхняя часть вскрытого ими разреза до 60—80 м представляет собой кору выветривания. Это зона активного водообмена с сильно нарушенным тепловым режимом. Ниже залегают граниты с довольно устойчивой теплопроводностью. Однако величина теплового потока, как правило,

произвольно изменяется по разрезу. Так, в скв. 2 Q колеблется от 0,53 до 0,66 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, в скв. 4 — от 0,50 до 0,83. Средние значения по скважинам, расположенным в пределах площади 5×10 км, существенно различны: 0,65; 0,65; 0,75 и 0,90 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

В центральной части щита поток определялся в двух скважинах: Вильня-5 и Межиричка-9750. Глубина регистрации тем-

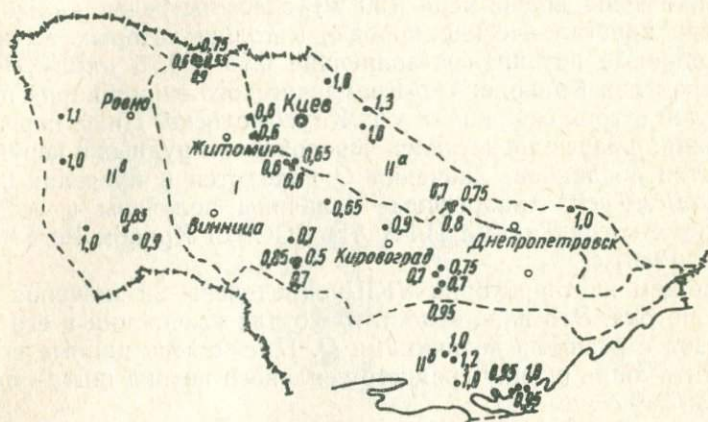


Рис. 46. Схема распределения наблюдаемого теплового потока на УКЩ и его склонах (величины Q — в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$).

пературы в них не превышала 100 м, причем верхние 40 м приходились на зону выветривания и нарушенного теплового режима. В лежащих ниже гнейсах и гранитах определены значения потоков 0,5 — 0,6 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Такие же неглубокие скважины использовались для определения потока в центральной части щита сотрудниками ИФЗ АН СССР (Любимова и др., 1964), которые получили близкие величины Q — 0,65—0,75 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Из-за небольшой глубины скважин величина потока может быть искажена влиянием приповерхностных факторов. Однако определения Q в более глубоких скважинах показывают, что ниже коры выветривания не наблюдается искажений величины потока, превышающих погрешность его вычисления. Примером может служить скв. Перга-2, где поток имеет такие интервальные значения:

Интервал, м	Величина Q , $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$
60—120	0,56
120—220	0,59
220—600	0,66
600—640	0,53

Наиболее глубокой в центральной части щита является скв. Болтышка-11475, где тепловой поток изучен в интервале 150 — 850 м. Разброс интервальных значений (средневзвешенная величина — 0,9 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) достигает 20% и связан с неточными измерениями температуры стандартным термометром (0,75 — 1,0 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$).

В побужской части щита тепловой поток определен в трех скважинах, сгруппированных на небольшой площади у с. Грушки. Ниже зоны водообмена (50 м) здесь встречен кальцифир и другие кристаллические породы, в толще которых вычислялись тепловые потоки, составляющие 0,55 — 0,75 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

В пределах Криворожско-Кременчугского синклинория поток определен в трех скважинах у г. Комсомольска. Ниже коры выветривания разрез представлен чередованием рудных и нерудных кварцитов и сланцев. Значения Q находятся в пределах 0,7 — 0,8 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Аналогичные величины получены в четырех скважинах сотрудниками ИФЗ АН СССР в Кривом Роге (Любимова, 1968).

В общем на территории УКЩ определены 22 значения теплового потока. Это явно недостаточно для выявления в его пределах зон с разными величинами Q . Имеющиеся данные позволяют дать лишь оценку среднего теплового потока щита — около 0,7 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

На западном склоне УКЩ тепловой поток определен в трех скважинах: Горохов-1, Олеско-1 и Бучач-1. В первой скважине температура регистрировалась термисторным термометром; здесь же отобраны образцы керна. Тем не менее получены резко различные величины Q : в интервале 450—670 м (трещиноватые известняки девона) — 0,6 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, ниже — в интервале 1080—2300 м (песчаники и аргиллиты девона, силура и кембрия) — 0,9—1,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

В скважинах Олеско-1 и Бучач-1 тепловой поток вычислялся по температурным измерениям, выполненным стандартным электротермометром и средней теплопроводности литологических толщ. Такими мощными толщами в скв. Олеско являются известняки верхнего девона ($Q=0,85 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$), песчаники и аргиллиты нижнего девона ($Q=1,15 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) и силура ($Q=0,96 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$). В скв. Бучач-1 Q вычислялся в толще известняков силура и аргиллитов силура и кембрия. Соответствующие значения Q составляют 1,04; 1,04 и 1,05 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Близость полученных величин потока для разных интервалов позволяет не сомневаться в их достоверности.

В пределах юго-западного склона УКЩ тепловой поток определялся в двух скважинах: Сверчиковцы-16913 и Лысогорка-11669. Температуры измерялись термисторным термометром, и исследовалась теплопроводность известняков, доломитов и аргиллитов силура, песчаников и аргиллитов кембрия. Величина

потока в скв. 16913 изменяется по разрезу от 0,80 до 1,05 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, а в скв. 11669 — от 0,75 до 1,05 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

На южном склоне УКШ тепловой поток определялся в шести скважинах. Температуры в них измерялись стандартным электротермометром. Исследовалась теплопроводность меловых отложений, образцы которых были отобраны в Новоалексеевской и Армянской скважинах. Их литологическая характеристика

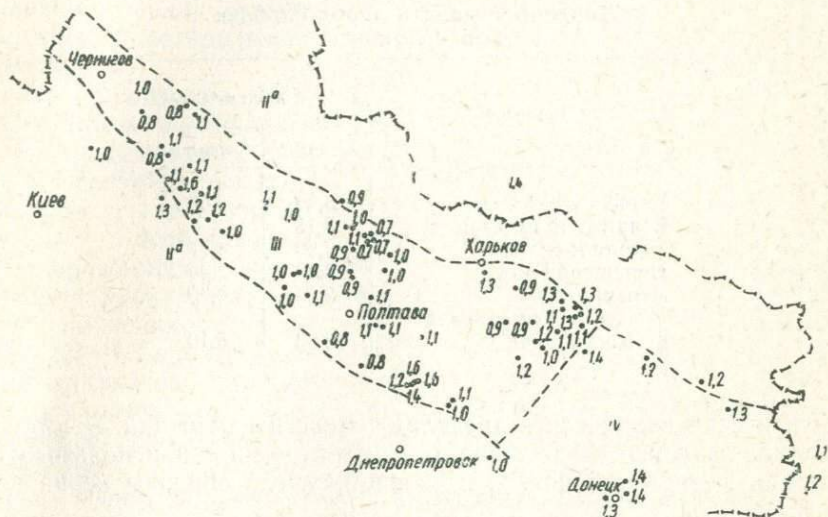


Рис. 47. Схема распределения наблюдаемого теплового потока в ДДВ и Донбассе.

мало изменяется по площади, что послужило основанием использовать среднюю теплопроводность этих пород для вычисления теплового потока. Значения Q составляют 0,9—1,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Таким образом, все склоны щита характеризуются довольно устойчивыми значениями теплового потока в пределах 0,9 — 1,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ при среднем значении 1,0 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

Грабен Днепровско-Донецкой впадины, Донбасс и их обрамление (рис. 47). В пределах грабена ДДВ тепловой поток изучался в 57 пунктах. В 12 скважинах температуры измерялись термисторным термометром, в остальных — стандартным электротермометром. Как правило, исследования проводились в глубоких скважинах (свыше 2000 м), вскрывших мощные толщи однородных пород. Образцы керна отбирались в 26 скважинах. Изучалась теплопроводность юрских, триасовых, пермских и каменноугольных отложений. Необходимо отметить, что в ДДВ литология этих пород изменяется мало. Особенно выдержан в ДДВ и Донбассе состав толщ среднего карбона, представленных

аргиллитами и песчаниками (аргиллиты составляют примерно $\frac{2}{3}$, песчаники — $\frac{1}{3}$). Следствием литологической однородности пород должно быть постоянство их теплофизических свойств, что подтверждается результатами определений λ . В табл. 14 приводятся значения теплопроводности пород среднего карбона, отобранных из скважин в пределах профиля длиной 400 км, вытянутого вдоль впадины. Изменение теплопроводности

Таблица 14
Теплопроводность пород карбона
ДДВ и Донбасса

Скважина	$\lambda, 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{°C} \cdot \text{сек}$	
	Аргиллит	Песчаник
Чернухино-4	3,50	4,63
Великая Богачка-1	3,13	—
Зачепиловка-7	2,30	4,77
Перещепино-54	3,29	5,44
Левенцовка	3,00	4,90
Участки „Комсомолец“ и „Кочегарка“	3,28	5,10

фактически находится в пределах точности измерений. Это позволило определить среднюю λ этих отложений и использовать ее для вычисления потока в скважинах, где образцы керна не отбирались.

Достоверность определения теплового потока в этих случаях контролировалась по совпадению интервальных значений Q . В скважине Кошелевка-204, например, тепловой поток вычислялся в трех интервалах (рис. 48):

Интервал, м	Величина $Q, \mu\text{кал/см}^2 \cdot \text{сек}$
1150—1350	0,85
1350—1900	0,82
2000—2600	0,89

Однако для части скважин ДДВ разброс интервальных значений Q довольно большой и составляет около 20% средне-взвешенного. Эти колебания наблюдаются как в скважинах, где определялась теплопроводность пород и температура измерялась высокоточными термометрами, так и в скважинах, где λ не определялась и температурные измерения выполнялись стандартными термометрами. По-видимому, изменение потока по стволу скважины обусловлено особенностью разреза, представляющего собой во многих случаях тонкоритмичное чередование глин, аргиллитов и песчаников, что затрудняет достоверное определение их средней теплопроводности.

Значение теплового потока в пределах грабена ДДВ изменяется от 0,8 до 1,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Поток увеличивается в зоне перехода к Донбассу. На фоне этих значений Q четко выделяются две аномалии: Прилуцкая с Q до 1,6 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ и Перещепинская с Q до 1,5 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Возможно, в пределах грабена существуют также другие зоны повышенного потока, не выявленные ввиду регионального характера исследований.

На территории Донбасса поток определялся в восьми скважинах. Температуры измерялись стандартным электротермометром, исследовалась теплопроводность песчаников и аргиллитов карбона. Значения Q составляют 1,2—1,4 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, среднее значение близко к 1,3 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Проведенные определения не позволяют достаточно полно характеризовать этот сложный в геологическом отношении район. По ним можно судить лишь об общем уровне величин Q .

Крымский регион (рис. 49). На этой территории, включающей Скифскую плиту и Горный Крым, тепловой поток определялся в 37 пунктах: 34 — в пределах эпигерцинской платформы Степного Крыма и трех в Горном Крыму. Измерения температуры производились термисторным и стандартным электротермометрами. Образцы керна были отобраны непосредственно в исследованных скважинах или в соседних, пробуренных в пределах той же структуры.

В восточной части полуострова тепловой поток определялся в основном в майкопских глинах, характеризующихся устойчивыми значениями теплопроводности $3,4 \cdot 10^{-3} \text{ кал}/\text{см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$. В западной части полуострова исследовалась теплопроводность известняков верхнего мела, аргиллитов нижнего мела, сланцев палеозоя, глин и мергелей палеогена. Все эти отложения довольно однородны и имеют большую мощность, что позволило достаточно уверенно определить величину теплового потока, которая, как правило, мало изменяется по разрезу скважины.

Эпигерцинская платформа Степного Крыма — один из самых изученных по тепловому потоку районов Украины. Здесь

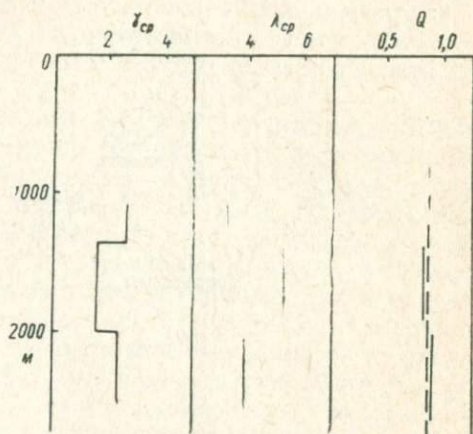


Рис. 48. Определение теплового потока по скв. Кошелевка-204.

уверенно оценивается значение $Q_{\text{ср}}$ района, составляющее $1,3 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, и выделяется несколько аномалий.

Существенное понижение теплового потока наблюдается в пределах Индольской впадины (до $0,8-1,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), на его фоне отмечается интенсивная положительная аномалия — Керченская (Q — до $1,7 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$).

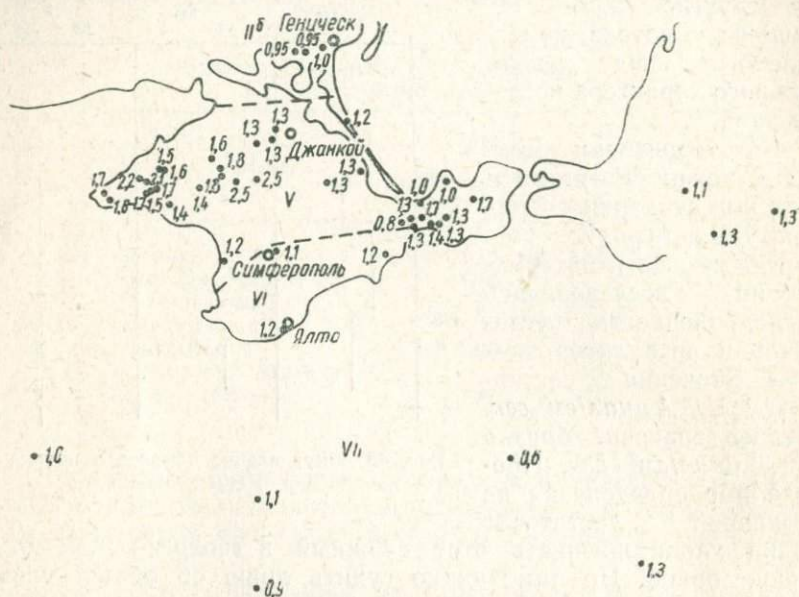


Рис. 49. Схема распределения наблюдаемого теплового потока в Крыму и Черном море.

Высокие тепловые потоки (до $2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) отмечены в центральной части полуострова. С севера к ним примыкают районы с величинами $Q=1,7-1,8 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Вся эта зона выделяется нами в Новоселовскую аномалию.

Значительно повышен тепловой поток (до $2,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) и в районе Тарханкутской аномалии, занимающей большую часть Тарханкутского полуострова.

Горный Крым характеризуется пониженными значениями Q — в среднем $1,15 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Хотя здесь проведены всего три определения теплового потока (в Симферополе, Ялте, Планерском), их размещение и сходство результатов позволяют утверждать, что средняя величина теплового потока в Горном Крыму оценена довольно достоверно.

Черное море (рис. 49). На примыкающей к Украине акватории Черного моря выполнено в настоящее время семь определений теплового потока в глубоководной впадине. Методика этих

исследований в настоящей работе не рассматривается, так как достаточно подробно описана в публикациях авторов измерений (Любимова, 1968; Сысоев, 1961). Сведения о потоке в центральных частях моря можно принять лишь в качестве ориентировочных. Величины Q изменяются здесь от 0,6 до 1,3 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, составляя в среднем 0,95 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Некоторым подтверждением полученных значений могут служить определения Q в западной прибрежной части Черного моря, давшие примерно те же результаты, но выполненные более достоверным методом (Любимова, 1968).

Карпатский регион (рис. 50). На этой территории, объединяющей Львовский палеозойский, Предкарпатский и Закарпатский альпийские прогибы, Складчатые и Вулканические Карпаты, определения теплового потока выполнены в 40 скважинах.

Во Львовском палеозойском прогибе поток вычислялся в двух скважинах — Великие Мосты-4 и Каменка-Бугская-4, в которых температуры измерялись термисторным термометром и определялась теплопроводность пород, представленных в основном девонскими известняками, доломитами, песчаниками и аргиллитами. В интервале глубин 1100—2600 м в скв. Каменка-Бугская-4 Q изменяется от 1,25 до 1,5 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, составляя в среднем 1,4 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, а в скв. Великие Мосты-4 — в интервале 1000—1400 м от 1,2 до 1,3 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$; среднее значение около 1,3 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

В Предкарпатском прогибе тепловой поток определялся в 27 скважинах. Температуры измерялись термисторными термометрами и стандартными электротермометрами сопротивления. Теплопроводность изучалась в скважинах, в которых проводились температурные измерения, или в близлежащих. Тепловой поток определялся во внешней зоне прогиба в мощных толщах тортонских глин, меловых песчаников и юрских известняков, а во внутренней зоне — в глинистых толщах миоценовых (воротыщенских), олигоценых (поляницких) и эоценовых отложений, а также в аргиллитах верхнего мела. Величина теплового потока, как правило, мало изменяется по разрезу (в пределах 10%), за исключением юго-западной части прогиба, где наблюдается его рост с глубиной.

В Предкарпатском передовом прогибе тепловой поток существенно меняется как вдоль, так и вкрест простирания структуры. Относительно многочисленные определения позволяют проследить эти изменения. Значения Q постепенно уменьшаются с северо-запада на юго-восток (вдоль прогиба) от 1,7 до 0,8 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. С северо-востока на юго-запад (поперек прогиба) наблюдается сначала понижение величины теплового потока от 1,2 до 0,9 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ в центральной части внутренней зоны прогиба и затем снова увеличение до 1,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ на границе со Складчатыми Карпатами. Средняя величина теплового

потока в Предкарпатском прогибе примерно $1,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Тепловой поток Складчатых Карпат определен в настоящее время лишь в четырех пунктах, тяготеющих к их северо-восточной (3 скважины) и юго-западной (1 скважина) границам. Ве-

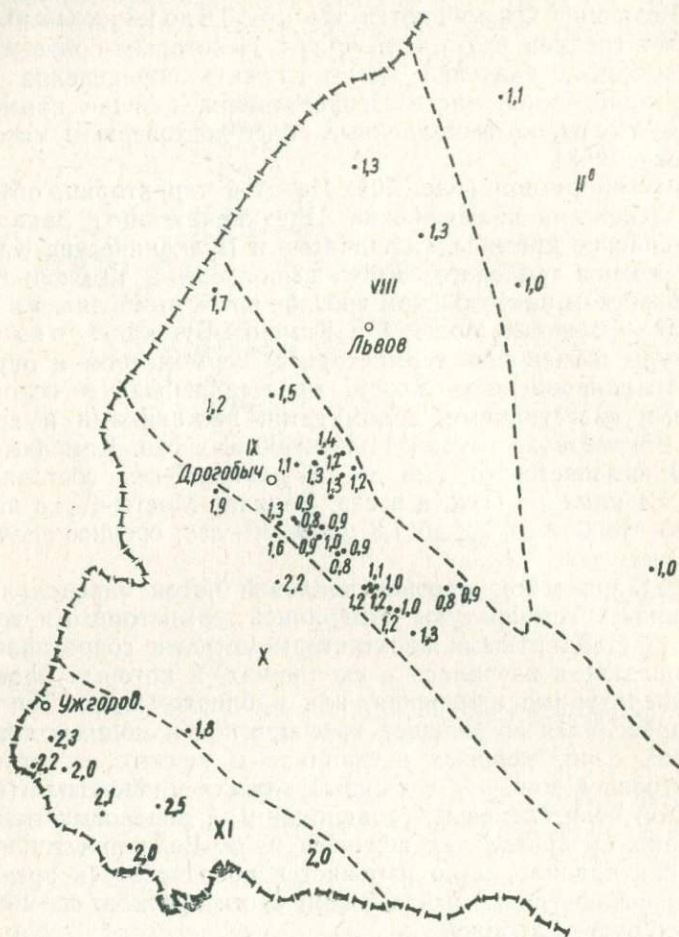


Рис. 50. Схема распределения наблюдаемого теплового потока в Карпатском регионе.

