
Николай Николаевич
НЕПРИМЕРОВ

*десяти томное
собрание
научных
и
литературных
трудов*

Том 8

Казань 2001

УДК

ББК

Н53

Непримеров Н.Н.

*Н 53 Десятитомное собрание научных и литературных трудов.
– Т.8.*

– Казань: Центр инновационных технологий, 2004. – 160 с.

В 8 томе изложены результаты экспериментальных и теоретических работ по исследованию и расчету начальных тепловых полей областей нефтегазоаккумуляции

Изложена методика расчета глубинных температур в условиях недостаточной информации и дана связь геотермических параметров с сейсмическими свойствами горных пород.

УДК

ББК

ISBN

© Неprime-



ГЕОТЕРМИЯ ОБЛАСТЕЙ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ*

ВВЕДЕНИЕ

Эта книга вызвана развитием идей, связанных с нарушением начального теплового поля нефтяных месторождений при внутриконтурной закачке в них больших масс холодной воды. Давно установлен сам факт охлаждения пластов, создана теория расчета элементов термозаводнения, определены потери в нефтеотдаче из-за неизотермической фильтрации [46, 55], но по-прежнему остается открытым вопрос о строении и законах формирования начального невозмущенного теплового поля локальных геологических структур, отдельных регионов и земного шара как планеты в целом.

Геотермия, как говорит само название, - это комплексная наука, лежащая на стыке геологии с физикой. Нет ничего проще, чем процедура измерения температуры, и нет более трудной задачи, чем дать правильную интерпретацию полученным результатам, ибо все виды энергии в конечном счете переходят в тепло.

Геотермия пока надчерница и у физиков, и у геологов. Первых отпугивает сложность и неповторимость геологических систем и, как следствие, невозможность поставить чистый эксперимент, построить физическую, а на ее базе и математическую модель явлений. У геологов другие причины. Температура не входит в комплекс обязательных измерений, проводимых после проходки скважин, так как нарушенный циркуляцией бурового раствора тепловой режим окружающих скважину горных пород восстанавливается, как минимум, лишь за срок, равный времени, затраченному на бурение скважины. Из этого следует, что правильное распределение температуры с глубиной может быть получено только в ничтожно малом количестве имеющегося фонда скважин ($< 0,01\%$), которые по тем или иным причинам длительно не работают и успевают за время выстойки до своей физической ликвидации восстановить свое начальное невозмущенное тепловое поле. Это, как правило, скважины эксплуатационного фонда Миннефтепрома и Мингазпрома. Весь громадный фонд опорных и разведочных скважин Министерства геологии, которые бурятся без спуска обсадных колонн и физически ликвидируются после отбора керна и каротажа, выпадает из объектов исследования и не дает необходимой информации для геотермии. В недалеком будущем станут доступными измерения в скважинах, ликвидированных после спуска обсадных колонн путем установки цементных мостов над продуктивными горизонтами и на устье. Сейчас над ними стоит бетонный куб с репером, но в них можно и нужно

**Соавторы Э.Я.ХОДЫРЕВА, Н.Н.ЕЛИСЕЕВА*

проводить температурные исследования. Для этого необходимо соответствующее решение министерств и бурстанок для высверливания в устьевом цементном мосту отверстия ($\Pi = 40$ мм) для прохода измерительных приборов с последующей его герметизацией.

При такой постановке вопроса проблема переносится в другую плоскость. Ученым сообщать нужно доказать руководству министерств и Госгортехнадзору, в чьем распоряжении находится основная масса ликвидированных таким образом скважин, что точные геотермические измерения необходимы для их практической деятельности и могут дать прирост продукции. Нет недостатка в многочисленных попытках разных авторов и небольших коллективов собрать разрозненный и часто несопоставимый материал по температурным измерениям и доказать это, но пока безуспешно. Возникает заколдованный круг: малость имеющейся информации не позволяет сделать достаточно убедительных и обоснованных выводов и рекомендаций со стороны науки для производства. В свою очередь ничтожность и распыленность финансирования этих работ и отсутствие интереса к ним со стороны планирующих и производственных организаций сдерживают получение необходимых данных. А ведь геотермия, кроме народнохозяйственного, имеет важнейшее, если не сказать определяющее, значение для науки о Земле и движущих силах ее развития.

Из создавшегося положения в конце 50-х-начале 60-х годов, когда закладывались основы настоящей книги, не было другого выхода, кроме как взять на себя неблагодарную задачу кропотливого поиска распыленных по всей стране контрольных, пьезометрических, гидрорежимных, а также тех случайных скважин, которые по тем или иным причинам простояли в бездействии 2-3 года перед своей физической ликвидацией, и проводить в них прецизионные исследования распределения температуры с глубиной. При такой системе измерений нечего было и думать о получении реальных выводов из этих работ раньше чем через 10 - 15 лет. Парадоксальная ситуация для современной науки с ее системой финансирования, отчетности и аттестации кадров через диссертации.

Решалась эта задача следующим образом. В свободное от основной работы время, в виде общественной нагрузки, экипажи исследовательских станций ЭДИС-КТУ, сформированные из сотрудников кафедры радиоэлектроники Казанского университета, работавших по договору с объединением "Татнефть" по проблеме оптимизации теплового и гидродинамического режима разработки нефтяных месторождений, проводили температурные измерения по различным областям нефтегазонакопления Европейской части СССР и Средней Азии. Ежегодно таким образом организовывались 2 экспедиции по 2 - 4 машины и исследовались 50 - 60 скважин. Полученный материал накапливался. Когда с 1975 по 1978 годы эта

проблема в небольшом объеме финансировалась через ГКНТ, результаты стали обрабатываться и частично публиковаться. Под контролем к тому времени находилось около 250 месторождений нефти, газа, воды, руды, угля и т.п. Для сопоставимости результатов методика измерений за эти годы не менялась. Привязка измерений по годам обеспечивалась повторными измерениями в отдельных опорных скважинах по регионам. Кроме того, повторно измерялись те скважины, где возникали сомнения в достаточной их выстойке и стационарности теплового поля.

Какова же была та первоначальная идея, ради которой начались эти работы? Вначале цель была узкопрактичной, возникшей из тематики основной работы этой группы ученых КГУ: понять, как природа строит начальные невозмущенные тепловые поля локальных геологических структур. Затем по мере накопления материала по различным регионам стала выкристаллизовываться более общая и более важная задача. Дело в том, что, как уже упоминалось, все авторы этой книги, так же как и многочисленные исполнители, физики и по образованию, и по опыту работы. Для физика же главная задача состоит в выяснении для данного явления основных движущих сил его развития. Совершенно очевидно, что для Земли в целом эти силы порождены неоднородностями в распределении температуры и давления. Из этого автоматически следует, что тепломассоперенос в земной коре согласно хорошо известной формуле теории переноса - поток субстанции равен произведению проводимости среды на градиент силового поля (закон Фурье, Дарси, Фика и т.д.) - идет в направлении выравнивания возникших неоднородностей. То есть из нефтематеринских пород прото- и микронепфть за счет термодиффузии мигрирует в водоносные пласты, где определяющую роль начинают играть градиенты давления и разность в удельных весах воды, нефти и газа. О вертикальной миграции написано достаточно много, нужно было разобраться в горизонтальном тепломассопереносе. Необходимой стала карта направлений горизонтальных тепловых потоков по отдельным областям нефтегазонакопления. Обе задачи можно было решать совместно.

Исследования велись по принципу от простого к сложному. В геологии, если нет возможности поставить чистый эксперимент, то можно найти из великого многообразия природных структур такие, где изучаемый параметр превалирует, т.е. выделяется в наиболее чистом виде. Скажем, при определении зависимости глубинного распределения температуры от рельефа земной поверхности за основу бралось начальное тепловое поле нефтяного месторождения. Прорва, альтитуды скважин на котором одинаковы с точностью до нескольких сантиметров (идеально плоская поверхность дна бывшего залива Каспийского моря). С ним сравнивалось сходное по глубинному строению тепловое поле месторождения Узень, в пределах которого лежал крутой, почти вертикальный уступ рельефа высотой около 100 м. По обе стороны на расстоянии 5 - 8 км тянулось плоское плато и не менее плоская впадина (Чинк Усть-Юрта). Такая

задача с прямоугольным скачком верхнего граничного условия для распределения температуры с глубиной в однородной среде (геотерма на Узени представляет собой почти идеальную прямую линию) может быть решена аналитически. Ее решение показывает, и это подтверждается экспериментальными данными, что глубина влияния рельефа на распределение температуры в недрах Земли зависит не от перепада высот рельефа, как принято считать в геотермической литературе, а от протяженности структуры в горизонтальной плоскости. Для месторождения Узень эта глубина достигает 8 - 10 км, а вот разность температур действительно задается перепадом высот рельефа и теплопроводностью пород, слагающих верхние слои.

Трудности интерпретации экспериментальных термограмм возрастают во много раз, как только делается попытка вычисления на их основе величины вертикальной составляющей теплового потока, идущего из недр Земли. Проблема заключается не только в правильном и точном определении и сопоставлении вертикального термоградиента и теплопроводности пород, но и в происхождении и локализации многочисленных тепловых источников и стоков. Здесь также использовался уже опробованный путь от простого к сложному. Вначале предпочтение было отдано Днепровско-Донецкой впадине, где, как оказалось, вертикальный тепловой поток в пределах достигнутой точности ~ 10% оказался постоянным в пределах всей площади. Затем, на основании уже накопленного опыта, анализировалась более сложная по своему строению структура Предкавказского прогиба с его полным набором тепловых источников и стоков. Во всех случаях задача решается комплексно с привлечением всех имеющихся данных, способных облегчить интерпретацию результатов. Однако это пока не означает, что полученные выводы абсолютно точны и однозначны. Элемент неопределенности остается, хотя он, по мнению авторов, сведен к минимуму.

В небольшой книжке Шолто [76] приведен любопытный пример. Девяти геологам и одному физика дали по 10 фотографий различных видов складчатости. Все геологи расположили их в одной и той же последовательности. Классификация, предложенная физиком, была совсем иной. На него не оказывала нивелирующего влияния вся сложившаяся система воспитания и образования геологов, не давили мнения авторитетов. Однако такая постановка опыта некорректна. Для полноты заключения нужно было, чтобы в эксперименте участвовал не один, а 9 физиков. И совсем не ясно, совпали бы предлагаемые ими классификации.

Все сказанное относится и к настоящей книге. В ней физики предлагают несколько отличные интерпретаций геотермических данных. Истину будет устанавливать практика. В условиях продолжающегося и нарастающего энергетического кризиса обращение многих государств, в том числе и Советского Союза, к геотермальным источникам энергии не заставит себя долго ждать. Есть все основания считать, что 80-е годы будут годами активизации геотермии как науки.

Весь накопленный в Казанском университете экспериментальный материал и теоретические разработки по тепловому режиму земных недр можно разбить на три примерно равные части:

1) исследование, интерпретация и практическое использование строения и динамики теплового поля локальных геологических структур, к которым приурочены нефтяные и газовые месторождения. Эти данные относятся к температурному режиму разрабатываемых залежей и необходимы как для контроля за выработкой продуктивных горизонтов, так и установления нефте- и газоотдачи пластов. Это сфера деятельности проектных институтов и производственных организаций Миннефтепрома и Мингазпрома, эксплуатирующих месторождения. Здесь имеется достаточное количество объектов для исследования (плотность разбуривания 20 - 50 га на скважину) и нет принципиальных трудностей как при измерении, так и при интерпретации и построении теоретических моделей явления. Вопросы, связанные с динамикой теплового режима и расчетом элементов термозаводнения, уже опубликованы [46, 51, 52, 53]; недостающее звено, а именно строение начального невозмущенного температурного поля, готовится к печати в виде "Атласа начальных тепловых полей нефтяных и газовых месторождений" с выходом в свет к 1985 году;

2) геотермия областей нефтегазонакопления, которая излагается в данной книге и охватывает основные регионы Европейской части СССР. Затронутые здесь аспекты касаются в основном сферы деятельности разведочных организаций Мингеологии. Главная задача, решаемая в данном случае, состоит в том, чтобы определить основные черты строения тепловых полей различных регионов и попытаться оценить воздействие этих неоднородных в пространстве температурных полей осадочного чехла на процесс термодиффузии флюидов и попытаться найти места их возможной концентрации в месторождениях;

3) третья часть относится к глобальным вопросам двухфазной модели Земли как планеты, происхождению, строению и динамике ее крайне неоднородного теплового поля. Эти вопросы касаются уже фундаментальных наук о Земле и определяют основные движущие силы ее развития во времени. Тезисы по этому вопросу были опубликованы еще в 1971 г. [41], а запланированная монография "Начала геотермодиффузии" выйдет из печати не раньше XII пятилетки.

По самой своей природе экспериментальная геотермия требует участия в ней большого коллектива людей, занятых в промысловых и региональных исследованиях. В связи с этим авторы сердечно благодарят сотрудников кафедры радиоэлектроники Казанского университета, где выполнялась эта работа, за добровольное участие в многочисленных экспедициях и нелегкий труд по созданию приборов, подготовке скважин к исследованию и проведение самих измерений. Наибольшее количество замеров провели м.н.с. Христофоров А.В., Латыпов Ф.Ф., Саховский А.В., Добренчиков Д.Г., ст.инж. Хастеев Р.К., доц. Синявский Е.И., Попов Ю.Л. и др.

Успеху исследований во многом способствовало использование при исследованиях опытных образцов тонкого нефтегазостойкого кабеля, изготовленного Чебоксарским заводом “Чувашикабель” за что главному конструктору этого завода Холстову М.Г., начальнику цеха Фартышеву С.М. и технологу Степанову А.В. авторы выражают свою глубокую признательность.

Авторы благодарны всем работникам производственных организаций Мингеологии, Мингазпрома и Миннефтепрома за помощь и активное участие в подборе скважин для исследования, их поиске и подготовке к измерениям, а также за любезно представленные ими материалы по сейсмокаротажу скважин.

Авторы просят извинить их за то, что они не имеют возможности перечислить всех поименно.

Учитывая то обстоятельство, что работы, затронутые в данной книге, продолжаются, авторы с благодарностью примут все критические замечания по публикуемому материалу.

ГЛАВА I

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

§1.1. Явления переноса и параметры изучаемой системы

Земная кора в пределах, доступных для инструментального исследования, представляет собой весьма сложную трехфазную систему, состоящую из твердых, в большей своей части пористых, пород и насыщающих их жидкостей и газов. Под действием неоднородных термобарических условий через проницаемый скелет горных пород идет фильтрация и термодиффузия флюидов. Ниже поверхности Мохоровичича, по-видимому, происходит гомогенизация состава, и породы получают возможность течь как единое целое.

К сожалению, экспериментальные исследования земных глубин ведутся через скважины с ее поверхности и, как правило, в самой сложной ее части, состоящей из осадочных, много раз преобразованных пород. Кроме длительной, богатой событиями предыстории Земли, неповторимости ее структуры и многофазности состава на процессы, происходящие в ее недрах, оказывает влияние еще и солнечное излучение, задавая по широте местности верхние граничные условия для распределения температуры с глубиной. Все это накладывает весьма высокие требования к методическому обеспечению геотермических измерений и исследований. Для получения однозначных результатов необходимы разумная степень идеализации процессов, упрощение физических моделей, закладываемых в теорию, и количественные расчеты.

Окружающий нас мир, как Земля, так и вся Вселенная в целом, состоит всего из двух субстанций: связанной или овеществленной энергии, универсальной формой выражения, которой является масса, и свободной энергии взаимодействия, всеобщим эквивалентом которой выступает тепло (температура). Для иерархии частиц, образующих тела и обладающих массой покоя m_0 , запас внутренней связанной энергии E определяется известным соотношением Эйнштейна

$$E = m_0 c^2$$

(1.1)

Для общности рассмотрения свободную энергию описывают также в виде квазичастиц: фотонов, фононов и т.п. Запас энергии в них выражен через постоянную Планка h и частоту ω , а переход ко всеобщему эквиваленту - температуре T - осуществляется через соотношение

$$h\omega = kT \quad (1.2)$$

где k - постоянная Больцмана.

Движение, или явление переноса, возникает тогда и только тогда, когда по тем или иным причинам естественно флуктуационного или искусственного характера нарушается однородное распределение энергии, т.е. частиц или квазичастиц в пространстве, и возникает под действием этого градиента сила, стремящаяся, согласно принципу Ле-Шателье, вернуть систему к первоначальному, невозмущенному, пространственно однородному состоянию. Если неоднородность мала и отклонение от равновесия невелико, то в самом простейшем случае для системы из одного сорта частиц можно записать математическое выражение, описывающее в первом приближении явление переноса

$$q = -s \cdot \text{grad}P$$

т.е. поток субстанции q равен проводимости среды s , умноженной на разность концентрации частиц $P_2 - P_1$ или в общем случае - градиент силового поля $\text{grad}P$. Если связать теперь формулу (1.5) с уравнением неразрывности среды (уравнение сохранения массы или энергии) и выражением, описывающим состояние вещества, то можно получить общее дифференциальное уравнение второго порядка в частных производных, которое совместно с начальными и граничными условиями будет описывать явление переноса. В общем случае это уравнение в аналитическом виде пока не решено. На практике упрощают ситуацию и прибегают к решению частных случаев. Для стационарных условий решается уравнение Далласа. Если есть источники и стоки - то уравнение Пуассона. Волновое уравнение описывает все виды колебательных движений, а уравнение типа теплопроводности - переходные процессы во времени. Самым сложным из частных случаев, приближающимся к общему виду, является телеграфное уравнение. Все перечисленные варианты частных решений составляют так называемые уравнения математической физики. Другой подход к тем же вопросам развивается в термодинамике необратимых процессов.

Реальные среды и реальные процессы чаще всего не удовлетворяют условиям однородности состава и малости отклонений от равновесного состояния. В первую очередь это относится к тому факту, что при движении частиц приоб-

ретаемая ими согласно несколько преобразованному выражению (1.5) скорость

$$W = \frac{q}{S} = \frac{s}{S} \text{grad} P$$

(1.4)

а следовательно, и кинетическая энергия частично рассеиваются в среде за счет соударений и порождают поток квазичастиц. Таким образом, чаще всего имеет место одновременное распространение в среде частиц и квазичастиц с различной скоростью.

Как нетрудно видеть, из выражения (1.4), где S - сечение потока, скорость частиц, обладающих массой, величина переменная. Она зависит от удельной проводимости среды и величины градиента силового поля и может принимать практически любые значения, будучи ограничена сверху скоростью света в вакууме.

Скорость квазичастиц V , квантов свободной энергии обмена - это константа, определяемая характерными для данного вида энергией и усредненными параметрами среды, в которой они движутся. Так, для фотонов

$$V = \frac{C}{\sqrt{\epsilon \cdot \mu}} \quad V \sim 10^8 \text{ м / сек}$$

(1.5)

где C - скорость света в вакууме, а ϵ и μ - диэлектрическая и магнитная проницаемость среды. Для фотонов

$$V_s \approx \frac{1}{\sqrt{r \cdot b}} \quad V_s \sim 10^5 \text{ м / сек}$$

(1.6)

где r - плотность, а b - упругость среды.

В электромагнетизме и акустике, где выражение (1.3) носит название закона Ома и акустического Ома, обычно пренебрегают движением частиц, а распространение фотонов и звуковых фононов описывается упрощенным волновым, а не телеграфным уравнением.

В теории фильтрации и базирующейся на ней подземной гидромеханике, где выражение (1.3) называют законом Дарси, наоборот, пренебрегают движением квазичастиц и описывают явление уравнением типа теплопроводности, считая скорость распространения возмущения равной бесконечности. Однако, как показывает опыт, скорость распространения изобарической поверхности в пористых средах не только конечна, но и весьма мала по величине в сравнении со скоростью звука. Учет конечной скорости распространения давления в среде

приводит к более сложной формулировке основного выражения переноса (1.3). В него вводится характерное время релаксации τ . И параболическое уравнение теплопроводности переходит в телеграфное уравнение. В этом случае скорость квазичастиц

$$V_p = \sqrt{\frac{\chi}{\tau}} = \sqrt{\frac{k}{2b \cdot \tau}} \quad V_p \sim 1 \text{ м / сек} \quad (1.7)$$

Она зависит от пьезопроводности пористой среды χ , ее упругоэластичности b и вязкости насыщающего ее флюида η .

В полной аналогии в теории теплопроводности скорость распространения тепла записывается в виде

$$V_T = \sqrt{\frac{\alpha}{\tau}} = \sqrt{\frac{l}{C_p \cdot \tau}} \quad V_T \sim 10^{-5} \text{ см / сек} \quad (1.8)$$

где α - температуропроводность среды, l - теплопроводность, ρ - плотность, а C_p - теплоемкость при постоянном давлении.

Исторически сложилось так, что аналог выражения (1.3) теории теплопроводности носит название закона или гипотезы Фурье.

$$\bar{q} = -l \text{ grad} T$$

(1.9)

и относится к квазичастицам, т.е. тепловым фононам, а не частицам, обладающим массой. К явлениям переноса относится и диффузия, где выражение (1.3) носит название закона Фика. Оно тоже упрощено и описывается параболическим уравнением типа теплопроводности.

Если частица или тело разогнано до сверхзвуковых скоростей, то в среде возникает, в полной аналогии с электромагнетизмом, направленная определенным образом ударная волна сжатия среды (повышенная концентрация фононов).

То же самое наблюдается и для процесса фильтрации в пористой среде. Только в этом случае скорости частиц и квазичастиц сопоставимы уже не в экзотических, а в обычных условиях при небольших градиентах давления; $W \geq V$.

В процессах теплопроводности картина прямо противоположная. Благодаря тому, что скорость распространения тепла очень мала, практически при всех скоростях для тепломассопереноса конвективная составляющая теплопровод-

ности среды превышает кондуктивную, т.е. $W \gg V$.

Простейшая линейная математическая модель явлений переноса, когда проводимость однородной изотропной среды является константой и наблюдаются лишь небольшие отклонения от положения равновесия, разработана достаточно хорошо. При изучении в описании реальных неоднородных сред приходится сталкиваться с различными отклонениями и от этой идеализированной схемы. В общем случае конвективная проводимость реальных сред может зависеть:

- 1) от величины градиента возмущающего поля;
- 2) от постоянной составляющей этого поля;
- 5) от постоянной составляющей по потоку;
- 4) от полярности (направления) приложенного возмущения;
- 5) от частоты, если это периодическое возмущение;
- 6) от начального градиента сдвига;
- 7) от геометрии среды;
- 8) от термобарических условий и т.д.

Во всех случаях, если та или иная зависимость имеет место, необходимо учитывать их путем соответствующего усложнения математической модели явления. Чаще всего эти изменения касаются вида выражения (1.3).

Универсальными или инвариантными являются не только теоретические, но и методические основы изучения явлений переноса. Проводимость среды, как главный объект исследования, определяющая специфику того или иного явления переноса, может быть измерена в стационарных условиях, когда $\text{grad } P = \text{const}$ и $q = \text{const}$, и с помощью переходных процессов, зависящих от времени. Последние бывают трех типов:

- 1) простой одиночный процесс, когда изучаемая система переходит из одного стационарного состояния в другое;
- 2) импульсное зондирование среды, при котором система переходит сначала из одного состояния в другое, а затем, через некоторый интервал времени, возвращается в первоначальное состояние;
- 3) многоимпульсный или, как частный случай, частотный режим со строго периодическим внесением одинаковых возмущений в среду.

К сожалению, существует еще и четвертый тип, так называемый пассивный эксперимент, который и реализуется в геотермических исследованиях, когда, не имея возможности внести каких-либо искусственных возмущений в изучаемую систему, приходится наблюдать заданное природой распределение тех или иных параметров. Благодаря малости времени, в течение которого производятся измерения в природной системе, по сравнению с геологическими временами ее существования и ничтожной скоростью перераспределения тепла

в ней, измерения дают какой-то мгновенный слепок с геодинамического процесса и с большой долей достоверности могут быть отнесены к квазистационарному состоянию объекта.

Несмотря на квазистационарность процесса, поставленная задача определения геотермических условий областей нефтегазоаккумуляции и путей миграции флюидов остается многопараметрической, и решать ее приходится при недостаточной информации. Одна из основных трудностей состоит в том, что в выражении (1.9) в левой части стоит поток квазичастиц - фоонов. Пока неизвестны прямые способы его измерения, такие же как для обычных частиц, обладающих массой. Существующие методы определения тепловых потоков основаны на измерении не самого потока, а разности температур на образце с известной теплопроводностью, т.е. пользуются тем же выражением (1.9), считая известными оба члена в правой части. Для измерений в недрах Земли такой прибор малоприменим, так как в скважине практически невозможно согласовать сопротивление среды и прибора и избежать краевых эффектов.

Вторая трудность состоит в том, что в насыщенной пористой среде всегда будут одновременно существовать поток как частиц, так и квазичастиц. Молекулы флюидов при наличии проницаемости у среды всегда будут за счет термодиффузии перемещаться из области повышенных температур в зоны, где температура ниже. Так как к земным флюидам относится и вода с растворенными в ней солями, то, как во всяком эксперименте, подвижность ионов при термодиффузии будет различной. В связи с этим возникает электрокинетический потенциал протекания, и по породам потечет теллурический ток.

Третья особенность связана с нарушением изостатического равновесия при термодиффузионном теплопереносе в земных недрах, появлении механического напряжения в горных породах и их подвижности, что вызывает акустические волны и перевод энергии механического движения в тепло, т.е. возникновение протяженных распределенных тепловых источников. Фильтрационные процессы при наличии разности давлений в неоднородном тепловом поле также порождают как источники, так и стоки тепла.

Из перечисленного нетрудно видеть, что практически все виды явлений переноса участвуют в формировании Земли и определяют ее тектонику. Главной движущей силой является неоднородное тепловое поле Земли, в нем заключены все начала и концы.

§ 1.2. Измерение температуры

Основным источником информации при изучении геотермических условий верхних слоев земной коры является экспериментальное измерение температуры пород по глубине их залегания в длительно простаивающих скважинах с

установившимся температурным режимом. Для получения высокой точности и достоверности результатов в методическом плане приходится рассматривать три аспекта проблемы:

- 1) метрологические свойства измерительной аппаратуры;
- 2) состояние скважины как объекта исследования;
- 3) методику измерения температуры по глубине скважины.

1. Устройство для дистанционного измерения температуры в общем случае может быть представлено как одноканальная телеметрическая система, содержащая чувствительный элемент, измерительный преобразователь, канал связи, приемное регистрирующее устройство и источник питания. Разработанная на кафедре радиоэлектроники Казанского университета и многократно модернизированная станция типа ЭДИС-КГУ сочетает высокие метрологические параметры: точность, быстродействие, чувствительность с мобильностью, надежностью и минимальными эксплуатационными затратами [11]. Станция питается от бортовой сети автомобиля напряжением 12 в и потребляет мощность порядка 10 ватт, имеет минимальное число органов управления, осуществляет на дисплее регистрацию показаний в единицах частоты и требует для обслуживания и проведения измерений всего двух человек - техника-водителя и инженера-исследователя. Комплект аппаратуры ЭДИС-КГУ способен работать с любым одножильным геофизическим кабелем, в том числе и небронированным уменьшенного диаметра, ($2,5 \div 3,5$ мм), что значительно сокращает габариты, вес и стоимость спуско-подъемного оборудования и позволяет монтировать его на шасси любого автомобиля.

Скважинный прибор включает в себя термочувствительный элемент и измерительный преобразователь с выходным согласующим каскадом и параметрическим стабилизатором напряжения. В качестве термочувствительных элементов скважинных термометров в ЭДИС-КГУ применяются микроминиатюрные (1 мм^3) емкостные датчики температуры К10-21, изготовленные на базе вариконда ВК-8, и микрорезисторы марки СТЗ-19 или МТ-64 [11].