личина Q колеблется от 1,6 до 2,2 $\text{мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, составляя в среднем $1,8 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Такие же значения получены в пяти пунктах Западных Карпат В. Чермаком (Сегмак, 1968), что повышает достоверность приведенных результатов.

Тепловой поток Вулканических Карпат не изучался.

В Закарпатском прогибе в пределах УССР измерения теплового потока выполнены в семи пунктах. Во всех скважинах изу-

чалась теплопроводность пород, литологически представленных туфами, аргиллитами, глинами, песчаниками, известняками, солью и др. Такой литологической неоднородности разреза соответствуют значительные колебания тепловых свойств, которые не всегда удается учесть. По-видимому, этим можно объяснить значительные колебания (до 20%) величины теплового потока по разрезу скважин. Для Закарпатского прогиба характерны высокие величины Q , составляющие 2,0—2,5 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, в среднем около 2,2 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Дальнейшее увеличение потока (до 2,6—2,8 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) наблюдается при переходе к Венгерской впадине (Boldizsar, 1957, 1964).

Приведенные данные говорят о существенных колебаниях наблюдаемой величины теплового потока на территории УССР и о связи значений Q с тектоническими зонами. Получены интересные результаты, однако изученность многих районов республики еще недостаточна. Необходимо продолжать исследования в Донбассе, Горном Крыму, Складчатых Карпатах, Черном море, на УКЩ. Предстоит начать работы в таких важных регионах, как Вулканические Карпаты, Добруджа, Преддобруджинский прогиб.

Глава IV. АНАЛИЗ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ И МЕТОДИКА ВВЕДЕНИЯ ПОПРАВОК

§ 1. СТРУКТУРА ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ

За последнее время значительно возросло число измерений теплового потока в различных геологических провинциях, что позволило установить существенную неоднородность теплового поля. Для ее характеристики приходится вводить понятие об аномалии теплового потока, которая рассматривается как разность наблюдаемых и нормальных значений потока для данной территории.

Наблюдаемое вблизи земной поверхности распределение теплового потока представляет собой суммарный эффект ряда различных по интенсивности и длительности процессов тепловыделения, осложненный различиями в условиях теплопередачи. Для нахождения какой-либо одной составляющей потока необходимо исключить влияние всех остальных. Практическая возможность подобного разделения основывается на привлечении разнообразных геологических и геофизических данных, а также на предположении, что различные по своим масштабам и характеру геологические особенности создают поля разного масштаба и разной степени изменчивости. При качественном истолковании нерегулярного теплового поля форма и размеры аномалии являются основными признаками.

Среди причин, обуславливающих региональные аномалии теплового потока, в первую очередь следует назвать неравномерное распределение радиоактивных элементов. Региональными являются также аномалии, вызванные энергетическими процессами в мантии. Они, как правило, распространяются на целые геологические провинции, непостоянны во времени и отличаются большой интенсивностью. Эти аномалии представляют наибольший интерес для изучения глубинных зон и происходящих там процессов.

Локальные аномалии обуславливаются различными причинами, приуроченными к земной коре. Существенное влияние на характер теплового поля оказывают строение осадочной толщи, отличающейся большой неоднородностью, рельеф кристаллического фундамента, движение подземных вод, тектонические движения и пр.

Общий анализ локального или регионального распределений теплового потока следует вести в таком порядке: 1) разделение на нормальную и аномальную составляющие; 2) разделение на стационарную и нестационарную составляющие; 3) качественное истолкование аномального поля; 4) построение физической

модели; 5) математический анализ аномалий с целью получения местоположения и характера возмущающего объекта.

Таким образом, нерегулярности теплового поля могут быть сведены к аномалиям, вызываемым геометрически и физически охарактеризованными объектами и процессами. Затем эти гипотетические объекты можно отождествить с реальными геологическими структурами и явлениями и использовать геотермические данные для изучения земной коры и верхней мантии.

Такая работа ведется для малоглубинных объектов. Известны попытки применения температур и геотермических градиентов для оконтуривания локальных структур осадочного чехла, соляных куполов, неровностей в рельефе фундамента (Дьяконов, 1958; Думанский, 1963; Беляков, 1951; Кашпур, 1959), при изучении динамики подземных вод (Альбов, 1959; Бабинец, 1961; Застежко и др., 1965; Лялько, Мытник, 1968; Огильви, 1959, и др.). В последние годы данные о тепловых потоках находят применение при изучении глубинных зон Земли. В этом случае рассматриваются региональные аномалии, связанные с глубинными причинами. Локальные вариации теплового потока представляются здесь искажениями, которые необходимо исключить.

При анализе теплового поля на территории Украины авторы учитывали влияние следующих факторов: поверхностных условий (сезонные колебания температуры поверхности, изменения климата, рельеф местности); условий залегания пород с различной теплопроводностью; движения подземных вод; осадконакопления; недавнего вулканизма; нефтегазоносности и пр. Определение поправок, учитывающих влияние этих факторов, производилось аналитическим путем или моделированием.

§ 2. ПРИМЕНЕНИЕ ЭЛЕКТРОМОДЕЛИРОВАНИЯ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ

Во многих случаях исследование условий теплопередачи в верхних слоях земной коры может быть выполнено методами электро моделирования. На электрических моделях можно решать целый ряд задач, учитывающих влияние локальных структур, рельефа дневной поверхности и кристаллического фундамента, особенностей распределения источников тепла и др.

Поскольку рассматривается самая верхняя часть земной коры, при решении подобных задач можно принять, что тепловое поле стационарно и однородно на достаточном удалении от возмущающих объектов, а тепловой поток имеет глубинное происхождение. Кроме того, учитывая часто встречающуюся в природе вытянутость геологических структур в одном направлении, многие задачи могут быть сведены к двумерным. В этом случае для их решения можно применить электроинтеграторы ЭГДА (Фильчаков, Панчишин, 1961), в которых в качестве моделиру-

ющей среды используется электропроводная бумага, позволяющая изготавливать самые сложные модели и вычерчивать на них изотермы и линии потока.

Электрическое моделирование тепловых полей основано на теории подобия электрических и тепловых полей, отражающей аналогию дифференциальных уравнений, описывающих эти поля. Соблюдаются следующие условия подобия:

$$\text{геометрическое } L_i/l_i = m, \quad (\text{IV, 1})$$

$$\text{физическое } \lambda_i/\sigma_i = n, \quad (\text{IV, 2})$$

$$\text{и подобие полей } T_i = aU_i + b, \quad (\text{IV, 3})$$

где L_i , l_i — линейные размеры природы и модели, λ_i и σ_i — коэффициенты тепло- и электропроводности, T_i и U_i — температура и электрический потенциал, m , n , a и b — постоянные. Для упрощения расчетов при моделировании используются приведенные значения потенциала. За единицу приведенного потенциала принята разность потенциалов на выходе питающего устройства, и все измерения производятся в долях максимального рабочего напряжения.

По заданным граничным значениям T_0 в природе граничные значения потенциала определяются из соотношения:

$$U = \frac{T - T_0}{T_i - T}. \quad (\text{IV, 4})$$

Согласно условиям геометрического и физического подобия склеивается модель из кусков бумаги различной электропроводности, вырезанных в масштабе по форме, геометрически подобной соответствующим зонам природы. Сопротивление бумаги одной из зон выбирается произвольно, а остальных — из соотношения подобия. Граничные потенциалы определяются из соотношения (IV, 4).

При моделировании на электропроводной бумаге стационарных полей можно реализовать граничные условия первого, второго и третьего рода, которые сводятся к граничным условиям первого. В этом случае граничные потенциалы подбираются так, чтобы нормальные производные в граничной полосе соответствовали заданным значениям*.

В настоящее время возможности электромоделирования при изучении теплового поля Земли используются далеко не полностью. Применяя сеточные электро- и гидрорегистраторы, можно было бы решить целый ряд нестационарных задач формирования теплового режима не только верхней части земной коры, но и глубинных зон.

* Подробно методика и техника моделирования излагается в специальных монографиях (Фильчаков, Панчишин, 1961).

§ 3. ВЛИЯНИЕ ИЗМЕНЕНИИ КЛИМАТА

Колебания поверхностных температур приводят к изменениям температур и геотермических градиентов в приповерхностной зоне. Глубина проникновения поверхностных влияний зависит от длины периода колебаний, их амплитуды и условий теплопередачи. При кондуктивном теплообмене годовые колебания затухают на глубине порядка 30—40 м. В том случае, если приповерхностные слои обладают повышенной водопроницаемостью и в переносе тепла участвует конвективная составляющая, глубина проникновения годовой волны составляет сотни метров (Фролов, 1969). Этот факт необходимо учитывать при определении потока в мелких скважинах, пробуренных в проницаемых или трещиноватых породах.

Наиболее существенным изменением климата последних тысячелетий следует считать оледенения. Изменение градиента в этом случае может быть оценено из решения уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2}, \quad (IV, 5)$$

при граничных условиях:

$$T(0, \tau) = \begin{cases} 0, & 0 < \tau < \tau_1 \\ \Delta T, & \tau_1 < \tau < \tau_2 \end{cases}, \quad (IV, 6)$$

$$T(\infty, \tau) \rightarrow T_0 + \gamma z \quad (IV, 7)$$

и определяется соотношением (Любимова, 1968):

$$\Delta \gamma = -\Delta T \left\{ \frac{1}{V \pi a \tau_1} \exp \left[-\left(\frac{z}{2V a \tau_1} \right)^2 \right] - \frac{1}{V \pi a \tau_2} \exp \left[-\left(\frac{z}{2V a \tau_2} \right)^2 \right] \right\}, \quad (IV, 8)$$

где ΔT — разница в температурах поверхности во время оледенения и после него, τ_1 — время от конца оледенения, τ_2 — время от начала оледенения.

Для Украины имеет значение лишь среднечетвертичное днепровское оледенение: $\tau_1 \approx 1,5 \cdot 10^5$ лет, $\tau_2 \approx 2,5-3,0 \cdot 10^5$ лет (Зубаков, 1968). Южная граница ледника проходила примерно по линии Добромилы — Городок — Рава-Русская — Луцк — Сарны — Житомир — Казатин — Тетиев — Шпола — Знаменка — Днепропетровск — Решетилівка — Гадяч — Сумы. На территории развития ледника, который подплавлялся у подошвы земным тепловым потоком, температура поверхности была близка к 0°C . Южнее, примерно до линии Никополь—Ивано-Франковск, располагались холодные степи и тундры со среднегодовыми температурами около 3°C . Современные среднегодовые температуры

но оценить, применив формулу (IV, 12) для эллиптического цилиндра. После несложных преобразований, подставив вместо μ его значение из гл. II, § 4, получим:

$$\frac{Q}{Q_0} = \frac{1 + A}{A + \sqrt{0,445 + 0,555 \cos^2 \alpha}}, \quad (\text{IV, } 12')$$

где Q_0 и Q — соответственно тепловые потоки неискаженный и искаженный влиянием структуры, $A = c/a$.

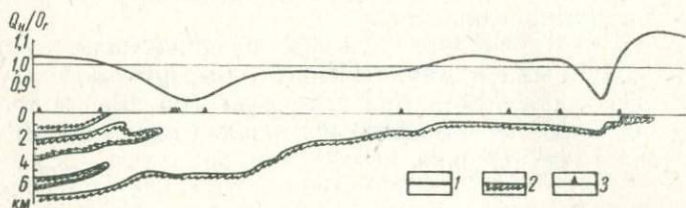


Рис. 51. Результаты моделирования (Предкарпатский прогиб).
1 — кривая $Q_{\text{набл}}/Q_{\text{гл}}$; 2 — граница сред разной теплопроводности;
3 — скважины.

В первом приближении такие структуры, как Предкарпатский прогиб и Днепровско-Донецкая впадина, которые вытянуты в одном направлении, можно представить в виде эллиптического полуцилиндра низкой теплопроводности, включенного в однородную среду повышенной теплопроводности. Влияние впадин Черного моря, Индольской, а также Закарпатского прогиба можно оценить по формулам для эллипсоида вращения. По формулам, описывающим распределение градиентов вне эллипсоида, определялись поправки, учитывающие влияние соляных куполов в ДДВ (Прилукская и Перещепинская аномалии) и антиклинальных поднятий (Сколе, Кохановка).

Однако не всегда удается представить геологические объекты телами правильной геометрической формы. Поэтому при наличии сложных границ возмущения тепловые поля изучались методом электро моделирования. Наибольшую трудность при моделировании представляет выделение комплексов пород, граница между которыми создает в данном районе структурный эффект, выбор соотношения теплопроводностей пород, слагающих структуры и вмещающих их.

Анализ геологического строения и теплопроводности пород различных литологических толщ позволил выбрать для разных районов следующие разделяющие границы и отношения λ_2/λ_1 .

1. В ДДВ и Донбассе — граница между докембрийским фундаментом и осадочным чехлом ($\lambda_2/\lambda_1 = 1,7$).

2. В Степном Крыму — граница между глинистыми породами кайнозой и терригенного мела ($\lambda_2/\lambda_1=1,5$), между породами терригенного и карбонатного мела ($\lambda_3/\lambda_2=1,3$) или домелового фундамента ($\lambda_3/\lambda_1=2,0$).

3. В Предкарпатском прогибе и на северо-восточной окраине Складчатых Карпат — граница между неогеновыми терригенными породами и мезозойским фундаментом или породами мел-палеогеновой стрыйской серии ($\lambda_2/\lambda_1=1,8$).

4. В Закарпатском прогибе — граница между терригенными и пирокластическими породами неогена и породами фундамента ($\lambda_2/\lambda_1 \approx 2,0$).

Во всех случаях при определении соотношения теплопроводностей учитывалось изменение λ пород с ростом температуры на глубине залегания границы раздела.

Моделирование осуществлялось по 14 профилям: 5—в ДДВ и Донбассе, 4 — в Степном Крыму, 3—в Предкарпатском прогибе, 2—в Закарпатском прогибе. Для построения профилей использовались результаты геологических и геофизических исследований (Баранов, 1965; Глушко, 1958; Ладыженский, Антипов, 1961; Лебедев, Оровецкий, 1966; Муратов, 1960; Соллогуб, 1967, и др.).

Результаты моделирования по некоторым районам представлены на рис. 51, 52. Следует отметить, что кривые изменения Q не относятся к одной глубине вдоль профиля, так как построены по величинам поправок, определенным для конкретных скважин, в которых поток вычислялся в разных интервалах глубин.

§ 6. ВЛИЯНИЕ ДИНАМИКИ ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Распределение теплового потока в верхних слоях земной коры существенно зависит от гидрогеологических условий. Обладая большой теплоемкостью, вода при своем движении способна переносить огромное количество тепла. На этот факт обращали внимание многие исследователи (Альбов, 1957, 1959; Лялько, 1967; Любимова, 1968; Огильви, 1959; Фролов, 1968; и др.), однако до сих пор не существует общепринятой методики для количественных оценок конвективной составляющей теплового потока и введения соответствующих поправок в наблюдаемые значения.

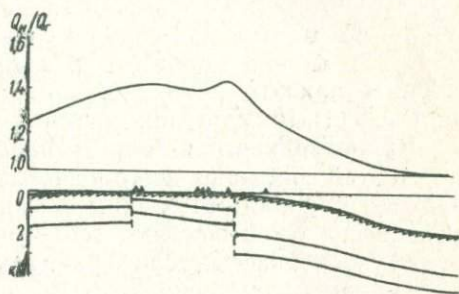


Рис. 52. Результаты моделирования (Скифская плита).
Условные обозначения см. на рис. 51.

В общем случае распределение температур в среде с кондуктивным и конвективным теплопереносом описывается уравнением:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\lambda_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\lambda_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\lambda_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \\ - c_0 \rho_0 V_x \frac{\partial T}{\partial x} - c_0 \rho_0 V_y \frac{\partial T}{\partial y} - c_0 \rho_0 V_z \frac{\partial T}{\partial z} + q(x, y, z), \quad (\text{IV}, 13)$$

где $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z, V_x, V_y, V_z$ — соответственно коэффициенты теплопроводности и скорости движения воды по координатным осям, $c_0 \rho_0, c\rho$ — объемная теплоемкость воды и породы, q — источники тепла. Во многих конкретных случаях движения вод уравнение (IV, 13) можно упростить и получить решение, позволяющее оценить влияние движения вод на величину теплового потока при известных гидродинамических параметрах.

Приповерхностная зона активного водообмена. Тепловой поток в этой зоне чаще всего испытывает значительные искажения. Однако мощность этой зоны обычно невелика (10—100 м) и определяется особенностями геологического разреза. Она существенно увеличивается, если верхняя часть разреза сложена хорошо проницаемыми и трещиноватыми породами. Глубокое проникновение поверхностных вод, сохраняющих значительные скорости движения, наблюдается в пределах Волыно-Подольской плиты, на склонах УКЩ, в некоторых районах Горного Крыма и Карпат. На территории Волыно-Подольского артезианского бассейна, где в верхней части разреза залегают трещиноватые известняки, зона пресных вод достигает глубин 400—600 м (Бабинцев, 1961). Исследованиями в этом районе теплового потока установлено его существенное понижение в верхней части разреза. Так, в скв. Горохов-1 на глубинах 300—400 м величина потока почти в два раза меньше, чем на глубинах, превышающих 1000 м.