С помощью измерительного преобразователя LC или RC типа (рис. 1.1) параметры датчика, зависящие от температуры, преобразуются в частотный сигнал, передаваемый по кабелю, и регистрируются цифровым частотомером на поверхности. Принципы действия, схемные решения и конструктивные особенности различных модификаций скважинных термометров подробно изложены в работах [39, 40]. Ниже приводятся технические данные комплекта малогабаритной измерительной аппаратуры ЭДИС-2МТ, созданной специально для геотермических исследований [11]. Существует она и в переносном варианте. Вес комплекта с лебедкой, кабелем 3000 м и аккумулятором - 35 кг.

Диапазон измеряемых температур	0 - 120°C
Погрешность измерения	не более 0,05°C

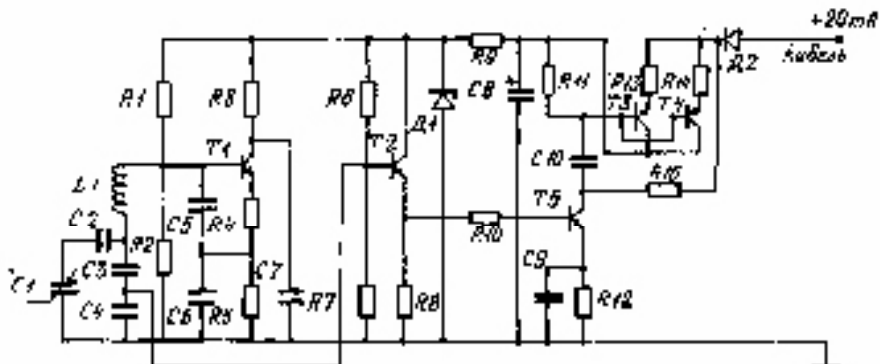


Рис.1.1. Принципиальная электрическая схема глубинного термометра с измерительным преобразователем на основе LC - генератора

Многолетняя экспедиционная практика показала высокую надежность измерительной аппаратуры ЭДЛС-КТУ в любых скважинах - от законсервированных разведочных, заполненных тяжелым глинистым раствором, до контрольных на газовых месторождениях с буферным давлением в сотни атмосфер. Разрешающая способность скважинного прибора такова, что позволяет в случае необходимости вести исследования температуры по стволу скважины с шагом 0,5 м.

Идеальными скважинами для проведения геотермических исследований являются контрольные, в которых отсутствует перфорация обсадной колонны. Специальные исследования в таких скважинах показали, что конвективное перемешивание в них столба жидкости существует, однако скорость теплопереноса такова, что отток тепла в любом сечении полностью компенсируется боковым подогревом от окружающих пород. Многократные измерения в таких скважинах с интервалами до 10 лет дают одинаковые геотермы с точностью

до погрешностей измерения. Эти скважины, как правило, служат в качестве эталонных. Нарушением температуры за счет конвекции в воздушном столбе при атмосферном давлении и в газовых скважинах с $P_d < 0$ ат пренебречь нельзя. Эти условия непригодны для качественных измерений.

К сожалению, контрольных скважин, залитых водой до устья, немного, и они существуют не на всех месторождениях нефти и газа. Кроме контрольных, для измерений использовались также пьезометрические, длительно простаивающие эксплуатационные и разведочные, находящиеся в консервации. Для всех типов скважин время простоя до начала измерений было не менее 1 года. В спорном случае или заметном отклонении геотерм от характерных для данного региона (см. рис. 1.3) проводились через год или больше повторные измерения. Против интервалов, где наблюдалось поглощение раствора при бурении скважин, а также против вырабатываемых продуктивных горизонтов существуют локальные температурные аномалии, срок хранения которых исчисляется десятками лет. Однако они имеют характерную форму, небольшую протяженность по глубине и без труда исключаются при интерпретации геотерм.

Более детально вопросы о требованиях, предъявляемых к скважинам, сборе необходимых данных, особенностях проведения исследований и обработки результатов изложены в проекте методического руководства по геотермическим исследованиям нефтяных месторождений.

Измерение температуры в скважине производится сверху вниз, т.е. прибор опускается в невозмущенный столб жидкости, внося а него лишь некоторые отклонения от равновесного состояния для данного сечения за счет своей массы и теплоемкости. При очень больших температурных градиентах практиковался двойной спуск. Вначале прибор устанавливался не доходя на 0,5 м до отсчетной точки, выдерживался на этом уровне до установления теплового равновесия со средой и только после этого спускался на нужную отметку, где и проводился отсчет показаний.

Важнейшей характеристикой теплового режима земной коры является значение верхнего граничного условия для температуры, на которое работает восходящий глубинный тепловой поток, задавая те или иные градиенты температуры на литологически и теплофизически неоднородных слоях, слагающих разрез. Это верхнее граничное условие задается солнечным потоком свободной лучистой энергии. Осложнения в его определении обусловлены переменностью фотонного облучения, вызванного вращением Земли вокруг своей оси и вокруг Солнца, а также активным теплообменом в системе литосфера-почва-атмосфера. Как следствие этих факторов создаются в приповерхностной зоне слои постоянных суточных, годовых и многолетних температур, глубина залегания которых зависит от литологии, климатических и гидрогеологических условий местности.

Как правило, за температуру нейтрального слоя T_{nc} берется значение ее на

подошве слоя годовых колебаний. Ориентировочно величину $T_{нс}$ можно определить по картам, построенным на базе многолетних почвенных измерений температуры, проводимых станциями системы Гидрометеослужбы. На рис. 1.2 приведена такая карта, построенная на кафедре радиоэлектроники КГУ [55]. Независимо, по тем же данным, но при несколько иной методике расчета создана практически аналогичная карта $T_{нс}$, опубликованная в то же время Н.М.Фроловым [67], [68]. Более точные значения $T_{нс}$, а также глубину его залегания приходится замерять экспериментально во всех точках, где имеются простаивающие скважины, заполненные жидкостью до самого устья. Для однозначного определения требуются два замера, сделанные через 0,5 года один от другого. На практике это требование никогда не выполняется, поэтому значения $T_{нс}$ и $H_{нс}$ определяется с возможной ошибкой в десятые доли градуса и несколько метров по глубине. Осложняющим фактором при определении среднего значения $T_{нс}$ по температуре является расчлененность территории. При этом приходится вносить поправки. Как было показано, температуры воздуха и пород в высотном направлении геотермические градиенты по $T_{нс}$ и $H_{нс}$ в горах не имеют определенного предположения. При этом использовались конкретные данные, полученные

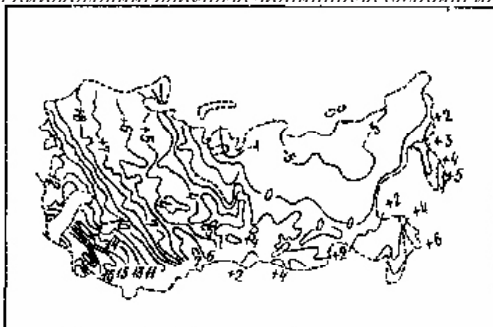


Рис.1.2.Карта распределения температур нейтрального слоя по территории СССР

В результате многолетних исследований в изучаемых объектах нефтегазо-накопления получено более тысячи термограмм. Не так просто отобразить в книге ограниченного объема весь этот экспериментальный материал. В практике общепринято построение на базе этих данных карт изотерм на различных глубинах, карт срезов или карт распределения температуры на кровле или подошве

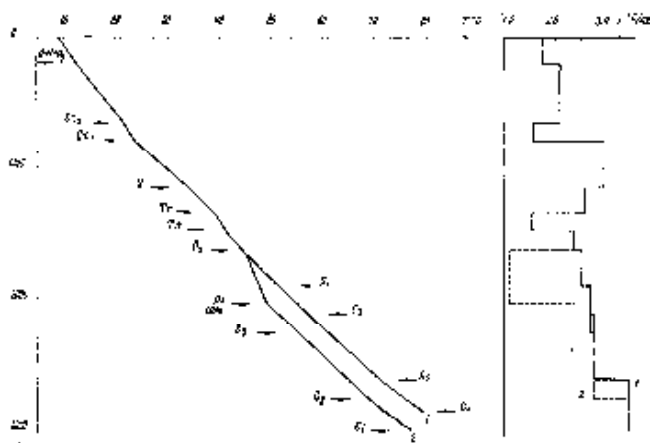
наиболее важных в практическом отношении стратиграфических подразделений. Дополнительную наглядную информацию дают профили изотеры вдоль и поперек изучаемой структуры или региона в целом. К этой же категории можно отнести и специальные карты, создаваемые ради решения той задачи, которой посвящается работа. В нашем случае - это построение ортогональной сети к линиям изотерм, показывающей направление современной термодиффузии флюидов в горных породах данного региона. Часть этих карт и профилей будет приведена в последующих главах, посвященных геотермическим условиям отдельных областей.

Немаловажным геотермическим параметром региона является форма его обобщенной геотермы. Наиболее наглядной она получается в том случае, когда изучаемая область состоит из одних и тех же разновозрастных отложений, но разной толщины. В качестве примера на рис.1.3 дана характерная геотерма ДДВ, усредненная как по температуре, так и по толщине отложений. Нетрудно видеть, что она дает сведения о структуре региона в тепловом отношении, т.е. на сколько теплофизически разных этажей разбит разрез отложений. На том же рисунке справа дан профиль средних термоградиентов у отложений и их усредненная толщина.

Другим, удобным в практическом отношении параметром, является усредненная по региону зависимость распределения температуры с глубиной. Как показывает опыт, практически для всех областей, если в них имеется статистически достаточное

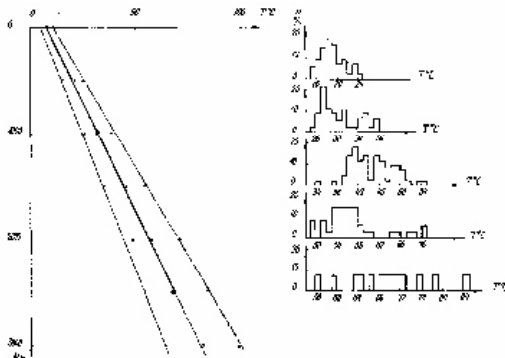
количество измерений, эта зависимость выражается прямой линией, начинающейся от среднего значения $T_{ис}$ и характеризующей общий средний термоградиент по изучаемой области. На рис. 1.4 и 1.5 приведены средние значения распределения температуры с глубиной для ДДВ и Северного Кавказа.

Справа на этих же рисунках даны гистограммы температур на глубинах 500, 1000, 1500, 2000 и 2500 метров. По ним найдены как средние значения, так и пределы отклонений от средних величин в сторону положительных и отрицательных значений. Как видно из рисунков, пунктирные линии отклонений от среднего также прямолинейны.

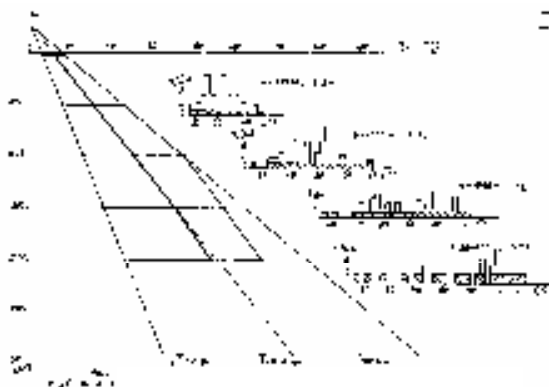


Аналогичный вид имеют графики и для других регионов: Предкарпатского прогиба и Закарпатья, Припятской впадины в Белоруссии, Урало-Поволжья и т.д.

Рис. 1.3. Обобщенная геотерма и колонка средних термоградиентов осадочных отложений ДДВ.



Кроме информации о средних температурах в регионе и величинах отклонений от них, графики на рис 1.4 и 1.5 дают возможность практически однозначно с высокой степенью точности экстраполировать прямые, т.е. делать прогноз температур с глубиной до подошвы осадочного слоя.



ного слоя.

Подмеченная закономерность, полученная на очень большом статистически значимом экспериментальном материале, позволяет, кроме прогноза температур, давать заключение и о том, достаточно ли получено экспериментальных измерений для характеристики той или иной области. Если средние

значения или пределы отклонений не ложатся на прямые линии, то это означает, что измерениями охвачены не все отложения региона и количество полученных данных недостаточно для однозначных выводов.

Рис.1 4. График зависимости средних значений температуры от глубины и гистограммы температур на глубинах 500 - 2500 м для ДДВ.

Рис.1.5.График зависимости средних значений температуры от глубины для Северного Кавказа и гистограммы температур на глубинах.

§ 1.3. Термоградиент

Вертикальный термоградиент является одним из общепринятых геотермических параметров, характеризующих структуру теплового поля Земли

$$\text{grad}T = \frac{dT}{dH} = \frac{\Delta T}{\Delta H} = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1} = \Gamma \left[\frac{^{\circ}\text{C}}{100\text{м}}; \frac{^{\circ}\text{C}}{\text{м}} \right]$$

(1.10)

Существует несколько его разновидностей в зависимости от того, как выбираются точки отсчета для глубины

Опыт показывает, что геотерма практически состоит из набора прямолинейных отрезков, т.е. термоградиент в пределах каких-то толщ отложений остается постоянной величиной (рис. 1.3). Чаще всего это имеет место для определенных стратиграфических подразделений, показывая, что они сложены однородным в теплофизическом отношении материалом. Однако при имеющейся точности измерений бывают и отклонения от этого правила. Иногда целый комплекс отложений имеет сходные теплофизические характеристики и совпадающие термоградиенты, но встречаются и такие отложения, когда внутри единого стратиграфического комплекса имеется набор термоградиентов. В целом можно считать, что так же, как подразделяются породы по литологии и воз-

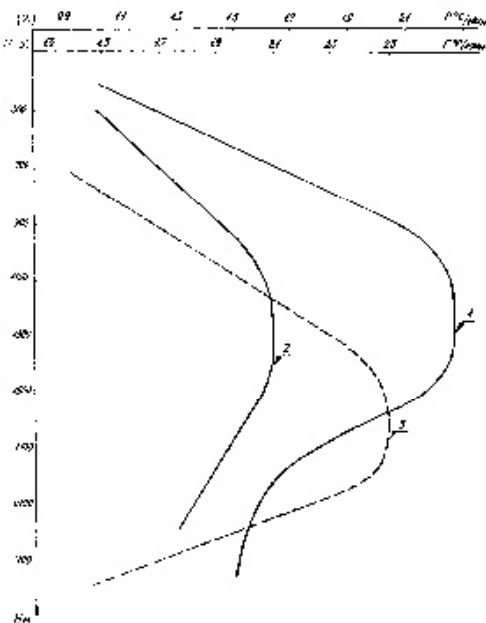
расту отложений, различаются они и по термоградиенту. Вопрос только в том, что стратиграфия уточняется по керновому материалу, а точность измерения термоградиента ограничена по глубине отрезком 0,5 м (диаметр скважины) и по измерению температуры - чувствительностью и погрешностью прибора.

В настоящем за значение Γ принимается его величина на отдельных прямолинейных участках экспериментальной геотермы.

Осложнение в такое определение для отдельных разновозрастных отложений вносит весьма существенная зависимость термоградиента от глубины залегания. Наиболее четко это заметно для Предкарпатского региона, где благодаря скибовому строению, одни и те же отложения встречаются два-три раза в разрезе одной и той же скважины. Нетрудно построить такие графики, если детально изучен какой-то регион типа ДДВ, где в зависимости от местоположения скважины на региональной структуре одни и те же отложения будут встречаться на разной глубине. В качестве примера на рис. 1.6 приведены зависимости геотермического градиента от глубины для литологически наиболее выдержанных пород ДДВ триаса глинистого (кривая 1) и триаса песчанистого (кривая 2). Аналогичную форму имеют графики и для других отложений и других регионов. Не всегда, правда, удастся снять их в полном виде. Очень часто экспериментально наблюдается только нижняя ниспадающая ветвь кривой, характеризующая зависимость теплопроводности пористых пород от их сжатия, т.е. уменьшение пористости с глубиной под действием нарастающего горного давления.

Более неопределенна восходящая ветвь зависимости $\Gamma(H)$ на рис. 1.6. Учитывая тот экспериментальный факт, что в верхней части отложений в скважинах наблюдается уменьшение величины теплового потока, в качестве одной из возможных причин можно считать фильтрацию поверхностных вод в зонах повышенного и затрудненного водообмена, которая забирает на свой подогрев недостающую часть теплового потока.

Вопрос этот недостаточно изучен, и, как следствие этого, в дальнейшем выводы из исследований будут базироваться в основном на данных, полученных



ниже зоны активного водообмена.

Согласно выражению (1.9) величина термоградиента определяется теплопроводностью горных пород и значением теплового потока. Весьма интересным оказалось использование при анализе того или иного региона карт отношения градиентов двух разновозрастных толщ в разрезе одной и той же скважины. Эта величина инвариантна относительно теплового потока и зависит только от отношения теплопроводностей горных пород. Если в отложениях региона есть горизонт с более или менее стабильной величиной теплопроводности, как, например, триас песчанистый в ДДВ, то отношение термоградиента любого другого комплекса к нему дает наглядное представление о распределении теплопроводности (литологии) этого комплекса по региону (см. рис. 2.17).

Рис.1.6. График зависимости геотермических градиентов триаса глинистого(1), триаса песчанистого (2) и верхней перми (3) от глубины

§ 1.4. Теплопроводность горных пород

В геотермии теплопроводность пород рассматривается на макроскопическом уровне без учета физических механизмов, тормозящих движение фононов в среде при наличии градиента силового поля (1.9). Наиболее вероятно, что из трех механизмов теплопередачи - кондуктивного, конвективного и лучистой передачи энергии в поверхностном слое земной коры до глубины 5 - 10 км можно ограничиться только первым - кондуктивным. Конвективный перенос встречается лишь в отдельных частных случаях.

Величина кондуктивной теплопроводности в зависимости от литолого-минералогического состава, типа насыщающего флюида и объемного соотношения фаз варьирует в широких пределах. Большое значение имеет тепловая анизотропия, благодаря которой теплопроводность слоистых горных пород может меняться в полтора-два раза. Влиянием термобарических условий при геотермическом изучении областей нефтегазоаккумуляции можно пренебречь, так как они вносят изменения не более 1 - 2% при давлениях до 1000 ат и температуре до 200°C.

При экспериментальном измерении коэффициента теплопроводности необходимо соблюдать по крайней мере три правила:

1. Теплопроводность должна определяться в условиях, близких к условиям естественного залегания исследуемых образцов.

2. Для анизотропных горных пород должна измеряться вертикальная со-

ставляющая, либо и та и другая.

3. Интервал отбора образца должен по возможности совпадать с интервалом определения других параметров, используемых в расчетах совместно с ¹ (термоградиент, скорость звука и т.д.).

Наиболее распространенным методом определения теплопроводности являются лабораторные измерения на кернах, отобранных при бурении скважин. Этот метод хорошо развит и теоретически обоснован, имеет несколько разновидностей измерений ¹ и высокую точность учета инструментальных погрешностей. Основным его недостатком является трудность соблюдения третьего правила, когда размер отобранного образца измеряется сантиметрами, а температурный градиент, необходимый для определения величины теплового потока, определяется на длине, не меньшей чем 10 - 100 м. Этим вносится погрешность, которую не удастся устранить даже при максимально возможном количестве образцов из данного интервала.

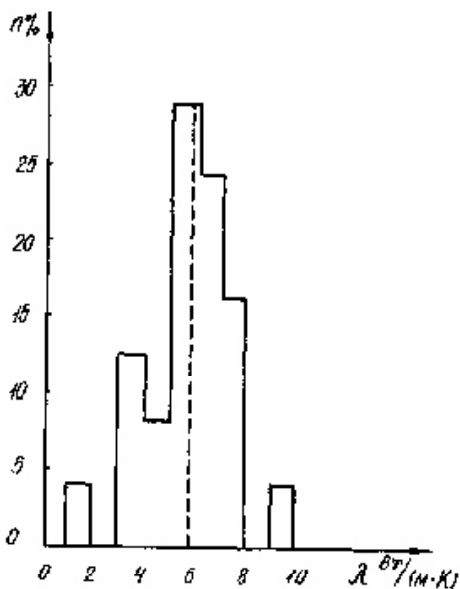
В Казанском университете создана серия оригинальных установок по измерению теплоемкости, теплопроводности и температуропроводности кернов, работающих как на переходных, так и волновых процессах. На этих установках детально изучены небольшие серии образцов, взятых с различных регионов страны. К сожалению, лабораторный метод определения теплопроводности по кернам мало пригоден при массовых измерениях. Чаше всего бывает так, что в скважине, пригодной для геотермических измерений, не проводился отбор керна, либо, наоборот, есть керн той или иной степени сохранности, но скважина сразу была введена в эксплуатацию или ликвидирована.

В настоящей книге этот метод использовался в основном для привязки проводимых измерений к литературным данным, а также при калибровке теплового потока в отдельных точках изучаемого региона.

Второй метод определения теплофизических свойств горных пород основан на измерении температуропроводности непосредственно в скважинах по скорости изменения в ней температуры после резкой смены режима ее работы. Развита теория этого метода и проведены промышленные испытания [26, 47]. Фактических данных, полученных этим методом, пока недостаточно для оценки погрешностей при измерении ¹. Метод довольно громоздкий, требует высокоточной аппаратуры, больших затрат времени и дает значения радиальной, а не вертикальной составляющей температуропроводности. Он также хорош лишь для калибровки в отдельных точках, но мало пригоден при массовых замерах.

Для региональных исследований, когда для построения тех или иных карт используются данные по сотням скважин на многих десятках месторождений, разбросанных по всему региону, более перспективным оказался метод реперного горизонта. Геотермический репер - это наиболее однородная по литологоминера-

логическому составу пачка пород, характеризующаяся минимальным разбросом



значений геотермических градиентов на ней. Кроме однородности состава репер по возможности должен отличаться минимальными значениями пористости и проницаемости и выдержанностью по толщине. Наиболее надежным геотермическим репером является галлит. Каменная соль, будучи хладотекущим веществом при высоких давлениях, практически не имеет пористости. Свойства ее как химического соединения хорошо изучены в лабораторных условиях и могут быть позаимствованы из справочников со всеми видами поправок на давление и температуру. Следует отметить, что разброс значений $\Delta\theta$, полученных разными

авторами, для нее значительно меньше, чем для других пород (рис. 1.7). Каменная соль могла бы служить почти идеальным эталоном, если бы в природных условиях хемогенных толщ к ней не примешивались ангидрит, прослойки глин и другие сопутствующие компоненты. Кроме того, благодаря своей текучести под давлением, она редко имеет выдержанную толщину отложений. Несмотря на эти недостатки, наиболее надежные результаты получаются именно на галлите.

Кроме соленосных отложений, в качестве надежных геотермических реперов могут служить известняки, ангидриты, низкопористые алевролиты и песчаники. Недостатком известняков и песчаников является наличие у них пористости, меняющейся в широких пределах.

В качестве иллюстрирующего примера на рис. 1.8 приведена карта термоградиентов песчанистой пачки триаса для Днепровско-Донецкой впадины, которые использовались для этого региона в качестве основного реперного горизонта (см. главу 2).

Четвертым, по-видимому, наиболее перспективным методом определения теплопроводности горных пород в естественных условиях их залегания является расчет коэффициента теплопроводности по скорости распространения звука в этих породах. Два фактора облегчают задачу. С одной стороны, связь теплофизических и упругих свойств твердого тела хорошо изучена и в теоретическом, и в экспериментальном отношении, с другой - на промыслах и нефтегазоза-

дочных t
скважин.

Рис. 1.7.
данным).



В рамках современной квантовой теории для изотропных кристаллов без дисперсии показано, что явления переброса являются единственными процессами между фононами, которые вносят вклад в тепловое сопротивление, т.е. приводят к конечной теплопроводности. Отсюда средняя длина свободного пробега фонона равна среднему расстоянию, которое проходит фонон между двумя процессами переброса [54].

$$l = Vt$$

(1.11)

где l - средняя длина свободного пробега фононов, V - средняя скорость фононов, приближенно равная скорости распространения звука в кристалле, t - время релаксации фононов, а коэффициент теплопроводности кристалла связан со скоростью фононов следующей формулой:

$$k = \frac{1}{3} c v \cdot V = \frac{1}{3} c v \cdot t \cdot V^2$$

где c - теплоемкость, v - плотность.

Название породы	$\lambda, \text{Е}$	$\tau, 10^{-11} \text{сек}$
Каменная соль	189 $_{-4,3}^{+4,3}$	4,5 $_{-0,4}^{+0,4}$
Гнейсы	7,6 $_{-1,3}^{+1,3}$	14 $_{-2,3}^{+2,3}$
Известняки, карбонаты	68 $_{-1,3}^{+1,3}$	138 $_{-1,1}^{+1,1}$
Известняки доломитизированные	8,0 $_{-1,3}^{+1,3}$	138 $_{-1,1}^{+1,1}$
Кварцит, песчаник	102 $_{-1,3}^{+1,3}$	2,48 $_{-0,1}^{+0,1}$
Глины	7,8 $_{-1,3}^{+1,3}$	2,3 $_{-0,4}^{+0,4}$
Кристаллические породы	63 $_{-1,3}^{+1,3}$	11 $_{-1,1}^{+1,1}$
Гранит, сланцы		

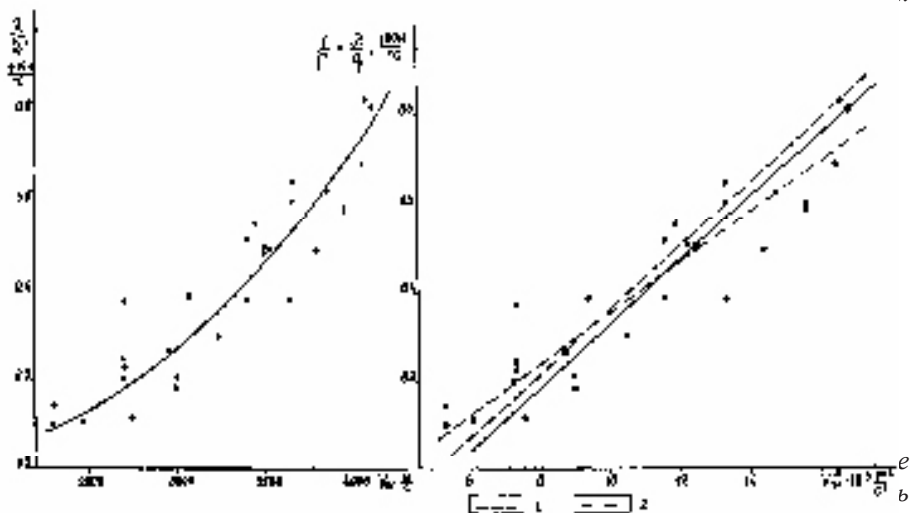
Рис. 1.8. Карта изолиний геотермических градиентов отложений.

В случае неидеального кристалла, помимо собственного механизма рассеивания фонона на фононе, необходим учет рассеивания их на дефектах решетки. Считается, что и в этом случае выражение (1.12) остается справедливым, лишь под t подразумевается эффективное время релаксации тех фононов, которые вносят наиболее существенный вклад в перенос тепла [4].

Оценка величины длины свободного пробега l и эффективного времени релаксации t была проведена по имеющимся в литературе справочным данным для теплопроводности и скорости звука различных веществ [58, 59] и данным l и V , определенным в естественных условиях. Было использовано около 550 пар значений как для чистых минералов, так и горных пород. Значение средних величин l и t для наиболее распространенных пород приведены в таблице 1.1.

Применимость выражения (1.12) к гетерогенным горным породам проверялась путем сопоставления экспериментально полученных геотермических градиентов, пропорциональных l , с пластовыми скоростями акустических волн V в осадочных литологически однородных толщах. Подобный корреляционный анализ

Таблица 1.1



линейной функцией. Соответствующие коэффициенты корреляции лежат в пределах 0,6 - 0,99. По полученным эмпирическим зависимостям построены обобщенные по всем регионам графики для карбонатных пород и для песчано-глинистого комплекса. Для кристаллических пород явной зависимости $\Gamma = f(V_n)$ не получилось. Для них точки сконцентрировались в небольшой области. Причина, по-видимому, связана с тем, что в кристаллических породах отсутствует пористость, как основной фактор, задающий синхронное изменение как упругих свойств осадочных пород, так и коэффициента теплопроводности.

Другим методом проверки справедливости выражения (1.12) для горных пород

$$l \sim \frac{1}{\Gamma} \sim f(V_n)$$

послужило сравнение полученных эмпирических зависимостей

$$l \sim \frac{1}{\Gamma} \sim f(V_n^2)$$

и с теоретическими, рассчитанными по формуле

$$\frac{1}{\Gamma} = \frac{l}{q} = \frac{1}{3} \frac{cr \cdot t \cdot V^2}{q} = \frac{1}{3} \frac{cr \cdot V}{q}$$

(1.13)

для тех регионов, где тепловой поток q меняется незначительно. В качестве примера на рис.1.9 приведен один из таких графиков для отложений Ng Предкарпатского прогиба. Как видно из рисунка, совпадение экспериментальной и расчетной кривой вполне удовлетворительное.

Рис. 1.9. Корреляционный график зависимости геотермических градиентов в функции пластовых скоростей сейсмических волн для Предкарпаття. 1 - эмпирическая

зависимость: $\frac{1}{G} = 0,29 \cdot 10^{-7} V_a^2 + 0,087$; $V_a^2 = 2,8 \cdot 10^6 \frac{1}{G} - 0,6 \cdot 10^6$; $\kappa = 0,78$; 2 - теоретическая зависимость.

В целом на основании проведенных расчетов и сопоставления G и V , а так-же после широкого использования выражения (1.12) при изучении Северо-Кавказского региона (см. главу 3) можно утверждать, что, несмотря на относительно высокие погрешности расчета l по средним значениям l и t , этот метод имеет существенные достоинства:

1. Автоматически выполняются все три приведенных выше необходимых условия для правильного определения l в естественных условиях залегания горных пород.

2. Наличие большого экспериментального материала по пластовым скоростям акустических волн, который можно полноценно использовать для геотермических исследований.

3. Возможность вычисления l на больших глубинах, что обеспечивает более точный прогноз значений G и T на отметках, недоступных пока прямым измерениям.

4. Позволяет достаточно точно оценивать распределение температуры с

глубиной в тех регионах, где есть сейсмический материал, но нет температурных измерений.

§ 1.5. Тепловой поток

Земля из-за наличия на ее поверхности воды в жидком состоянии имеет уникальное строение внутреннего теплового поля. На широтную тепловую асимметрию Земли, величина которой равна 45°K на четверть меридиана, накладывается переменная во времени тепловая асимметрия материк - океан, достигающая вдвое больших значений. Оба этих фактора, влияние которых простирается до нижних границ мантии Земли, приводят к возникновению крупномасштабных конвективных ячеек, перемешивающих мантию и способствующих дегазации земных недр.

Основным первичным источником тепла, обеспечивающим внутренний тепловой поток Земли, является реакция обратного распада, идущая между солнечными и реликтовыми нейтрино и антинейтрино и нуклонами в ядрах пород, слагающих Землю:

$$\hat{V}_e \rightarrow p^+ = n + e^+ \quad (1.14)$$

$$V \rightarrow n = p + e^- \quad (1.15)$$

В обеих реакциях кинетическая энергия электронных нейтрино и антинейтрино либо непосредственно переходит в тепло, либо через стадию образования радиоактивных ядер.

Особенность этих взаимодействий состоит в том, что вторая реакция

ГЛАВА II

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

§ 2.1. Основные черты геологического строения ДДВ

Степень изученности земных недр на территории СССР в геотермическом отношении весьма разнообразна. В одних районах эти исследования имеют длительную историю и характеризуются достаточной полнотой информации (Предкавказье, Украина, Белоруссия и т.д.), в других носят пока эпизодический характер.

На территории Украины геотермические исследования проводились С.А.Красковским еще в 30-х годах. Некоторые закономерности распределения температур в отдельных районах ДДВ описаны М.В.Беляковым [3]. По мере накопления фактического материала стали появляться обобщающие работы по геотермии как отдельных районов, так и всей рассматриваемой территории [2, 8, 13, 17, 18, 19 и др.]. Эти работы позволили выявить закономерности распределения температур в верхних слоях земной коры и наметить пути использования результатов термометрических замеров для решения геологических и гидрогеологических задач при разведке и эксплуатации месторождений углеводородного сырья.

В 1963 г. Институтом физики Земли АН СССР [29, 30] начаты работы по определению теплового потока на территории УССР. С 1964 г. регулярные измерения температуры в скважинах всех регионов Украины ведутся Институтом геофизики АН УССР [23, 24, 14, 25].

Связь гидрогеологических условий с тепловым режимом недр на территории Украины исследуется в [31, 32, 33, 35, 64, 65, 71 и др.] Вопросам использования геотермических методов для выявления наиболее благоприятных условий нефтегазоаккумуляции и для оценки перспектив нефтегазоносности отдельных локальных структур посвящены работы [72, 50, 36, 20].

ДДВ в тектоническом отношении состоит из Припятско-Донецкого грабена, занимающего центральное положение, и бортовых частей, которые в то же время являются северо-восточным склоном Украинского кристаллического щита и юго-западным склоном Воронежского массива. Грабен ДДВ, ограниченный краевыми нарушениями значительной амплитуды (до 3 - 4 км), разделен на 3 продольные зоны (центральную, южную и северную зоны ступенчатых сбросов) и несколько поперечных блоков. Геологический разрез ДДВ представлен мощной толщей осадочных отложений от девонских до современных. В основной это

бортов к центральной части, а вдоль впадины она изменяется от 3 - 4 км в районе Черниговско-Брагинского выступа до 17 км в Донбассе.

Осадочный чехол рассматриваемого грабена осложнен платформенными складками (купола, брахиантиклинали и т.п.), которые объединяются в валы, совпадающие по простиранию с обрамляющими впадину нарушениями. В пределах ДДВ широко развита солянокупольная тектоника, обусловленная движением мощных толщ девонской соли. В разрезе осадочной толщи выделяется ряд водоносных (нижнекаменноугольный, среднекаменноугольный, ниже-пермско-верхнекаменноугольный, триасово-верхнепермский, юрский и др.) и разделяющих их слабопроницаемых комплексов, выполняющих роль региональных водоупоров (намюрско-нижебашкирская известняково-глинистая толща, соленосная толща нижней перми, глинистые толщи триаса, юры, мела и т.д.). Мощность многих водоносных комплексов и водоупоров уменьшается с юго-востока (100 м и более) на северо-запад (единицы метров) и от центра к бортам впадины, где некоторые из них (девон, верхний карбон, нижняя пермь) выклиниваются.

По комплексу литолого-фациальных, гидродинамических, геотермических и гидрохимических показателей в вертикальном разрезе Днепровско-Донецкого бассейна выделяются 3 зоны:

1) зона интенсивного водообмена (примерно до глубины 300 - 500 м), характеризующаяся скоростями движения воды более 5 м/год;

2) зона замедленного водообмена, охватывающая нижнемезозойские отложения (скорость движения подземных вод 1 - 5 м/год);

3) зона весьма замедленного водообмена, располагающаяся под пермским региональным водоупором и характеризующаяся скоростями движения вод до 1 м в год [34, 75].

В связи с тем, что в дальнейшем будет рассматриваться интервал глубин в основном ниже зоны активного водообмена (500 - 3000 м), можно считать, что передача тепла осуществляется преимущественно кондуктивным способом и влиянием рельефа поверхности и климатических условий на распределение температур и геотермических градиентов в первом приближении можно пренебречь.

§ 2.2. Закономерности распределения температур в пределах Днепровско-Донецкой впадины

На территории ДДВ проведено 136 температурных замеров в 125 скважинах на 55 структурах в среднем до глубины 2500 м (максимальная глубина замера - 3250 м в скв. № 147 Харьковцевская и № 49 Глинско-Розбышевская). Детально изучены: Шебелинское газовое месторождение - 50 замеров по 23 скважинам, Глинско-Розбышевское - 7 замеров по 6 скважинам, Гнединцевское и Леляковское по 6 замеров. По четыре скважины исследовано на Качановском, Великобубновском

и Пролетарском месторождениях. На остальных структурах температурные замеры проведены в 1 - 3 точках. В некоторых скважинах, например, Ланновская-51, Левенцовская-2, Глинско-Розбышевская-49, Шебелинская-84, 351, 455 и др., проводились повторные геотермические исследования с целью

- 1) контроля за выполнением условия стационарности теплового режима;
- 2) уточнения исходных геотермических параметров;
- 5) экспериментальной проверки в промысловых условиях результатов расчета начального геотемпературного поля;
- 4) подтверждения высоких метрологических характеристик измерительной аппаратуры ЭДИС-КТУ, позволяющей проводить термометрические замеры с погрешностью не выше 0,05°C.

Анализ результатов геотермических исследований показал, что в первом приближении характер изменения температур с глубиной аналогичен для всех рассматриваемых скважин независимо от их положения как на отдельных локальных структурах, так и в той или иной части ДДВ. Это позволило построить обобщенную геотермограмму ДДВ (см. рис. 1.3), являющуюся сводной характеристикой теплового режима исследуемого региона. Распределение температуры с глубиной в пределах ДДВ обусловлено в основном изменением теплофизических параметров пород, т.е. определяющим фактором формирования геотемпературного поля является литологический. Исключение составляют верхние 200 - 300 м, которые находятся в зоне влияния геоморфологического фактора и активного водообмена. Для иллюстрации высказанного положения о преобладающем влиянии литологического фактора на тепловой режим ДДВ на рис. 2.1 представлены участки геотерм юрских отложений, приведенные по глубине и мощности одноименных литолого-стратиграфических комплексов. Юрские отложения на территории всей ДДВ состоят из 5 подразделений, четко различающихся по литологическому составу: J_3^{b1} - известняки, пески и песчаники, J_3^{oxf} - глины, $J_3^k + J_2^{b2}$ - песчаники, известняки, пропластки глин, J_2^{b2} - глины, $J_2^b + J_1 - J_1$ - песчаники - и, как следствие этого, обладающих собственными значениями геотермических градиентов. Некоторый разброс значений и отклонение линий от усредненной геотермы связаны, по-видимому, с различной глубиной залегания юрских отложений в разных частях ДДВ. Аналогичные зависимости наблюдаются для отложений мела и триаса (см. рис. 2.2).

Общие закономерности и характерные особенности строения геотемпературного поля нагляднее всего проявляются при рассмотрении распределения температур на плоскостях-срезах -500 м, -1000 м, -1500 м и т.д. Однако в связи с тем, что поверхностный рельеф по всей территории ДДВ практически не изменяется (перепад алтитуд устья скважин не более 100 м, за счет чего поправка на влияние геоморфологического фактора порядка 1°C), анализ температур

проведен не для абсолютных отметок, а для глубин 500 - 2500 м. На рис. 1.4 был приведен график изменения средних значений температур, определенных по всем исследованным скважинам на территории Днепровско-Донецкой впадины, здесь же представлены гистограммы, показывающие характер распределения температур на соответствующих глубинах. Как видно из рисунка, график изменения T_{cp} с глубиной представляет собой прямую линию, начальная точка на которой задается средним значением температуры нейтрального слоя, равным для территории ДДВ 8.7°C . Анализируя вышеприведенный график зависимости $T_{cp} = f(H)$ и общие закономерности распределения температур, можно отметить, что

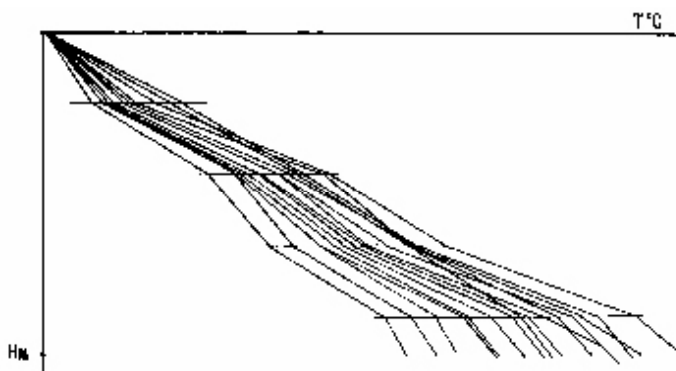
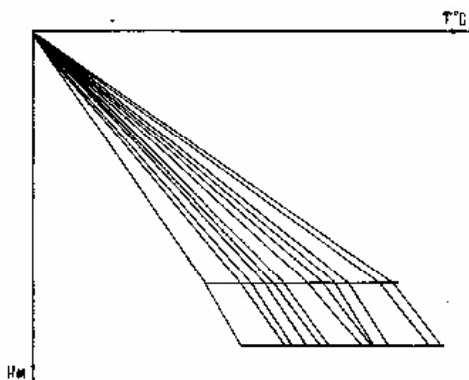


Рис.2.1. Приведенные участки геотерм по юрским отложениям.

Рис. 2.2. Приведенные геотермы по меловым отложениям.



1) разброс значений температур увеличивается с глубиной от 9.5°C на $H = 500\text{ м}$ до 30.8°C

на $H = 2500$ м, причем зависимость $T = f(H)$ имеет линейный характер, а верхнее граничное условие представляет собой разброс значений температуры нейтрального слоя, т.е. $\Delta T_0 = T_{ис}(max) - T_{ис}(min)$;

2) отклонение температур от средних значений, увеличиваясь с глубиной по абсолютной величине, в процентном отношении остается примерно одинаковым для всех глубин, составляя ΔT порядка 40% от $T_{ср}$.

3) число отклонений от $T_{ср}$ в сторону высоких температур больше, чем в сторону низких на 2-3% для глубин 500 - 1500 м и на 9 - 10% для глубин 2000 - 2500 м, откуда следует, что на территории ДДВ число локальных положительных аномалий должно превышать число отрицательных аномалий, особенно для глубин свыше 1500 м, что, вероятно, может быть связано с наличием залежей нефти и газа.

График зависимости $T_{ср} = f(H)$, являющийся своеобразной характеристикой энергетического состояния недр исследуемого региона, может быть использован для прогноза средних значений температур и интервала их изменения для любых глубин вплоть до кристаллического фундамента. Так, например, на глубине 7 км среднее значение температуры для территории ДДВ, полученное экстраполяцией зависимости $T_{ср} = f(H)$, должно быть равно 178°C ; при этом разброс значений T может достигать 74°C ($T_{max} = 216^\circ\text{C}$, $T_{min} = 142^\circ\text{C}$), создавая значительные неоднородности геотемпературного поля, являющиеся причиной возникновения горизонтального тепломассопереноса. Величина $T_{ср} = 178^\circ\text{C}$ на $H = 7$ км, полученная на основе предположения о сохранении линейного характера зависимости $T_{ср} = f(H)$ до глубины залегания кристаллического фундамента, хорошо согласуется с аналогичным значением $T_{7000\text{ м}} = 170^\circ\text{C}$, рассчитанным Р.И.Кутасом в [25].

Из анализа гистограмм температур, приведенных для территории ДДВ на рис. 1.4, следует, что на глубине 500 м распределение температур достаточно близко к нормальному закону, особенно в области низких значений. Со стороны высоких температур наблюдается некоторое отклонение от нормального распределения. Преобладающие значения температур на глубине 500 м сосредоточены в интервале $18 - 20^\circ\text{C}$.

На глубине 1000 м закон распределения температур заметно отличается от нормального, особенно в области высоких температур. На этой глубине выделяются два интервала преобладающих значений температур: $27 - 28^\circ\text{C}$ и $35 - 36^\circ\text{C}$, в которые попадают соответственно скважины крупного регионального северо-западного минимума и скважины локальных температурных максимумов.

На глубине 1500 м трудно выделить интервал преобладающих значений температур, так как все они более или менее равномерно распределены в довольно широком диапазоне от 40°C до 51°C . Исключение составляют скважины, находящиеся в областях с ярко выраженной соляной тектоникой ($T_{min} \sim 34 - 38^\circ\text{C}$), и такие скважины, как Левенцовская-2, Зачепиловская-49 и др. ($T_{max} \sim 51 - 55^\circ\text{C}$), в

которых зафиксированы локальные положительные аномалии. Все закономерности, наблюдаемые на глубине 1500 м, еще более четко прослеживаются на глубинах 2000 м и 2500 м. Причем если на глубине 2000 м еще можно выделить интервал, в котором сосредоточены значения температур наибольшего количества скважин ($d T \sim 53 - 58^{\circ}\text{C}$), то на $H = 2500$ м наблюдается равномерное распределение температур в диапазоне от 56°C до 84°C .

Из вышеприведенных фактов можно сделать следующий вывод: на глубинах порядка 500 м строение геотемпературного поля в равной мере обусловлено влиянием геоморфологического, гидрогеологического, тектонического и литологического факторов, и невозможно выделить какой-либо из них в качестве преобладающего. Это является причиной того, что изменение температур на таких глубинах подчиняется нормальному закону распределения случайных величин. На глубинах порядка 1000 м четко проявляются региональные закономерности изменения температур, связанные с влиянием преимущественно литолого-стратиграфического фактора. На глубинах свыше 1500 м локальные изменения температур в пределах каждой структуры превалируют над фоновыми, что находит свое отражение в равновероятном распределении скважин по температурному диапазону, выделенному на соответствующих гистограммах температур.

Основные закономерности распределения температур по территории ДДВ наиболее четко прослеживаются на картах изотерм для глубин 500 - 2000 м, представленных на рис. 2.3 - 2.6. Анализируя в совокупности все имеющиеся карты изотерм, можно отметить следующее:

1) в отличие от других геосинклинальных областей максимальные значения температур на всех глубинах наблюдаются не по центру впадины, а в районе южного борта, в то время как центральная часть ДДВ характеризуется минимальными или в крайнем случае средними температурами;

2) в пределах ДДВ не встречается крупных положительных аномалий регионального характера, положительные аномалии носят, как правило, локальный характер, и наоборот, почти полностью отсутствуют локальные отрицательные аномалии, в то время как на всех глубинах четко фиксируются два региональных температурных минимума. Один из них находится в северо-западной области ДДВ. Размеры его на всех глубинах остаются примерно постоянными, но на глубине 2000 м он делится на две части.

Вторая низкотемпературная аномалия приурочена к северо-восточной зоне рассматриваемой территории. На глубине 500 м она проходит через скважину Колонтаевская-13, на 1000 м смещается к юго-востоку, захватывая скважины Колонтаевская-13 и Высокополье-2, на $H = 1500$ м эта аномалия распространяется в южном и восточном направлениях, проходя через такие структуры, как Колонтаевская, Высокопольская и Распашиновская, на 2000 м аномалия захватывает еще большую область, центр ее проходит через все вышеперечисленные и

Крестищенскую структуры, на $H = 2500$ м аномалия перемещается еще дальше на юг, в центре ее оказываются Крестищенская и Распашновская структуры.

Как уже отмечалось, положительные температурные аномалии на территории ДДВ носят, как правило, локальный характер. Наиболее четко на всех рассматриваемых глубинах прослеживаются две положительные “движущиеся” аномалии - юго-восточная и центральная. Юго-восточная перемещается с увеличением глубины в направлении южного борта, проходя через Мелеховскую и Сосновскую структуры на глубине 500 м, через Кегичевскую и Левенцовскую - на 1000 м и локализуясь в районе Левенцовской структуры на глубинах 1500 м и 2000 м. Центральная высокотемпературная аномалия “движется” от Опошнянской структуры ($H = 500$ м) через Машевскую ($H = 1000$ м), Новониколаевскую ($H = 1500$ м) к Ливенской ($H = 2000$ м). Следует отметить, что на глубине 2500 м значение температуры в скважине Ливенская-19 все еще превышает температуры, зафиксированные в скважинах близлежащих структур, однако на глубинах порядка 3000 - 3500 м эти величины становятся сравнимыми. В частности, температуры в скважинах Ливенская-19 и Руденковская-1, определенные на глубине 3500 м из продолжения соответствующих геотермограмм, имеют одинаковые значения $\sim 105^{\circ}\text{C}$. Это может свидетельствовать о том, что на глубинах порядка 3000 - 3500 м температурный максимум сместился, вероятно, южнее Ливенской структуры.

Сопоставление карт изотерм на глубинах 500 - 2000 м с соответствующими структурными картами ДДВ показывает, что карты изотерм в общих чертах повторяют особенности строения карт изогипс по подошвам отдельных стратиграфических подразделений. В частности, северо-западная и северо-восточная отрицательные температурные аномалии, по-видимому, могут быть связаны с большой глубиной залегания всех литолого-стратиграфических комплексов осадочных отложений, причем максимальной глубине погружения фундамента соответствуют минимальные температуры в северо-восточной зоне ДДВ. Возникновение “движущихся” положительных аномалий также может быть объяснено влиянием структурного и литологического факторов. В связи с тем, что на одних и тех же глубинах в разных частях ДДВ в соответствии с особенностями строения геологического разреза осадочного чехла залегают различные по литологическому составу отложения, характеризующиеся собственными значениями геотермических градиентов, на картах изотерм наблюдается смещение температурных максимумов с глубиной в направлении наиболее приподнятого залегания всех литолого-стратиграфических подразделений, т.е. в сторону южного борта.

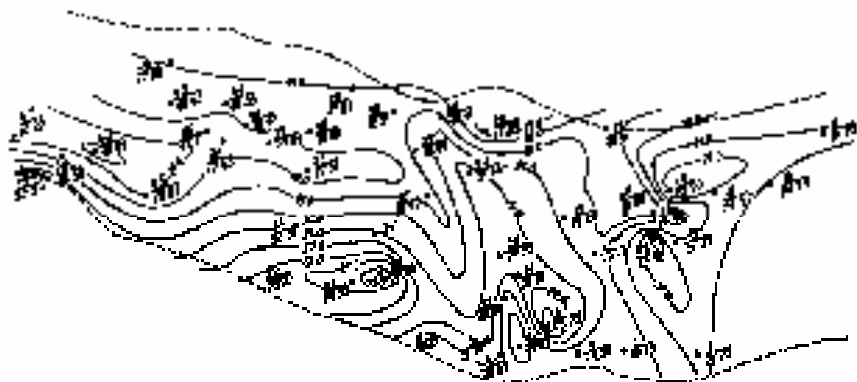


Рис. 2.3. ДДВ. Карта изотерм на глубине 500 м. Числитель - индекс структуры, знаменатель - замеренные температуры. Структуры, исследованные Казанским университетом на территории ДДВ: 1 - Левенцовская, 2 - Перецепинская, 3 - Новоселовская, 4 - Ливенская, 5 - Руденковская, 6 - Новониколаевская, 7 - Зачепиловская, 8 - Новогригорьевская, 9 - Волоховская, 10 - Шебелинская, 11 - Ефремовская, 12 - Кегичевская, 13 - Сосновская, 14 - Мелиховская, 15 - Ланновская, 16 - Медведовская, 17 - Крестищенская, 18 - Высокопольская, 19 - Распашновская, 20 - Колонтаевская, 21 - Машевская, 22 - Суходоловская, 23 - Восточно-Полтавская, 24 - Опошнянская, 25 - Солоховская, 26 - Рыбальская, 27 - Бельская, 28 - Качановская, 29 - Новотроицкая, 30 - Сагайдакская, 31 - Белоцерковская, 32 - Петринцевская, 33 - Малосорочинская, 34 - Гоголевская, 35 - Харьковцевская, 36 - Клинско-Сарская, 37 - Петровско-Роменская, 39 - Чижевская, 40 - Погарцинская, 41 - Анастасьевская, 42 - Артюховская, 43 - Гнединцевская, 44 - Леляковская, 45 - Малодевицкая, 46 - Прилукская, 47 - Монастырищенская, 48 - Великобубновская, 49 - Миролюбовская, 50 - Лиманская, 51 - Михайловская, 52 - Решетняковская, 53 - Пролетарская, 54 - Талалаевская, 55 - Мильковская.

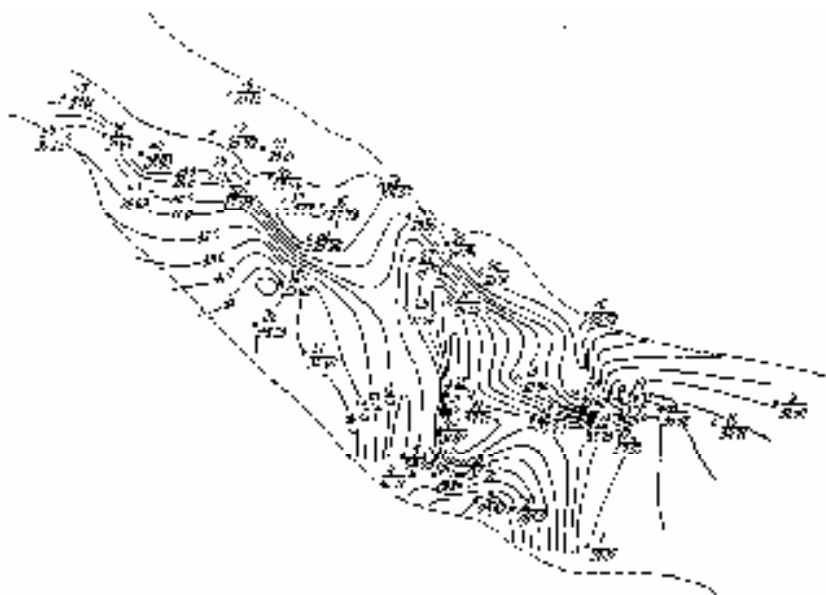


Рис. 2.4. Карта изотерм на глубине 1000 м

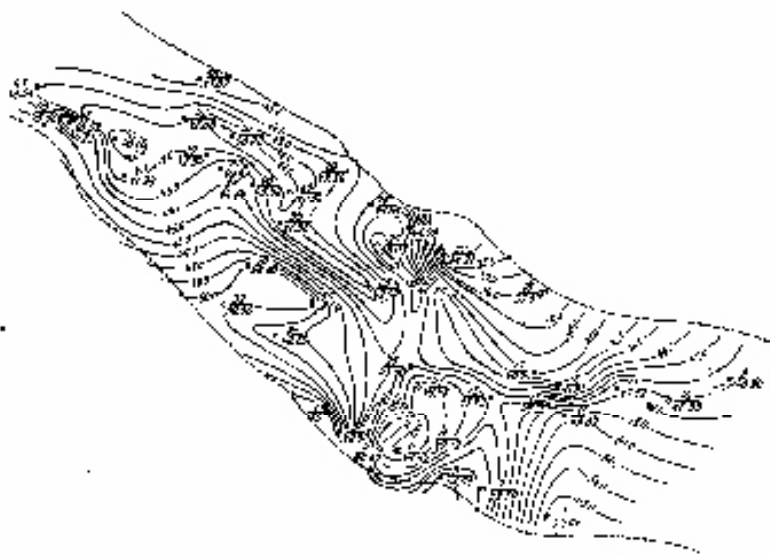


Рис.2.5. Карта изотерм на глубине 1500 м

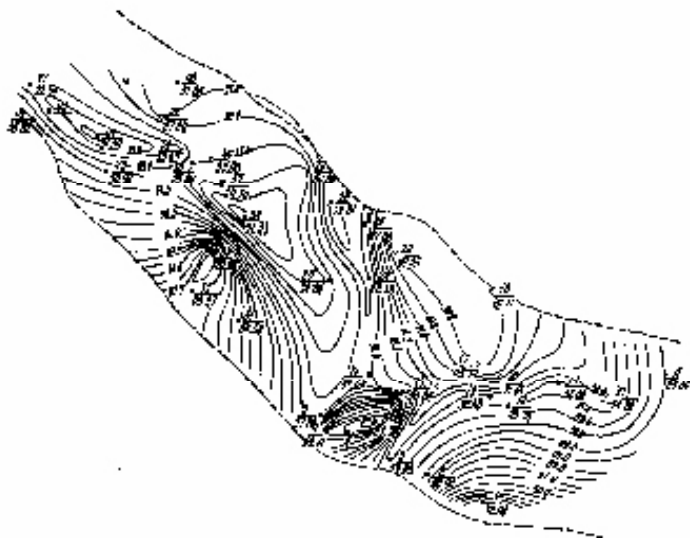


Рис.2.6. Карта изотерм на глубине 2000 м

Наиболее четко связь изотерм с глубиной залегания отдельных стратиграфических горизонтов прослеживается на геотермических профилях, проведенных вкрест и по простиранию ДДВ. На рис.2.7 представлен продольный геотермический профиль в направлении с северо-запада на юго-восток. Как видно из рисунка, начиная с глубины порядка 200 м, изотермы испытывают погружение в северо-западной области, проходя через отмеченный на картах температурный минимум, в центральной части (Опошнянская структура) изотермы несколько приподнимаются, вновь погружаясь при переходе через зону северо-восточного температурного минимума; при дальнейшем перемещении в юго-восточном направлении наблюдается подъем изотерм в районе расположения Ефремовской и Шебелинской структур. Наиболее наглядно взаимнооднозначное соответствие между характером поведения изогипс и изотерм проявляется на поперечных геотермических профилях, представленных на рис. 2.8 и 2.9. Большой перепад глубин залегания отдельных стратиграфических подразделений на северном и южном бортах ДДВ делает их связь еще более четкой, что позволяет говорить о преобладающем влиянии литологического и структурного факторов на формирование геотемпературного поля осадочной толщи Днепровско-Донецкой впадины.