При нисходящей или восходящей фильтрации количество тепла, переносимого водой, составляет $c_0 \rho_0 V_z T$. При установившемся процессе вертикального теплопереноса изменение геотермического градиента с глубиной определяется уравнением (Огильви, 1959):

$$\frac{\gamma}{\gamma_0} = \exp \left(- \frac{c_0 \rho_0 V_z}{\lambda} z \right). \quad (\text{IV}, 14)$$

Зоны разломов. Ослабленные системами трещин зоны глубоких разломов могут служить каналами, по которым вода поступает из одного водоносного горизонта в другой, в результате чего изменяется температура пласта и распределение теплового потока над ним. Поверхностные воды, достигая водоносного горизонта в центре артезианского бассейна, нагреваются, охлаждая

окружающие породы и уменьшая величину теплового потока, а, поднимаясь по трещинам зоны нарушений, могут дать значительное увеличение теплового потока. Вероятно, такова природа Керченской аномалии в Степном Крыму. В породах мела на Керченском полуострове зафиксирован водоносный горизонт, вскрытый, в частности, Мошкаревскими скважинами. При погружении меловых отложений в Индольский прогиб напор должен увеличиваться. В этих условиях наличие ослабленных зон в вышележащих породах способствует поднятию меловых вод и прогреванию пород майкопа, в которых измерялся геотермический градиент. Существование таких зон вполне возможно, так как вдоль Керченского полуострова проходит Предгорный Крымско-Кавказский глубинный разлом (Лебедев, 1965). О наличии таких зон свидетельствуют многочисленные действующие и ископаемые грязевые вулканы полуострова. По данным С. В. Альбова, газы, выделяемые большинством сопков, состоят из углеводородов, их состав близок к фоновому составу газов приповерхностных подземных вод, что указывает на небольшую глубину питающих каналов этих сопков. Их «корни» располагаются в пределах пород майкопа (Альбов, 1957, 1959). По составу выделяемых газов (CO_2 —30—90%) резко обособляется группа сопков, часть которых расположена в пределах аномалии. В водах этих сопков отмечены значительные содержания бора, в сто и более раз превышающие фоновые, а также повышенное содержание лития. Как правило, сопки сосредоточены вблизи известных или предполагаемых разломов, достигающих эоцено-мезозойских отложений. Естественно, что они могут служить подводящими каналами, по которым меловые воды проникают под толщу майкопа, создавая аномалии теплового потока.

Следует учитывать, что воды, текущие по вертикали из одного горизонтального пласта в другой, нарушают его температурный режим на значительном расстоянии от места внедрения. Искажение температуры может быть оценено по формуле (Мытник, 1970):

$$T = (T^* + \gamma^0 z)[1 - \exp(-nx)] + T_B \exp(-nx), \quad (\text{IV, 15})$$

где
$$n = 2a \left[m \Delta z V \left(1 + \sqrt{1 + \frac{4aa_1}{m \Delta z V}} \right) \right]^{-1}.$$

T^* — температура нейтрального слоя, V — скорость воды в пласте, x — расстояние по горизонтали от точки входа воды в пласт, Δz — расстояние по вертикали от кровли пласта до нейтрального слоя, m — мощность пласта, T_B — начальная температура воды, a, a_1 — температуропроводность водоносного и перекрывающего пласта.

Нарушается тепловой режим и в случае движения вод по наклонному пласту. Примером такого нарушения может служить

Новоселовская аномалия в Степном Крыму. Наблюдаемые в двух скважинах этого района (Новоселовская-7 и Красновская-1) тепловые потоки не могут быть объяснены структурным эффектом. В скв. Красновская-1 отмечены существенно разные значения потока над водоносным горизонтом мазанской свиты ($2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$) и под ним ($1,7 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$). Последнее

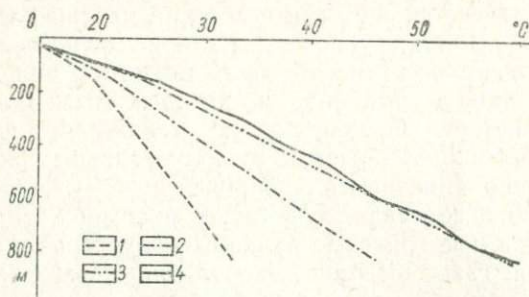


Рис. 53. Термограммы по скв. Новоселовская-7. 1 — для нормального теплового потока ($1,3 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), 2 — для теплового потока, повышенного структурным эффектом ($1,8 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), 3 — для теплового потока, повышенного структурным эффектом и влиянием движения подземных вод ($2,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), 4 — наблюдаемая термограмма.

значение хорошо согласуется с другими в этом районе, а первое — очевидный результат влияния водоносного горизонта. Это влияние может быть оценено, хотя и очень приблизительно, по формуле:

$$\Delta Q = V \sin \alpha \gamma B h \beta \rho c, \quad (\text{IV}, 16)$$

где ρ, c — плотность и теплоемкость воды, V — ее скорость, α, h, B — угол наклона, мощность и водосодержание пласта. Все входящие в формулу величины для этого района примерно известны. Результаты вычисления, хорошо совпадающие с наблюдаемыми, приведены на рис. 53 для скв. Новоселовская-7.

В глубинных зонах замедленного водообмена тепловые потоки также, по-видимому, могут быть искажены. При стационарном характере движения вод конвективная составляющая может быть учтена в результате решения уравнения (IV, 13) (Кутас, Лялько, Мытник, 1967). Если граничные условия задать

в виде: $z = z_1, T = T_1; z = z_2, \lambda \frac{\partial T}{\partial z} = q_1$, то решение уравнения

(IV, 13) такое:

$$T = T_1 + \frac{q_1}{\rho \lambda} \exp[\rho(z_1 - z_2)] \{ \exp[\rho(z - z_2)] - 1 \}.$$

(IV, 17)

Если же граничные условия задать в виде: $z=z_1$, $T=T_1$; $z=z_2$, $T=T_2$, то решение следующее:

$$T = T_1 + (T_2 - T_1) \frac{\exp[\rho(z - z_1)] - 1}{\exp[\rho(z_2 - z_1)] - 1}, \quad (\text{IV, 18})$$

где T — температура в точке z внутри интервала глубин $z_1—z_2$ с температурами на краях интервала T_1 и T_2 , $\rho = \frac{\rho_0 c_0 V}{\lambda}$.

Величина погрешности при определении теплового потока зависит, таким образом, от скорости движения вод, теплопроводности пород и интервала вычисления геотермического градиента; при скоростях 20—30 см в год и интервалах вычисления около 50 м она составляет несколько процентов и увеличивается при увеличении интервала вычисления потока.

Практический учет описанных явлений затруднен ввиду отсутствия точных знаний о входящих в формулы параметрах.

§ 7. ВЛИЯНИЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ

На участках, погруженных ниже уровня моря, и в некоторых других районах происходит накопление осадков. Скорость осадконакопления, как показывают наблюдения, изменяется в довольно широких пределах во времени и по площади в одном бассейне осадконакопления (от долей миллиметра до нескольких миллиметров в год). Отложение осадочного слоя меняет характер теплового поля, что связано, во-первых, с расходом тепла на повышение температуры осадков, накапливающихся при низкой температуре, во-вторых, с низкой теплопроводностью осадков и их переменной мощностью и, наконец, с общим увеличением мощности земной коры и соответствующим увеличением количества радиоактивных элементов в ней. Б. Грослинг изучал влияние каждого из этих факторов отдельно (Grossling, 1959). Изменения теплового поля при непрерывном накоплении осадков изучались Д. Егером (Карслоу, Егер, 1964), Р. И. Кутасом (Кутас, 1965).

Задача об изменении теплового поля при осадконакоплении фактически включает в себя две задачи: искажение поля в процессе отложения осадочного слоя и его восстановление после осадконакопления.

Общее представление об изменении теплового поля в процессе накопления осадков можно получить из решения следующей задачи. Предположим, что осадки отлагаются на большой территории с постоянной (или переменной) скоростью при нулевой температуре и постепенно прогреваются стационарным тепловым потоком, поступающим из нижних слоев земной коры. Такую задачу можно рассматривать как одномерную с одной движущейся границей. Распределение температур будет удовлетворять уравнениям:

$$a_i \frac{\partial^2 T_i(z, \tau)}{\partial z^2} - f(\tau) \frac{\partial T_i(z, \tau)}{\partial z} = \frac{\partial T_i(z, \tau)}{\partial \tau}; \quad (\text{IV}, 19)$$

$$T_i(\infty, \tau) \neq \infty; \quad T(0, \tau) = 0, \quad T_i(z, 0) = \frac{q_i z}{\lambda_i}, \quad (\text{IV}, 20)$$

где $f(\tau)$ — закон движения границы.

Для однородной среды, когда теплофизические свойства осадков и подстилающих пород одинаковы ($\lambda_1 = \lambda_2$; $a_1 = a_2$; $c_1 = c_2$), а движение границы равномерно, т. е. мощность осадков пропорциональна времени $h = U\tau$ (U — скорость накопления осадков), распределение тепловых потоков у поверхности Земли определяется соотношением (Карслоу, Егер, 1964):

$$T(z, \tau) = \frac{q}{\lambda} \left[(z - U\tau) + \frac{1}{2}(z + U\tau) \Phi^* \frac{z + U\tau}{2\sqrt{a\tau}} e^{\frac{Uz}{a}} + \frac{1}{2}(U\tau - z) \Phi^* \frac{z - U\tau}{2\sqrt{a\tau}} \right]. \quad (\text{IV}, 21)$$

В более сложном случае, когда среда неоднородна и закон движения границы произвольный, точное аналитическое решение получить не всегда удается.

Для случая, когда осадки имеют теплофизические константы, отличные от констант подстилающих их пород, нами получено распределение теплового потока при накоплении осадков по закону $UV\tau$.

$$Q = Ki\Phi^* \frac{U}{2V a_2} \left[K2i\Phi^* \frac{U}{2V a_2} - \frac{U}{V a_1} \Phi^* \frac{U}{2V a_2} \right]^{-1}, \quad (\text{IV}, 22)$$

где K и $i\Phi^*$ определяются формулами (II, 15) и (II, 25).

Если в некоторый момент времени отложение осадков прекращается, тепловое поле постепенно выравнивается, стремясь к новому стационарному состоянию. Скорость восстановления равновесия зависит от мощности накопившихся осадков, скорости их накопления и их теплофизических свойств. Ввиду низкой теплопроводности осадков установление равновесия в распределении теплового потока происходит очень медленно, в течение миллионов лет. Кривые, характеризующие распределение потока со временем при мощности осадков 5 км, накопившихся со скоростью 0,05; 0,1 и 0,5 см/год, приводятся на рис. 54.

Произведенные расчеты показывают, что во всех молодых геосинклинальных областях и особенно в предгорных прогибах, где мощность осадков иногда достигает 7—10 км, величины потока должны быть занижены. В районе Предкарпатского прогиба поправка, учитывающая влияние осадконакопления, должна составлять, на наш взгляд, 8—12%. Примерно в таких же

пределах эта поправка в Альминской и Индоло-Кубанской впадинах в Крыму. В Черном море, где с миоцена в настоящее время происходит интенсивное накопление осадков, поправка оценивается в 20—25%.

Особого внимания заслуживает вопрос о температурных изменениях в земной коре и мантии в связи с накоплением осад-

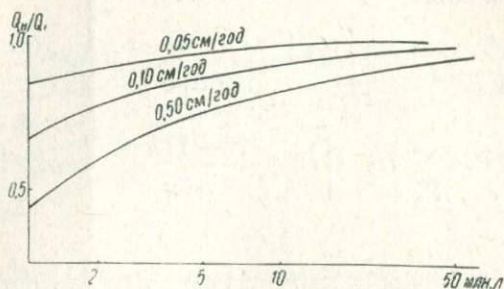


Рис. 54. Изменение теплового потока после отложения осадочного слоя.

ков. Однако этот вопрос не имеет отношения к поправкам поверхностного теплового потока и здесь рассматриваться не будет.

§ 8. ВЛИЯНИЕ НАДВИГОВ

Характерной особенностью геологического строения Предкарпатского прогиба и Складчатых Карпат является широкое распространение надвиговых структур. Амплитуда этих субгоризонтальных перемещений достигает 12—15 км.

Столь значительные перемещения больших масс горных пород должны были существенно нарушать тепловое поле. В первом приближении эти изменения можно оценить, исходя из предположения, что однородная толща пород мощностью h с тепловыми свойствами λ_1 , a_1 , c_1 и начальной температурой $\gamma_1 z$ мгновенно надвинулась на отложения с начальной температурой $\gamma_2 z$ и тепловыми характеристиками λ_2 , a_2 , c_2 . Распределение температур определяется в результате решения системы уравнений:

$$a_1 \frac{\partial T_1}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 T_1}{\partial z^2}, \quad 0 < z < h, \quad (\text{IV}, 23)$$

$$a_2 \frac{\partial T_2}{\partial \tau} = \frac{\partial^2 T_2}{\partial z^2}, \quad h < z < \infty \quad (\text{IV}, 24)$$

при граничных и начальных условиях (Кутас, 1965):

$$T_1 = 0, \quad z = 0; \quad (\text{IV}, 25)$$

$$T_1 = T_2, \quad z = h; \quad \lambda_1 \frac{\partial T_1}{\partial z} = \lambda_2 \frac{\partial T_2}{\partial z}; \quad (\text{IV}, 26)$$

$$T_1 = \gamma_1 z, \quad T_2 = \gamma_2 z, \quad (\text{IV}, 27)$$

и имеет следующий вид соответственно в надвинутых и поднадвиговых отложениях:

$$T_1 = \gamma_1 z - \frac{\gamma_1 h}{1+K} \sum_{n=1}^{\infty} H^{n-1} \left[\Phi^* \frac{(2n-1)h-z}{2\sqrt{a_1\tau}} - \Phi^* \frac{(2n-1)h+z}{2\sqrt{a_1\tau}} \right] + \\ + \frac{\gamma_2 - K\lambda\gamma_1}{1+K} \sqrt{a_2\tau} \sum_{n=1}^{\infty} H^{n-1} \left[i\Phi^* \frac{(2n-1)h-z}{2\sqrt{a_1\tau}} - i\Phi^* \frac{(2n-1)h+z}{2\sqrt{a_1\tau}} \right], \quad (\text{IV}, 28)$$

$$T_2 = \gamma_2(z-h) - \frac{\gamma_1 h K}{1+K} \sum_{n=1}^{\infty} H^{n-1} \left[\Phi^* \frac{(2n-1)K_a d - d + z}{2\sqrt{a_2\tau}} - \right. \\ \left. - \Phi^* \frac{2nK_a d - d + z}{2\sqrt{a_2\tau}} \right] + \frac{\gamma_2 - K\lambda\gamma_1}{1+K} \sqrt{a_2\tau} \sum_{n=1}^{\infty} H^{n-1} \times \\ \times \left[i\Phi^* \frac{2(n-1)K_a d - d + z}{2\sqrt{a_2\tau}} - i\Phi^* \frac{2nK_a d - d + z}{2\sqrt{a_2\tau}} \right], \quad (\text{IV}, 29)$$

где h — мощность надвига, τ — время, прошедшее с момента его образования, $K_\lambda = \lambda_1/\lambda_2$, $K_a = \frac{a_2}{a_1}$, K , H , $i\Phi^*$ описываются формулами (II, 15), (II, 16) и (II, 25).

В пределах рассматриваемого района одноименные отложения надвига и поднадвига, как правило, имеют одинаковую литологическую характеристику и близкие теплофизические свойства. Если, кроме того, положить $\gamma_1 \approx \gamma_2$, то для распределения теплового потока получим:

$$\frac{Q}{Q_0} = 1 - \frac{h}{2V\pi a\tau} \left\{ \exp \left[- \left(\frac{h+z}{2\sqrt{a\tau}} \right)^2 \right] - \exp \left[- \left(\frac{h-z}{2\sqrt{a\tau}} \right)^2 \right] \right\}. \quad (\text{IV}, 30)$$

Результаты расчетов по приведенным формулам для реальных свойств пород приводятся на рис. 55. Из рисунка видно, что в верхней части разреза происходит уменьшение теплового потока и геотермического градиента. Выравнивание теплового поля происходит очень медленно и зависит от мощности надвига. При h до 1 км Q восстанавливается с точностью 5% через 5 млн. лет, для такого же выравнивания при $h=5$ км необходимо около 100 млн. лет.

В условиях Карпат время образования надвигов, по-видимому, следует отнести к плиоцену, когда произошло окончательное формирование складчатости. Следовательно, их возраст можно оценить в 10—15 млн. лет. Вопрос о первичной мощности надвигов более сложен, поскольку в настоящее время она значительно уменьшена эрозией. Если судить о первоначальной мощности надвинутых отложений по ее современным значениям, то есть

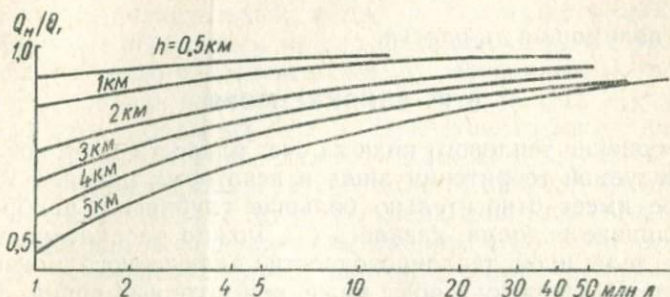


Рис. 55. Изменение теплового потока при образовании надвига.

все основания считать, что она составляла от нескольких десятков до нескольких тысяч метров. Там, где первичная мощность надвига превышала 1000 м, в настоящее время можно ожидать уменьшения потока на 15—20%.

Во многих скважинах, пробуренных в пределах надвигов, наблюдается постепенное увеличение потока и градиента с глубиной в пределах толщ одной теплопроводности. Эти изменения примерно соответствуют вычисленным теоретическим путем, однако количественный расчет поправок фактически невозможен ввиду отсутствия данных о первоначальной мощности надвигов.

§ 9. ВЛИЯНИЕ МОЛОДОГО ВУЛКАНИЗМА

Интенсивная вулканическая деятельность в пределах Украины в третичное время отмечена только в Закарпатье. В результате нескольких фаз неогенового вулканизма здесь образовались мощные (до нескольких сот метров) толщи лав и туфов; по данным геофизических методов установлены интрузии небольшого размера на глубинах до нескольких километров. Вулканическая деятельность прекратилась 1—5 млн. лет назад.

Выполненные нами приблизительные расчеты приводят к выводу, что эффузивные образования полностью остыли уже в течение первых тысяч лет после их образования. Остывание небольших интрузий (с минимальными размерами 1—2 км) также закончилось, и в настоящее время они не оказывают существенного влияния на тепловое поле района.

Остывание эффузивной толщи можно рассмотреть как распределение температуры в слое начальной температуры T_0 , у которого границы поддерживаются при $T=0$. Тогда температура определится из соотношения (Карслоу, Егер, 1964):

$$\frac{T}{T_0} = 1 - \left(\Phi^* \frac{l-z}{2\sqrt{a\tau}} + \Phi^* \frac{l+z}{2\sqrt{a\tau}} \right), \quad (\text{IV, 31})$$

где l — полумощность пласта.

§ 10. ВЛИЯНИЕ МОРЯ

Возмущение теплового поля за счет близости моря возможно на исследуемой территории лишь в некоторых районах Крыма, где море имеет относительно большие глубины в прибрежной зоне. Влияние водоема, казалось бы, можно рассматривать как влияние тела иной теплопроводности, включенного в изотропную среду. Поскольку λ воды ниже, чем у горных пород, водоем должен рассеивать тепловой поток, вызывать его повышение на побережье. В этом случае чисто кондуктивной передачи тепла в воде должен существовать градиент температуры, соответствующий величине потока и теплопроводности воды. Однако в морях наблюдаются в основном градиенты температур обратного знака, обусловленные прогревом приповерхностных слоев воды солнцем. Положительный градиент, создаваемый тепловым потоком, ликвидируется, вероятно, конвекцией, и в придонном слое существуют низкие температуры. Поверхность морского дна можно рассматривать как своеобразный нейтральный слой и поправку, учитывающую влияние моря, определять как поправку на рельеф, принимая во внимание, естественно, что температура дна моря не соответствует температуре нейтрального слоя на суше.