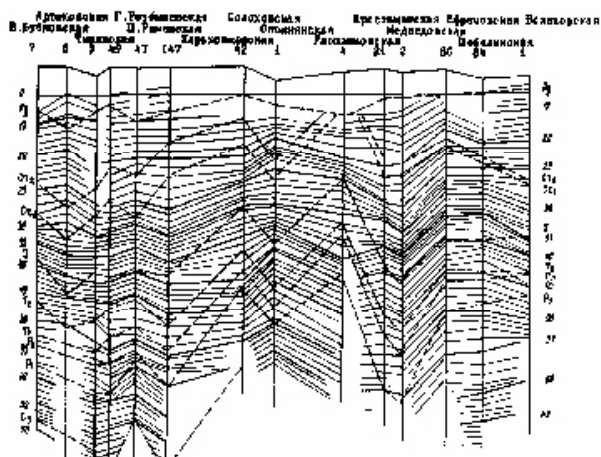


Рис. 2.7. ДДВ. Продольный геотермический профиль.

§ 2.3. Характер изменения геотермических градиентов осадочной толщи ДДВ

Из всех геотермических параметров наиболее полную информацию об энергетическом режиме земной коры дает тепловой поток. Однако ввиду отсутствия необходимого количества фактических данных о величинах тепловых потоков в отдельных регионах для характеристики геотемпературного поля используют значения температур или средних геотермических градиентов.

Методы определения теплового потока q основаны на раздельном измерении геотермического градиента (температуры) и коэффициента теплопроводности λ , т.е. в основе лежит известное соотношение Фурье (1.9), использование которого предполагает, что тепловой поток, поступающий из недр, не изменяется с глубиной, земная кора состоит из ограниченного числа однородных плоскопараллельных слоев, отсутствуют локальные тепловые источники и стоки и теплопередача осуществляется только кондукцией. Коэффициент теплопроводности чаще всего определяется в лабораторных условиях, не соответствующих естественным условиям залегания пород, несмотря на внесение соответствующих поправок на влияние влажности, давления, температуры и других факторов. Точность определения λ не превышает, как правило, 10%, что приводит к погрешностям в определении q до 25% [12]

Рис. 2.8. Поперечный геотермический профиль через структуры Петровцевская-Новотроицкая.

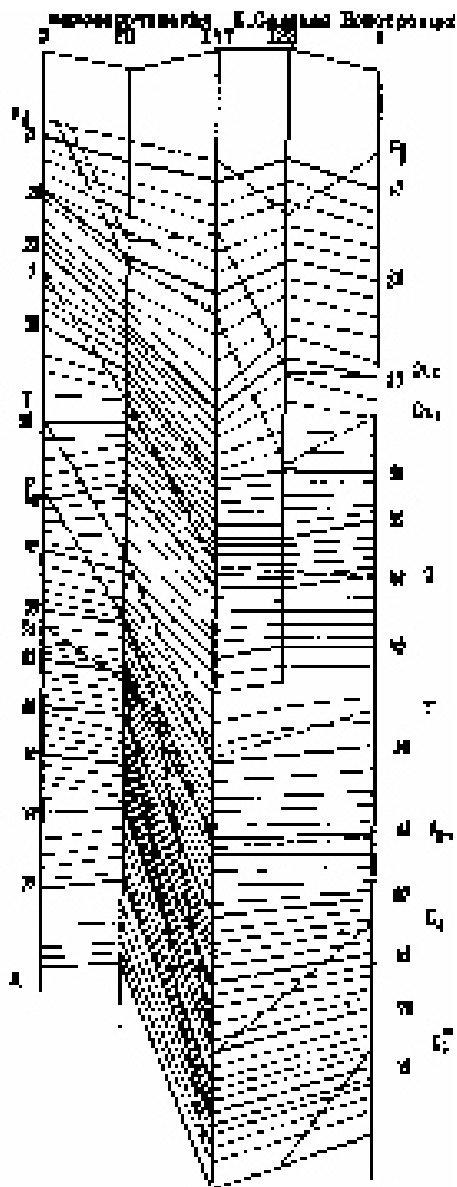
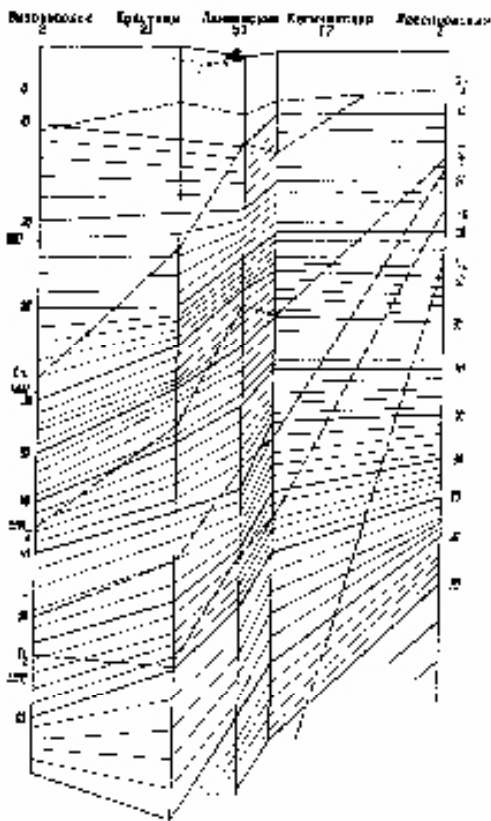


Рис. 2.9. Поперечный геотермический профиль Высокополье-Левенцовка.

Геотермические градиенты определяются обычно с гораздо более высокой степенью точности: даже в скважинах с установившимся температурным режимом ошибка определения Γ не превышает 5% [24], не говоря уже о длительно простаивающих скважинах (выстойка порядка года и более), где погрешность определения Γ менее 0,1%. Таким образом, закономерности распределения геотермических градиентов с достаточной степенью точности отражают структуру геотемпературного поля и могут служить источником информации о глубинных процессах, происходящих в недрах Земли.

Геотермические градиенты отдельных литолого-стратиграфических подразделений определяются при условии постоянства теплового потока теплофизическими характеристиками горных пород. Как уже отмечалось в § 2.1 осадочная толща ДДВ представлена отложениями от девонских до современных. В верхней части геологического разреза всех исследованных скважин находятся отложения палеогена (Pg) мощностью 100 - 200 м. Ввиду того, что геотермы на этом участке имеют, как правило, нелинейный характер, связанный с наличием зоны активного водообмена, то геотермические градиенты Pg определены с невысокой степенью точности. Среднее значение $\Gamma_{Pg} = 1,75^\circ\text{C}/100$ м, максимальные величины до $2,00^\circ\text{C}/100$ м приурочены к южному борту, минимальные - к северному ($\Gamma_{Pg} = 1,40^\circ\text{C}/100$). Причиной такого распределения геотермических градиентов отложений палеогена, по-видимому, может быть то, что южный склон Воронежского кристаллического массива является зоной питания подземных вод, в это ведет к закономерному уменьшению Γ_{Pg} в районе северного борта ДДВ.

Следующий стратиграфический комплекс, представленный меловыми отложениями, является наиболее выдержанным в литологическом отношении.



Он состоит из двух сравнительно однородных по литолого-минералогическому составу пачек пород: Cr_2 - известняки и Cr_1 - песчаники. Мощность меловых отложений меняется от 200 до 700 м, причем на южном борту эти отложения выклиниваются. Средний геотермический градиент отложений верхнего мела определен как $2.10^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$, диапазон изменения G_{Cr_2} - от 1.68 (скваж. Малодевицкая-5) до $2.86^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (скв. Опошнянская-1). Для песчанистой пачки нижнего

мела G_{Cr_1} составляет $1.56^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ $\pm 8\%$. Однородность литологического состава пород нижнего мела и, как следствие этого, незначительный разброс значений геотермических градиентов, не превышающий 20%, позволяют выбрать эти отложения в качестве геотермического репера для калибровки теплового потока в пределах ДДВ.

Юрские отложения в пределах ДДВ представлены семью стратиграфическими подразделениями, которые объединяются в пять четко выделяющихся литологических комплексов (см. рис. 2.1). В связи с тем, что границы литологических комплексов и стратиграфических подразделений не совпадают, целесообразнее определить для отложений единый средневзвешенный геотермический градиент. Следует отметить, что на геотермах всех исследованных скважин четко отбиваются все пропластки юрских отложений, мощностью более 10 м, причем наиболее четко они отбиваются в восточной части территории ДДВ и несколько сглаживаются - в западной, особенно на южном борту. По-видимому, это может быть связано с размытостью юрских отложений в западной и юго-западной областях. Геотермические градиенты юрских отложений меняются в широком диапазоне от 1.68 (Зачепиловская-49) до $3.95^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Бельская-10).

Среднее значение термоградиента G_{Cr} определено как $2.96^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ $\pm 3.4\%$ $\pm 3.0\%$.

Отложения триаса состоят из двух комплексов, довольно выдержанных по литологическому составу: Т глинистого и Т песчанистого. Геотермические градиенты глинистых отложений триаса меняются в весьма значительном диапазоне от 1.37 (Новоселовская-2) до $5.72^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ (Великобубновская-19),

составляя в среднем $2.57^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ $\pm 4.7\%$ $\pm 4.6\%$.

Среднее значение геотермического градиента песчанистой толщи триаса равно $1.54^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ $\pm 6.0\%$ $\pm 6.9\%$.

Как и для отложений нижнего мела, малый разброс значений термоградиентов и относительная однородность литологического состава пород триаса песчанистого позволяют выбрать эти отложения в качестве второго геотермического репера для территории ДДВ. Причем следует отметить равенство средних значений геотермических градиентов песчанистых пачек разновозрастных отложений Cr_2 и Т, что, по-видимому, может свидетельствовать как об однородности литологоминералогического состава, так и об одинаковой пористости и характере движения заполняющего флюида.

Термоградиенты верхнепермских отложений, представленных глинами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками, меняются в зависимости от соотношения компонент от 1.54 (Новоселовская-2) до 3.44°C/100 м (Прилукская-

10). Среднее значение градиента $Gr_2 = 2.35^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ^{+0.2%}_{-0.0%}. Отложения нижней перми вскрыты в скважинах северо-западной области и на северном борту юго-восточной области. В центральной части юго-восточной области нижняя пермь представлена соленосными отложениями. Значения геотермических градиентов P_1 изменяются в интервале 1.92 (Гнединцы-63, 82) - 3.07°C/100 м (Качановская-87).

Средняя величина термоградиента P_1 определена как $2.50^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ^{+0.8%}_{-0.2%}. Соленосные отложения нижней перми вскрыты в скважинах Монастырище-20, Ланновская-51, Машевская-26, 102, Ефремовская-50 и др. Геотермические градиенты соли меняются незначительно - от 0.97 до 1.23°C/100 м, что дает в среднем величину

$G_{cp} = 1.12^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ^{+0.8%}_{-0.3%}. Некоторое увеличение термоградиентов соленосных отложений в скважинах Машевской структуры ($Gr_1 = 1.23^\circ\text{C}/100\text{ м}$, $1.38^\circ\text{C}/100\text{ м}$) может быть связано как с наличием газовых пластов на глубинах порядка 2300 м (в близлежащих скважинах на этих глубинах получен промышленный приток газа), так и с влиянием структурного фактора, выражающимся в изменении теплового потока за счет фокусировки его и перераспределения высокотеплопроводными соленосными породами. Отложения верхнего, среднего и нижнего карбона (C_3 , C_2 и C_1), представленные переслаиванием глин, песчаников, известняков, аргиллитов и алевролитов, вскрыты в скважинах южного борта и северо-западной части ДДВ. Геотермические градиенты отложений верхнего карбона меняются от 2.23 (Глинско-Розбышевская-49) до 3.16°C/100 м (Перецептинская-54). Среднее значение

термоградиента C_3 определено как $2.67^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ^{+0.6%}_{-0.0%}. Градиенты отложений среднего карбона C_2 колеблются в пределах 2.53 (Ливенская-19) - 4.01°C/100 м (Ма-

лосорочинская-20). Средняя величина $G_{C_2} = 2.90^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ^{+0.2%}_{-0.7%}. Термоградиенты отложений нижнего карбона изменяются в диапазоне от 2.71 (Новотроицкая-8)

до 4.00°C/100 м (Малосорочинская-20); среднее значение - $3.39^\circ\text{C}/100\text{ м}$ ^{+0.6%}_{-0.0%}. Геотермические градиенты, вычисленные для всего карбона в целом, меняются от 2.54 до 4.00°C/100 м, составляя в среднем 2.87°C/100 м.

Отложения девона на территории ДДВ вскрыты лишь в двух из исследованных скважин: Петровцевской-5 на глубине 1743 м и Белоцерковской-21 на глубине 2065 м. Геотермические градиенты девонских отложений равны соответственно 3.28 и 2.27°C/100 м. Недостаточное количество экспериментальных данных не позволило определить среднее значение термоградиента девонских отложений и установить закономерности изменения G_D по глубине и площади ДДВ.

Для всех отложений осадочной толщи ДДВ построены графики зависимости

геотермических градиентов одноименных литолого-стратиграфических комплексов от глубины залегания. На рис.1.6 представлены графики зависимости Γ от H для отложений триаса глинистого, триаса песчанистого и верхней перми (соответственно кривые 1,2 и 3). Для остальных отложений осадочной толщи ДДВ зависимость $\Gamma = f(H)$ имеет аналогичный характер. Следует отметить только, что для песчанистых толщ эта зависимость выражена слабее, чем для глинистых.

Одинаковый характер функции $\Gamma = f(H)$ для различных литолого-стратиграфических комплексов позволил построить обобщенный график зависимости средневзвешенного градиента всего комплекса отложений от P_g до P_2 включительно от глубины. Как видно из рис. 2.10, до глубин порядка 1500 м происходит увеличение геотермического градиента, на глубинах свыше 1500 - 1700 м термоградиенты отложений $P_g - P_2$ начинают уменьшаться. В качестве причины, обуславливающей такой характер зависимости геотермических градиентов от глубины, можно предположить следующее: отложения, расположенные в верхней части геологического разреза, являются более влагонасыщенными по сравнению с породами, вскрытыми на большей глубине. Это закономерно приводит к увеличению теплопроводности [73, 74] и, следовательно, к уменьшению геотермических градиентов верхних слоев по сравнению с нижними. Уменьшение термоградиентов с глубиной для H свыше 1500 м представляет собой обычную зависимость Γ от H , связанную с увеличением плотности пород с глубиной.

Для удобства использования эмпирическая зависимость $\Gamma_{P_g - P_2} = f(H)$ может быть аппроксимирована двумя способами:

1) математическая обработка подученной кривой на ЭВМ позволила описать функцию $\Gamma = f(H)$ полиномом четвертой степени

$$y = 4.00 - 9.41x + 12.38x^2 - 5.92x^3 + 0.94x^4 \quad (2.1)$$

где y - геотермический градиент, $[^{\circ}\text{C}/100 \text{ м}]$;

x - глубина, $[\text{км}]$;

погрешность аппроксимации $e = 0,133$.

2) обработка методом наименьших квадратов дала возможность представить эмпирическую кривую в виде системы трех прямолинейных отрезков, уравнения которых имеют вид

$$\begin{aligned} y &= 0.001235x + 0.794 & 0.5 < x < 1.4 \\ y &= -0.0000993x + 2.67 & 1.4 < x < 1.94 \\ y &= -0.0010565x + 4.54 & 1.94 < x < 2.51 \end{aligned} \quad (2.2)$$

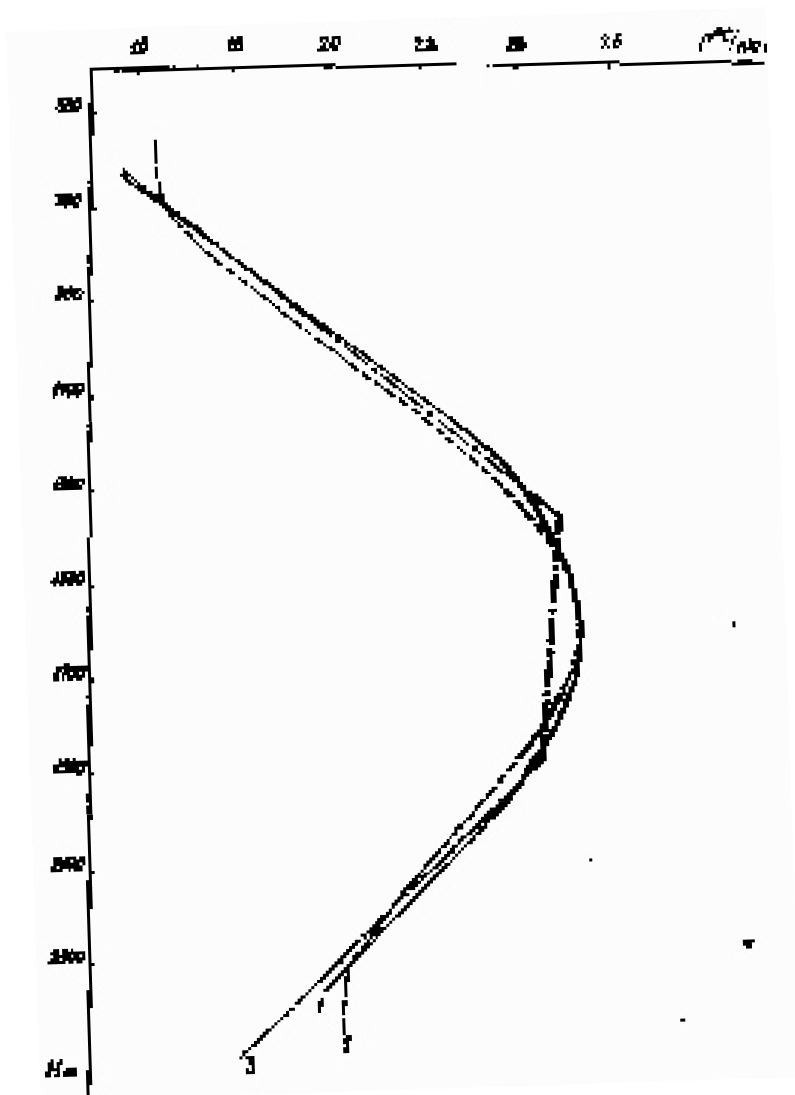


Рис.2.10. Зависимость Γ комплекса отложения $P_g - P_2$ от H . 1 - эмпирическая кривая $\Gamma = f(H)$; 2 - аппроксимация полиномом; 3 - линейная аппроксимация

Зависимость геотермических градиентов отдельных литолого-стратиграфических комплексов от глубины их залегания обуславливает соответственно закономерное распределение Γ по площади. На рис. 2.11 - 2.15 приведены карты изолиний термоградиентов по отложениям верхнего и нижнего мела, юры, триаса и верхней перми. На картах изоградиентов Cr_2 и Cr_1 четко фиксируются два минимума - в северо-западной и северо-восточной частях, в зоне перехода между которыми наблюдается относительный максимум значений Γ_{Cr_2} и Γ_{Cr_1} .

Совпадение карт изолиний термоградиентов верхнего и нижнего мела является, по-видимому, следствием одинаковых условий формирования тепловых полей таких литологически разнородных отложений, как Cr_2 - известняк и Cr_1 - песчаник.

Особенности строения поля градиентов юрских отложений (рис. 2.13) обусловлены, в основном, тремя причинами:

1) изменением средневзвешенного градиента J за счет различного соотношения мощностей глин, песчаников и известняков, представляющих юрские отложения;

2) наличием положительных аномалий, связанных с газовыми залежами в юрских и триасовых отложениях (месторождения Рыбальское, Бельское, Саттадакское);

и всего

К1

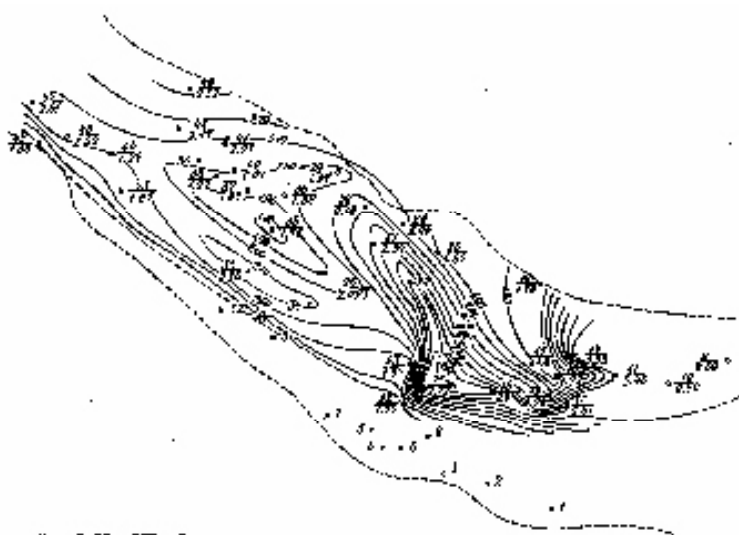


Рис. 2.11. ДДВ. Карта изолиний термоградиентов по отложениям Cr_2 .

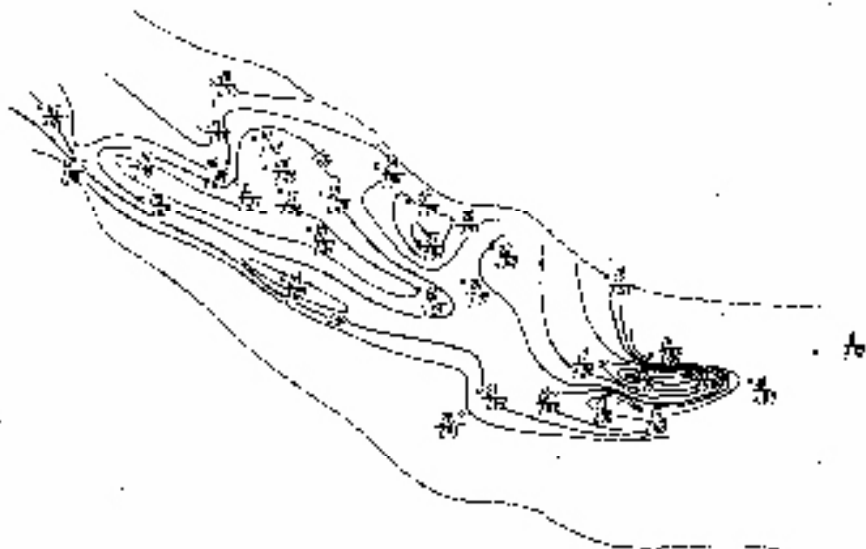


Рис.2.12. Карта изолинии термоградиентов по отложениям Cr_1 .

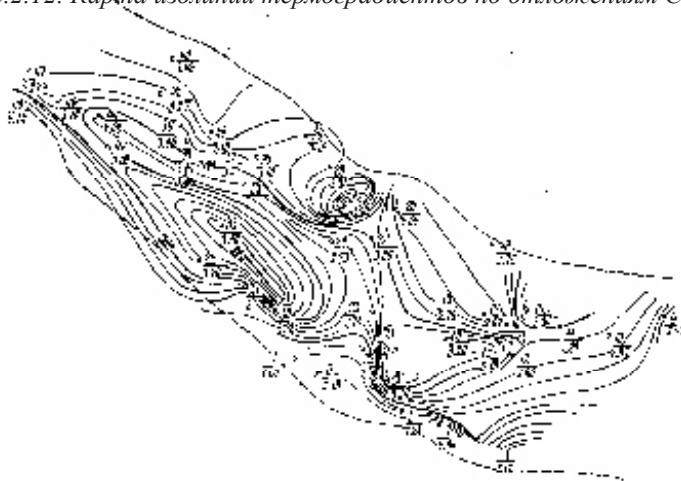


Рис.2.13. Карта изолиний термоградиентов по отложениям J .

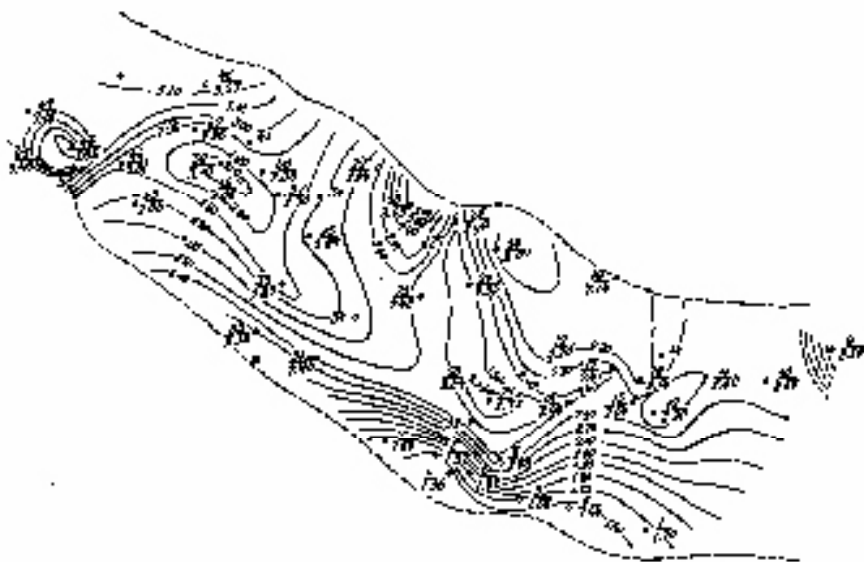


Рис. 2.14. Карта изолиний термоградиентов по отложениям триаса глинистого $T_{\text{глин}}$

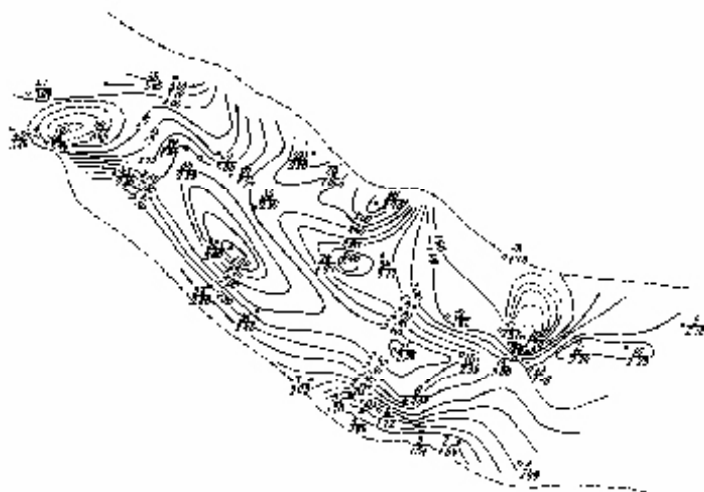


Рис. 2.15. Карта изолиний термоградиентов по отложениям P_2

Последним фактором, по-видимому, можно объяснить существование на южном борту области минимальных значений геотермических градиентов, обусловленных очень малой глубиной залегания юрских отложений в этом районе.

Для отложений триаса построены 2 карты, изолиний термоградиентов - отдельно по триасу глинистому ($T_{гл}$) и триасу песчанистому ($T_{п}$). Как видно из рис. 2.14, распределение $GT_{п}$ в восточной части ДДВ в общих чертах повторяет поле градиентов юры, в западной области отсутствует отрицательная аномалия, прослеживающаяся на всех картах изоградиентов отложений осадочной толщи. Вероятно, региональное уменьшение термоградиентов перекрывается здесь увеличением их за счет изменения фациального состава пород, а именно - увеличения глинистости отложений $T_{гл}$.

Распределение изолиний термоградиентов триаса песчанистого (см. рис. 1.8) заметно отличается от аналогичной картины для триаса глинистого. Значительное разрежение изолиний геотермических градиентов $T_{п}$ свидетельствует о более выдержанном литологическом составе пород триаса песчанистого, являющегося геотермическим репером. Следует отметить, что в общих чертах карта изоградиентов $T_{п}$ повторяет распределение геотермических градиентов отложений верхнего и нижнего мела, на которых не сказывается изменение глинистости.

На картах изоградиентов $T_{гл}$ и $T_{п}$ выявляются локальные положительные аномалии - Кегичевская, Волоховская, Прилукская, Качановская. Из литературных источников [6] известно, что на Качановском и Кегичевском месторождениях в отложениях триаса находятся газовые залежи, которые могут являться причиной возникновения положительных аномалий.

Карта геотермических градиентов верхнепермских отложений P_2 (рис. 2.15) практически совпадает с картой изолиний термоградиентов триаса глинистого. Одинаковый характер поведения изолиний термоградиентов $T_{гл}$ и P_2 особенно в западной части ДДВ обуславливается аналогичным изменением фациального состава пород триаса глинистого и верхней перми. Локальные максимумы Gr_2 на месторождениях Рыбальское, Ефремовское, Шебелинское, Машевское, по-видимому, можно связать с наличием в отложениях верхней перми газоносных пластов. Этой же причиной, вероятно, можно объяснить некоторое увеличение геотермических градиентов P_2 в скважинах Ланновской, Кегичевской и Качановской структур.

По отложениям нижней перми и карбона ввиду малого количества экспериментальных данных (отложения P_1 вскрыты лишь скважинами северного борта, соленосные отложения нижней перми - в юго-восточной части территории ДДВ, карбона - на южном борту и в северо-западной области), вместо построения соответствующих карт изоградиентов проведено сравнение пространственного распределения значений геотермических градиентов. В общих чертах можно отметить следующее: аналогично вышеприведенным закономерностям градиенты от

Таблица 2.1

Зона	Е ₀	Е ₁	J	T _r	T _a	P ₃	E ₄	E ₅
Южный берег	-	-	1 18 -44	167 -8	121 -10	171 -10	1 96 -40	1 77 -40
Евз.-мези хвосты	1 10 -44	1 17 -50	1 71 -33	110 -8	1 09 -30	1 10 -10	-	-
Евз.-мел хвосты	1 98 -10	1 08 -40	1 11 -33	1 91 -20	1 30 -10	1 36 -10	1 09 -10	1 77 -40
Горы-мел	1 17 -38	1 66 -10	1 17 -30	1 87 -10	1 66 -10	1 08 -30	1 10 -10	1 77 -40
Г _м - горы-мел			1 08	1 60	1 17	1 00	0 90	1 10
Г _м - Южный берег								
Г _м - горы-мел	1 16	1 13	1 16	1 10	1 11	1 18		
Г _м - Евз.-мези								
Г _м - Евз.-мел	1 13	1 11	1 01	0 97	1 11	0 97	1 11	1 11

ложений P , C_3 , C_2 и C_1 распределены таким образом, что минимальные значения находятся в области южного борта, в зоне северо-восточного и северо-западного минимумов. В связи с тем, что распределение G_c по территории ДДВ несколько напоминает карты изолиний термоградиентов отложений верхнего и нижнего мела и триаса песчанистого, можно сделать вывод, что фациальный состав пород карбона изменяется незначительно.

Сопоставляя вышеприведенные факты с ранее установленной зависимостью геотермических градиентов отложений осадочной толщи от глубины залегания, можно условно разделить всю территорию ДДВ на четыре зоны: 1) зона южного борта; 2) зона северо-восточного минимума; 3) зона северо-западного минимума; 4) так называемая переходная зона, включающая все остальные исследованные скважины.

Следует отметить, что каждой зоне соответствует свой интервал глубины залегания тех или иных отложений.

Для количественной характеристики приведенных закономерностей найдены отношения средних значений геотермических градиентов между зонами по отдельным литолого-стратиграфическим подразделениям (см. табл. 2.1).

Анализируя фактические данные, приведенные в таблице 2.1, можно отметить, что повышение градиентов отложений триаса глинистого, юры и верхней перми северо-западной области по сравнению с переходной зоной и переходной зоны по сравнению с областями южного борта и северо-восточного минимума обусловлено увеличением глинистости этих отложений в направлении с юго-востока на северо-запад и от бортов к центру впадины. По отложениям верхнего и нижнего мела наблюдается пропорциональное изменение отношений градиентов между зонами.

Сравнивая карты изолиний геотермических градиентов отложений мела, юры, триаса и перми, можно отметить, что

1) закономерности распределения изолиний термоградиентов песчанистых отложений верхнего мела и триаса заметно отличаются от характера распределения Γ для глин и известняков, что свидетельствует о преобладающем влиянии литологического фактора на формирование теплового поля ДДВ;

2) на всех картах изоградиентов четко фиксируются два минимума в юго-восточной части: на южном борту, связанный, очевидно, с малой глубиной залегания всех отложений, попадающих вследствие этого в зону активного водообмена, и в северо-восточной области, где все отложения имеют максимальную глубину залегания, что обуславливает в соответствии с установленной зависимостью $\Gamma = f(H)$ пониженные значения Γ . В северо-западной области одновременное действие двух факторов - зависимости градиентов Γ от глубины залегания H и связи градиентов глинистых отложений с изменением фациального состава пород - приводит

к тому, что минимумы значений термоградиентов, четко фиксируемые для одних отложений, компенсируются повышением их за счет увеличения глинистости в других литолого-стратиграфических подразделениях;

3) локальные положительные аномалии в пределах продуктивных горизонтов и покрывающих пород на некоторых структурах могут быть связаны с наличием в этих отложениях залежей нефти и газа.

$$\vec{q} = l \cdot \text{grad} T$$

В соответствии с эмпирическим законом Фурье величина геотермического градиента является функцией как теплового потока, так и теплопроводности, т.е. $\Gamma = f(q)$. Попытка разделения зависимости Γ от q привела к рассмотрению отношений термоградиентов, являющихся инвариантом относительно теплового потока.

Если в геологическом разрезе какой-либо скважины выбрать два слоя пород с различной теплопроводностью l_1 и l_2 , то при условии постоянства вертикального теплового потока $q_1 = q_2 = q$, можно записать:

$$q_1 = l_1 \Gamma_1, \quad q_2 = l_2 \Gamma_2, \quad l_1 \Gamma_1 = l_2 \Gamma_2, \\ \text{т.е.} \quad \frac{l_1}{l_2} = \frac{\Gamma_2}{\Gamma_1}$$

В другой точке наблюдения при $q'_1 = q'_2 = q'$ аналогично имеем:

$$\frac{l_1}{l_2} = \frac{\Gamma_2}{\Gamma_1}$$

$$\frac{\Gamma_2}{\Gamma_1} = \frac{\Gamma'_2}{\Gamma'_1}$$

Таким образом, даже если $q \neq q'$ при условии $\frac{\Gamma_2}{\Gamma_1} = \frac{\Gamma'_2}{\Gamma'_1} = \text{const}$ можно

$$\frac{l_1}{l_2} = \frac{l'_1}{l'_2}$$

записать, что $\frac{l_1}{l_2} = \frac{l'_1}{l'_2}$ т.е. вдоль линии равных отношений геотермических градиентов наблюдается равенство отношений теплопроводностей. Если какой-либо слой принять за геотермический репер, т.е. считать, что с определенной степенью точности

$$l_1 = l'_1 = \dots = l''_1 = \text{const},$$

то карта изолиний отношений термоградиентов будет представлять собой карту распределения теплопроводностей соответствующих отложений по отношению к пласта - геотермического репера.

На рис. 2.16 представлена карта отношений градиентов верхнего и нижнего мела ($\Gamma_{Cr_2}/\Gamma_{Cr_1}$). Как видно из рисунка, в центральной части ДДВ, не считая

некоторых локальных аномалий, отношения градиентов в целом остаются постоянными. Прибортовые области характеризуются пониженными значениями отношений, что говорит об увеличении теплопроводности пород Cr_1 на бортах. Это, в свою очередь, можно связать с увеличением на бортах песчанистости отложений нижнего мела, что является закономерным следствием преимущественного сноса песчанистого материала с прилегающих кристаллических массивов и их склонов.

На рис. 2.17 приведена карта изолиний отношений геотермических градиентов глинистого и песчанистого триаса (аналогичный характер имеют карты отношений градиентов J/Cr_1 и P_2/T_n). Из анализа карт изолиний Γ_{T2}/Γ_{Tn} следует, что глинистость отложений триаса (соответственно J и P_2) закономерно уменьшается в направлении с северо-запада на юго-восток и от центра впадины к ее бортам, что подтверждается и литературными данными [5].

При сравнении карт отношений геотермических градиентов и фациальных карт, в частности, карт коэффициентов песчанистости триаса и верхней перми [5], видно, что общий характер изолиний отношений термоградиентов совпадает с закономерностями распределения изолиний коэффициентов песчанистости. Изменение фациального состава пород по территории ДДВ объясняется тем, что основными источниками сноса песчанистого материала являлись Донбасс и кристаллические массивы (Украинский, Воронежский), по мере удаления от Донецкого складчатого сооружения и от бортов к центру впадины, закономерно меняется песчанистость, а соответственно и глинистость пород осадочной толщи ДДВ.

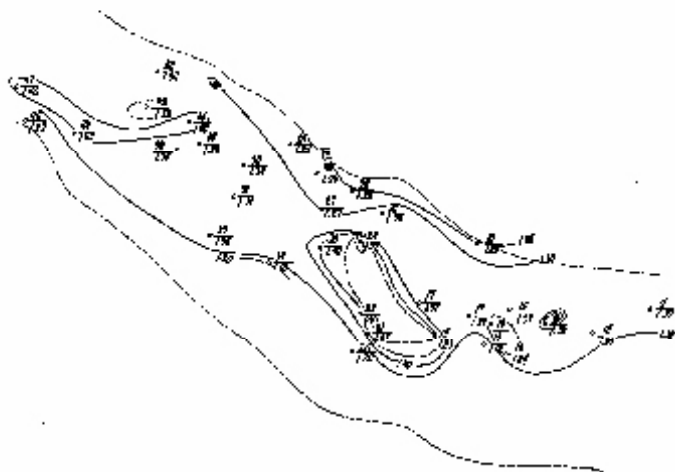


Рис. 2.16.
Карта
изолиний
отноше-
 $\frac{\Gamma_{\epsilon 2}}{\Gamma_{\epsilon 1}}$
ний

Локальные аномалии геотермических параметров на территории ДДВ, по-видимому, могут быть связаны как с влиянием структурного фактора, так и с наличием нефтяных и газовых залежей.

Действие структурного фактора на геотемпературное поле выражается в одновременном изменении температур и геотермических градиентов по всему геологическому разрезу. В качестве примера в таблице 2.2 приведены результаты сравнения геотермических параметров крыльевых и купольных скважин по отдельным структурам. Как видно из таблицы, температуры, зафиксированные в купольных скважинах, в среднем на 7% превышают температуры, наблюдаемые в крыльевых скважинах. В таком же соотношении находятся и геотермические градиенты всех отложений, т.е. $G_{cp}(куп)/G_{cp}(кр.) = 1.07$.

В отдельных случаях установленная закономерность может нарушаться; так, крыльевые скважины Глинско-Розбышевской и Гнединцевской структур, обладая пониженными градиентами по сравнению с купольными, имеют неожиданно высокие значения градиентов P_2 и P_1 . Как известно, на этих структурах в отложениях P_1 находятся залежи нефти. Кроме того, в литературе отмечается [6], что на этих месторождениях по мере удаления от свода структуры к периклиналям в разрезе продуктивной толщи наблюдается увеличение содержания глинистых разностей. Все это может перекрывать влияние структурного фактора, которое, как видно из таблицы 2.2, не так-то велико. Между увеличением геотермических

градиентов и наличием газовых залежей удалось установить определенную зависимость (см. табл. 2.3).

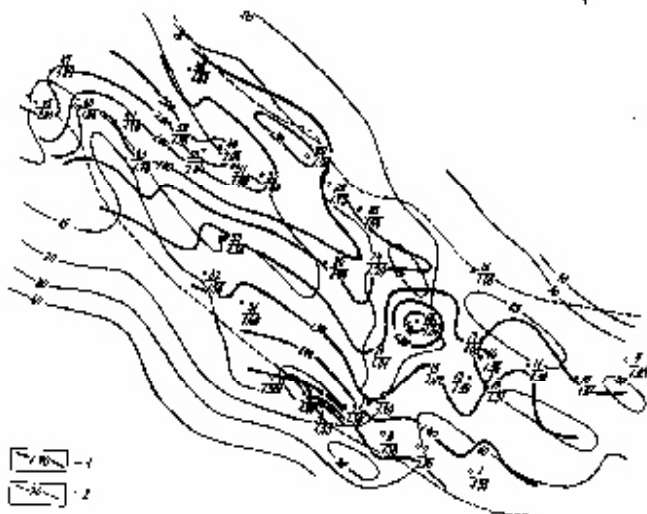


Рис. 2.17. Карта изолиний отношений

$$\frac{G_{\text{глин}}}{G_{\text{песч}}}$$

(1) и коэффициентов песчанистости (2).

Структуры	Рудново-Восток №1 (куп.) №2 (пр.)	Полесно- Возьмешевский №1 (куп.) №2 (пр.)	Гведицковский №1 (куп.) №2 (пр.)
ΔT в % (среднее на глубинах 500-2500 м)	8,3	6,0	5,8
G/G_0 (среднее по всем отложениям)	1,9	1,07	1,06

Отложения с газовой залежью	Месторождение	G	Глубина залегания пород горизонта	Проницаемость пород
J	Бельское	3.95	1500 м	2000 – 5000
J	Рыбальское	3.66	1330 м	880 мд
J	Солонское	2.73	826 – 861	63 – 78
T	Качановское	3.03	1500 – 1600	1 – 2000 мд
T	Рыбальское	2.49	1360 – 1490	411 мд
P ₁	Качановское	2.52	1680 – 1690	1 – 2000 мд
P ₁	Щербовское	2.24	2520 – 3247	1.5 – 30 мд
C	Новоникольское	2.90		99.4 – 511.8
C	Новотроицкое	2.92	3293 – 3309	80 – 90 мд
C	Новогригорьев.	4.16		0.05 – 18.4
C	Зачепитовское	2.79	709 – 1630	0.2 – 3767
C	Качановское	3.05	1720 – 2320	1000 мд

Представляет интерес провести сравнение геотермических параметров структур, находящихся в аналогичных тектонических условиях: геотермические градиенты P_g и C_r на Качановском и Рыбальском месторождениях одинаковы, градиент J - повышен на Рыбальском (наличие газовых залежей в юре), термоградиенты отложений триаса на Качановской структуре значительно превышают G_T Рыбальской, что также может быть связано с наличием залежей в триасе.

Несмотря на небольшое количество фактических данных, можно установить некоторую связь между величиной геотермического градиента и проницаемостью пород. Возможной причиной этой связи может быть: 1) обратная зависимость коэффициента проницаемости (k) от теплопроводности пород, что при условии постоянства плотности теплового потока, когда градиент пропорционален $1/l$, дает увеличение G с возрастанием k ; 2) прогрев глинистой толщи, дающей основной вклад в величину термоградиента, за счет хорошей проницаемости песчанистой толщи; 3) дополнительный прогрев толщи пород за счет горизонтальной миграции газа по высокопроницаемому пласту-коллектору из близлежащих скважин с промышленным притоком газа (что невозможно для коллекторов с малой проницаемостью).

Таким образом, можно считать, что наличие газонефтяных залежей приводит к некоторому увеличению геотермических градиентов соответствующих отложений. В зависимости от типа покрышки (соль, глина) вышележащие отложениягреваются по-разному: если соленосная покрышка с большой теплопроводностью служит проводником тепла, за счет чегогреваются все вышележащие отложения на большом расстоянии (Машевская, Кегичевская и Ефремовская структуры), то глинистая теплоизолирующая толща аккумулирует тепло, в результате чего могут прогреваться лишь пласты незначительной мощности на небольшом расстоянии от залежи.

§ 2.4. Расчетное геотемпературное поле Днепровско-Донецкой впадины

Для получения информации, содержащейся в геотемпературном поле, необходимо произвести термометрические измерения в достаточном количестве точек и построить карты изотерм на характерных плоскостях-срезах и рельефных поверхностях, позволяющие выявить основные факторы формирования тепловых полей и осуществлять контроль за разработкой нефтяных и газовых месторождений. Это можно сделать при наличии большого количества скважин, пробуренных до требуемой глубины. Однако такого количества скважин обычно нет, особенно на новых разведочных площадях.

В то же время геотермическую информацию можно получить практически по всем без исключения скважинам, недоступным для непосредственных термометрических замеров, в том числе и ликвидированным по тем или иным причинам, если имеются данные о литолого-стратиграфическом строении геологического разреза. Используя большой информационный массив, можно аналитически рассчитывать геотемпературные поля как отдельных локальных структур, так и целых регионов.

Методика аналитического расчета начальных геотемпературных полей, подробно изложенная в работах [42, 45, 69], основана на использовании извест-

ного соотношения

$$T = T_{\text{г}} + q \sum_{i=1}^k x_i \Delta H_i = T_{\text{г}} + \sum_{i=1}^k \Gamma_i \Delta H_i \quad (2.3)$$

являющегося решением одномерного дифференциального уравнения теплопроводности при условии установившегося процесса теплообмена, плоско-параллельного залегания ограниченного числа однородных слоев, отсутствия локальных тепловых источников и стоков, чисто кондуктивной теплопередачи и постоянства глубинного теплового потока в пределах рассматриваемого района.

Геотермическое поле Земли в общем нестационарно, однако для коротких отрезков времени и сравнительно малых площадей исследуемых структур расчеты с достаточной степенью точности приближения ведутся исходя из положения квазистационарности. Как показывают температурные исследования [44], естественные тепловые поля геологических структур формируются как в условиях относительного постоянства глубинного теплового потока, так и в условиях его изменчивости по площади. Для отдельных месторождений в силу того, что площади их относительно невелики, случаи заметной неоднородности теплового потока в пределах исследуемой структуры встречаются довольно редко. Как правило, с достаточной степенью точности выполняется условие постоянства теплового потока $q = \text{const.}$, что значительно облегчает расчет начальных геотемпературных полей. Для регионов, площади которых измеряются сотнями и тысячами кв. км, дело обстоит сложнее. Тем не менее в любом регионе всегда можно выделить области с относительно постоянными значениями тепловых потоков и проводить расчет по каждой из них в отдельности, стыкуя на границах.

При условии постоянства теплового потока распределение температуры на характерных срезах при прочих равных условиях определяется:

- 1) температурой и глубиной залегания нейтрального слоя, представляющими собой верхнее граничное условие;
- 2) характером рельефа местности или геоморфологическим фактором;
- 3) теплофизическими характеристиками пород, слагающих геологический разрез, т.е. литологическим фактором.

Экспериментальное определение и учет этих факторов дают возможность в первом приближении производить аналитический расчет начальных геотемпературных полей в соответствии с ранее предложенной методикой [43, 45], основные положения которой сводятся к следующему:

1. В связи с тем, что предлагаемые расчетные формулы справедливы лишь при условии постоянства теплового потока, необходимо проверить выполнение этого условия. Наиболее подходящим для этой цели является метод реперного

го-ризонта (см. § 1.4). Определив среднее значение термоградиента пласта-геотермического репера и вычислив разброс значений $\Gamma_{\text{ср}}$, можно экспериментальным путем проверить выполнение условия $q = \text{const}$ с некоторой погрешностью. Если эта погрешность не превышает ошибок измерения геотермических параметров, то тепловой поток на исследуемой территории с некоторой степенью точности можно считать постоянным и использовать предлагаемые формулы для расчета геотемпературных полей.

2. В соответствии с литолого-стратиграфическим строением в геологическом разрезе каждой исследованной скважины необходимо выделить n комплексов отложений, т.е. выбрать на основании решения уравнения (2.3) n -слойную математическую модель, которая с достаточной степенью точности описывала бы экспериментально полученные геотермограммы.

3. По каждой из исследованных скважин необходимо определить геотермические градиенты, характерные для n комплексов отложений, и вычислить среднее значение Γ каждого комплекса для всей рассматриваемой территории.

4. Так как в расчетную формулу (2.3) входят мощности каждого из n слоев, то следует определить их как для экспериментально исследованных скважин, так и для тех, в которых будет проводиться аналитический расчет.

5. В расчетную формулу (2.3), помимо геотермических градиентов и мощностей n слоев, входят температура $T_{\text{нс}}$ и глубина залегания, $H_{\text{нс}}$ нейтрального слоя, которые могут быть определены либо по карте распределения температур нейтрального слоя для территории СССР (см. рис. 1.2), либо экспериментальным путем для каждого исследуемого района. Для практических целей часто бывает достаточно определить $H_{\text{нс}}$ и $T_{\text{нс}}$ из двух термометрических замеров в одной и той же скважине с интервалом не менее шести месяцев. Верхняя точка слияния геотермограмм дает искомые величины глубины залегания и температуры нейтрального слоя.

В случае неоднородного рельефа местности, когда невозможно определить $T_{\text{нс}}$ и $H_{\text{нс}}$ с достаточной степенью точности, целесообразно выбрать некоторую “нулевую точку” с координатами T_0H_0 и от нее вести построение расчетных геотерм. Выбирается такая точка продолжением геотермы до уровня поверхности Земли из условия наилучшего совпадения расчетной геотермы с экспериментальной.

Так как введение начальной точки T_0H_0 вместо $T_{\text{нс}}H_{\text{нс}}$ в формуле (2.3) является источником дополнительной погрешности, то необходимо как можно более точно установить закономерность распределения T_0H_0 в пределах исследуемой территории.

6. В соответствии с расчетной формулой (2.3) вычислить температуры на заданных глубинах по всем скважинам в пределах исследуемого района, для которых имеются данные о литолого-стратиграфическом строении геологического разреза, и построить соответствующие карты изотерм, используя и

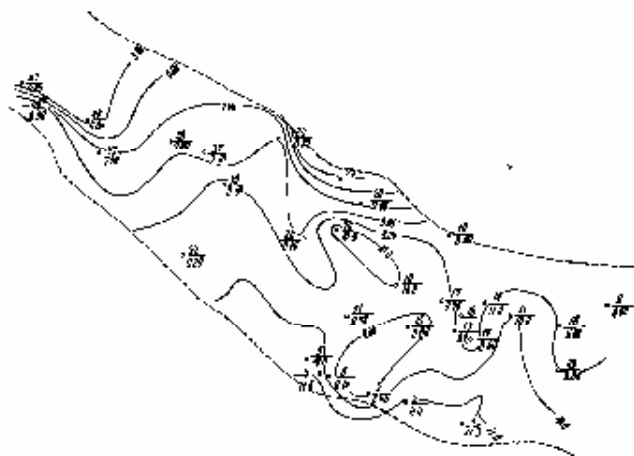
экспериментально замеренные температуры.

7. Для всех экспериментально исследованных скважин необходимо сравнить температуру на определенной глубине, вычисленную по расчетной формуле (2.3), с температурой, полученной в результате термометрического замера. Определив погрешность для каждой из исследованных скважин, следует вычислить максимальное, минимальное и среднее отклонения расчетных температур от реально существующих для всей изучаемой территории. Степень соответствия друг другу аналитически рассчитанных и экспериментально замеренных температур дает возможность оценить точность полученных результатов и позволяет судить о пригодности предлагаемой методики расчета начальных геотемпературных полей.

В соответствии с предлагаемой методикой было аналитически рассчитано геотемпературное поле ДДВ, при этом учитывались следующие закономерности, установленные на основе анализа экспериментальных данных:

- 1) зависимость начальной температуры T_0 от положения исследуемой структуры на территории ДДВ;
- 2) зависимость геотермических градиентов комплекса отложений $P_g - P_2$ и карбона от глубины залегания и расположения скважины в той или иной зоне ДДВ;

Начальные температуры T_0 определялись по продолжению первого наиболее четкого прямолинейного участка геотермы до поверхности Земли. Это был, как правило, мощный однородный слой верхнего мела Cr_2 и лишь для южного борта - отложения юры. На карте полученных значений T_0 (рис. 2.18) четко выделяются 3 области: северо-западная со средним значением $T_0 = 7.7^\circ\text{C}$, центральная - $T_0 = 8.7^\circ\text{C}$ и зона южного борта, где $T_0 = 9.8^\circ\text{C}$.



При расчете геотемпературного поля ДДВ в соответствии с выражением (2.3) использовались двух-, трех- и четырехслойные математические модели в зависимости от особенностей строения геологического разреза скважин и местоположения их в той или иной области данной территории. Первый литоло-

го-стратиграфический комплекс включает в себя отложения от верхнего мела до нижней перми. Геотермический градиент этого комплекса определяется из графика зависимости $\Gamma(P_g - P_2) = -f(H)$ (рис. 2.10). Используя глубинно-зональное распределение значений геотермических градиентов, на территории ДДВ можно выделить 4 области, каждая из которых характеризуется собственной величиной среднего термоградиента первого комплекса отложений:

Рис. 2.18. ДДВ. Карта начальных температур T_0

1. Южный борт ДДВ	0 Н 1100 м	$G_{cp} = 1.75^\circ\text{C}/100 \text{ м}$	$+0.9\%$ -7.5%
2. Переходная зона	1100 Н 1900 м	$G_{cp} = 2.53^\circ\text{C}/100 \text{ м}$	$+9.1\%$ -1.5%
3. Северо-западная	Н 1900 м	$G_{cp} = 2.26^\circ\text{C}/100 \text{ м}$	$+5\%$ -6.6%
4. Северо-восточная	$H > 2100 \text{ м}$	$G_{cp} = 2.08^\circ\text{C}/100 \text{ м}$	$+0.6\%$ -2%

Вышеприведенные значения используются в расчетной формуле (2.3) в качестве геотермических градиентов первого литолого-стратиграфического комплекса отложений $Cr - P_2$ по каждой из четырех зон, выделенных на территории ДДВ.

Следует отметить, что там, где вскрыты соленосные отложения нижней перми, они выделены в самостоятельный комплекс со средним геотермическим градиентом $G_{cp} = 1.12^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ $+2.3\%$ -6% .

Средний геотермический градиент отложений карбона, представляющего собой третий литолого-стратиграфический комплекс, для всей территории ДДВ принят равным $2.76^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ $+2.3\%$ -1.2% . Исключение составляет зона южного борта, где отложения карбона, обладающие большой мощностью, пришлось разбить на три самостоятельных комплекса, градиенты которых соответственно приняты равными: для верхнего карбона $C_3 = 2.5^\circ\text{C}/100 \text{ м}$, среднего $C_2 = 2.73^\circ\text{C}/100 \text{ м}$ и нижнего $C_1 = 3.19^\circ\text{C}/100 \text{ м}$. Как правило, в зоне южного борта не вскрываются соленосные отложения нижней перми, так что, несмотря на выделение трех самостоятельных комплексов в отложениях карбона, число членов в расчетной формуле (2.3) не превышает четырех.