Вычисленная таким путем поправка для Ялтинской скважины оказалась намного меньше точности измерения теплового потока (около 2%).

§ 11. ВЛИЯНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

В настоящее время можно считать установленным существование над нефтяными структурами положительных аномалий температур и геотермических градиентов (Бедчер, 1959; Думанский, 1963; Дьяконов, 1958; Непримеров и др., 1968). Им соответствуют аномалии теплового потока, которые не могут быть объяснены ни структурным эффектом, ни движением подземных вод. Прилукская и Перещепинская аномалии в ДДВ и Глебовская в Степном Крыму после введения поправок отличаются по величине потока от фоновых значений на 0,2—0,6 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$. Со всеми этими районами связаны скопления нефти или

газа. Вероятно, в данном случае повышения теплового потока связаны с наличием залежи. Причины формирования таких аномалий не совсем ясны. Предлагаемый некоторыми авторами (Огильви, 1959) механизм, основанный на бактериальном восстановлении сульфатов подземных вод в присутствии метана, в данном случае при самых благоприятных условиях может обеспечить дополнительный поток не более $0,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

С большим основанием можно предположить, что рост потока связан с тепло-массопереносом по вертикальным трещинам при формировании залежей нефти и газа за счет поступления углеводородов с больших глубин. При существующих на глубинах более 5—10 км градиентах температуры казалось бы трудно ожидать увеличения температуры залежи за счет притока газа снизу: расширение газа из-за перепада давлений, вычисленное по формуле для идеального газа, вызовет понижение T , превосходящее возможный нагрев. Однако газовые залежи всегда обладают избыточным давлением, и реальные газы (особенно газовые смеси) в пористых средах подчиняются законам, отличным от закона для идеального газа. Поэтому положительный эффект возможен (Чекалюк, 1967).

Следует отметить, что независимо от происхождения аномалии над нефтяными и газовыми залежами вызываются приповерхностными причинами. Характер и размеры аномалий указывают на то, что возмущающие объекты не могут залегать на глубинах, превышающих несколько километров.

Глава V. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИИ

§ 1. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ УССР

Введение поправок позволяет учесть влияние различных поверхностных факторов и получить величину исправленного или глубинного теплового потока.

Для всех тектонических районов определены поправки, учитывающие влияние структурного эффекта. На территории УКЩ в значения теплового потока внесена поправка на оледенение. В Крыму для района Новоселовской аномалии рассчитаны возмущения потока за счет движения подземных вод. В этих случаях делались ориентировочные оценки максимально возможных искажений на основе теоретических расчетов. Если они не превышали точность измерений (10%), то поправки не вводились.

Определения потока в зонах глубокой инфильтрации поверхностных вод и подземной разгрузки напорных водоносных горизонтов рассматривались как ориентировочные и, если отсутствовали определения за пределами нарушенных участков, позволяющие оценить степень искажения, исключались из осреднения. При вычислении среднего глубинного теплового потока учитывались лишь определения, в которых искажения не превышали 20%. В таком же порядке анализировались потоки, определенные в верхней части разреза в зонах развития надвиговых структур.

Однако следует отметить, что существенные нарушения теплового потока (до 20%) могут быть в 10—15 скважинах из общего числа определений в 180 пунктах. Это дает возможность предполагать, что вычисленные с учетом этих определений средние величины Q по регионам не могут заметно измениться.

Полученные после исправления глубинные потоки в основном отражают распределение источников тепла в земной коре и верхней мантии и условия теплопередачи в недрах. В отличие от наблюдаемых, глубинные потоки мало изменяются по площади, оставаясь фактически постоянными в пределах отдельных тектонических зон (рис. 56). Основные тектонические элементы территории УССР характеризуются следующими значениями Q в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$.

В пределах Украинского щита глубинный тепловой поток изменяется от 0,6 до 1,0. Наиболее низкие значения наблюдаются

в центральной части щита, а повышенные — в зоне Криворожско-Кременчугского синклинория. Средняя величина составляет $0,77 \pm 0,09$.

Склоны щита, Предкарпатский прогиб и Днепровско-Донецкая впадина характеризуются потоками $0,9-1,2$, и только в 7 пунктах из 87 получены значения $0,8$ или $1,3$. Средняя величина потока составляет $1,06 \pm 0,08$.



Рис. 56. Схема распределения глубинного теплового потока на территории УССР (Q в $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$).

1 — $0,8$, 2 — $1,05$, 3 — $1,2$, 4 — $1,3$, 5 — $1,80$, 6 — $2,2$.

В Горном Крыму и Черном море средняя величина теплового потока равна $1,18 \pm 0,16$. Однако в Черном море наблюдается большой разброс значений Q ($0,8-1,6$), что, по-видимому, связано с низкой точностью определения геотермического градиента.

Значениями потока $1,2-1,4$ при среднем $1,28 \pm 0,04$ характеризуются Скифская плита (без учета Керченской и Глебовской аномалий), Донбасс, северная часть Львовского и Предкарпатского прогибов, где бурением вскрыт складчатый фундамент предположительно герцинского возраста.

Такие же значения потока ($Q=1,25$) характерны для юго-западной части внутренней зоны Предкарпатского прогиба, перекрытой надвигом Складчатых Карпат. Границей этой зоны

с юго-запада служит глубинный разлом, отделяющий прогиб от Складчатых Карпат, где тепловые потоки увеличиваются до 1,7—2,0. Аналогичные величины получены в Карпатах на территории Чехословакии (Сегмак, 1968). Среднее значение $Q = 1,78 \pm 0,08$.

Наиболее высокие потоки на исследуемой территории зарегистрированы в Закарпатском прогибе. Величины Q изменяются от 2,0 до 2,3, составляя в среднем $2,17 \pm 0,12$.

Еще более высокие тепловые потоки (2,5—3,0 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) получены в Венгрии (Boldizsar, 1964) в пределах Паннонской впадины, непосредственно примыкающей к Закарпатскому прогибу. Этот факт, несомненно, представляет значительный интерес при анализе теплового поля Карпатского региона.

§ 2. СВЯЗЬ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ И МОЩНОСТЬЮ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Закономерности в распределении теплового потока на рассматриваемой территории позволяют сделать довольно общий вывод о зависимости величины Q от возраста последнего орогенеза района определения: древние участки характеризуются самыми низкими значениями, а области молодой складчатости — наиболее высокими. Путем сопоставления величины теплового потока с возрастом складчатости построена зависимость Q от возраста тектогенеза. Она фактически ничем не отличается от такой же зависимости, построенной по среднемировым данным (см. рис. 3).

Таким образом, во время тектонической активизации района тепловой поток увеличивается, а после затухания тектонических процессов постепенно уменьшается. Это свидетельствует о появлении дополнительных мощных источников энергии, действующих относительно короткий промежуток времени. Вызванное ими возмущение теплового потока выравнивается в течение нескольких сотен миллионов лет, что значительно меньше возраста Земли и периодов полураспада радиоактивных элементов. Это означает, что наблюдаемый тепловой поток состоит из стационарной, в основном радиогенной, и нестационарной составляющих (Кутас, 1966).

Однако возникает вопрос, что следует понимать под тектонической активизацией, с какими тектоническими процессами связано увеличение теплового потока. Анализ особенностей геологического развития ряда регионов показывает, что повышенные значения потока наблюдаются в рифтовых зонах и в районах, прошедших все этапы геосинклинального развития — прогибания земной коры, накопления осадков в пределах трога, складчатости, а также во внутренних областях, примыкающих к

складчатым зонам. Причем в последних тепловые потоки, как правило, наиболее высокие. Но целый ряд тектонических процессов не сопровождается существенными изменениями потока. К таким процессам относятся вертикальные перемещения отдельных блоков и колебательные движения земной коры. Примерами могут служить внешняя зона Предкарпатского прогиба, образовавшаяся в миоцене на платформенном основании ($Q = 1,05 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), Горный Крым, испытавший поднятие

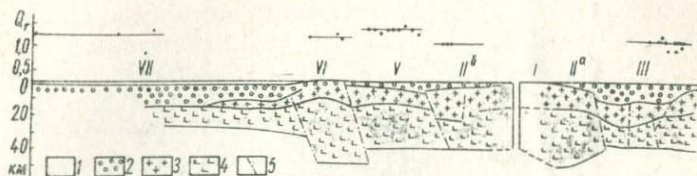


Рис. 57. Схематическое строение земной коры и распределение глубинного теплового потока по профилю Черное море — Воронежский массив.

1 — вода, 2 — осадки, 3 — «гранит», 4 — «базальт», 5 — глубинные разломы.

в альпийское время ($Q = 1,18 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), и др. Не увеличивается поток также в зонах прогибания земной коры и накопления типичных для геосинклиналей терригенных или карбонатных отложений, не прошедших фазу складкообразования и поднятия. Такими районами являются ДДВ, развитие которой в ранний период не отличается от Донбасса, и внутренняя зона Предкарпатского прогиба, сформировавшаяся на геосинклинальном флишевом основании (Ладыженский, Антипов, 1961).

Следовательно, повышение теплового потока генетически увязывается с геосинклинальным развитием земной коры. По-видимому, в период заключительного этапа геосинклинального развития происходят глубинные процессы, существенно изменяющие распределение энергии в земной коре и верхней мантии.

Стационарная* часть теплового потока имеет радиогенную природу и определяется в основном мощностью и структурой земной коры, поскольку концентрация радиоактивных элементов в мантии намного ниже, чем в породах коры. Поэтому в ограниченных районах, где нестационарной составляющей потока можно пренебречь, общая величина теплового потока должна коррелироваться с мощностью земной коры или ее отдельных слоев. Наложение нестационарной составляющей нарушает эту корреляцию. На рис. 67—70 приводятся разрезы земной коры для ряда районов УССР, полученные методом ГСЗ (Соллогуб и др., 1967). Сопоставление величины теплового потока по про-

* В дальнейшем радиогенную составляющую теплового потока будем называть стационарной.

с юго-запада служит глубинный разлом, отделяющий прогиб от Складчатых Карпат, где тепловые потоки увеличиваются до 1,7—2,0. Аналогичные величины получены в Карпатах на территории Чехословакии (Сегмак, 1968). Среднее значение $Q = 1,78 \pm 0,08$.

Наиболее высокие потоки на исследуемой территории зарегистрированы в Закарпатском прогибе. Величины Q изменяются от 2,0 до 2,3, составляя в среднем $2,17 \pm 0,12$.

Еще более высокие тепловые потоки (2,5—3,0 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$) получены в Венгрии (Boldizsar, 1964) в пределах Паннонской впадины, непосредственно примыкающей к Закарпатскому прогибу. Этот факт, несомненно, представляет значительный интерес при анализе теплового поля Карпатского региона.

§ 2. СВЯЗЬ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА С ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИЕЙ И МОЩНОСТЬЮ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Закономерности в распределении теплового потока на рассматриваемой территории позволяют сделать довольно общий вывод о зависимости величины Q от возраста последнего орогенеза района определения: древние участки характеризуются самыми низкими значениями, а области молодой складчатости — наиболее высокими. Путем сопоставления величины теплового потока с возрастом складчатости построена зависимость Q от возраста тектогенеза. Она фактически ничем не отличается от такой же зависимости, построенной по среднемировым данным (см. рис. 3).

Таким образом, во время тектонической активизации района тепловой поток увеличивается, а после затухания тектонических процессов постепенно уменьшается. Это свидетельствует о появлении дополнительных мощных источников энергии, действующих относительно короткий промежуток времени. Вызванное ими возмущение теплового потока выравнивается в течение нескольких сотен миллионов лет, что значительно меньше возраста Земли и периодов полураспада радиоактивных элементов. Это означает, что наблюдаемый тепловой поток состоит из стационарной, в основном радиогенной, и нестационарной составляющих (Кутас, 1966).

Однако возникает вопрос, что следует понимать под тектонической активизацией, с какими тектоническими процессами связано увеличение теплового потока. Анализ особенностей геологического развития ряда регионов показывает, что повышенные значения потока наблюдаются в рифтовых зонах и в районах, прошедших все этапы геосинклинального развития — прогибания земной коры, накопления осадков в пределах трога, складчатости, а также во внутренних областях, примыкающих к

складчатым зонам. Причем в последних тепловые потоки, как правило, наиболее высокие. Но целый ряд тектонических процессов не сопровождается существенными изменениями потока. К таким процессам относятся вертикальные перемещения отдельных блоков и колебательные движения земной коры. Примерами могут служить внешняя зона Предкарпатского прогиба, образовавшаяся в миоцене на платформенном основании ($Q = 1,05 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), Горный Крым, испытавший поднятие

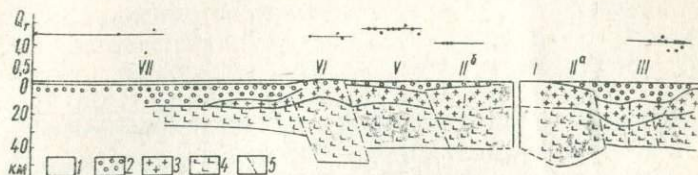


Рис. 57. Схематическое строение земной коры и распределение глубинного теплового потока по профилю Черноземье — Воронежский массив.

1 — вода, 2 — осадки, 3 — «гранит», 4 — «базальт», 5 — глубинные разломы.

в альпийское время ($Q = 1,18 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$), и др. Не увеличивается поток также в зонах прогибания земной коры и накопления типичных для геосинклиналей терригенных или карбонатных отложений, не прошедших фазу складкообразования и поднятия. Такими районами являются ДДВ, развитие которой в ранний период не отличается от Донбасса, и внутренняя зона Предкарпатского прогиба, сформировавшаяся на геосинклинальном флишевом основании (Ладыженский, Антипов, 1961).

Следовательно, повышение теплового потока генетически увязывается с геосинклинальным развитием земной коры. По-видимому, в период заключительного этапа геосинклинального развития происходят глубинные процессы, существенно изменяющие распределение энергии в земной коре и верхней мантии.

Стационарная* часть теплового потока имеет радиогенную природу и определяется в основном мощностью и структурой земной коры, поскольку концентрация радиоактивных элементов в мантии намного ниже, чем в породах коры. Поэтому в ограниченных районах, где нестационарной составляющей потока можно пренебречь, общая величина теплового потока должна коррелироваться с мощностью земной коры или ее отдельных слоев. Наложение нестационарной составляющей нарушает эту корреляцию. На рис. 67—70 приводятся разрезы земной коры для ряда районов УССР, полученные методом ГСЗ (Соллогуб и др., 1967). Сопоставление величины теплового потока по про-

* В дальнейшем радиогенную составляющую теплового потока будем называть стационарной.

Ушакова, 1961; Филиппов, 1958; и др.), что позволило определить в них современное тепловыделение.

Осадочный слой. Тепловыделение в его пределах оценивалось по литологии слагающих его пород. Если она была неизвестна (для глубоких впадин), принимался состав отложений, характерный для областей интенсивного осадконакопления: 70% — глинистые породы, 20% — песчаные, 10% — известняки. Средние тепловыделения в этих группах пород (несколько изменяющиеся в зависимости от возраста и условий образования) составляют соответственно $45 \cdot 10^{-14}$, $19 \cdot 10^{-14}$, $23 \cdot 10^{-14}$ кал/см³·сек. Среднее тепловыделение в осадочном слое составляет $35-40 \cdot 10^{-14}$ кал/см³·сек.

«Гранитный» слой. Исследовалось содержание радиоактивных элементов в породах с сейсмическими скоростями «гранитного» слоя в пределах УКЩ. Тепловыделение в них оказалось довольно разнообразным. В центральной и отчасти северной части УКЩ тепловыделение составляет $45-50 \cdot 10^{-14}$ кал/см³·сек; в южной, северо-западных частях УКЩ и, вероятно, на прилегающих к ним склонах — $30 \cdot 10^{-14}$ кал/см³·сек; в Криворожско-Кременчугской зоне — $15-20 \cdot 10^{-14}$ кал/см³·сек. Примерно такое же тепловыделение должно быть в «гранитном» слое ДДВ и Донбасса, так как, по геологическим данным, кристаллический фундамент здесь значительно обеднен интрузивными породами по сравнению с УКЩ. В Карпатском регионе и Крыму тепловыделение в «гранитном» слое может быть приравнено к тепловыделению в тех же породах на прилегающих склонах щита.

«Базальтовый» слой. В породах габброидного состава с сейсмическими скоростями «базальтового» слоя тепловыделение составляет $15 \cdot 10^{-14}$ кал/см³·сек, что совпадает с общепринятой величиной.

Кроме сведений о тепловыделении в породах различного состава, необходимо знать строение земной коры. В настоящее время на территории Украины выполнен довольно большой объем исследований структуры земной коры методом ГСЗ (Соллогуб, 1967; Соллогуб и др., 1968). Сейсмические профили, пересекающие все основные геоструктурные элементы (см. рис. 57 и 58), позволяют проследить распространение пород с различными сейсмическими скоростями, что дает возможность определить величину теплового потока, генерируемого в земной коре. Результаты вычислений для районов Русской платформы приводятся в табл. 15. Следует отметить, что такие расчеты весьма приблизительны, и полученные данные можно рассматривать как предварительные оценки. Это относится и к определениям для двух районов вне УССР, выполненным по литературным данным (Деменицкая, 1967; Hundman, Lambert, 1968; Roy, 1963).

Таблица 15

Генерация тепла и тепловой поток (Q) докембрийских платформ

Район	Q, в кал/см ² ·сек				
	Полная величина	Генерация в осадках	Генерация в границе*	Генерация в базальте*	Поток из мантии
УКЩ (Кривой Рог)	0,85	—	0,20	0,55	0,10
ДДВ (северо-западная часть)	1,05	0,30	0,25	0,40	0,10
ДДВ (центральная часть)	1,05	0,25	0,25	0,30	0,25
ДДВ (юго-восточная часть)	1,05	0,40	0,25	0,25	0,15
Зона перехода от ДДВ к Донбассу	1,05	0,35	0,25	0,30	0,15
Западный склон УКЩ	1,05	0,10	0,50	0,35	0,10
Южный склон УКЩ	1,05	0,10	0,50	0,30	0,15
Докембрийская платформа Северной Америки (восток США)	0,90—1,30	0,4—0,7		0,50—0,60	0,10—0,20
Докембрийский щит Западной Австралии	0,7—0,8	—	—	0,55	0,15—0,25

Вычисленная таким путем величина потока, поступающего из мантии, изменяется в довольно узких пределах, составляя в среднем $0,15 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Величину мантийного теплового потока можно определить также исходя из состава пород, залегающих ниже земной коры. Если верхняя мантия континентальных районов состоит из ультраосновных пород, современное тепловыделение которых составляет около $1,3 \cdot 10^{-15} \text{ ккал/см}^3 \cdot \text{сек}$ (Виноградов, 1962), то, с учетом более интенсивного тепловыделения в прошлом, тепловой поток составит около $0,15 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$.

Совпадение величин подкорового теплового потока, полученных разными методами, повышает достоверность определений и позволяет считать, что в районах древней стабилизации измеряемый на поверхности поток имеет радиогенное происхождение и генерируется в земной коре и верхней мантии. Учитывая, что эта величина фактически не изменяется для разных районов, прием ее в качестве нормального значения подкорового потока.

Совсем другая картина наблюдается в районах относительно недавней тектонической активизации (табл. 16).

Вычисление теплового потока земной коры выполнялось для мощностей слоев, осредненных в пределах района измерения потока. Некоторым своеобразием отличалось это осреднение для Кривого Рога и Горного Крыма: в обоих случаях потоки определены вблизи зон глубинных разломов, разделяющих области

с существенно различными мощностями коры и ее слоев. При вычислении было принято, что обе области одинаково участвуют в формировании наблюдаемого на поверхности потока.

Таблица 16

Генерация тепла и тепловой поток в районах складчатости и сопряженных прогибах

Р а й о н	Q, μ кал/см ² ·сек			
	Полная величина	Поток из коры	Поток из мантии	Аномальный поток
Скифская плита	1,30	0,85	0,45	0,30
Горный Крым	1,20	0,80	0,40	0,25
Донбасс	1,30	0,95	0,35	0,20
Предкарпатский прогиб	1,05	1,20	-0,15	-0,30
Складчатые Карпаты	1,80	1,30	0,50	0,35
Закарпатский прогиб	2,15	0,75	1,40	1,25
Паннонская впадина (прилегающая к Закарпатскому прогибу часть)	2,50	0,75	1,75	1,60

Тепловые потоки из мантии, вычисленные путем вычитания потока коры из наблюдаемого, значительно отличаются от нормального. Для районов герцинского тектогенеза они составляют около $0,30 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, а в альпийских увеличиваются до $1,0 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ и более. В Предкарпатском прогибе поток из мантии имеет отрицательное значение. К сожалению, нами изучен только один молодой предгорный прогиб (Предкарпатский). Поэтому, учитывая сделанную выше оговорку о приблизительности выполняемых расчетов, величину отрицательного подкорового потока, полученную для этого района, следует отнести к результатам сомнительным, требующим тщательного анализа и дополнительных исследований в районах с аналогичными тектоническими особенностями.

Для объяснения положительных аномалий требуются дополнительные источники тепла. Естественно, это могут быть радиоактивные источники, но тогда необходимо значительно увеличить концентрацию радиоактивных элементов в коре или мантии, что не может быть сделано достаточно обоснованно.

Исходя из предположения о радиогенной природе наблюдаемого теплового потока, нами были рассчитаны стационарные температуры в Карпатах и Закарпатье. Принималось, что радиоактивные источники, обеспечивающие величину потока порядка $0,5-1,40 \mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$, равномерно распределены в пределах современной зоны оттока, а теплопроводность изменяется с глу-

биной в зависимости от температуры (см. рис. 12). Как следует из вычислений, в Закарпатском прогибе на глубине около 30 км должно происходить плавление базальта из пород мантии (Йодер, Тилли, 1965), а на глубине 70 км — полное их плавление. В Карпатах эти глубины несколько больше, в Венгерской впадине, по-видимому, меньше. Таким образом, принимая радиогенную природу повышенного теплового потока, необходимо согласиться с существованием довольно мощного слоя расплавленных пород на относительно небольших глубинах, что не согласуется с сейсмологическими данными.

Следует отметить, что распределение температур существенно зависит от местоположения источников тепла. Если источники тепла сосредоточить в коре или непосредственно под ней, можно получить наблюдаемый тепловой поток и температуры ниже температур плавления. Однако в этом случае необходимо существенно (до уровня гранитов) увеличить концентрацию радиоактивных элементов в слоях с сейсмическими скоростями, характерными для основных пород или пород мантии, для чего нет достаточных оснований.

Приведенные соображения говорят в пользу высказанного предположения о существовании в зонах молодого орогенеза нестационарных источников тепла. На нестационарный характер теплового поля в Карпатском регионе указывают геологические данные. В нижнем миоцене здесь началась вулканическая деятельность, что свидетельствует о повышении температуры в верхней мантии. К началу четвертичного периода вулканизм прекратился, и, следовательно, произошло охлаждение пород на соответствующих глубинах.

§ 4. АНАЛИЗ НЕСТАЦИОНАРНЫХ АНОМАЛИЙ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Наличие нестационарных аномалий теплового потока предполагает существование кратковременного тепловыделения в ограниченных объектах в земной коре или верхней мантии. Нахождение температурного поля в этих условиях сводится к следующей задаче.

В полуограниченной среде с начальным распределением температуры $T=f[\lambda(T),z]$ на глубине h действует в течение t_0 ограниченный источник с тепловыделением в единицу времени и объема q . В такой общей постановке эта задача не имеет аналитического решения. Распределение температур и тепловых потоков может быть получено при определенных ограничениях только для некоторых частных случаев.

В частности, если принять, что тепло выделяется очень короткий период времени в вытянутом теле малого поперечного сечения, то вычисление теплового потока на поверхности можно

выполнить от мгновенного линейного источника тепла при начальных и граничных условиях (Карслоу, Егер, 1964):

$$T(z,0) = 0, \quad T(0,\tau) = 0, \quad (V, 1)$$

$$Q_x = \frac{qh}{4\pi a\tau^2} \exp\left[-\frac{h^2 + x^2}{4a\tau}\right], \quad (V, 2)$$

где q — тепловыделение на единицу длины источника, x — горизонтальная координата.

Если тепловыделяющий объект имеет достаточную горизонтальную протяженность и малую толщину, то его можно представить плоским мгновенным источником тепла бесконечной протяженности, и тогда при тех же начальных и граничных условиях поток будет таким:

$$Q = \frac{qh}{2\tau\sqrt{\pi a\tau}} \exp\left[-\frac{h^2}{4a\tau}\right], \quad (V, 3)$$

где q — тепловыделение на единицу площади.

При большой толщине плоского неограниченного источника ($2l$) и достаточно продолжительном тепловыделении ($\tau_0 \leq \tau$) поток на поверхности определяется соотношением:

$$Q = 2q \left[\sqrt{a\tau} \left(i\Phi^* \frac{h_1}{2\sqrt{a\tau}} - i\Phi^* \frac{h_2}{2\sqrt{a\tau}} \right) - \sqrt{a(\tau - \tau_0)} \left(i\Phi^* \frac{h_1}{2\sqrt{a(\tau - \tau_0)}} - i\Phi^* \frac{h_2}{2\sqrt{a(\tau - \tau_0)}} \right) \right], \quad (V, 4)$$

где $h_2 = 2l + h_1$, q — тепловыделение в единице объема в единицу времени.

От такого же неограниченного плоского источника в период тепловыделения или сразу после его прекращения величина потока находится из более простого выражения:

$$Q = 2q\sqrt{a\tau} \left(i\Phi^* \frac{h_1}{2\sqrt{a\tau}} - i\Phi^* \frac{h_2}{2\sqrt{a\tau}} \right). \quad (V, 5)$$

Если мгновенный плоский источник имеет ограниченные размеры ($0 > x > +\infty$), изменение величины потока у края такой полуплоскости по отношению к его значению на бесконечности пропорционально соотношению:

$$\frac{Q_x}{Q_0} = 0,5 \left(1 + \Phi \frac{x}{2\sqrt{a\tau}} \right). \quad (V, 6)$$

Такой же плоский источник, но при стационарном тепловыделении (Маловичко, 1960):

$$\frac{Q_x}{Q_0} = \frac{1}{\pi} \left(\frac{\pi}{2} - \operatorname{arc} \operatorname{tg} \frac{x}{h} \right), \quad (V, 7)$$

где Q_0 — предельное значение потока при $x \rightarrow -\infty$.

Приведенные решения не исчерпывают всех возможных случаев, которые в какой-то мере можно использовать для получения приближенного распределения температур или потоков.

Накладывая определенные ограничения на выбор источника тепла, можно воспользоваться для анализа аномалий уравнениями (V, 2), (V, 4 — V, 7) и попытаться решить обратную задачу, т. е. найти параметры источника по величине и форме аномалий в конкретных геологических условиях.

Наиболее четко выраженными аномальными значениями теплового потока на рассматриваемой территории отличается Карпатский регион, в пределах которого выделяются три аномалии: Венгерской впадины, Закарпатского прогиба и Складчатых Карпат. Учитывая широкое площадное распространение аномалий и довольно резкий спад на их границах (см. рис. 58), можно предположить, что они вызываются телами, форма которых приближается к слою, ограниченному по простиранию. Поскольку повышение теплового потока увязывается с действием дополнительного источника тепла и геосинклинальной активностью, в качестве первого приближения можно принять одинаковые продолжительность работы источника и его интенсивность для всей зоны. В случае неглубокого залегания источника тепла и достаточно продолжительного периода его работы поле можно считать стационарным, а для молодых районов, где интенсивная тектоническая, вулканическая и сейсмическая деятельность закончилась недавно или продолжается в настоящее время, источник рассматривать как постоянно действующий.

Для определения глубины залегания верхней кромки источника тепла использовалась ширина зоны перехода и крутизна аномалии над краем объекта, который в Карпатском районе аппроксимировался полуограниченным плоским источником тепла. Расчеты выполнялись для двух крайних случаев стационарного и мгновенного источников по формулам (V, 6) и (V, 7). Получаем, что глубина залегания полуограниченного источника определяется горизонтальной координатой, соответствующей половине аномалии при $x=0$, т. е. $Q(x_1) = 0,5 Q(0)$ при $h=x_1$. Из соотношения (V, 6) следует, что при $x=0$ $Q(0) = 0,5 Q_0$, а при $\frac{x}{2\sqrt{a\tau}} = 0,5$ $Q(x) = 0,5 Q(0)$. Учитывая скорость распространения тепла, можно примерно определять глубину залегания источника.

Ширина переходной зоны от аномальных значений потока в Складчатых Карпатах к фоновым в Предкарпатском прогибе и на склонах УКШ составляет 50—80 км. Зона перехода между Закарпатским прогибом и Складчатыми Карпатами составляет 20—30 км. Поэтому максимальные глубины залегания источника тепла могут быть оценены в 50—60 км для Карпат

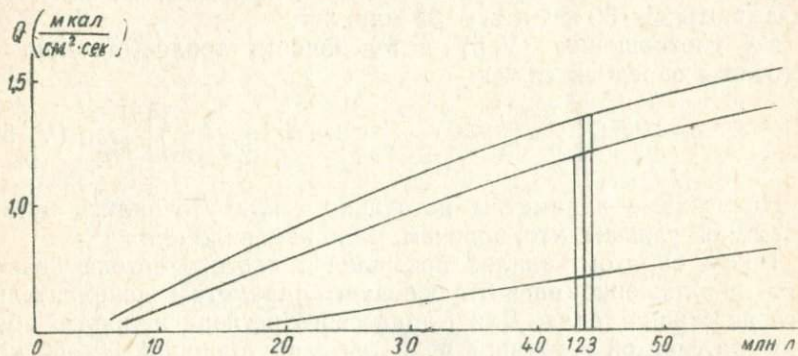


Рис. 59. Изменение аномального теплового потока от источника тепла, расположенного на разных глубинах.

и 25—30 км для Закарпатского прогиба, что примерно соответствует мощности земной коры в этих районах, которая в Карпатах составляет 55—60 км и в Закарпатском прогибе 25—30 км (Соллогуб, 1967).

Если принять, что источник плоский и действует достаточно продолжительное время, то, как следует из соотношений (V, 2) и (V, 5), величина потока на поверхности определяется мощностью источника, глубиной его залегания и временем действия. Поскольку время действия и мощности источника принимаются постоянными в пределах региона, определяющей величиной является глубина залегания.

Аномальный тепловой поток для трех районов Карпатского региона с различной мощностью земной коры (h) составляет: 0,35 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Складчатые Карпаты, $h=56$ км), 1,25 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Закарпатский прогиб, $h=28$ км) и 1,6 $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$ (Венгерская впадина, $h=23$ км). Графическое решение системы уравнений (V, 5) для этих трех районов позволяет определить время действия источника. Рассчитывались зависимости $Q=f(t)$ при разных значениях $2l$ (10, 20, 30, 40 и 50 км). Одна из этих зависимостей ($2l=40$ км) приводится на рис. 59. Время τ_1 , при котором наблюдаются современные величины аномального потока Q (точки 1, 2 и 3 на рис. 59), определяет начало действия источника. Оно составляет 36—45 млн. лет в зависимости от толщины тепловыделяющего слоя. Продолжительность действия источника и его толщина могут

быть определены весьма приближенно, исходя из общих геологических соображений. Отсутствие в настоящее время вулканизма в Закарпатье и его существование в недавнем прошлом указывает косвенно на понижение температуры, а это означает, что тепло, выделившееся у нижней границы тепловыделяющего слоя, вышло за его пределы. Поэтому l , по-видимому, не может превышать 25—30 км, а τ_0 — 30 млн. лет.

Из соотношения (V, 5) интенсивность тепловыделения в источнике определится так:

$$q = 0,5 Q \left[\sqrt{a\tau} \left(i\Phi^* \frac{h_1}{2\sqrt{a\tau}} - i\Phi^* \frac{h_2}{2\sqrt{a\tau}} \right) \right]^{-1}. \quad (\text{V}, 5')$$

Полученные параметры источника тепла уточнялись путем «взаимной увязки», что, впрочем, мало изменило их.

Таким образом, анализ аномалий теплового потока позволяет приближенно оценить основные параметры дополнительного источника тепла. Для Карпатского региона наиболее подходящей формой источника является слой толщиной 50—60 км, залегающий на глубине, соизмеримой с мощностью земной коры. Интенсивность тепловыделения составляет около 10^{-12} кал/см³ × сек, его продолжительность 30—35 млн. лет. Начало работы источника относится к периоду 40—45 млн. лет назад, т. е. за 10—15 млн. лет до начала первой фазы складчатости в Карпатах. Этот факт, очевидно, вполне закономерен, так как энергетические преобразования начинаются раньше, чем их последствия проявляются в приповерхностной зоне. Это смещение во времени необходимо учитывать при сопоставлении величины теплового потока и возраста складчатости.

§ 5. ВЕЛИЧИНА ТЕПЛОВОГО ПОТОКА И ВОЗРАСТ СКЛАДЧАТОСТИ

Предположение о существовании в верхней мантии нестационарных источников тепла позволяет объяснить не только аномальные зоны, но и зависимость величины теплового потока от возраста складчатости. Поскольку для разных районов и циклов тектогенеза параметры источника могут значительно изменяться, рассчитывались кривые изменения потока при разных источниках.

При анализе изменения наблюдаемого на поверхности теплового потока во времени не всегда удается выделить величину аномального теплового потока из-за отсутствия исходных данных. При построении зависимостей теплового потока от возраста складчатости используются суммарные значения потока. Исходя из этого, рассчитанные кривые, характеризующие изменение величины потока от времени, должны строиться с учетом стацио-

нарной составляющей теплового потока. В наших расчетах она была принята для всех случаев равной $1,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что близко к ее среднему значению. Следует, конечно, иметь в виду, что стационарный тепловой поток не может быть постоянным для разных районов, так как он зависит от мощности коры, содержания радиоактивных элементов в породах коры и пр.

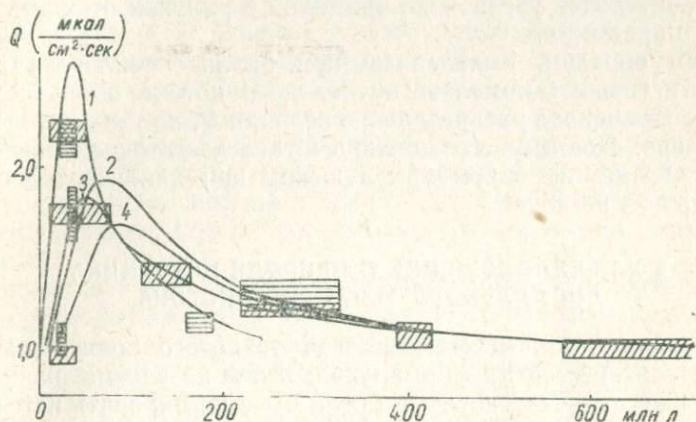


Рис. 60. Зависимость величины теплового потока от возраста складчатости.

1. $h_1=25 \text{ км}$, $\tau=30 \cdot 10^6 \text{ лет}$, $q=13 \cdot 10^{-13} \text{ кал/см}^3 \cdot \text{сек}$.
2. $h_1=40 \text{ км}$, $\tau=50 \cdot 10^6 \text{ лет}$, $q=9 \cdot 10^{-13} \text{ кал/см}^3 \cdot \text{сек}$.
3. $h_1=40 \text{ км}$, $\tau=30 \cdot 10^6 \text{ лет}$, $q=13 \cdot 10^{-13} \text{ кал/см}^3 \cdot \text{сек}$.
4. $h_1=60 \text{ км}$, $\tau=50 \cdot 10^6 \text{ лет}$, $q=9 \cdot 10^{-13} \text{ кал/см}^3 \cdot \text{сек}$.

Наблюдаемые значения потока обозначены наклонной (среднемировые данные) и горизонтальной (данные по территории УССР) штриховкой.

На рис. 60 приводятся расчетные зависимости величины потока от времени при следующих параметрах нестационарного источника тепла: время действия $\tau_0=30$ и 50 млн. лет, интенсивность $q=1,3$ и $0,9 \cdot 10^{-12} \text{ кал/см}^3 \cdot \text{сек}$, глубина залегания $h=25, 40$ и 60 км , $l=30 \text{ км}$. Среда принята однородной со следующими теплофизическими свойствами: $\lambda=5 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}$, $a=7,5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{сек}$. Сопоставление теоретических значений с наблюдаемыми для районов с разным возрастом складчатости (по данным для территории УССР и среднемировым) показывает их хорошую сходимость, за исключением УКЩ и Горного Крыма. Это объясняется некоторой ограниченностью расчетов и выбором величины стационарной составляющей, равной $1,0 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, в то время как на УКЩ она достигает лишь $0,7-0,8 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, а в Горном Крыму — $0,9 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Кроме того, в Горном Крыму источник, по-видимому, имеет ограниченные размеры вкост простираения, что должно существенно понизить величину нестационарной составляющей потока.

Анализ теоретических кривых показывает, что принятые для расчета параметры источника тепла можно менять в довольно ограниченных пределах. Так, уменьшение времени действия источника τ_0 или глубины его залегания h приводит к интенсивному затуханию аномалии. И наоборот, увеличение τ_0 и h смещает максимум кривой в сторону увеличения времени, что означает значительное увеличение аномалий в районах относительно древнего орогенеза.

Таким образом, выявленный при анализе теплового поля Карпат источник аномального теплового потока объясняет не только современное распределение величин Q , но и их изменение во времени. Поэтому его можно считать достаточно типичным и использовать в первом приближении при анализе тепловых полей других регионов.