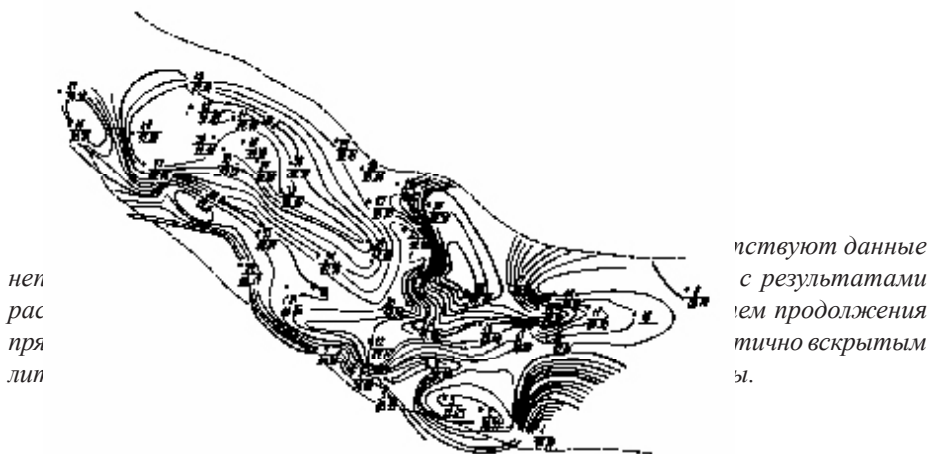
Следует отметить, что при вычислении средних величин термоградиентов, используемых для расчета, были исключены геотермические параметры, опреде-

ленные в скважинах Прилукского и Левенцовского месторождений, выделяющихся локальными положительными аномалиями на региональном температурном фоне ДДВ.

Глубина, м	Расчетная температура, °С	Температура, °С	Разность температур, °С	Погрешность, °С
1000	241	6,39	0,1	7,87
1500	1,63	6,15	0	3,90
2000	2,08	5,53	0	2,63
2500	1,94	4,23	0,04	2,86
3000	1,90	4,78	0	2,39
3500	2,16	6,43	0,07	2,37
4000	2,60	7,4	0,6	2,76

В целях экспериментальной проверки расчетного температурного поля, определения допущенной погрешности и уточнения исходных параметров [70] на территории ДДВ были проведены дополнительные геотермические исследования. В таблице 2.4 приведены средние, минимальные и максимальные значения абсолютной и относительной погрешностей, полученные в результате сравнения расчетных и реальных температур на глубинах от 1000 до 4000 м.

Таблица 2.4



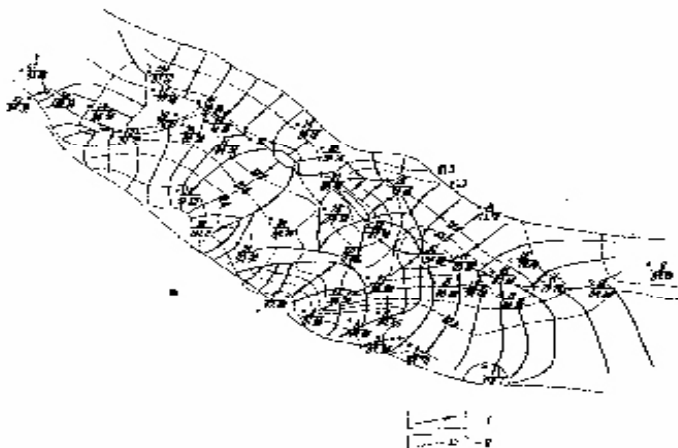


Рис. 2.19. ДДВ. Расчетная карта изотерм на глубине 2000 м.

Как видно из таблицы, средние и максимальные значения абсо-

лютной ошибки сохраняются примерно одинаковыми для всех глубин, в то время как относительная погрешность с глубиной уменьшается.

Рис. 2.20. ДДВ. Расчетная карта изотерм на глубине 3000 м. 1 - направления горизонтальных тепловых потоков, 2 - изотермы.

На глубине 1000 м отклонение расчетных температур от экспериментальных, превышающее 10%, наблюдается у 31% из общего числа скважин. Это может быть обусловлено усреднением верхних участков геотерм вплоть до отложений карбона, что естественно является источником значительной ошибки. Исключение составляют скважины южного борта, где кровля карбона вскрывается на глубинах порядка 400 - 900 м, что находит свое отражение в малых значениях ΔT .

Аналогичную зависимость имеем для глубины 1500 м: в тех скважинах, где мощность комплекса отложений $P_g - P_2$ превышает 2000 м, отклонение $T_{расч.}$ от $T_{экс.}$ достаточно велико (погрешность, превышающую 10%, имеют 7% от общего числа скважин).

На глубине 2000 м погрешность, превышающая 10%, отмечена лишь у одной скважины, на больших глубинах нет ни одной скважины, у которой разность между расчетной и экспериментально замеренной температурой превышала бы 10%.

Анализируя отклонение расчетных данных от экспериментальных по отдельным скважинам, можно отметить следующие особенности: в скважине Новониколаевская-1 расчетные данные на глубине 2000 м значительно занижены по сравнению с экспериментально замеренными температурами. В то же время известно, что примерно на этих глубинах в горизонте C_1 вскрыты газовые залежи. Аналогичную картину имеем для скв. Ливенская-19, где экспериментальные температуры превышают расчетные на глубинах порядка 2500 м, и для скважины Руденковская-1, где $T_{\text{эксп.}} > T_{\text{расч.}}$ на глубине 2000 - 2500 м, что возможно также обусловлено наличием газовых залежей.

Таким образом, если принять расчетное геотемпературное поле за общий региональный фон ДДВ, то превышение экспериментальных значений температур по сравнению с расчетными на некоторых глубинах, по-видимому, можно связать с положительными аномалиями локального характера, не зависящими от общих закономерностей распределения геотермических параметров, заложенными в основу аналитического расчета. Сопоставление начального невозмущенного геотемпературного поля с реальными значениями температур и анализ распределения отклонениям ΔT по территории ДДВ позволяют выявить влияние движения подземных вод, наличие залежей нефти и газа и других факторов, не учитываемых в процессе расчета.

Другим способом проверки расчетного геотемпературного поля является сравнение средних значений $T_{\text{расч.}}$ и диапазона их изменения на различных глубинах с графиком зависимости $T_{\text{ср}} = f(H)$ (см. рис. 1.4), построенным на основании экспериментальных данных и являющимся обобщенной характеристикой энергетического состояния недр исследуемого региона. Как видно из рис. 1.4, среднее значение $T_{\text{расч.}}$ на глубине 3000 м, равное 82.4 С, четко ложится на экспериментальную прямую $T_{\text{ср.}} = f(H)$, диапазон изменения расчетных температур $\Delta T = T_{\text{max}} - T_{\text{min}} = 98.8^\circ - 64.5^\circ$ полностью соответствует предсказанному теоретически на основе экстраполяции зависимости $T_{\text{ср.}} = f(H)$ до глубины 3000 м. Все это свидетельствует о достаточно высокой точности предлагаемой методики расчета начальных геотемпературных полей (в среднем ~ 3%) и достоверности полученных результатов.

§ 2.5. Поле тепловых потоков

Тепловые потоки в пределах ДДВ характеризуются довольно устойчивыми значениями, на которых не сказывается ни погружение фундамента в юго-вос-
66

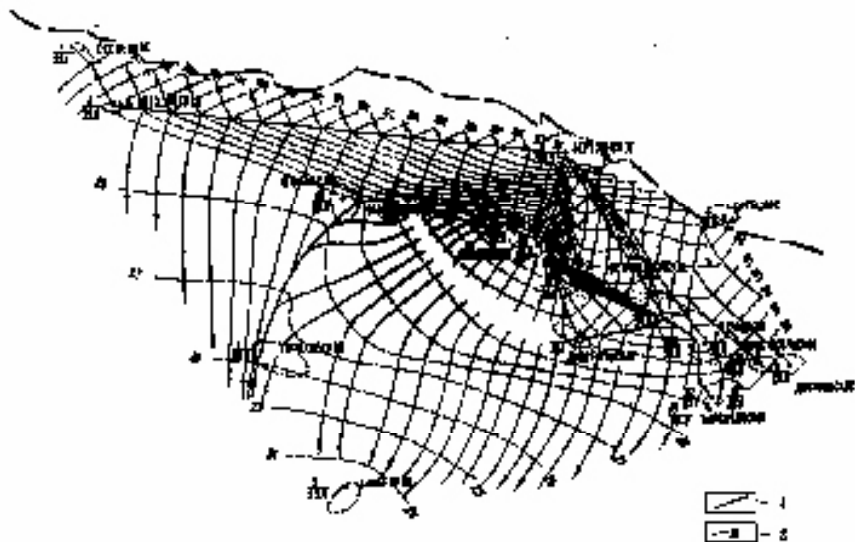
точном направлении, ни перемещения отдельных блоков по разломам, ни различное геологическое строение отдельных структур, ни зоны проявления вулканизма. За исключением отдельных локальных аномалий, таких, как Прилукская и Перещепинская, колебания тепловых потоков вдоль грабена не превышают ошибок измерения [12]. Среднее значение q , определенное по общепринятой методике в соответствии с законом Фурье, равно по данным [24] $1.06 \pm 0.08 \text{ мккал/см}^2\text{сек}$. В [12] приведена величина $q = 1.05 \pm 0.14 \text{ мккал/см}^2\text{сек}$. Среднее значение теплового потока для территории ДДВ, определенное методом реперного горизонта, составляет $1.01 \pm 0.15 \text{ мккал/см}^2\text{сек}$, что находится в хорошем соответствии с литературными данными. Все вышесказанное относится к вертикальной составляющей теплового потока. Однако для определения возможных путей движения флюидов под действием термодиффузии и наиболее вероятных мест скопления углеводородов наибольший интерес представляют карты направлений горизонтальных тепловых потоков по отдельным областям нефтегазоаккумуляции.

Днепровско-Донецкая впадина была одной из нефтегазоносных областей, для которой сопоставление всего комплекса экспериментально полученных и теоретически рассчитанных значений геотермических параметров позволило построить схематичную карту направлений горизонтальных тепловых потоков. Эта карта представлена на рис. 2.20 в виде ортогональной сетки к совокупности расчетных изотерм на глубине 3000 м. Строго говоря, это - карта напряженности температурного поля $\vec{E} = -\text{grad}T$, по направлению совпадающих с горизонтальными тепловыми потоками $\vec{q}_{\text{гор}} = l_{\text{гор}} \text{grad}T$. Определить величину $\vec{q}_{\text{гор}}$ пока не удалось ввиду отсутствия экспериментальных данных о значениях горизонтальной составляющей теплопроводности, хотя теоретически метод определения $\vec{q}_{\text{гор}}$ в естественных условиях уже разработан (§ 1.4).

Анализ карты напряженностей температурного поля ДДВ показал, что горизонтальные тепловые потоки направлены в основном с бортов к центру впадины, т.е. тепломассоперенос под действием термодиффузии идет от Воронежского и Украинского кристаллических щитов, а также со стороны Донецкого складчатого сооружения и Припятской впадины к ДДВ. Известно, что Донбасс, УКЩ и Воронежский массив являются основными областями сноса осадочного материала в сторону ДДВ, кроме того Воронежский кристаллический массив служит областью питания подземных вод ДДВ, т.е. основные направления горизонтальных тепловых потоков, выделенные на карте напряженности геотемпературного поля ДДВ, совпадают с реально существующими и наблюдаемыми массопереносом и движением флюида. Таким образом, вполне естественно предположить, что на больших глубинах в направлении горизонтальных тепловых потоков идет миграция углеводородов и места наиболее вероятного скопления

нефти и газа сосредоточены в центральной части ДДВ.

Аналогичные карты направлений горизонтальных тепловых потоков построены для Припятской впадины (рис. 2.21), и Западно-Украинской нефтегазоносной области (рис. 2.22). Интересно отметить, что для Припятской впадины направления горизонтальных тепловых потоков в общих чертах совпадают с направлениями вектора фильтрационной силы на схематической гидродинамической карте межсолевого комплекса, т.е., как и для ДДВ, существует взаимно однозначное соответствие между движением флюида (в данном случае воды) и тепломассопереносом под действием градиента температур. Обращает на себя внимание тот факт, что в восточной части Припятской впадины горизонтальные тепловые потоки направлены в сторону ДДВ, т.е. изолинии напряженности геотемпературного поля ДДВ являются как бы продолжением аналогичных

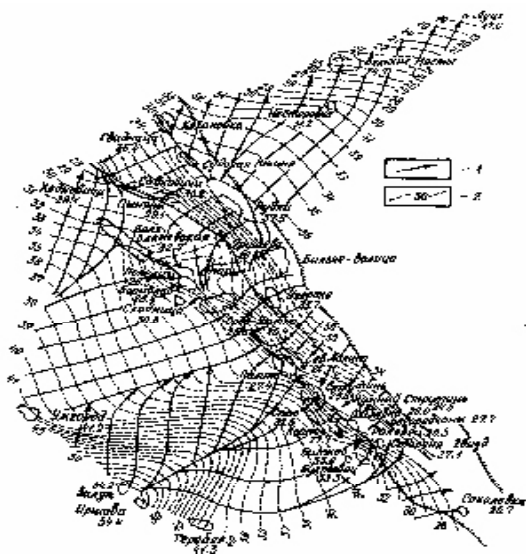


изолиний Припятской впадины, образуя единую систему направлений движения флюидов под действием термодиффузии.

На карте Западно-Украинской нефтегазоносной области выделяются три основных направления горизонтальных тепловых потоков: со стороны Карпатского региона к западной окраине Русской платформы, от Закарпатья и Внешней зоны Предкарпатского прогиба к Внутренней зоне.

Анализируя в целом закономерности распределения геотермических параметров в пределах ДДВ, можно сделать следующие основные выводы:

1. Преобладающее влияние на формирование геотемпературного поля ДДВ оказывает литологический фактор, за исключением верхних 300 - 500 м, которые



находятся в зоне активного водообмена.

2. Зависимость средних значений температур от глубины, являющаяся характеристикой энергетического состояния недр исследуемого региона, имеет для ДДВ линейный характер, что позволяет использовать функцию $T_{\text{ср.}} = f(H)$ для прогноза $T_{\text{ср.}}$ для любых глубин вплоть до кристаллического фундамента.

Рис. 2.21. Припятская впадина. Карта изотерм (2) и направлений горизонтальных тепловых потоков (1) на глубине 1000 м.

Рис. 2.22. Западно-Украинская нефтегазоносная область. Карта изотерм (2) и направлений горизонтальных тепловых потоков (1) для абсолютной отметки - 500 м.

3. В отличие от других геосинклинальных областей максимальные значения температур на всех глубинах наблюдаются не по центру впадины, а в районе южного борта, в то время как центральная часть ДДВ характеризуется в основном минимальными T .

4. Количество положительных температурных аномалий, имеющих, как правило, локальный характер, превышает число отрицательных аномалий, что, по-видимому, может быть связано с наличием залежей нефти и газа.

ГЛАВА III

ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ПРЕДКАВКАЗЬЯ

§ 3.1. Предкавказский регион

Территория Предкавказья простирается от Азовского моря на северо-западе до Каспия на востоке. Большая часть ее принадлежит к эпигерцинской платформе, известной под названием Предкавказской или Скифской. С севера платформа сочленяется по зоне разломов с докембрийской платформой, с юга - через альпийский краевой прогиб ограничена Большим Кавказом [27, 7].

В истории и структуре Предкавказья важнейшую роль играют два направления деформации: параллельное Большому Кавказу и поперечное к нему, причем на разных этапах развития территории роль этих направлений была различной. В современном структурном плане региона выделяются следующие крупные тектонические элементы: линейно вытянутая вдоль складчатого сооружения Кавказа впадина - пригеосинклинальный прогиб; Ставропольский свод, разделяющий прогиб на Индоло-Кубанский на северо-западе и Терско-Каспийский на юго-востоке; Азово-Кубанская и Терско-Кумская впадины, также разделенные Ставропольским сводом, и Манычский прогиб, простирающийся вдоль северной границы края и отделяющий Ставропольский свод от вала Карпинского [27, 7]. Все перечисленные элементы, совместно с докембрийскими: Азовским выступом и юго-западной частью солянокупольной области Прикаспийской впадины, а также структуры меньшего порядка указаны на рис.3.1.

Современные тектонические движения Предкавказья характеризуются в

М

основном поднятиями земной коры (0 - 6 гОД), за исключением равнинной части

М

Дагестана (0 - (- 2) гОД) и отдельных участков в районе Ростовского выступа

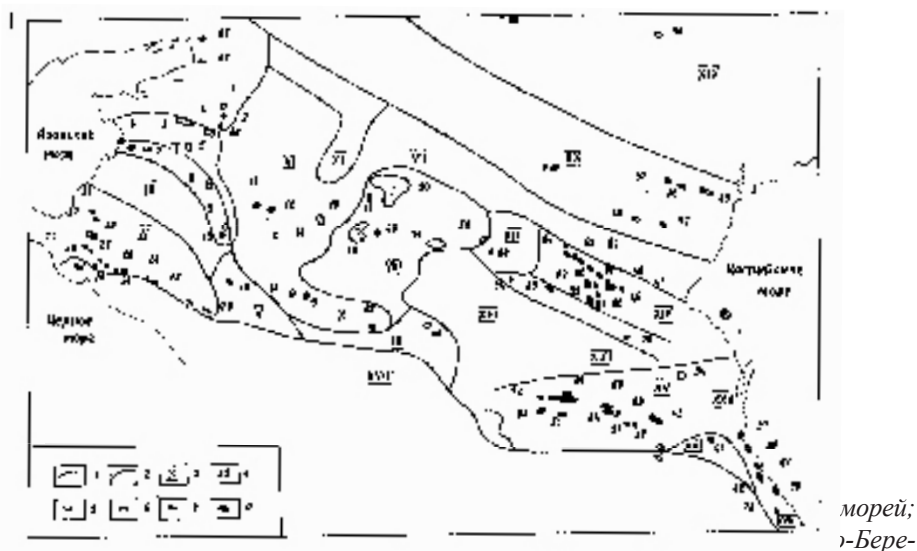
М

и Западно-Кубанского прогиба (0 - (- 2) гОД).

В геологическом строении региона принимают участие три структурных этажа: палеозойский фундамент, промежуточный этаж, сложенный триасовыми отложениями, и платформенный чехол, составленный отложениями мезокайнозоя. Промежуточный этаж заполняет глубокие части платформенных впадин и частично развит на обрамляющих их бортах. Мезокайнозойский комплекс

отложений перекрывает как отложения, заполняющие впадины, так и выступы палеозойского фундамента. Он представлен двумя фракциями: терригенной и карбонатной. Слабоуплотненные песчано-глинистые породы палеогеновой и неогеновой систем залегают на более плотных карбонатных и песчано-глинистых отложениях мела и юры.

По гидрогеологическим и гидродинамическим данным район Предкавказья, особенно Восточного Предкавказья, определяется как крупный артезианский бассейн [21, 56]. В осадочном чехле выделен ряд водоносных комплексов: юрский, нижнемеловой и верхнемеловой мезозоя и палеогеновый, неогеновый и постплиоценовый кайнозоя.



занская зона поднятий, III - Тимашевская ступень, IV - Западно-Кубанский прогиб, V - Адыгейский выступ, VI - Восточно-Кубанская впадина, VII - Манычский прогиб, VIII - Ставропольский свод, IX - Минераловодский выступ, X - Беломечетская син-клиналь, XI - Сальский выступ, XII - Арзгирская зона поднятий, XIII - Чернолесская впадина, XIV - Прикумско-Тюленевский вал, XV - Терско-Каспийский краевой прогиб, XVI - выступ Дагестанского Клина, XVII - Предгорный Дагестан, XVIII - Большой Кавказ, XIX - окраина Русской платформы, XX - вал Карпинского, XXI - Кизлярская ступень, XXII - Сулакский прогиб; 4, 5 - структуры, 6 - газовые месторождения, 7 - нефтяные месторождения, 8 - газонефтяные месторождения.

Список структур, исследованных Казанским университетом: 1 - Северо-Куцевское, 2 - Куцевское, 3 - Старо-Минское, 4 - Ленинградское, 5 - Крыловское, 6 - Бейсугское, 7 - Каневское, 8 - Березанское, 9 - Ладожское, 10 - Некрасовское,

11 - Митрофановское, 12 - Кавказское, 13 - Соколовское, 14 - Южно-Советское, 15 - Бесскорбненское, 16 - Расиеватское, 17 - Безопасненское, 18 - Северо-Ставропольское, 19 - Майкопское, 20 - Нефтегорское, 21 - Восковое, 22-Ключевое, 23 - Дыш, 24 - Зыбза-Глубокий Яр, 25 - Холмское, 26 - Ахтырско-Бугундырское, 27 - Абино-Украинское, 28 - Кудак-Киевское. 29 - Анастасьевско-Троицкое, 30 - Славянское, 31 - Фрунзенское, 32 - Екатерининское, 33 - Нефтекумское, 34 - Кизляр, 35 - Махачкала, 36 - Малгобек-Вознесенское, 37 - Тенгутинское, 38 - Олейниковское, 39 - Промысловое, 40 - Северо-Камышанское, 41 - Шамхал-Булак, 42 - Ачи-Су, 43 - Гудермес, 44 - Старо-Грозненское, 45 - Русский Хутор северный, 46-Русский Хутор центральный, 47 - Сухомукокое, 48 - Октябрьское (Дагестан), 49 - Казинское, 50 - Тахта-Кагультинское, 51 - Октябрьское (Чечено-Ингушетия), 52 - Гойт-Корт, 53 - Хаян-Корт, 54 - Карабулак, 55 - Заманкул, 56 - Северный Малгобек. 57 - Тернаир, 58 - Мирненское, 59 - Курган-Амур, 60 - Русский Хутор южный, 61 - Култайская, 62 - Озек-Суат, 63 - Колодезно-Величаевское, 64 - Максимокумское, 65 - Зимняя Ставка. 66 - Полевая, 67 - Восточная, 68 - Избербаи, 69 - Таиш-Кала, 70 - Капиевская, 71 - Петровско-Благодарненское, 72 - Ахлово, 73 - Селли, 74 - Кеслеровское, 75 - Северо-Крымское, 76 - Шентальское, 77 - Екатерининское (вал Карпинского), 78 - Бугринское, 79-Бенойское, 80 - Нагутское, 81 - Димитровское, 82 - Черкесское, 83 - Пашолкинское, 84 - Благодарненское, 85 - Синявское, 86 - Азовское, 87 - Ики-Бурульское, 88 - Восточно-Шариутское.

Геотермические условия Предкавказского региона изучаются с 1911 года. Авторами работ [10, 15, 37, 38, 56] проведен достаточно подробный анализ данных термометрии рассматриваемого района.

Настоящая глава представляет собой еще одну попытку разобраться в сложном геотемпературном поле Предкавказья. Отличие ее от существующих публикаций по данной теме в следующем:

1. Высокая точность геотермических замеров, выполненных по единой методике единой аппаратурой.

2. Совместное рассмотрение данных геотермии и сейсмокаротаж, что позволяет сделать более объективные выводы относительно факторов формирования теплового поля.

3. Доказательство связи теплового поля с динамикой региона.

Всего на территории Предкавказья сотрудниками КГУ при полевых исследованиях с 1968 по 1980 гг. выполнены термометрические замеры в 220 долгoproстаивающих скважинах на 78 месторождениях Западного, Центрального и Восточного Предкавказья, Астраханской области, Чечено-Ингушетии и Предгорного Дагестана. (См. список исследованных структур Предкавказского региона, рис. 3.1).

§ 3.2. Региональное распределение температур и геотермических градиентов

Как правило, для выявления закономерностей в температурном поле сравниваются значения температур на глубинах и абсолютных отметках. Наиболее общие закономерности можно получить, рассматривая гистограммы распределения температур (рис. 1.5). Анализ их показывает, что, как и на ДДВ, по тем же причинам на глубине 500 м закон распределения температур близок к нормальному Гауссовому распределению. На глубине 1000 и 1500 м он еще сохраняется, но форма кривой становится более пологой, и на глубине 2000 м наблюдается фактически уже ряд отдельных прямоугольников. Для сравнения приведены численные соотношения между количеством скважин “основания” (заштрихованная область) и количеством скважин “надстройки”, характеризующие степень близости к тому или иному закону.

Интервал изменения температур с глубиной увеличивается: 28°C на 500 м, 52°C на 1000 м, 58°C на 1500 м и 66°C на 2000 м. Так как количество точек на 1500 и 2000 м значительно меньше как в силу того, что термометры станции ЭДИС пока еще не измеряют температуры выше 110°C, так и того, что глубина части скважин бывает невелика, можно предполагать, что интервал T на этих глубинах, вероятно, гораздо больше. Это подтверждает и общий график изменения с глубиной среднего, минимального и максимального значений температур всего рассматриваемого региона (рис. 1.5). Как было отмечено в § 1.2, характерная особенность графика - линейность изменения прямых, проведенных через значения T_{cp} , T_{min} и T_{max} . При продолжении их вверх они не только проходят через точки, задаваемые разбросом и средним значением температур нейтрального слоя, но при дальнейшем продолжении все пересекаются в одной точке. Физический смысл этой точки, имеющей значения $T = 1^\circ\text{C}$, $H = 260$ м, пока еще не ясен. Однако при расчетах температур в земной коре она, вероятно, будет наиболее удобна в качестве верхнего граничного условия.

Выделенная закономерность позволяет продолжить функции $T = f(H)$ на глубину осадочной толщи. Так, средняя глубина залегания кровли кристаллического фундамента на Предкавказье примерно равна 5000 м. На этой отметке экстраполированные значения температур составляют: $T_{cp} = 210^\circ\text{C}$, $T_{min} = 105^\circ\text{C}$, $T_{max} = 305^\circ\text{C}$, а максимальный разброс - 200°C.

Сложность строения Предкавказского региона, разнообразие вскрытых здесь стратиграфических комплексов пород не позволили построить геотерму, однотипную для всей рассматриваемой территории. Поэтому на рис. 3.2 приведены наиболее характерные термограммы и колонки геотермических градиентов.

Геотермические замеры, проведенные на Северном Кавказе, вскрывают отложения осадочной толщи, начиная с апшеронской серии неогена по нижний мел включительно. Большая часть разрезов скважин включает серию майкопских глин, наиболее однородных в литологическом отношении и поэтому выбранных за

опорный горизонт. На геотермах майкоп, как правило, делится на два участка с разными геотермическими градиентами - верхний и средний + нижний майкоп, отдельно выделяется расположенный ниже песчанистый пласт хадума. Причем на Ставропольском своде, в отличие от остальных районов Предкавказья, градиент $M_{кр_{2+1}}$ больше, чем у $M_{кр_3}$. Такое распределение Γ Майкопа связано с теплофизическими свойствами, так как по колонкам пластовых сейсмических

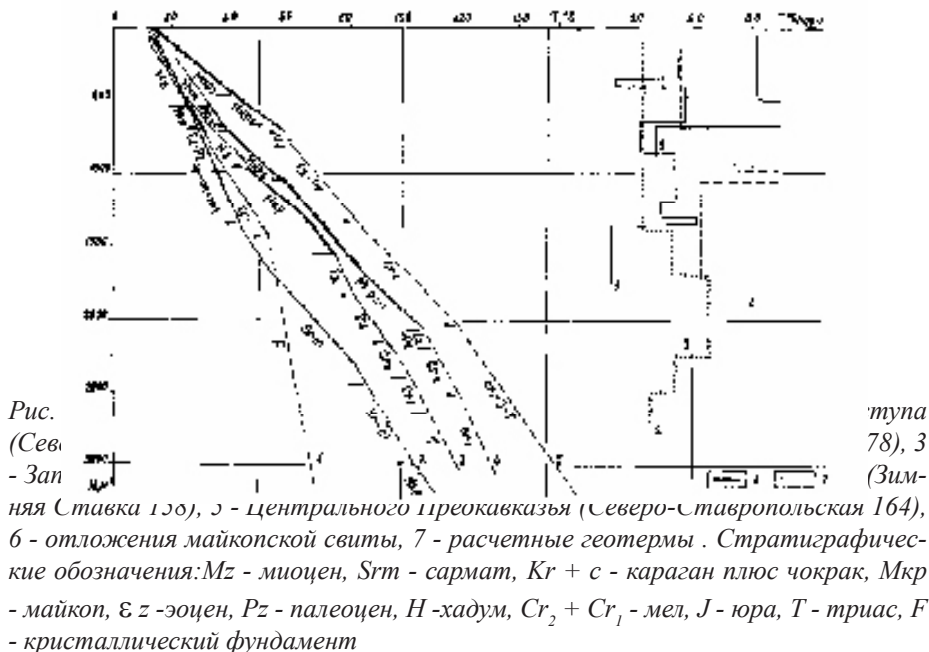
скоростей наблюдается аналогичная, но обратная (т.к. $\Gamma \sim \frac{1}{V^n}$) картина.