§ 6. ПРЕДПОЛОЖЕНИЯ О ПРИРОДЕ ИСТОЧНИКА АНОМАЛЬНОГО ТЕПЛООВОГО ПОТОКА

Описанная выше схема анализа теплового поля является в значительной степени формальной: в ней не рассматриваются физические процессы, которые могли бы сформировать источник аномального теплового потока. Сведения о такого рода процессах в настоящее время явно недостаточны для детальной характеристики их тепловых последствий. Поэтому ограничимся лишь некоторыми общими замечаниями.

Источник тепла под корой может быть сформирован двумя путями: тепловыделением в ограниченном объеме земной коры или мантии и временным изменением условий теплопередачи в мантии, с которым связан вынос в верхние слои Земли тепла, накопленного в мантийной толще большой мощности за счет радиоактивного распада. Если при этом в земной коре условия теплопередачи не изменяются, то в верхней мантии происходит повышение температуры и накопление тепла, которое затем расходуется на увеличение теплового потока.

По современным представлениям о внутреннем строении Земли, наиболее вероятными источниками тепла в мантии могут быть процессы перестройки вещества, химические реакции и приливное трение.

В пределах изучаемых глубин наиболее вероятным является переход базальт \leftrightarrow эклогит. Однако термодинамические условия для этого процесса существуют далеко не во всех областях, и, кроме того, выделяющегося при переходе тепла явно недостаточно для объяснения наблюдаемых величин теплового потока (Субботин и др., 1968).

Примером реакций, происходящих при высоких температурах и давлениях, может служить серпентинизация оливина в присутствии воды (Shulling, 1964). Она происходит при 500°C

и сопровождается выделением тепла и разуплотнением вещества. Тепловыделение довольно значительно, однако узкий температурный интервал прохождения реакции резко уменьшает ее вероятность для районов с континентальной корой.

Выделению тепла за счет приливного трения разные авторы отводят существенно различную роль при формировании теплового режима Земли (Любимова, 1962, 1968; Магницкий, 1965; Рускол, 1963) — от незначительной прибавки к радиогенному теплу до признания их равноправия. Тепло приливного трения выделяется в основном в слое пониженной вязкости по всему земному шару и уменьшается с увеличением расстояния Земля—Луна. Вопрос о количестве выделяемого тепла в данном случае не основной. Большие трудности возникают при попытке объяснить, почему диссипация энергии приливной волны происходит в относительно небольшом объеме за короткий промежуток времени.

Изменение условий теплопередачи в мантии, способствующее выносу накопленного в ней тепла, по-видимому, может идти двумя путями: без существенного массопереноса (процессы типа зонной плавки) и основанное на массопереносе (различные виды конвективных течений).

Процесс зонной плавки (Виноградов, 1961; Магницкий, 1965; Любимова, 1968) увязывается с появлением очага плавления в неоднородной среде верхней мантии. Выплавляющаяся легкоплавкая фаза выносится вверх, в то время как тугоплавкие компоненты оседают у нижней границы расплавленного слоя. Интенсивный теплоперенос в расплавленном слое способствует подплавлению кровли, что обеспечивает движение зоны вверх. Очаг плавления, двигаясь с глубин 200—300 км, достигает земной коры перегретым по сравнению с ней на 200—400° за 10—100 млн. лет. Увеличение теплового потока на кровле зоны составляет около $0,6 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$, что вместе с выделением тепла при кристаллизации и охлаждении очага эквивалентно источнику тепла интенсивностью порядка $10^{-12} \text{ ккал/см}^3 \cdot \text{сек}$. В случае формирования источника таким путем легко обеспечить одновременность его «включения» во всем регионе, расположение его кровли вблизи подошвы коры и приблизительную равномерность тепловыделения. В данном случае сделанные в начале интерпретации допущения о тепловыделяющем слое имеют достаточные обоснования.

При конвективном течении (независимо от его природы) с реальными по современным воззрениям параметрами — скоростью $v \approx 1 \text{ см/год}$, сверхадиабатический градиент температуры $\beta \approx 1-3^\circ \text{ С/км}$, вертикальный размер ячейки $\approx 400 \text{ км}$, тепловыделение составит $q = v c \rho \beta \frac{h}{4l} \approx 0,8 - 2,4 \cdot 10^{-12} \text{ ккал/см}^3 \cdot \text{сек}$. Тепло в этом случае выделяется не только над восходящей ветвью.

Источник можно представить в виде слоя с тепловыделением, уменьшающимся от восходящей ветви до нисходящей. Над восходящей ветвью тепловыделение будет максимальным, и здесь возможно подплавление и сокращение мощности коры; над нисходящей ветвью мощность коры увеличивается. Таким образом, верхняя кромка источника располагается вблизи слоя Мохо, на разных глубинах. Значительный расход тепла в районе восходящей ветви и при горизонтальном течении может привести к тому, что вещество придет в район нисходящей ветви с температурой более низкой, чем у окружающих пород. В результате в районе нисходящей ветви может образоваться отрицательная аномалия потока, аналогичная аномалии, зафиксированной в Предкарпатском прогибе. Наличие отрицательной аномалии делает последний процесс более вероятным в качестве причины образования источника.

Однако в этом случае равенство тепловыделения во времени и пространстве и одновременность «включения» источника во всем регионе оказываются маловероятными, и такая интерпретация нуждается в существенном пересмотре.

Конечно, вопрос о природе источника нельзя считать окончательно решенным на основании приведенных данных. Необходим детальный анализ условий в верхней мантии, возможностей существования тех или иных процессов, причин их появления и тепловых последствий.

Глава VI. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ УССР

§ 1. СОВРЕМЕННЫЕ ГЛУБИННЫЕ ТЕМПЕРАТУРЫ

Температура, наряду с давлением, определяет термодинамические условия и состояние вещества в недрах; ее определение — одна из основных задач термики Земли. Расчет температур на больших глубинах связан со значительными трудностями из-за неопределенностей в распределении радиоактивных источников тепла и теплопроводности горных пород, а в районах недавней складчатости вычисления усложняются необходимостью учета нестационарных источников тепла.

Аддитивность теплового поля позволяет рассчитывать температуры отдельно для стационарных и нестационарных источников тепла. Теплопроводность среды должна соответствовать суммарному распределению температур. Поэтому расчет необходимо вести методом последовательных приближений.

Рассмотрим вначале температуры от стационарных источников тепла. В этом случае они определяются из решения стационарного уравнения теплопроводности:

$$\frac{d}{dz} \left\{ \lambda [T(z)] \frac{dT(z)}{dz} \right\} = q(z), \quad (\text{VI}, 1)$$

при граничных условиях: $z=0, T=T_0, \lambda \frac{dT}{dz} = Q_0; z \rightarrow \infty, T \neq \infty,$

где $q(z)$ — распределение источников тепла по глубине, Q_0 — поверхностный тепловой поток, $\lambda[T(z)]$ — теплопроводность пород как функция температур.

Распределение источников тепла в коре принималось в соответствии с концентрацией радиоактивных элементов и структурой коры (гл. V, § 3). Источники нормального теплового потока мантии распределялись равномерно в пределах зоны оттока тепла к поверхности.

Изменение теплопроводности слоев принималось соответственно приведенным ранее данным (см. гл. II, рис. 15).

Расчет температур велся до глубин 100 км в стационарных районах (Гордиенко, Кутас, 1970) или до средней части источника нестационарного теплового потока в районах молодого тектогенеза. Использовался метод баланса тепла в интервале глубин Δz . В подошве n -го интервала температура вычисляется из уравнения:

$$T_n = T_{n-1} + \frac{Q_{n-1} - q \frac{\Delta z}{2}}{\lambda T_n} \Delta z, \quad (\text{VI}, 2)$$

где Q_{n-1} — тепловой поток на подошве $(n-1)$ -го интервала, q — тепловыделение в единице объема данного слоя. Мощность интервала Δz принималась равной 1 км.

Как следует из формулы (VI, 1), в процессе вычисления необходимо уточнять значения коэффициента теплопроводности. Вначале принималось значение λ из предыдущего интервала, вычислялась температура, находилось уточненное значение λ и т. д. Поверхностная температура была принята равной 10°C . Так рассчитывались температуры для Русской платформы и ДДВ. Влияние нестационарного теплового потока на температуру находилось из решения нестационарного уравнения теплопроводности. Поскольку решение для слоистой среды очень сложно, среда принималась изотропной. В этом случае распределение температур после прекращения тепловыделения определяется соотношением (Карслоу, Егер, 1964):

$$T = \frac{2q}{c\rho} \left\{ \tau \left(i^2 \Phi^* \frac{h_1 - z}{2\sqrt{a\tau}} - i^2 \Phi^* \frac{h_1 + z}{2\sqrt{a\tau}} - i^2 \Phi^* \frac{h_2 - z}{2\sqrt{a\tau}} + \right. \right. \\ \left. \left. + i^2 \Phi^* \frac{h_2 + z}{2\sqrt{a\tau}} \right) - (\tau - \tau_0) \left[i^2 \Phi^* \frac{h_1 - z}{2\sqrt{a(\tau - \tau_0)}} - \right. \right. \\ \left. \left. - i^2 \Phi^* \frac{h_1 + z}{2\sqrt{a(\tau - \tau_0)}} - i^2 \Phi^* \frac{h_2 - z}{2\sqrt{a(\tau - \tau_0)}} - i^2 \Phi^* \frac{h_2 + z}{2\sqrt{a(\tau - \tau_0)}} \right] \right\} \quad (\text{VI, 3})$$

$$i^2 \Phi^* \xi = \int_{\tau_0}^{\infty} i \Phi^* (\tau) d\tau \quad (\text{VI, 4})$$

В районах, где источники прекратили свое действие относительно давно и тепловое поле изменяется очень медленно, расчет температур можно вести по формулам для стационарного теплового поля, приняв аномальный тепловой поток максимальным вблизи поверхности и равным нулю на кровле источника.

Расчет температур под Черным морем несколько отличался от описанного, результаты его могут рассматриваться лишь как гипотетические и приводятся при анализе теплового поля этого региона.

Погрешность выполненных расчетов оценить трудно. Авторы полагают, что она составляет десятки градусов для районов с практически стационарным тепловым потоком и увеличивается до 100°C в районах с существенной нестационарной составляющей.

В верхней части разреза расчетные кривые корректировались по данным измерений в скважинах в районах расчетов (до 2 — 4 км).

Результаты вычислений, приведенные на рис. 61, показывают, что глубинные температуры на территории Украины существенно изменяются. На глубине 60 км перепад между наиболее и наименее нагретыми районами достигает 750—1000°С. Изменение температуры в основном происходит в соответствии с изменением величины глубинного теплового потока. В зонах молодой складчатости (Карпаты и Закарпатье) существенное влияние на распределение температур оказывает глубина залегания нестационарного источника тепла.

Максимальные температуры соответствуют Закарпатскому прогибу и Складчатым Карпатам. В интервале глубин 40—100 км они близки к температурам плавления базальта и выплавления базальта из пород мантии (Йодер, Тилли, 1965).

Исходя из распределения глубинных температур, можно отметить некоторые особенности в изменении физических свойств пород. Очень чувствительна к изменениям температуры электропроводность горных пород. Согласно теоретическим исследованиям (Магницкий, 1965; Tozer, 1959), при температурах 1200—1300°С должен наблюдаться ее существенный рост. Исходя из этого, в Карпатском регионе слой повышенной электропроводности должен залегать на глубинах порядка 60—80 км. Некоторым подтверждением правильности

этого предположения могут служить результаты работ методом магнито-теллурических зондирований в Паннонской впадине (Adam, 1968), где получены примерно те же глубины до проводящего слоя. В остальных районах Украины температуры в пределах интервала расчета не достигают нужных величин.

По рис. 61 можно определить глубины до температуры Кюри. Следует отметить, что нижняя граница намагнитенных пород не обязательно должна совпадать с приведенными глубинами (глубинами залегания поверхности с температурой Кюри для магнетита при нормальном давлении). Возможно, что точка термического размагничивания существенно смещается с давлением. Неизвестно, существуют ли ферромагнетики на соответ-

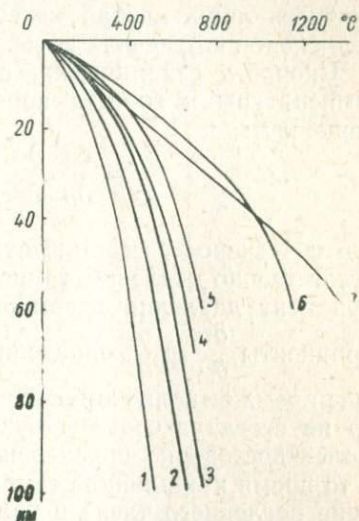


Рис. 61. Современные глубинные температуры некоторых районов УССР.

1—УКШ (Кривой Рог), 2—южный склон УКШ, 3—ДДВ, 4—Скифская плита, 5—Донбасс, 6—Закарпатье, 7—Карпаты.

ствующих глубинах. Вероятно, приведенные глубины подошвы магнитоактивного слоя — максимально возможные.

Температура существенно влияет на величину сейсмической скорости (Берч, 1964; Берч и др., 1949). Поэтому в различных районах скорости, фиксируемые при работах методом ГСЗ, при примерно одинаковом составе слоев земной коры и одном давлении (глубине) могут значительно изменяться в зависимости от глубинных температур. Связь скорости с температурой изучена в настоящее время еще недостаточно, поэтому можно рассмотреть лишь случаи качественных изменений — образования волноводов в пределах коры.

Скорость сейсмических волн является функцией давления, температуры и состава пород и может быть выражена соотношением:

$$\frac{\partial v}{\partial z} = \frac{\partial v}{\partial p} \cdot \frac{\partial p}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial T} \cdot \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{\partial v}{\partial S} \cdot \frac{\partial S}{\partial z}, \quad (\text{VI, 5})$$

где v — скорость сейсмических волн, z — глубина, p , T , S — соответственно давление, температура и состав породы.

Градиент давления в земной коре можно считать известным.

Градиенты $\frac{\partial v}{\partial p}$ и $\frac{\partial v}{\partial T}$ определяются экспериментально. В настоящее время выполнено большое количество измерений, хотя далеко не всегда в соответствующих термодинамических условиях. Более достоверно определено изменение скорости с давлением, в то время как влияние температуры изучено недостаточно. Влияние последнего члена в уравнении также оценить трудно. При изучении влияния температуры на скорость сейсмических волн можно предположить неизменность состава в пределах отдельных слоев земной коры, т. е. $\frac{\partial S}{\partial z} \approx 0$.

Нами сделана попытка оценить градиент скорости в трех районах: Закарпатье, Донбасс и Русская платформа. Значения $\frac{\partial v}{\partial p}$ и $\frac{\partial v}{\partial T}$ взяты из литературных источников (Берч, 1964 и др.).

Температурный градиент скорости для всего интервала температур принят постоянным и равен $0,33 \cdot 10^{-3}$ км/сек · град. Следует, однако, отметить, что это значение среднее в интервале температур до $350 - 300^\circ \text{C}$. При более высоких температурах, которые характерны для нижней части земной коры (в частности, в Закарпатье), измерения не производились.

Полученные расчетные градиенты скоростей приведены на рис. 62. Из рисунка видно, что вертикальный градиент скорости с глубиной уменьшается, приобретая в районах с высоким температурным градиентом отрицательные значения на относительно небольших глубинах. В Закарпатском прогибе уменьшение

скорости в «гранитном» слое должно начаться уже на глубинах 7—8 км, тогда как на платформе оно не наблюдается. Поскольку в Закарпатском прогибе подошва «гранитного» слоя залегает на глубинах 15—17 км, здесь следует ожидать уменьшения скорости на 0,1—0,15 км/сек.

В «базальтовом» слое уменьшение скорости с глубиной в Закарпатском прогибе должно наблюдаться с глубин 18—20 км, а на платформе — 28—30 км.

В сейсмическом разрезе Закарпатского прогиба выделяются слои с пониженной скоростью в «гранитном» и «базальтовом» слоях (на глубинах 8—15 км на 5% и 20—27 км на 7%). Однако в настоящее время трудно утверждать, что столь значительное уменьшение скорости обусловлено высокой температурой, поскольку для таких высоких температур нет экспериментальных данных. Все же следует иметь в виду, что рост температуры может обусловить здесь отрицательный градиент скорости.

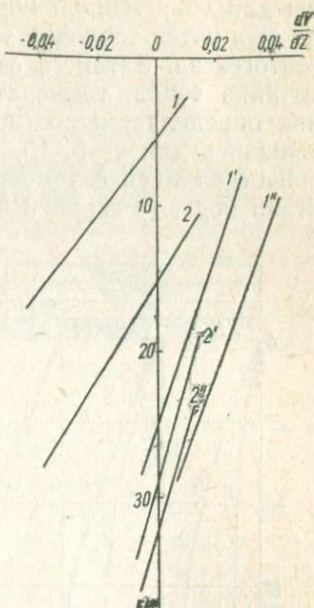


Рис. 62. Изменения скорости с глубиной в породах «гранитного» и «базальтового» слоя Закарпатья (1, 2), Донбасса (1', 2') и Русской платформы (1'', 2'').

§ 2. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ТЕКТОНИКА КАРПАТ

Для сопоставления с историей развития региона, известной в общих чертах по геологическим данным, очевидно, необходимо восстановить тепловую историю недр и рассмотреть ее возможные геологические последствия. Прделаем это на основании сформулированных в предыдущей главе представлений о природе теплового поля Карпат.

До начала действия источника (примерно 42 млн. лет назад) температуры в недрах Карпат и Закарпатья в основном определялись стационарной составляющей теплового потока. Рассчитанные исходя из этого температуры приведены на рис. 63. Следует отметить, что температуры в Карпатах, вероятно, несколько завышены, так как в этом районе к тому времени завершилось накопление мощной толщи осадков, тепловое поле могло не установиться и мощность коры (а следовательно, стационарное тепловыделение) была меньше. Температуры в Закарпатья, напротив, скорее всего занижены, так как рассчита-

ны для современной коры, а в то время кора была мощнее, и не был учтен тепловой эффект предыдущей (мезозойской) фазы тектогенеза. Затем, в связи с появлением дополнительного источника тепла, температура начала повышаться. Это повышение определяется соотношением (VI, 3). Температуры рассчитывались для $\tau=5, 10, 15, 20, 25, 30$ млн. лет (см. рис. 63) и сопоставлялись с температурами плавления гранита в присутствии воды (в верхней части разреза) и выплавления базальта

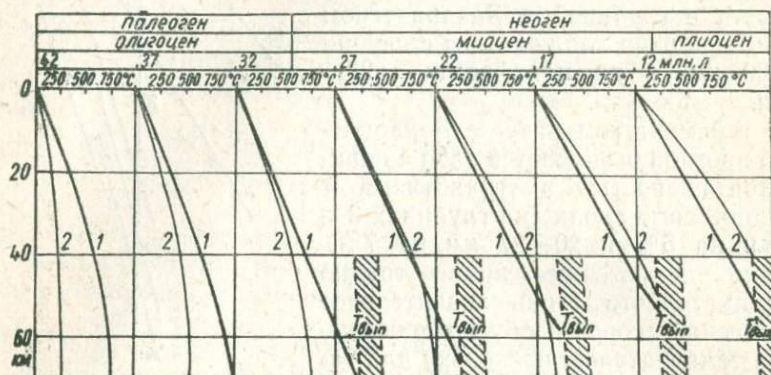


Рис. 63. Палеотемпературы Карпат и Закарпатья.
1 — Карпаты, 2 — Закарпатье.

из пород мантии. В последнем случае приведена не кривая $T_{пл} = f(z)$, а полоса, соответствующая перепаду температур между началом выплавления и его завершением примерно в 200°C (Йодер, Тилли, 1965). Кривые, вошедшие в «область выплавления», далее не рассчитывались, так как выделяемое источником тепло расходовалось на поддержание плавления.

Рассмотрим возможные последствия неравномерного распределения температуры (см. рис. 63). Примерно 30 млн. лет назад температуры под Карпатами и Закарпатьем выравниваются в пределах верхних 50 км. Затем температуры в Закарпатье и Венгерской впадине становятся выше, чем в Карпатах. Вместе с формированием перепада температур неизбежно возникают соответствующие напряжения. В данном случае коромантийный блок Закарпатья и Венгерской впадины должен давить на блок Карпат. Однако часть напряжений релаксируется по мере возникновения. Лишь учтя этот процесс можно оценить их реальные величины. Анализ релаксации напряжений в Земле, проведенный В. А. Магницким (1965), показал, что в изучаемом интервале глубин, температур и времен напряжения полностью не исчезают по мере накопления, хотя и умень-

шаются примерно на порядок. Тогда величина напряжений между блоками будет нарастать примерно по закону:

$$\sigma = 0,1\alpha E \frac{d\Delta T}{d\tau} \tau. \quad (\text{VI}, 6)$$

При $\alpha \approx 3,5 \cdot 10^{-5} \text{ } 1^\circ\text{C}$ и $E \approx 3,0 \cdot 10^{12} \text{ дин/см}^2$ напряжения, превышающие прочность пород ($\approx 10^9 \text{ дин/см}^2$), были достигнуты 25 млн. лет назад, в низах миоцена. Достижение такого уровня напряжений должно привести к некоторым тектоническим последствиям, обоснованную картину которых в настоящее время нарисовать трудно. Важно отметить, что именно в это время (вблизи границы палеогена и неогена) по геологическим данным произошла первая фаза Карпатской складчатости.

В период складчатости напряжения были сняты, и для их повторного роста до критического уровня потребовалось еще примерно 10 млн. лет (12—17 млн. лет назад, верхний миоцен), что хорошо согласуется со второй фазой складчатости. Нельзя, очевидно, считать, что все указанные тектонические явления (складкообразование в пределах трога, надвиги с большой амплитудой и т. п.) являются следствием перепада температур. Ведь даже для образования одной системы надвигов необходимо поперечное сжатие осадочного слоя на многие километры, что недостижимо при расширении блока с размерами в сотни километров при относительном перегреве на первые сотни градусов. И все же активная роль температурных напряжений в тектогенезе этого района несомненна. Вероятнее всего, она заключалась в образовании зон глубинных разломов на границах между блоками.

Под корой, на глубинах 55—65 км, 22—27 млн. лет назад началось образование магмы за счет выплавления базальта из пород мантии. Доступ на поверхность магма получила в период снятия напряжений между блоками, т. е. после первой фазы складчатости. В дальнейшем расширившийся интервал выплавления базальта (см. рис. 63), возможно, захвативший и низы коры, обеспечивал магмой последующие фазы вулканизма.

Возможно, произошло и частичное плавление пород «гранитного» слоя в Закарпатье и Венгерской впадине. Этот процесс мог начаться даже раньше выплавления базальта при достаточном содержании воды.

Разогрев пород в значительном интервале глубин и температур неизбежно должен был привести к поднятию поверхности. Приблизительный расчет показывает, что Карпаты поднялись примерно на 2 км, Закарпатье — на 1,5 км. Поскольку район Предкарпатского прогиба не нагревался и не поднимался, он должен был испытывать давление со стороны Карпат, что привело к некоторому его прогибанию, а затем надвиганию

Карпат на прогиб. Этот процесс шел прерывисто в соответствии с фазами складчатости (нарастанием и снятием напряжений).

Обращаясь к предполагаемым механизмам образования источника тепла (процессам типа зонной плавки или конвективного течения), отметим, что их тектоно-физические последствия имеют тот же характер, что и результаты действия источника. Обусловленные ими явления дополняют друг друга, а не уничтожаются взаимно.

§ 3. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ТЕКТОНИКА ДДВ И ДОНБАССА

Сопоставление температурных кривых (см. рис. 61) показывает, что температуры в грабене ДДВ существенно отличаются от температур в центральной части щита. Очевидно, этот перепад сформировался при образовании впадины. Прогибание и осадконакопление происходило здесь в основном со середины девона до конца мезозоя, т. е. примерно 270 млн. лет (Баранов, 1965; Бондарчук, 1959), создав в изучаемом интервале глубин средний перепад температуры около 160°C . Таким образом, скорость роста перепада — $0,6 \cdot 10^{-6} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. Это значение, вероятно, завышено, так как современный облик УКЩ возник сравнительно недавно. В прошлом щит имел осадочный чехол, уничтоженный в кайнозое, температуры в его недрах были выше, а перепад, соответственно, меньше. В то же время скорость роста температурного перепада в активном районе (Карпаты) значительно выше — около $1,0 \cdot 10^{-5} \text{ }^{\circ}\text{C}/\text{год}$. В этом, по-видимому, заключается разница в результатах влияния на тектонику близких по величине температурных перепадов. При быстром формировании температурные напряжения не успевают релаксировать по мере возникновения и, при достижении критических уровней, могут разрушать горные породы, участвовать в тектонических процессах. Медленно формирующиеся напряжения успевают релаксировать полностью.

Фактически и релаксирующие напряжения способны, вероятно, изменять глубинное строение района, осложняя описанную ранее простую схему. Об этом свидетельствует существенная перестройка коры ДДВ при образовании впадины — резкое уменьшение мощности «базальтового» слоя, примерно соответствующее мощности отложившихся осадков. Возможно, температурные напряжения совместно с ростом пластичности пород при увеличении температуры привели к растеканию базальта из-под впадины. В этом же направлении должны были действовать силы изостатического выравнивания: замена части «базальта» более плотными породами мантии вела к сближению

«удельного веса» коро-мантийного блока ДДВ с соседними блоками.

Говоря о глубинных температурах Донбасса, следует отметить, что в отдельных частях бассейна они, вероятно, значительно отличаются (и отличались в прошлом) от средних, приведенных на рис. 61. Недостаточная изученность района не позволяет построить температурные кривые для отдельных его частей. Однако есть основания предполагать, что в северной и центральной частях бассейна температуры ниже средних и мало отличаются от температур в недрах ДДВ. В южной части температуры могут быть значительно выше средних (до 100°C). Вероятно, такой характер температурного поля существовал и во время складкообразования в Донбассе, когда формировалась нестационарная составляющая теплового потока этого региона. Перепады температур между Донбассом и территорией будущего УКЩ и между отдельными частями бассейна росли, по-видимому, с большой скоростью, характерной для геосинклинальных районов. Температурные напряжения не успевали полностью релаксировать. При этом расширяющимся блоком, оказывающим возрастающее давление на склоны УКЩ на западе и юго-западе и на центральную часть бассейна на востоке и северо-востоке, оказалась юго-западная часть Донбасса.

Естественно, приведенные рассуждения следует рассматривать как первое приближение в анализе теплового поля Донбасса.

Повышение их достоверности может быть достигнуто на пути более детального изучения теплового потока в этом районе и прилегающей с юга части УКЩ и сопоставления результатов с данными других геофизических методов.

Недостатком описанной схемы формирования тектоники района является то, что в ней не рассмотрены ранние этапы развития прогиба в период прогибания и осадконакопления. Для ДДВ даются лишь последствия повышения температуры, а не энергетическая сторона тектонического процесса в целом. В то же время именно ДДВ с геосинклинальным характером осадконакопления, не затронутая складкообразованием, позволяет исследовать тепловое поле геосинклинального прогиба в период его формирования. Современные данные о величине теплового потока свидетельствуют, что образование впадины не оставило заметных следов в тепловом поле. Это дает возможность предположить, что в нем не участвовали процессы, сопровождающиеся значительным выносом тепла, типа конвективных течений (Чекунов, 1968). С этой точки зрения также неправомерно отождествление ДДВ с рифтом (Деменицкая, 1967). Для объяснения образования впадины с геотермической точки зрения более подходящими оказываются процессы с относительно небольшим тепловым эффектом типа фазовых переходов (Субботин, 1968).

§ 4. ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ И ТЕКТОНИКА КРЫМА И ЧЕРНОГО МОРЯ

Скифская плита (Равнинный Крым) и Горный Крым — геологические образования, сформированные соответственно герцинским и мезозойским циклами тектогенеза. Тепловой поток в этих регионах в общем отвечает их возрасту (при учете малой ширины источника нестационарного теплового потока в Горном Крыму). Однако современный облик Горного Крыма и отчасти Скифской плиты во многом определяется движениями блоков земной коры в альпийское время, непосредственно не связанными с геосинклинальным горообразованием этого цикла. Исключение составляет, по-видимому, лишь Индо-Кубанский прогиб, возникший в связи со складчатостью Кавказа.

Развитие полуострова в альпийское время, вероятно, необходимо рассматривать в связи с историей впадины Черного моря. Формирование этой впадины, ее глубинное строение и природа коры еще во многом не изучены, поэтому трудно определить ее влияние на соседние регионы, в частности Крым. Поэтому приводимые далее соображения могут оказаться спорными при появлении новых данных.

При анализе должны получить объяснения следующие факты:

1) строение земной коры Черного моря; 2) современный тепловой поток через дно Черного моря ($\sim 1,2 \text{ ккал/см}^2 \cdot \text{сек}$); 3) опускание дна Черного моря в кайнозой и синхронное ему поднятие Горного Крыма; 4) падение на север плоскостей глубинных разломов на границах Горного Крыма.

Земная кора Черного моря (см. рис. 57) состоит из осадочного слоя средней мощностью около 13 км и слоя, характеризующегося сейсмическими скоростями «базальта», мощностью около 12 км. По мнению М. В. Муратова, примерно половина мощности осадочного слоя отложилась в кайнозой, в основном — в неогене, т. е. в последние 30 млн. лет. Можно, вероятно, оценить мощность этих молодых образований в 5—6 км. Черное море — часть Средиземноморского бассейна, где такой своеобразный тип коры отмечен и в других местах: севернее Сицилии, в Адриатическом море и т. д. (Деменицкая, 1967; и др.). Распространенность этого типа свидетельствует против гипотез, опирающихся на уникальность происхождения Черного моря в результате процесса, переработавшего «гранитный» слой в «базальтовый» (Субботин, 1965). Более вероятно, что в этих районах встречены остатки земной коры океанического типа. Можно предположить, что близость к областям сноса осадков и длительное опускание привели в районе Черного моря к накоплению значительно более мощного слоя осадков, чем в океанах, а связанное с этим процессом повышение температуры в верхней мантии — к выплавлению более мощного, чем в

типичных океанических районах, слоя «базальта». В результате должен несколько понизиться тепловой поток из мантии, так как вместе с базальтом вынесена некоторая часть содержащихся в мантии радиоактивных элементов. По имеющимся в настоящее время представлениям, тепловыделение в верхней мантии океанов существенно больше, чем в верхней мантии материков. Вероятно, это отличие распространяется на всю глубину зоны оттока тепла к поверхности (600 км). Поэтому подкоровой поток в Черном море должен быть понижен по сравнению с океаническим еще и по другой причине: тепловой поток над тепловыделяющим параллелепипедом высотой в 600 км и шириной 150—200 км должен быть ниже, чем над безграничным слоем той же мощности. Действительно, тепловой поток из-под коры Черного моря составляет $0,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, из-под коры типично океанской впадины — $0,8\text{—}0,9 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$, при полной величине $Q \approx 1,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Как показано ранее, образование впадины не увеличивает тепловой поток района (за исключением, естественно, роста его вследствие тепловыделения в отлагающихся породах). Конечно, этот вывод получен для районов с континентальным типом коры, поэтому к Черному морю его следует применять с осторожностью. Таким образом, величина теплового потока в Черном море качественно соответствует предположению об океаническом характере его земной коры.

Опираясь на этот вывод, можно приблизительно подсчитать современные глубинные температуры для Черного моря. Анализ распределения потока с глубиной в верхних 6 км приводит к интересному результату: с одной стороны, величина Q растет (уменьшаются эффекты осадконакопления и структурный), с другой — уменьшается на величину генерации тепла в вышележащих слоях; в результате величина Q остается неизменной во всем интервале — около $0,95 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. Ниже в коре поток закономерно уменьшается в соответствии с генерацией тепла в ее породах. Поток в мантии распределен в соответствии с предположением о равномерности тепловыделения в пределах всей зоны оттока тепла к поверхности. Современные температуры недр Черного моря приведены на рис. 64, где сопоставлены с температурами Степного и Горного Крыма.

Для тектонической эволюции региона представляет наибольший интерес динамика глубинных температур. Приблизительно были оценены температуры в коре и верхней мантии Черного моря 30 млн. лет назад, до образования верхней мощной толщи осадков (с соответствующим уменьшением Q), в Горном Крыму и на Скифской плите (с учетом увеличения потока для несколько более молодого возраста этих структур). Палеотемпературы для этих районов приведены на рис. 64.

Из рис. 64 видно, что перепад температур между Скифской

плитой и Горным Крымом за 30 млн. лет вырос в интервале 10—70 км на 20—30°С, а между Черным морем и Горным Крымом — на 200°С. Соответственно скорость накопления перепада составит $0,6-1 \cdot 10^{-6}$ и $6,6 \cdot 10^{-6} \text{ } ^\circ\text{C}/\text{год}$. В обоих случаях давления направлены в сторону Горного Крыма и величина давлений увеличивается со временем и глубиной. При таких условиях коро-мантийный блок Горного Крыма неизбежно должен подниматься. Причем определяющим в этом процессе будет погружение (и рост температуры недр) впадины Черного моря, так как напряжения между Горным Крымом и Скифской плитой значительно меньше по величине и скорость их накопления обеспечивает, вероятно, их полную или почти полную релаксацию по мере возникновения. Поэтому подъем Горного Крыма синхронен опусканию Черного моря и плоскости ограничивающих Горный Крым глубинных разломов падают на север.

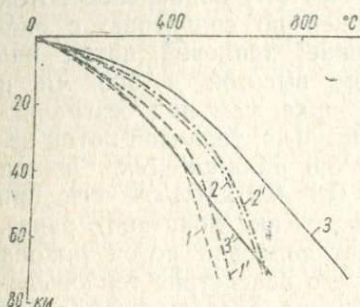


Рис. 64. Современные и палеоглубинные температуры Горного Крыма (1, 1'), Скифской плиты (2, 2') и Черного моря (3, 3').

Напряжения между Черным морем и Горным Крымом достаточны для разрушения пород, образования глубинных разломов. Этот процесс тем более вероятен, что в данном случае речь шла об обновлении существовавших прежде нарушений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главным источником сведений об энергетическом балансе недр Земли является величина теплового потока, поступающего с больших глубин и отражающего неоднородности земной коры и верхней мантии. Но несовершенство методики и низкая точность измерения потока не позволяют использовать особенности его распределения для решения практических задач. Поэтому одной из первоочередных проблем дальнейшего развития геотермии является повышение в несколько раз точности определения теплового потока, измерение тепловых свойств *in situ*, разработка методов учета влияния поверхностных факторов, что позволило бы изучать поток в неглубоких скважинах и перейти к массовому его измерению. Это даст возможность не только применить карты потока для решения конкретных геологических задач, но и более достоверно определять методами математической статистики величину глубинного теплового потока.

Экспериментальными исследованиями на территории УССР установлено, что величина глубинного теплового потока практически остается постоянной в пределах регионов одинаковой истории геологического развития, зависит от возраста консолидации земной коры и не коррелируется с мощностью земной коры или отдельных ее слоев.

При объяснении природы теплового потока и неравномерностей его распределения особо важное значение приобретают данные о современном распределении радиоактивных элементов в земной коре и верхней мантии, энергия распада которых является основным источником тепла. От характера их распределения, местоположения обогащенных зон, направленности и скорости их миграции существенно зависит термическая эволюция отдельных участков земной коры. Расчеты по тепловыделению, основанные на многочисленных анализах состава горных пород, показывают, что в районах древней консолидации типа УКЩ величина теплового потока зависит от концентрации радиоактивных элементов в верхней части земной коры, а поток, поступающий из мантии, для разных районов меняется мало и составляет $0,1-0,2 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$. В зонах молодого орогенеза подобные расчеты дают значительно большие величины подкорого потока (порядка $0,5-1,5 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$).

Следует отметить, что для продолжения и уточнения таких расчетов необходимо накопление новых данных о строении земной коры и содержании радиоактивных элементов в породах разного состава и разных физических свойств, особенно в

осадочных породах разного возраста и степени метаморфизованности.

Зависимость величины теплового потока от возраста складчатости и его довольно быстрое уменьшение по сравнению с изменением радиогенного тепла свидетельствуют о существовании стационарной и нестационарной составляющих теплового поля. Последнюю можно объяснить наличием относительно кратковременных источников тепла, связанных с мощными энергетическими процессами в верхней мантии. По расходу энергии тепловой поток, по-видимому, более чем на порядок превосходит тектоническую деятельность.

Ввиду большой инерции в распространении тепла существуют благоприятные перспективы использовать распределение величины теплового потока для изучения термической и тектонической истории отдельных регионов и путем сопоставления выработать определенные критерии направленности развития земной коры. Для этих целей наибольший интерес представляют аномалии нестационарного теплового потока.

Выполненный нами анализ теплового поля в Карпатах, Крыму, Донбассе позволил констатировать, что аномальные зоны потока связаны с нестационарными источниками тепла, залегающими на глубинах 30—60 км. Интенсивность этих источников эквивалентна тепловыделению порядка 10^{-12} кал/см³·сек в слое мощностью 50—60 км в течение 30—50 млн. лет. Действие таких источников хорошо объясняет полученную экспериментальным путем зависимость величины потока от возраста складчатости.

Однако теория интерпретации аномалий теплового потока в настоящее время совершенно не разработана. Количественные расчеты основаны на ряде предположений, и полученные результаты можно рассматривать как первую попытку количественного истолкования нерегулярностей теплового потока. Обнадеживающим является совпадение полученных результатов с геологическими данными. Разработка методики и теоретических основ решения обратной задачи геотермии является вполне своевременной.

В плане истолкования аномальных значений теплового потока в связи с действием нестационарных источников тепла наиболее неопределенным является вопрос об их физической природе. Чтобы вложить в чисто условное понятие источника тепла физический смысл, необходимо решить более широкий круг задач об энергетических превращениях в мантии, которые далеко выходят за рамки термики Земли. Можно лишь отметить, что это может быть выделение тепла при перестройке вещества и химических реакциях или его вынос с глубин в результате движений, связанных с термодинамической и плотностной неустойчивостью мантии.