У всех геотерм наблюдается перегиб в подошве майкопа - кровле эоцена. Геотермы Западного и Восточного Предкавказья в общих чертах повторяют друг друга, значительная разница T фиксируется лишь из-за разной глубины залегания подошвы майкопа. В целом наклон геотерм, определяемый переменным тепловым потоком, максимальный у скважин Ставропольского свода, минимальный - в скважинах Ростовского выступа, отличающихся небольшой глубиной залегания кристаллического фундамента.

Во всех зонах, кроме Терско-Сунженской, несмотря на разную глубину залегания статиграфических горизонтов, вид геотерм однотипный - выпуклый. В Терско-Сунженской области (Чечено-Ингушетия) он имеет вогнутый характер из-за несколько отличного вскрытого геологического разреза, и определяющим горизонтом здесь является мощная толща сарматских глин.

Рассмотрим изменение температур по площади. Прежде всего это распределение температуры нейтрального слоя. Глубина залегания его подошвы в среднем равна 20 м. Для разных частей региона $T_{ис}$ меняется следующим образом:

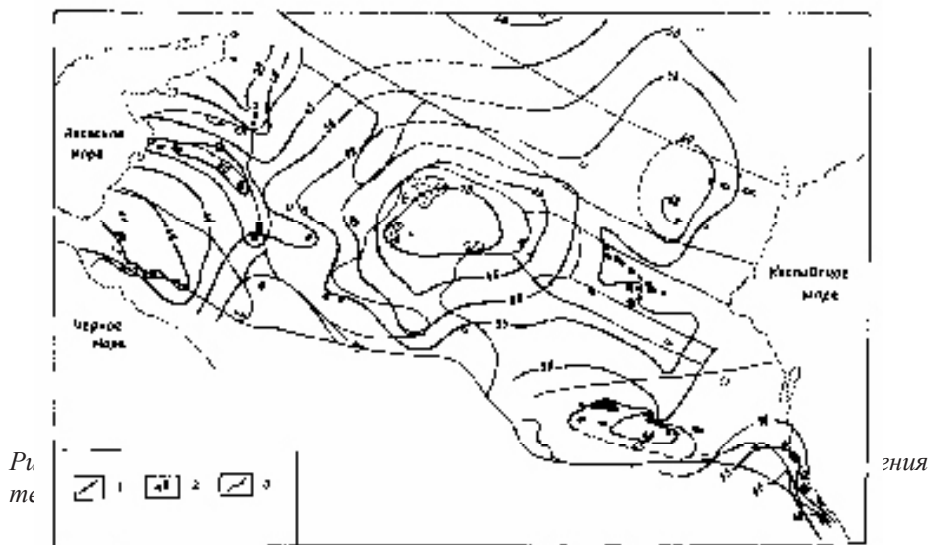
Азовский выступ	- 10°C
Западно-Кубанский прогиб	- 11.35 ^{+6%} _{-0 %}
Западное Предкавказье	- 12.0 $\pm 15\%$
Центральное Предкавказье	- 12.2 $\pm 8\%$
Чечено-Ингушетия	- 11.5 ^{1 %} _{-3 %}
Астраханская область	- 14.0
Восточное Предкавказье	- 15.0 ^{+7 %} _{-3 %}
Предгорный Дагестан	- 15.9 ^{+2.5%} _{-4.4%}



В некоторых скважинах Чечено-Ингушетии $T_{ис}$ очень мала, до 6.7 °C (Карабулак), что связано здесь с высокими отметками рельефа. В целом изменение $T_{ис}$ подчиняется общему закону широтного уменьшения поверхностных температур от экватора к полюсам [41].

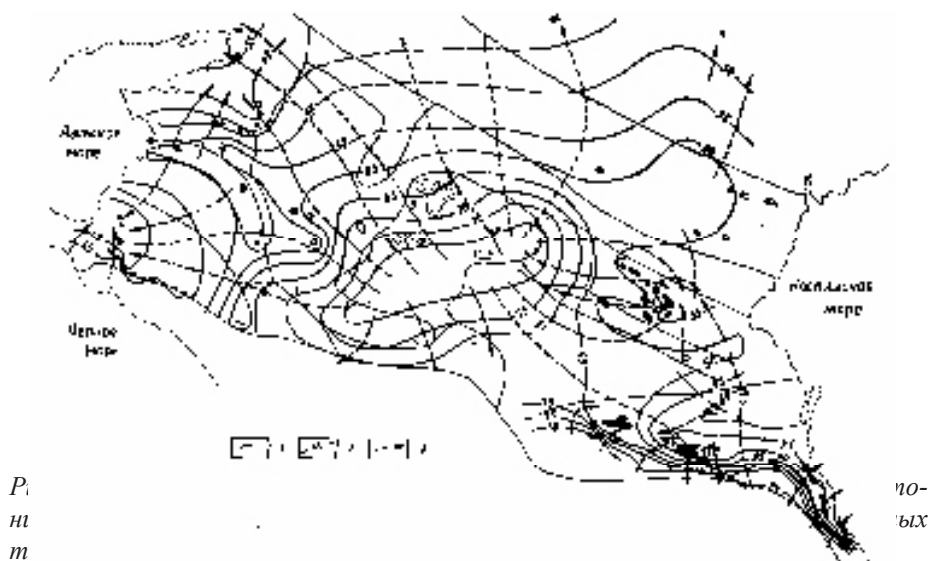
Карты изолиний температур на глубинах 500, 1000, 1500 и 2000 м в целом повторяют друг друга. Одна из них для глубины 1000 м приведена на рисунке 3.3. Пониженные температуры фиксируются в районе Азовского выступа, в Западно-Кубанском прогибе, особенно на его южном борту, в Терско-Сунженской зоне и в скважине Бугринской, расположенной в пределах Русской платформы. Самые низкие температуры в скважинах Грозный 1 и Гойт-Корт 50. Зоны повышенных температур — Ставропольский свод с прилегающими к нему Восточно-Кубанской и Чернолесской впадинами, Адыгейский выступ, вал Карпинского, Кизлярская ступень и Предгорный Дагестан вместе с выступом Дагестанского Клина. На 1500 м наиболее прогрет Ставропольский свод — месторождения Северо-Ставропольское и Казинское; на 2000 м максимум температур в Восточно-Кубанской впадине и на Адыгейском выступе. На Ставропольском своде на этой глубине, к сожалению, нет замеров, но можно предположить, что температуры на указанных месторождениях будут ниже; т.е. максимум температур сместится, так

как на этих глубинах здесь расположена мощная пачка песчанистых отложений эоцена-палеоцена с низким значением коэффициента теплопроводности.



На рис. 3.4 приведена карта температур на абсолютной отметке 1000 м. Несмотря на то, что альтитуда скважин меняется по региону от 0 (Азовский выступ) до 900 м (Чечено-Ингушетия), характер изменения температур в общем аналогичен изменению T на глубинах; сохраняются области повышенных T на Ставропольском своде и в южной части Предгорного Дагестана и области низких T - Азовский выступ, Западно-Кубанский прогиб, некоторые месторождения Чечено-Ингушетии, область Русской платформы. Можно отметить в распределении температур некоторую симметрию относительно Ставропольского свода, причем плотность изолиний по обе стороны от него примерно одинакова. В Западной части рассматриваемого региона относительно повышенными T характеризуется центральная, Ейско-Березанская зона поднятий, к северу же и к югу температуры падают. Восточная часть имеет аналогичный характер, к северу и югу от скважины Капиевская - уменьшение температур. Подобное совпадение в структуре тепловых полей Западного и Восточного Предкавказья, независимо от вскрытых отложений, позволяет сделать вывод о региональном характере изменения температур: повышенные T фиксируются в осевой части региона, причем самые высокие - в центре. Скважины вала Карпинского имеют

слегка повышенные T относительно Прикумско-Тюленевского вала. Терско-Сунженская область характеризуется разнообразием температур. Отличительная особенность - изотермы идут не вдоль Терско-Сунженского хребта, а поперек, причем в центре его низкие температуры, а на западе и востоке увеличиваются до 80°C , т.е. в два раза. Такие высокие T некоторых месторождений Чечено-Ингушетии обусловлены высокими отметками рельефа, до 900 м. Поле Предгорного Дагестана весьма ровное, повышенные T в осевой части прогиба - месторождение Селли.



Чтобы выявить распределение по площади геотермических градиентов, в первую очередь исключается фактор зависимости геотермического градиента от глубины залегания отложений, т.е. рассматриваются карты изотерм градиентов, определенных в интервалах глубин. Одна из карт для интервала глубин 1000 - 1500 м приведена на рис.3.5. В этом интервале в основном по всей территории вскрываются стратиграфические комплексы миоцена и майкопа, и лишь в Астраханской области, на Азовском выступе и в некоторых скважинах Западно-Кубанского прогиба - это отложения эоцена, палеоцена и мела. Несмотря на изменение как по разрезу, так и по площади стратиграфических горизонтов с разными теплопроводными свойствами, распределение геотермических градиентов на приведенной карте в целом аналогично распределению Γ в интервалах глубин 0 - 500 м, 500 - 1000 м, 1500 - 2000 м и картам изотерм на соответствующих глубинах и абсолютных отметках. Повышенными градиентами температур

характеризуется область Ставропольского свода. С увеличением глубины эта зона высоких Γ расширяется в западном и восточном направлениях, захватывая прилегающие зоны Чернолесской впадины, Арзгирской зоны поднятий, Восточно-Кубанской впадины и Адыгейского выступа. Относительно высокие Γ в пределах вала Карпинского (в сторону Русской платформы Γ значительно уменьшается, хотя разрез сложен однотипными толщами пород) и в осевой зоне Предгорного Дагестана (месторождений Селли). Относительно повышенными геотермическими градиентами характеризуется месторождение Беноей, расположенное в предгорьях Большого Кавказа. Области низких значений Γ - Азовский выступ, Западно-Кубанский прогиб, область Терско-Сунженской зоны вместе с Сулакским прогибом, Минераловодский выступ. Вместе с тем нельзя сказать, что каждому структурно-тектоническому элементу соответствует тот или иной геотермический режим. Изолинии геотермических градиентов и температур как бы оконтуривают вытянутую в северо-западном - юго-восточном направлении зону повышенных значений Γ и T .

При рассмотрении геотерм всего Предкавказского региона за опорный горизонт были выбраны майкопские отложения как наиболее однородные в литологическом отношении и вскрытые большей частью исследованных скважин. Карта изолиний геотермических градиентов майкопа представлена на рис. 3.6. Значения Γ меняются от $2.77^\circ\text{C}/100\text{ м}$ (месторождение Куцевское) до $7.45^\circ\text{C}/100\text{ м}$ (месторождение Казинское). Анализ зависимости геотермических градиентов майкопа от глубины залегания его кровли позволяет сделать вывод, что в распределении Γ по площади структурный фактор, связанный с изменением теплопроводности пород за счет различной глубины залегания отложений, по крайней мере не является определяющим.

По картам отложений термоградиентов можно сделать следующие выводы:

1. Геотермические градиенты как отдельных горизонтов, так и в интервалах глубин меняются примерно в 2.7 раза.

2. Карты изолиний термоградиентов в целом повторяют друг друга, т.е. существуют определенные зоны минимальных и максимальных Γ , независимо от вскрытых отложений.

3. Температурное поле региона определяется главным образом распределением Γ по площади, а не по вертикали; но однозначной связи между характером поля и принадлежностью к тому или иному структурно-тектоническому элементу не выявлено, локальные аномалии как геотермических градиентов, так и температур связаны между собой и образуют единое региональное поле.

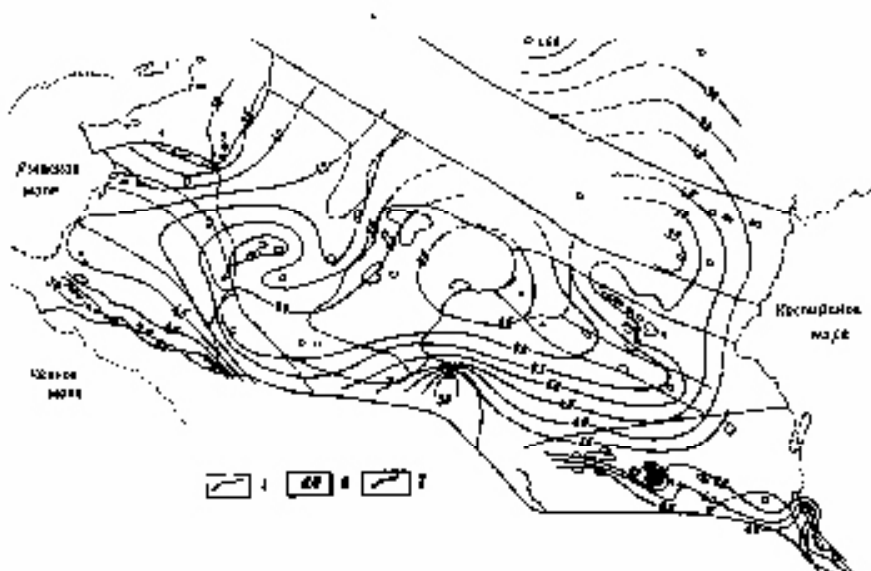
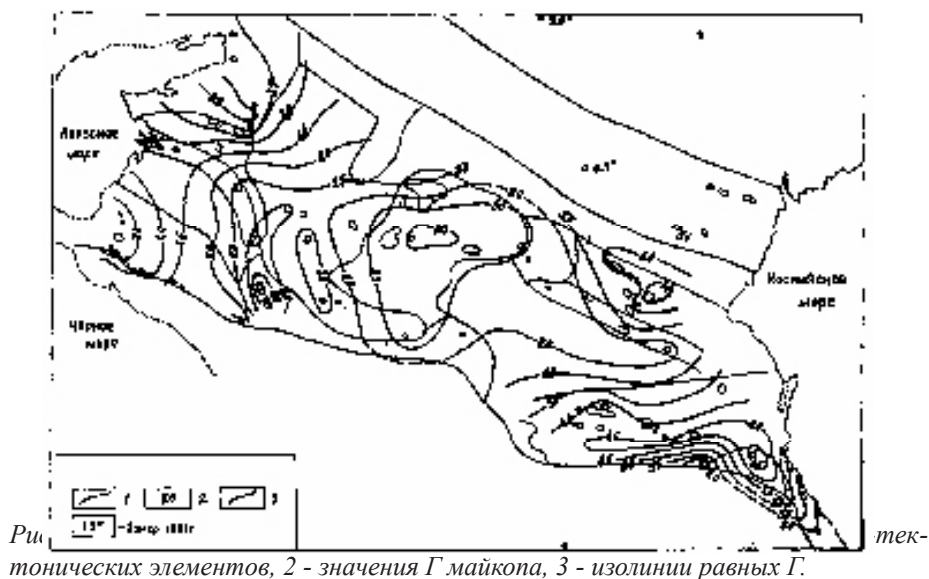


Рис. 3.5. Карта изолиний термоградиентов, определенных в интервале глубин 1000 - 1500 м. 1 - структурно-тектонические элементы, 2 - значения Γ , 3 - изолинии равных Γ .

§ 3.3. Теплопроводность пород Предкавказья

Теплопроводные свойства горных пород по Предкавказскому региону определялись расчетным методом по скорости упругих волн. Методика расчета описана в § 1.4. В качестве исходного материала использовались экспериментальные данные о пластовых скоростях сейсмических волн, полученные по геофизическим отчетам в трестах “Краснодарнефтегеофизика”, “Ставропольнефтегеофизика”, “Грозныйнефтегеофизика”. Выбор, согласно теоретической формуле, в качестве исходных параметров расчета помимо $V_{пл}$ удельной теплоемкости и плотности вполне правомерен, так как эти величины даже для различных осадочных пород меняются в небольшом интервале, не более чем в 1,5 раза, и неточное их определение не внесет существенной погрешности в конечный результат. Тогда как, например, коэффициенты теплопроводности и температуропроводности меняются в значительных пределах, в 5 раз [16, 56].



Теплоемкость - способность тела поглощать тепловую энергию при теплообмене. В интервале $0 - 100^\circ\text{C}$ зависимость теплоемкости горных пород от температуры и давления невелика, поэтому в практике обычно используют среднее значение теплоемкости. Данные по теплоемкости осадочных пород Предкавказья позаимствованы у авторов следующих работ [10, 56, 60, 65, 62, 63]. В целом максимальный разброс в определении теплоемкости составил не более 10%, а

ккал

к · град

значения C лежат в интервале $0.18 \div 0.25 \cdot 10^3$. Например, в статьях [61, 62] даны полные разрезы с теплофизическими параметрами по скважинам Восточного и Центрального Предкавказья. По разрезам, в частности, можно проследить, как меняются значения теплопроводности и теплоемкости пород; если λ изменяется в 2 раза, то C не более чем в 1.3.

Для Западного Предкавказья данные по теплоемкости осадочных пород не были обнаружены, поэтому там для расчета взяты средние значения C для каждого стратиграфического комплекса пород из данных по Восточному и Центральному Предкавказью.

Для сравнения использованы также данные по C в окрестных областях, приведенные в работе [16].

Плотность образцов породы лабораторным методом определяется с большой точностью, однако ошибка вносится при вычислении плотности насыщен-

ных образцов, соответствующих реальным условиям. Помимо этого значения плотности определяются из экспериментальных данных гравиметрии.

Материал по плотностным разрезам Предкавказья был взят из работ [10, 28, 56, 57, 66 и др.].

Обилие подробного и разнообразного фактического материала по плотности пород Предкавказья позволило достаточно точно усреднить значения для каждого участка региона. Дополнительно значения плотности пород коррелировались с графиком зависимости ρ от глубины залегания породы, построенным по всем имеющимся данным. Поэтому в целом ошибка в определении плотности какого-либо типа породы, залегающей на определенной глубине, невелика и составляет около 2%.

Общая относительная ошибка при определении теплопроводности складывается из относительных ошибок каждой входящей в формулу расчета величины. Так, скорость сейсмических волн измеряется с абсолютной погрешностью 50 м/с, что составляет в среднем 1 - 3%, а ошибка в определении длин свободного пробега фононов, или времени релаксации, 10 - 15% (см. § 1-4). Поэтому суммарная максимальная ошибка в определении λ достигает 25% или $\pm 10 - 12\%$, где основные погрешности вносятся теплоемкостью и величиной l , т.е. усреднением их значений по региону.

Расчет теплопроводных свойств горных пород проводился по отдельным стратиграфическим горизонтам. На первый взгляд кажется, что гораздо точнее было бы рассчитывать по отдельным песчанистым и глинистым пластам; не усредняя их в стратиграфический комплекс, однако имеющиеся у нас колонки пластовых скоростей сейсмических волн не настолько детальны, чтобы на них можно было выделить $V_{пл}$ небольших по мощности толщ глин и песчаников, а средние по интервалу значения пластовых скоростей сейсмических волн в применении к отдельным пропласткам привели бы к значительным ошибкам. В тех случаях, когда комплекс пород не являлся однородным, по литологическим колонкам было определено процентное содержание в комплексе литологических разностей, и по ним считалось средневзвешенное значение длины свободного пробега фононов для всего комплекса.

Майкопские глины являются наиболее однородной и выдержанной в литологическом отношении толщей пород [1]. Авторами работы [37] майкоп выделяется как комплекс с постоянными теплофизическими свойствами (хадумский песчанистый горизонт не рассматривается). Теперь на основании расчетов теплопроводности по скоростям сейсмических волн представляется возможность это проверить.

На карте изолиний теплопроводности майкопских глин (рис. 3.7) нанесены значения λ , определенные на всех структурах, где имелись колонки пластовых скоростей, кроме тех, где глубина залегания майкопа превышала 2500м. Общ

характер изменения λ таков: в прогибах теплопроводность пород увеличивается (Западно-Кубанский и Восточно-Кубанский прогибы, Чернолесская впадина, Сулакский и Терско-Каспийский прогибы), на сводах и поднятиях - уменьшается (Азовский выступ, Ставропольский свод, Адыгейский и Минераловодский выступы, Терско-Кумская и Ейско-Березанская зоны поднятий, кряж Карпинского). Такое распределение λ по площади обусловлено, отчасти, неодинаковой глубиной залегания отложений майкопа. С глубиной увеличивается, это подтверждает и общий график зависимости $V_{пл}$ или λ от глубины залегания кровли майкопа. Однако разброс точек на графике зависимости $V_{пл} = f(H)$ достаточно велик (коэффициент корреляции зависимости - 0.65), вероятно, действует еще какой-то фактор, межзональный. Возможно, это фактор литологический, связанный с различной запесчанностью глин в прогибах и на сводах.

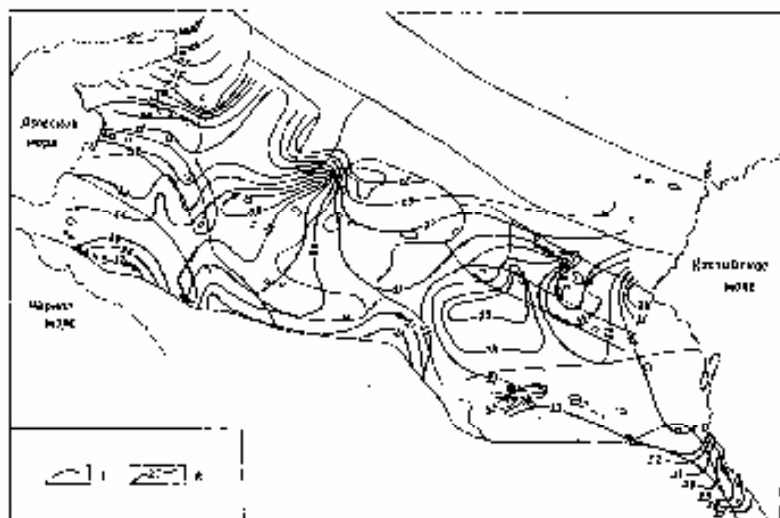


Рис. 3.1. Карта изолинии теплопроводности майкопа. 1 - границы структурно-тектонических элементов, 2 - изолинии равных (10-1 кал/м сек град С).

Средняя теплопроводность майкопа составляет $3.26 \cdot 10^{-1} \frac{\text{кал}}{\text{м} \cdot \text{сек} \cdot ^\circ\text{C}}$ с относительной ошибкой + 14%, -32%, минимальное значение $\lambda = 2.22$ (м-е Синявское), максимальное - 3.70 (м-е Ключевое). Таким образом, для интервала глубин 0 - 2500 м теплопроводность майкопских отложений Предкавказья можно принять постоянной лишь с точностью 46%. Значения λ майкопа, залегающих на глубине свыше 2500 м, значительно больше.

Для сравнения приведем литературные данные. В работе [37] приводится

среднее значение теплопроводности пород майкопской серии для Западного
кал

Предкавказья, равное $3,18 \cdot 10^{-1} \text{ м} \cdot \text{сек}^\circ\text{C}$ с ошибкой определения и теплового потока не более $\pm 7\%$.

На основании всего вышесказанного совершенно очевидно, что даже для такого комплекса, как майкопские глины, нельзя говорить о постоянстве его теплофизических свойств, не указывая при этом допустимых пределов их изменения по глубине, т.е. не учитывая зависимости от глубины залегания отложений, даже достаточно однородных и литологически выдержанных в пространстве.

§ 3.4. Тепловой поток и его связь с динамикой региона

Расчет теплового потока Предкавказского региона проводился согласно общепризнанной и простейшей формуле (1.3), справедливой в условиях плоско-параллельного залегания слоев. Использование при этом значений теплопроводности, полученных расчетным путем по скоростям сейсмических волн, налагает следующие особенности.

1. При расчетах, ввиду того, что скважин с температурными замерами, где имелись бы и сейсмические данные, было ограниченное количество (8), использовались усредненные по месторождению значения геотермических градиентов и пластовых скоростей сейсмических волн. Как правило, и в том, и в другом случае усреднялось не менее трех замеров. Правомочность подобного шага заключалась в том, что как геотермические градиенты, так и пластовые скорости сейсмических волн стратиграфических толщ по площади месторождения варьируют в небольших пределах. Таким образом, полученные значения тепловых потоков являются усредненными по отдельным локальным структурам или месторождениям. Наряду с отрицательным элементом, который несет в себе любое усреднение, в подобном расчете есть и положительное свойство, оно исключает случайные точки, вылетевшие из общей закономерности распределения Γ и $V_{\text{пл}}$.

2. Определение q проводилось как по отдельным стратиграфическим горизонтам, так и по комплексам отложений. Если геотермическим замером какой-либо горизонт или комплекс вскрывался не полностью, то и пластовые скорости сейсмических волн, по которым определялись значения λ , брались до глубины замера. Таким образом, в расчете участвовал строго сопоставимый по интервалу глубин фактический материал, определенный в условиях естественного залегания горных пород.

3. Максимальная погрешность в определении теплового потока, складывающаяся из ошибки в определении геотермического градиента и погрешности расчета теплопроводности пород, составляет 26% или $\pm 13\%$. Наибольшую

погрешность вносит величина l - длина свободного пробега фононов. Однако влияние ее на тепловой поток будет сказываться лишь в абсолютном смысле, т.е. при сравнении тепловых потоков Предкавказья и других регионов. Внутри проведенного расчета, т.е. при сопоставлении значений, полученных по одинаковой методике, ошибка за счет этой величины незначительна.

По результатам расчета теплового потока на территории Предкавказья можно сделать следующие выводы:

1. В большинстве скважин тепловые потоки, определенные для верхних горизонтов, занижены. Детальный анализ позволил установить, что для скважин, где сверху лежит мощная покрывка сарматских глин, занижения q не происходит или оно невелико (например, Гудермес, Таш-Кала, Малгобек, Ачи-Су, Селли и другие). Однако в некоторых скважинах Махачкалы и Тернаира градиенты сарматской глинистой толщи понижены по сравнению с окружающими, и соответствующие геотермы в сарматских отложениях имеют выпуклый характер по сравнению с общим вогнутым, что говорит о нарушенном здесь тепловом режиме за счет инфильтрационных вод; соответственно и тепловые потоки здесь низкие.

На территории Восточного и Западного Предкавказья заниженность q верхнего участка проявляется наиболее четко. Как исключение выделяются: месторождение Русский Хутор; месторождение Крыловское, где -замер T начинается с 400 м и тем самым верхний, наиболее нарушенный участок в расчете не участвует; скважины Азовского выступа, что может быть связано с небольшой мощностью вскрытых здесь низкоградиентных песчанистых плиоценовых отложений.

Вероятно, занижение тепловых потоков можно связать с нарушением геотермического режима верхней толщи, выделяющейся как зона активного водообмена, за счет инфильтрационных вод. Резкое отличие q верхнемеловых и нижнемеловых отложений в скважинах вала Карпинского (Олейниковское, Тенгутинское), вероятно, также можно объяснить значительной заводненностью известняков верхнего мела, залегающих здесь на небольших глубинах, тогда как толща нижнего мела представлена здесь в основном глинами.

В общем случае, при справедливости высказанного предположения, по заниженности теплового потока отдельных горизонтов можно судить о степени их заводненности.

2. В изменении q по вертикали для большинства скважин отмечается следующая закономерность: в горизонтах, сложенных глинами, тепловой поток выше, чем в песчано-глинистых и песчанистых горизонтах. Здесь могут быть два объяснения. Первая возможная причина - погрешность расчета, т.е. подобное распределение q можно объяснить вероятной ошибкой в определении l - длины свободного пробега фононов песчанисто-глинистой смеси. Вторая возможная причина - повышенная радиоактивность глин, что отмечается авторами сле-

дующих работ: [10, 30 и др.].