Тепловой поток является исходной величиной для вычисления температур, определяющих состояние вещества в мантии, ее физико-механические, магнитные, электрические и тепловые свойства. Для ряда районов Украины рассчитывались палео- и современные температуры до глубин 100 км, что дало возможность ориентировочно определить глубины залегания геозотермы Кюри и электропроводного слоя, а также оценить скорость изменения температуры со временем в тектонически активных районах и скорость накопления термоупругих напряжений.

ЛИТЕРАТУРА

- Альбов С. В. — Геохимия, 1957, 1.
 Альбов С. В. — Тр. Ин-та мин. рес. АН УССР, 1959, III.
 Альбов С. В. — В кн.: Проблемы геотермии, Изд-во АН СССР, М., 1959.
 Бабинец А. Е. — В кн.: Проблемы геотермии. Изд-во АН СССР, М., 1959.
 Бабинец А. Е. Подземные воды юго-запада Русской платформы. Изд-во АН УССР, К., 1961.
 Банковский В. А. — Уголь, 1959, 1.
 Баранов В. И. — Геохимия, 1956, 3.
 Баранов И. Г. Формирование структур ДДВ и их нефтегазоносность. «Недра», М., 1965.
 Бедчер А. З. — В кн.: Проблемы геотермии. Изд-во АН СССР, М., 1959.
 Беккер Д., Грин С., Пирсон Г. — Свойства и применения термисторов. Успехи физических наук, М., 1951, 45, 2.
 Беляков М. Ф. — ДАН СССР, 1951, 27, 2.
 Берч Ф., Спайсер К., Шерер И. Справочник для геологов по физическим константам. ИЛ, М., 1949.
 Берч Ф. — В кн.: Ультразвук в геофизике. «Мир», М., 1964.
 Бондарчук В. Г. Геология Украины. Вид-во АН УРСР, К., 1959.
 Виноградов А. П. — Геохимия, 1956, 1.
 Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Изд-во АН СССР, М., 1959.
 Виноградов А. П. — Геохимия, 1961, 1.
 Виноградов А. П. — Геохимия, 1962, 7.
 Вишневский Е. Е. — Тр. ВНИКинофотоинститута, 1959, 2 (25).
 Волярович М. П., Баюк Е. И. — ДАН СССР, 1960, 135, 1.
 Волькенштейн В. С. — Тр. ЛТИ, 1955, 32.
 Войткевич Г. В. Проблемы радиогеологии. Госгеолтехиздат, М., 1961.
 Гандзюк Г. А., Потушанский А. А. — Тр. Ин-та геол. наук АН УССР, 1956, 1.
 Гаркаленко И. Г. и др. — Сов. геология, 1969, 8.
 Герасимов Ю. Г., Туктарова А. Б., Майданюк В. Д. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 11, «Наукова думка», К., 1964.
 Глушко В. В. — Геол. сб. Львовского геол. об-ва, 1958, 5—6.
 Гордиевич В. А. и др. Гидрогеология Крыма и перспективы его нефтегазоносности. Изд-во АН УССР, К., 1963.
 Гордиенко В. В. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 17, «Наукова думка», К., 1966.
 Гордиенко В. В. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 18, «Наукова думка», К., 1966.
 Гордиенко В. В. — В кн.: Новые геофизические исследования на Украине. «Наукова думка», К., 1970.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 21, «Наукова думка», К., 1967.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 24, «Наукова думка», К., 1968.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — ДАН УРСР, 1968, 11.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — В кн.: Геофизические исследования на Украине. «Наукова думка», К., 1969.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — ДАН УРСР, 1970, 1.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — ДАН УРСР, 1970, 7.
 Гордиенко В. В., Кутас Р. И. — Тр. IV конф. молодых геофизиков Украины, «Наукова думка», К., 1970.

- Гордиенко В. В., Кутас Р. И., Потушанский А. А.—В кн.: Атлас природных ресурсов Украины. «Наукова думка», К., 1970.
- Горшков Г. С.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, 11.
- Гринберг А. Г.—Журнал технической физики, 1951, XXI, 3.
- Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Геотермические исследования скважин. Гостоптехиздат, М., 1952.
- Дахнов В. Н. Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. Гостоптехиздат, М., 1962.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. «Недра», М., 1967.
- Джефрис Х. Земля, ее происхождение, история и строение. ИЛ, М., 1960.
- Дуганов Г. В.—Горный журнал, 1962, 5.
- Думанский С. Г.—Тр. УкрНИГРИ, 1963, 7.
- Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. Гостоптехиздат, М., 1958.
- Жарков В. Н.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1958, 11.
- Застежко Ю. С., Терещенко В. А., Лурье А. И.—Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, 11.
- Захарьин А. Ф.—Тр. семинара по горной теплотехнике, 1962, 4, К.
- Зубаков В. А.—В кн.: Проблемы геохимии и космологии. «Наука», М., 1968.
- Иодер Г., Тилли К. Происхождение базальтовых магм. «Мир», М., 1965.
- Карслоу Р., Егер Д. Теплопроводность твердых тел. «Наука», М., 1964.
- Кашпур Я. Н.—В кн.: Проблемы геотермии, 1. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Кашпур Я. Н., Захарьин А. Ф. Геотермические условия юго-западной части Донбасса. Гостоптехиздат, М., 1958.
- Комлев Л. В. и др.—Тр. Радиового ин-та АН СССР, 1956, 7.
- Кондратьев Г. М. Регулярный тепловой режим. Гостехиздат, М., 1954.
- Корытникова Н. Н.—Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., 1943, 3.
- Красковский С. А.—Тр. ЦНИГРИ, 1934, 8.
- Крат В. А.—Вопросы космогонии, 1960, VII.
- Кулаков М. В.—В кн.: Тепло- и массообмен, I. «Наука», М., 1962.
- Кутас Р. И.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 8, Изд-во АН УССР, К., 1963.
- Кутас Р. И.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 11, «Наукова думка», К., 1964.
- Кутас Р. И.—ДАН УРСР, 1964, 10.
- Кутас Р. И.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 12, «Наукова думка», К., 1965.
- Кутас Р. И.—ДАН УРСР, 1965, 6.
- Кутас Р. И.—В кн.: Геофизика и астрономия, 9, 1966.
- Кутас Р. И.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 25, «Наукова думка», К., 1966.
- Кутас Р. И.—В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. «Наукова думка», К., 1970.
- Кутас Р. И., Лялько В. И., Митник М. М.—ДАН УРСР, 1967, 12.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В.—ДАН УРСР, 1970, 2.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В.—Вісник АН УРСР, 1970, 6.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 34, «Наукова думка», К., 1970.
- Кутас Р. И., Гордиенко В. В.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 35, «Наукова думка», К., 1970.
- Кутасов И. М.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1964, 5.
- Кэй М.—В кн.: Земная кора. ИЛ, М., 1957.
- Ладыженский И. Р., Антипов В. И. Геологическое строение и нефтегазоносность Советского Предкарпатья. Гостоптехиздат, К., 1961.
- Лебедев Т. С.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 14, «Наукова думка», К., 1965.
- Лебедев Т. С., Оровецкий Ю. П.—Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 18, «Наукова думка», 1966.

- Лебедев Т. С., Кутас Р. И., Гордиенко В. В.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. «Наука», М., 1967.
- Лебедев Т. С., Корниец Д. В.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. «Наука», М., 1967.
- Левин Ю. Б., Маева С. В.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, 2.
- Лыков В. А. Теория теплопроводности. «Высшая школа», М., 1967.
- Любимова Е. А.— Тр. геофиз. Ин-та, 1955, 26.
- Любимова Е. А.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1955, 3.
- Любимова Е. А.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1957, 5.
- Любимова Е. А.— БМОИП, 1958, 33, 4.
- Любимова Е. А.— Тр. Ин-та физики Земли, 1960, 178, 11.
- Любимова Е. А.— Тр. Ин-та физики Земли, 1962, 187.
- Любимова Е. А.— Вопросы космогонии, 1962, VIII.
- Любимова Е. А.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. «Наука», М., 1966.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. «Наука», М., 1968.
- Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В.— В кн.: Геотермические исследования. «Наука», М., 1964.
- Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П.— В кн.: Геотермические исследования. «Наука», М., 1964.
- Люстих Е. Н.— ДАН СССР, 1948, 59, 8.
- Лялько В. И.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. «Наукова думка», К., 1967.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. «Недра», М., 1965.
- Маева С. В.— Сб. Астрономического состава СССР, 1, 1959.
- Маева С. В.— Изв. АН СССР, сер. физ. Земли, 1967, 3.
- Малеев Е. Ф. Неогеновый вулканизм Закарпатья. «Наукова думка», К., 1964.
- Маловичко А. Н. Основной курс гравиразведки, I. Изд-во Пермского университета, Пермь, 1960.
- Мойсеенко У. И., Кутюлин В. А.— Геология и геофизика, 1965, 4.
- Муратов М. В.— БМОИП, отд. геол., 1955, XXX, 5.
- Муратов М. В. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. Госгеолтехиздат, М., 1960.
- Митник М. М.— В кн.: Проблемы гидрогеологии и инженерного грунтоведения. «Наукова думка», К., 1970.
- Непримеров Н. Н., Пудовкин М. А., Марков А. И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Изд-во Казанского университета, Казань, 1968.
- Огильви Н. А.— В кн.: Проблемы геотермии, I. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Орда В. Я.— В кн.: Проблемы геотермии, I. Изд-во АН СССР, М., 1959.
- Остроумов Г. А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. Гостехиздат, М.—Л., 1952.
- Пустыльник Е. И. Статистические методы анализа и обработки наблюдений. «Наука», М., 1968.
- Редозубов Д. В.— Инж.-физ. журн., 1959, 1.
- Ронов А. Б.— Изв. АН СССР, сер. геол., 1949, 1.
- Рускол Е. Л.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1963, 2.
- Сандлер Я. М.— ДАН СССР, 1955, 103, 3.
- Сафронов В. С.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1959, 1.
- Семененко Н. П. и др.— Тр. VI конгресса КБГА, 1963.
- Смирнов Я. Б.— Геотектоника, 1968, 6.
- Соколов А. П.— Изв. Физ. ин-та, 1920, 1, 4.
- Соллогуб В. Б.— В кн.: Геофизические исследования строения земной коры юго-восточной Европы. «Наука», М., 1967.
- Соллогуб В. Б., Калужная Л. Т., Чекунов А. В.— Геоф. сб. Ин-та геофизики АН СССР, 25, «Наукова думка», К., 1968.

- Субботин С. И. Глубинное строение Советских Карпат. Изд-во АН УССР, К., 1955.
- Субботин С. И. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 12. «Наукова думка», К., 1965.
- Субботин С. И., Наумчик Г. А., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. «Наукова думка», К., 1968.
- Сысоев И. Н. — ДАН СССР, 1961, 121, 6.
- Тернер Ф., Ферхуген Д. Петрология изверженных и метаморфических пород. ИЛ, М., 1961.
- Тихонов А. Н. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1937, 3.
- Тихонов А. Н., Самарский А. А. Уравнения математической физики. «Наука», М., 1966.
- Ушакова М. А. — Геохимия, 1961, 4.
- Фесенков В. Г. — Астрономический журнал, 1957, 34, 105.
- Филиппов М. С. Автореферат канд. дисс. М., 1958.
- Фильчаков П. Ф., Панчишин В. И. Интеграторы ЭГДА. Моделирование потенциальных полей на электропроводной бумаге. Изд-во АН УССР, К., 1961.
- Фролов Н. М. Гидрогеотермия. «Наука», М., 1969.
- Чекалюк Э. Б. Нефть верхней мантии Земли. «Наукова думка», К., 1967.
- Чекунов А. В. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 28, «Наукова думка», К., 1968.
- Чекунов А. В. и др. — Геофиз. сб. Ин-та геофизики АН УССР, 37, «Наукова думка», К., 1970.
- Череменский Г. А. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., 1960, 10.
- Чудновский А. Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов. Физматгиз, М., 1962.
- Шарапов И. П. Применение математической статистики в геологии. «Недра», М., 1965.
- Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. Изд-во АН СССР, М., 1950.
- Шушпанов А. П. — В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. «Наука», М., 1966.
- Щербань А. Н. Основы теории и методы рудничного воздуха. Углетехиздат, М., 1953.

- Adam A. — Geofis. Kozl., 1968.
- Arztowski H. — Kosmos, 1924, XLIX.
- Beck A. E. — J. Geophys. Res., 1961, 66, 5.
- Birch F. — Bull. Geol. Soc. Am., 1968, 69.
- Birch F. — Bull. Geol. Soc. Am., 1965, 76.
- Boldizsar T. — J. Geophys. Res., 1964, 69.
- Boldizsar T. — Nature, 1964, 202.
- Bridgman P. W. — Am. Sci., A, 1924, 7, 5.
- Bullard E. C. — Proc. Roy. Soc., A, 1939, 173.
- Bullard E. C. — Monthly Not. Roy. Astron. Soc., Geophys. S Suppl., 1947, 5, 5.
- Cermak V. — Freib. Forsch., 1968, 238.
- Clark S. P. — Trans. Am. Geophys. Union, 1957, 38, 6.
- Cormak N. — Phys. Rev., 1954, 95, 2.
- Gast P. W. — J. Geophys. Res., 1960, 65, 4.
- Gridler R. W. — Proc. Geol. Assoc., 1967, 78, 1.
- Grossling B. — Bull. Geol. Soc. Am., 1959, 70.
- Gutenberg B. — Hd. der Geophys., 1933, 2.
- Holmes A. — Geol. Mag., 1915, VI, 2, 3.
- Hundman R. et al. — Phys. Earth and Plan. Inter., 1968, 1, 2.
- Hughes D., Grass N. — J. Geophys., 1951, 16.
- Jeffreys H. — Monthly Not. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 1940, 4.
- Kawada K. — Bull. Earthquake Res. Inst. Univ., Tokyo, 1964, 42.

- Kawada K. — Bull. Earthquake Res. Inst. Univ., Tokyo, 1966, 44.
Kelvin T. — Trans. Roy. Soc., 1864, 28.
Kingery G. et al. — J. Am. Ceramic Soc, 1954, 37.
Lebedev T. S., Kutas R. I., Gordiyenko V. V. — Bull. Geofis. Teor.
ed Appl., 1967, IX, 36.
Lebedev T. S., Kutas R. I., Gordiyenko V. V. — Bull. Volc., 1969
XXIII.
Lee W. H. — Rev. Geophys., 1963, 1.
Lee W. H., Mac Donald G. J. F. — J. Geophys. Res., 1963, 68, 24.
Lee W. H., Uyeda S. — In «Terrestrial Heat Flow», 1965.
Mac Donald G. J. F. — In «Terrestrial Heat Flow», 1965.
Mac Donald G. J. F. — Geophys. Res., 1959, 64, 11.
Mullins H., Hinsley G. — Geolog. Guar., 1957, 195.
Powers H. A. — Geochem. et Cosmoch. acta, 1955, 7, 1/2.
Reynolds R. T. et al. — J. Geophys. Res., 1966, 71, 2.
Roy R. F. — Earth and Plan. Sci., 1968, 5, 1.
Roy R. F. — Ph. D. Thesis, Harvard Univ., 1963.
Schulling R. — Nature, 1964, 201.
Slichter L. — Bull. Geolog. Soc. Am., 1941, 52, 4.
Strutt R. — Proc. Roy. Soc., A, 1906, 77.
Tilton G. R., Reed G. W. — Earth Sci. and Met., 1963.
Tozer D. C. — In «Physics and Chemistry of the Earth», «Pergamon Press»,
1959.
Urey H. C. — The Planets. Their Origin and Development. New Haven.
Yale Univ., 1952.
Verhoogen J. — Am. Sci., 1960, 48, 2.
Wasserburg G. I. et al. — Science, 1964, 143.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
ГЛАВА I. ТЕРМИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ И ТЕПЛОЕ СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ	5
§ 1. Краткий исторический обзор	5
§ 2. Тепловой режим Земли	6
§ 3. Тепловой поток	11
ГЛАВА II. МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОвого ПОТОКА	14
§ 1. Измерение температуры в скважинах	14
§ 2. Анализ тепловых процессов в скважинах	16
§ 3. Измерение теплопроводности горных пород	19
§ 4. Влияние различных факторов на теплопроводность горных пород	25
§ 5. Определение теплового потока	32
ГЛАВА III. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОвого ПОТОКА НА ТЕРРИТОРИИ УССР	36
§ 1. Краткий очерк геологического строения района исследований	36
§ 2. Геотермическая изученность территории УССР	40
§ 3. Характеристика температурных наблюдений	42
§ 4. Результаты исследования теплопроводности горных пород	58
§ 5. Обзор наблюдаемых величин теплового потока	68
ГЛАВА IV. АНАЛИЗ ТЕПЛОвого ПОЛЯ И МЕТОДИКА ВВЕДЕНИЯ ПРАВ	84
§ 1. Структура теплового поля	84
§ 2. Применение электро моделирования при изучении теплового поля	85
§ 3. Влияние изменений климата	87
§ 4. Влияние рельефа местности	88
§ 5. Влияние условий залегания пород разной теплопроводности	89
§ 6. Влияние динамики подземных вод	91
§ 7. Влияние осадконакопления	95
§ 8. Влияние надвигов	97
§ 9. Влияние молодого вулканизма	99
§ 10. Влияние моря	100
§ 11. Влияние нефтегазоносности	100
ГЛАВА V. ХАРАКТЕРИСТИКА ГЛУБИННОГО ТЕПЛОвого ПОТОКА И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ЕГО ИНТЕРПРЕТАЦИИ	102
§ 1. Распределение глубинного теплового потока на территории УССР	102
§ 2. Связь глубинного теплового потока с тектонической активизацией и мощностью земной коры	104
§ 3. Глубинный тепловой поток на территории УССР и радиогенное тепло	106
§ 4. Анализ нестационарных аномалий глубинного теплового потока	110
§ 5. Величина теплового потока и возраст складчатости	114
§ 6. Предположения о природе источника аномального теплового потока	116

ГЛАВА VI. ТЕПЛОЕ ПОЛЕ И ТЕКТОНИКА НЕКОТОРЫХ РАЙОНОВ УССР	119
§ 1. Современные глубинные температуры	119
§ 2. Тепловое поле и тектоника Карпат	123
§ 3. Тепловое поле и тектоника ДДВ и Донбасса	126
§ 4. Тепловое поле и тектоника Крыма и Черного моря	128
Заключение	131
Литература	134

Роман Иванович Кутас,
Вадим Вячеславович Гордиенко

ТЕПЛОЕ ПОЛЕ УКРАИНЫ

Печатается по постановлению ученого совета Института геофизики АН УССР

Редактор Ю. Л. Ковальчук. Художественный редактор К. Г. Личаковский. Оформление художника А. М. Аникина. Технический редактор Б. А. Пиковская. Корректор В. С. Дворкина.

Сдано в набор 28. IX 1970 г. Подписано к печати 3. VI 1971 г. БФ 05478. Зак. № 3052. Изд. № 112. Тираж 600. Бумага № 1, 60×90^{1/16}. Печ. физ. листов 8,75. Усл. печ. листов 8,75. Учетно-изд. листов 9,6. Цена 97 коп.

Издательство «Наукова думка», Киев, Репина, 3.
Областная книжная типография Львовского областного управления по печати, Львов, Стефаника, 11.

97 коп.

2712