3. Сделана попытка рассчитать тепловые потоки на аномальных скважинах Терско-Сунженской зоны, где геотермический режим нарушен. Так, например, в скважине Хаян-Корт № 35 происходит перераспределение теплового потока в

$\frac{\text{кал}}{\text{м}^2 \text{сек}}$
сармате ($q = 4.26 \cdot 10^{-2} \text{ м}^2 \text{сек}$)¹ и караган-чокраке ($q = 0.36$).

Подобное перераспределение теплового потока в аномальных скважинах было объяснено движением по караган-чокракскому горизонтам горячих вод, прогревающих выше- и нижележащие толщи сармата и верхнего плюс среднего майкопа. Тепловой же поток, рассчитанный в этой скважине для нижнего майкопа, имеет значение, близкое к среднему для окружающих месторождений.

На месторождении Октябрьском тепловой поток верхних слоев, т.е. сарматской толщи, в среднем в 2,5 раза выше фонового, очевидно, если бы были вскрыты нижние участки скважин, значения их q оказались бы во столько же раз меньше.

4. В распределении тепловых потоков по площади региона наблюдаются определенные закономерности. На рис. 3.8 и 3.9 представлены карты изолиний тепловых потоков, определенных отдельно по майкопу, и карта изолиний тепловых потоков, средних по всем отложениям. (Средние значения в скважинах вычислялись без учета верхних возмущенных участков).

В целом тепловой поток по Предкавказью меняется в 2,5 раза.

В осевой части Предгорного Дагестана наблюдаются высокие значения тепловых потоков (месторождения Селли, Ачи-Су: $q = 1.70 - 1.85$). К востоку, ближе к Каспийскому морю, севернее, в Сулакский прогиб, и на северо-запад, к выступу Дагестанского Клина q уменьшается (месторождения Избербаи, Махачкала, Тернаир: $q = 1.40$; Шамхал-Булак, Кизляр: $q = 1.20 - 1.40$).

В Терско-Сунженской зоне низкие q в скважинах восточного окончания Сунженского хребта (Гойт-Корт, Гойты). На остальной территории q меняется незначительно (аномальные скважины Октябрьского месторождения не учитываются), и его фоновое значение можно принять равным 1.40. Севернее, к Прикумско-Тюленевскому валу q увеличивается до 1.18 - 2.10 на его южном склоне (структуры Капиевская, Нефтекумская) и далее на север равномерно понижается до 1.45 - 1.35. Вал Карпинского характеризуется такими же значениями q . На южном окончании Русской платформы (скв. Бугринская) q уменьшается до 1.05. Самые высокие q наблюдаются на Адыгейском выступе и, через южное окончание Ейско-Березанской зоны поднятий и центральной части Восточно-Кубанской впадины, распространяются далее на Ставропольский свод и его окраины до структур Нефтекумской и Капиев

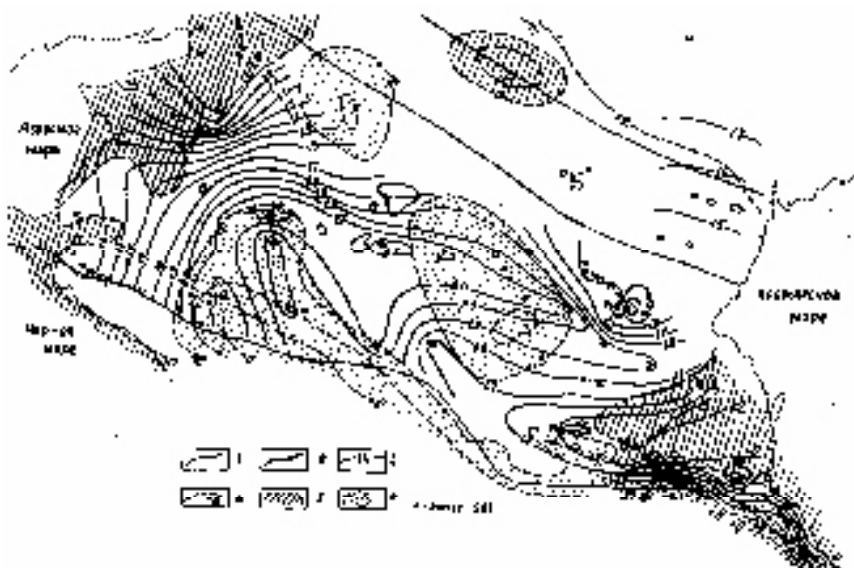


Рис. 3.8. Карта изолиний тепловых потоков по майкопу. 1- границы структурно-тектонических элементов, 2 - изолинии равных q , 3 - значения q (10^{-2} кал/м²сек), 4 - изолинии равных скоростей современных вертикальных движений земной коры (мм/год), 5 - области опусканий земной коры, 6- области поднятий земной коры от +2 до +8 мм/год.

ской на востоке. Небольшой относительный минимум q расположен в южной части Восточно-Кубанской впадины и в Беломечетской синклинали. К северу и западу от максимума значения тепловых потоков равномерно понижаются, минимальные значения q - в западной части Западно-Кубанского прогиба ($q = 1.3$) и в районе Азовского выступа ($q = 0.72$ в скв. Куцевской, расположенной на южном окончании выступа; $0.75 - 0.76$ на месторождениях Синявское и Азов в центральной его части).

Как видно из карт, характер поля теплового потока региональный. Большинство изолиний вытянуто в юго-восточном - северо-западном направлении. Значение $q = 1.40$ можно принять за фоновое на всей территории. Тогда к облас-

тям низких тепловых потоков можно отнести Сулакский прогиб и некоторые месторождения

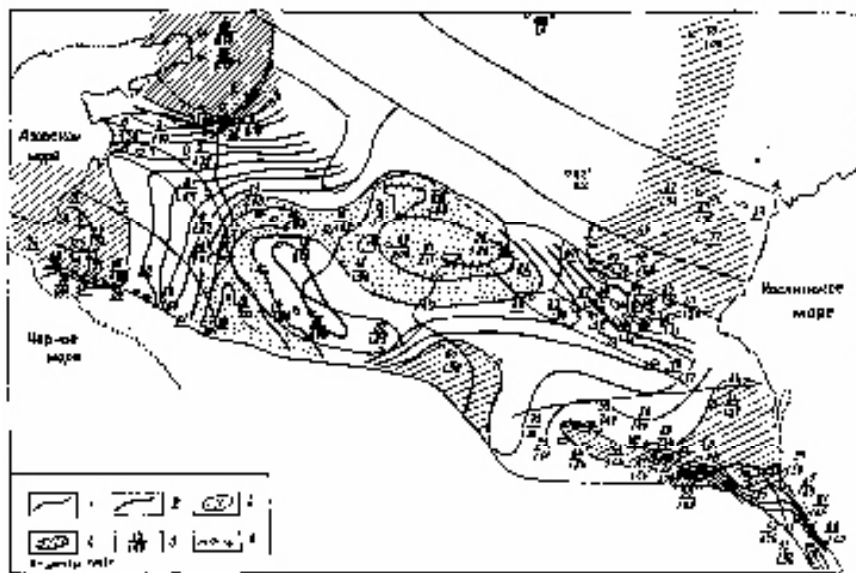


Рис .3.9. Карта изолиний тепловых потоков Предкавказья. 1 - границы структурно-тектонических элементов, 2 - изолинии q , 3 - выделенные области относительно высоких значений q , 4 - выделенные области относительно низких значений q , 5 - в числителе - номер структуры, в знаменателе - значение q (10^{-2} кал/ m^2 сек), 6 - структуры.

Терско-Сунженской зоны, западную часть Западно-Кубанского прогиба, район Азовского выступа и небольшую рассмотренную часть Русской платформы. Поле относительно Ставропольского свода несколько симметрично, плотность изолиний к западу и востоку примерно одинакова.

Для корреляции значений теплового потока с тектоническими движениями Предкавказья была использована карта современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (гл. редактор Ю.А.Мещеряков). На рис.3.8 нанесены изолинии скоростей вертикальных движений земной коры в соответствующем масштабе. Области опусканий на карте обозначены штриховой линией; это

М

район Азовского выступа, северного борта Тимашевской ступени (0 - (-2) $^{\circ}C$),

небольшая часть северо-западной области Западно-Кубанского прогиба (0 - (-2)

М

200) и территория Сулакского прогиба вместе с частью Терско-Сунженской

М

зоны (0 - (-4) 200). Большая часть Предкавказья испытывает в настоящий момент поднятия земной коры. Зоны максимальных поднятий - осевая часть

М

Предгорного Дагестана((+2) - (+8) 200), северная и южная.части Восточно-Кубанской впадины с максимальными скоростями в районе Адыгейского выступа

М

((+4) - (+6) 200), восточная половина Ставропольского свода с прилегающими

М

районами ((+2) - (+4) 200).

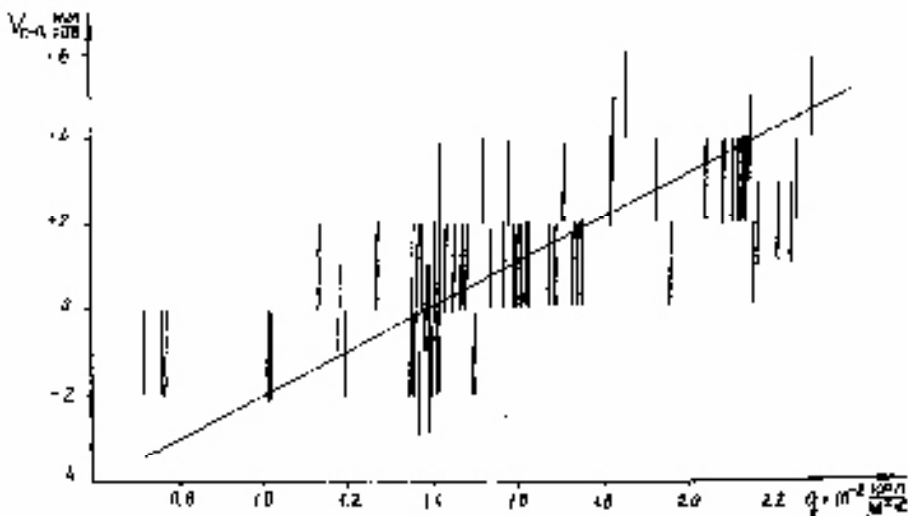
Южнее Предкавказского региона в пределах Большого Кавказа располагается область самых высоких вообще для всей территории Восточной Европы значений скоростей поднятий, вытянутая в юго-восточном - северо-западном направлении

М

((+6) - (+12) 200).

Сравнения карты изолиний q и карты современных движений земной коры позволяют сделать вывод, что районы высоких и низких тепловых потоков в целом соответствуют зонам поднятий и опусканий земной коры. (К сожалению, в северной части Восточно-Кубанской впадины нет замеров, поэтому относительно корреляции располагающегося там максимума скоростей вертикальных движений с тепловым потоком нельзя сказать ничего определенного). И, во-вторых, региональная направленность распределения теплового потока по площади совпадает с общей направленностью вертикальных движений всего Кавказа.

Количественно корреляция между q и скоростью вертикальных движений выражена на рисунке 3.10. За неимением точных данных о скоростях в пунктах определения теплового потока, значения q отнесены в интервал попадания на карте современных вертикальных движений земной коры. Обработка графика по методу наименьших квадратов дает следующие числовые значения: коэффициент корреляции зависимости $V_{n-0} = f(q)$ составляет 0.7; значение теплового потока, равное 1,40, попадает в точку, где скорость вертикальных движений земной коры нулевая. Таким образом, выбор этого значения за фоновый тепловой поток приобретает физический смысл.



земной коры от теплового потока.

Итак, какова же природа переменного по площади теплового потока на Предкавказье, а также причина связи ее с современными тектоническими движениями региона? Однозначный ответ на этот вопрос пока дать трудно. Очевидно, для решения этой проблемы необходимо привлечение детальных данных гравиметрии и других физических полей. Однако подобный региональный характер поля тепловых потоков позволяет сделать предположение о существовании здесь мантийной конвекционной ячейки. Теория конвекционных токов в Земле пока еще находится в стадии разработки ее принципиальных основ, но уже на данном этапе определены некоторые параметры конвекционного движения вещества [22, 49]. Так, конвекционные ячейки в однородной системе являются гексагональными. Жидкость поднимается в центре (восходящая ветвь конвекционной ячейки) и опускается по граням или углам шестигранника (нисходящие ветви конвекционной ячейки). Над восходящей ветвью ячейки тепловые потоки повышены, а вещество за счет дополнительного прогрева менее плотное, что ведет здесь к росту гор. Соответственно в областях нисходящих ветвей конвекционной ячейки тепловые потоки должны быть низкие, а выделенная зона характеризоваться опусканиями земной коры. Именно такой характер поля тепловых потоков наблюдается на Предкавказье. Ставропольскому своду и окружающим его областям, характеризующимся поднятиями земной коры и высокими значениями тепловых потоков, можно сопоставлять восходящую ветвь конвекционной ячейки, вытянутую, судя по характеру изолиний в северо-западном - юго-восточном направлении (рис. 3.9). Глубина залегания теплового источника, определенная по размерам выделенного

максимума тепловых потоков, должна быть равна порядка 70 км, а перепад в температурах на этой глубине между зонами максимумов и минимумов q , определенный по продолжению графика 1.5 до подошвы осадочной толщи и спрогнозированный по кристаллическому фундаменту до глубины ~ 70 км, составляет $\sim 1200 - 1500^\circ\text{C}$, что задает горизонтальный геотермический градиент $\sim 0.7^\circ\text{C}/100$ м, сравнимый с вертикальным. Согласно той же карте изолиний тепловых потоков фиксируются пять зон с относительно пониженными значениями q , три из которых представляют собой области опускания земной коры (рис. 3.7). Эти выделенные зоны можно рассматривать как нисходящие ветви конвекционной ячейки. Однако если придерживаться теоретической формы конвекционной ячейки, должен быть шестой минимум тепловых потоков, расположенный, согласно симметрии, севернее Ставропольского свода. Геотермических данных в этом районе, к сожалению, нет, однако на карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы здесь, где-то в районе города Элисты,

м

фиксируются слабые опускания земной коры (0 - (-2) год⁻¹).

В южной части региона выделенный относительный минимум q в районе Минераловодского выступа имеет значения $q = 1.56$, гораздо более высокие, чем в зонах других выделенных минимумов q , что говорит о существовании по соседству еще одной конвекционной ячейки в пределах Большого Кавказа, где наблюдаются самые высокие современные поднятия земной коры.

§ 3.5. Расчетное поле температур. Миграция флюидов

Температуры на больших глубинах рассчитывались неоднократно с применением различных методик, в основном прямыми геотермическими методами по профилям ГСЗ [58]. На небольшие глубины, фактически на глубину геотермических замеров, методика расчета температур изложена в предыдущей главе.

Здесь предлагается расчет температур по колонкам пластовых скоростей с использованием полученных данных о тепловых потоках.

Глубина замеров большинства исследованных скважин - 1500 - 2000 м. Принимая условие о постоянстве по стволу скважины величины теплового потока, можно рассчитать геотермические градиенты, а значит и температуры, до глубины сейсмокаротаж. Аналогично методике расчета теплового потока были выделены стратиграфические горизонты: майкоп, эоцен, палеоцен, верхний мел, нижний мел, юра, триас и палеозойский фундамент, по каждому из которых вычислено значение градиента температуры. Данные по теплоемкости пород, плотности и длине свободного пробега фононов были получены из тех же источников, о которых упоминается в § 3.3. Скоростные разрезы структур

имелись в достаточном количестве, в среднем до глубины 4000 м. Таким образом были рассчитаны температуры на глубине и абсолютной отметке - 3000 м по общей формуле

$$T_{i(-3000)} = T_{\text{кз}} + \sum_i \frac{3q_i}{c_j \rho_j l_j V_j} \Delta H_j \quad (3.1)$$

где $K_{i \text{ к.з.}}$ - температура в конечной точке замера; q_i - тепловой поток на месторождении; c_j, ρ_j, l_j, V_j - параметры каждого выделенного слоя; ΔH_j - мощность каждого выделенного слоя; i - порядковый номер месторождения; j - индекс суммирования по всем вскрытым горизонтам от конечной точки замера до абсолютной отметки - 3000 м.

Поскольку на абсолютных отметках, больших 2000 м, влияние на температурное поле рельефа местности незначительно [45], а перепад в альтитудах скважин даже в 500 м (что наблюдается на Предкавказье) дает приращение температур в среднем 10°C на фоне общего регионального изменения температуры на 110°C, то карты изотерм на глубине 3000 м и абсолютной отметке -3000 м практически совпадают. Карта изолиний температур на абсолютной отметке 3000 м представлена на рис.3.11. В целом карта незначительно отличается от всех рассмотренных в предыдущих параграфах карт температур, градиентов и тепловых потоков. Общий региональный характер поля сохраняется, наблюдаются лишь локальные отличия. Например, при сравнении с картой на абсолютной отметке -1000 м, на которой еще сказывается фактор влияния рельефа местности, заметно меняется характер поведения изотерм в области Чечено-Ингушетии и Предгорного Дагестана, где перепады в альтитудах наиболее высоки.

На карте четко выделяются ранее фиксируемые области высоких и низких температур. Минимальная T наблюдается на Азовском выступе - 53.6°C (месторождение Азов), максимальная - в области восточного склона Ставропольского свода - 178.2°C (месторождение Мирненское); перепад температур $\Delta T = 124.6^\circ\text{C}$.

Количественный анализ всех рассмотренных карт изолиний T, G, λ и q позволил выявить значение каждого фактора, обуславливающего подобный перепад температур. За счет переменного по площади теплового потока температуры меняются на 220;% или в 2,5 раза (от минимального значения температуры). На 34% или в 1.35 раза T увеличивается за счет изменения теплопроводности пород, т.е. фактически, во-первых, за счет перераспределения по глубине стратиграфических горизонтов с различными теплопроводными свойствами (структурный фактор) и, во-вторых, за счет изменения теплопроводности пород каждого горизонта по региону (структурный + литологический). Действия всех этих факторов перекрываются. Если же принять общее изменение температуры по

региону за 100%, то роль переменного теплового потока составит здесь 86.6%.

Роль 1

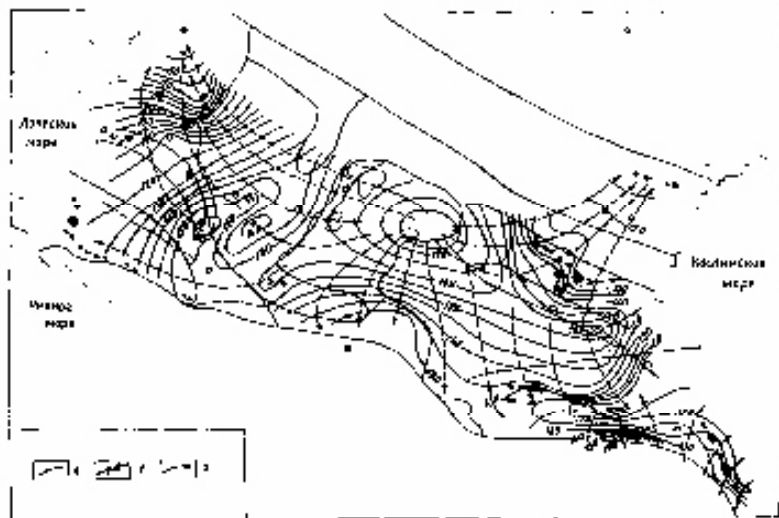


Рис.3.11. Расчетная карта изотеры на абсолютной отметке -3000 м. 1 - границы структурно-тектонических элементов, 2 - изолинии равных T , 3 - направления горизонтальных тепловых потоков.

Значительный перепад температур на Предкавказье - 120°C на абсолютной отметке - 3000 м и 50°C на абсолютной отметке -1000 м должен давать и закал

метный горизонтальный тепловой поток - $0,006 - 0,01 \cdot 10^{-2} \frac{\text{м}^2 \cdot \text{сек}}{\text{кал}}$. Поскольку построение карты горизонтальных тепловых потоков достаточно сложно, по картам температур на абсолютных отметках намечены лишь общие направления горизонтальной составляющей q , отражающие пути миграции флюидов под действием градиента температуры (рис. 3.11).

На всех картах изотерм вектор потока направлен к востоку и западу от Ставропольского свода, к северу и югу от Капиевской структуры, расположенной в Кизлярской ступени и от осевой части прогиба Предгорного Дагестана к побережью Каспийского моря. Для абсолютной отметки - 1000 м в западной части региона тепловой поток направляется от южного обрамления Ейско-Березанской зоны поднятий к северо-северо-востоку в сторону Азовского выступа, к юго-юго-западу, в область Западно-Кубанского прогиба. В восточной части

региона линии потока сходятся к Прикумско-Тюленевскому валу и в Сулакский прогиб вдоль хребтов Терского и Сунженского с запада и востока к их середине, а также со склонов Большого Кавказа в пригеосинклинальные прогибы. На карте изолиний температур на абсолютной отметке - 3000 м появляется дополнительное направление в сторону вала Карпинского и несколько видоизменяется поле направлений q в Западно-Кубанском прогибе и Терско-Сунженской зоне. На картах соответствующие направления показаны стрелками.

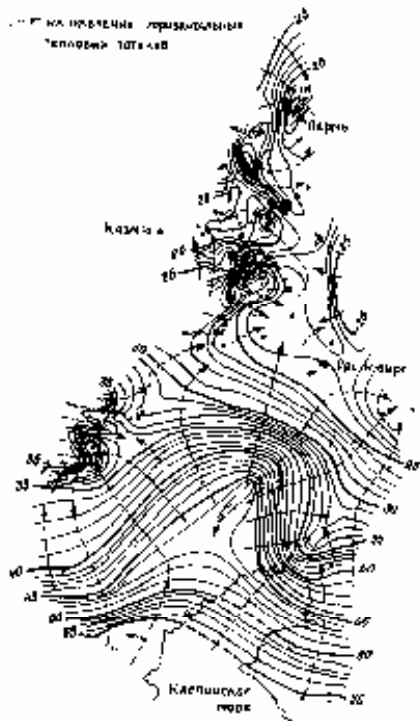


Рис. 3.12. Экспериментальная карта изотерм на абс. отметке - 1000 м для Урало-Поволжья (Построена по 360 скважинам на 85 площадях).

Если сравнить теперь выше рассмотренные карты изотерм с общей структурной картой (рис. 3.1), то хорошо видна относительная приуроченность скоплений нефтяных и части газовых месторождений к зонам пониженных температур, т.е. к зонам сходимости линий горизонтальных тепловых потоков. Большая же часть месторождений с газовыми залежами расположена, преимущественно, на Ставропольском своде с окружающими его впадинами, Адыгейском выступе, вале Карпинского, выступе Дагестанского клина, т.е. фактически в зонах, где температуры повышены. Наблюдаемые противоречия можно устранить, если рассматривать образование залежей в каждом конкретном случае. Например, рассмотрим профиль через Ставропольский свод. Глубина залегания подошвы глинистой малопроницаемой толщи майкопа меняется от 1500 м в Восточно-Кубанской впадине до 1000 м на Ставропольском своде и опускается на глубину 2000 м на его восточном окончании и в Прикумской зоне поднятий. Соответственно температуры в подошве майкопа составляют: 65 - 85°C - Восточно-Кубанский прогиб, 60°C - Ставропольский свод и 100°C - Прикумская зона. Таким образом, появляется наклонная составляющая теплового потока по подошве майкопских глин в направлении Ставропольского свода, обуславливающая миграцию флюидов. Причем именно изолирующая крышка майкопа играет здесь важную роль. Образование же в подобных областях

94

преимущественно газовых залежей может быть объяснено низкой, по сравнению с жидкостями, плотностью газа ($\rho_{\text{газа}}$ в 2 раза меньше $\rho_{\text{жидкости}}$) наиболее способного преодолеть гравитационный фактор и распространяться вверх по наклонному пласту.

Выявленная наглядная связь между областями скопления нефтяных месторождений и зонами схождения линий горизонтальных тепловых потоков позволяет давать прогноз вероятного скопления нефтяных месторождений по глубине и площади региона. Так, дополнительное направление горизонтальных градиентов температур в сторону вала Карпинского на глубине -3000 м может говорить о нахождении здесь, именно на больших глубинах, значительных залежей нефти. Перспективными территориями в этом плане являются область Минераловодского выступа, побережье Каспийского моря, Сулакский прогиб, районы севернее Ставропольского свода.

Примечание к главе III

Метод определения тепловых потоков и температур, предложенный в этой главе, был проверен путем сравнения рассчитанных параметров с экспериментальными данными. Часть температурных замеров на Предкавказье (19 скважин, 8 из которых глубокие) была получена летом 1960 года, т.е. после проведенного по этому региону расчета q и T и написания работы. Предварительно, до обработки экспериментальных результатов в точках проведения замеров были определены геотермические параметры - геотермические градиенты и температуры. При этом были использованы рассчитанная карта тепловых потоков с учетом зависимости q от скорости современных вертикальных движений земной коры и колонки пластовых скоростей сейсмических волн в данных точках. Методика расчета оставалась прежней. В скважинах, где глубина исследования до 400 м, расчет на эти глубины дает слишком большую погрешность, так как верхние горизонты нарушены водным режимом. Для глубоких скважин средняя ошибка в определении температуры составляет 2°C , т.е. 5%. Максимальная ошибка в определении T - 5.8°C , что составляет 18% погрешности.

Косвенная проверка предложенного расчетного метода может быть дана и с помощью графика на рис. 1.5 путем сравнения рассчитанных температур с T , определенными по продолжению среднего, минимального и максимального значений $T = f(H)$. Результаты сравнения приведены на рис. 1.5 для глубины 3000 м, а для абсолютной отметки -3000 м они имеют следующие значения: $T_{\text{ср.}} =$

$$151.5^{\circ}\text{C} \text{ (рассчитанное)}, T_{\text{ср.}} = 133.5^{\circ}\text{C} \text{ (по продолжению)}, \frac{\Delta T}{T} = 1.5\%; T_{\text{min}} =$$

$$69.8^{\circ}\text{C} \text{ (рассчитанное)}, T_{\text{min}} = 70.0^{\circ}\text{C} \text{ (по продолжению)}, \frac{\Delta T}{T} = 0.2\%. T_{\text{max}} = 178.2^{\circ}\text{C}$$

$\frac{\Delta T}{T}$

(рассчитанное), $T_{\max} = 188.50 \text{ C}$ (по продолжению), $\frac{\Delta T}{T} = 5.5\%$.

Таким образом, полученная двумя способами небольшая средняя погрешность расчета температур (~ 5%) позволяет говорить о возможности и перспективности применения данного метода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе рассмотрены лишь две характерные, зоны нефтегазонакопления: ДДВ - с постоянным вертикальный тепловым потоком из недр земли и Северный Кавказ с переменным по площади значением q . Геотермический анализ их выполнен различными методами. Ограниченный объем книги не позволил включить в нее данные по другим не менее детально исследованным регионам: Закарпатскому и Предкарпатскому прогибам, Припятской впадине, Белоруссии, Донбассу и Урало-Поволжью. Каждый из них имеет свои особенности, но есть и совпадающие закономерности.

1. Наличие нефти и газа в отдельных геологических образованиях оказывает заметное влияние на локальное тепловое поле данной структуры, но практически не влияет, на геотермию региона в целом. Обратное утверждение не справедливо. Наоборот, строение регионального теплового поля определяет пути термодиффузии флюидов и места их скопления в месторождения. Зоны концентрации приурочены, как правило, к региональным минимумам на картах изотерм, что может служить дополнительным поисковым признаком при определении стратегии поисков.

2. Размеры разбуренных областей нефтегазонакопления превышают в несколько раз толщину земной коры, поэтому анализ их теплового поля и его экстраполяция позволяют в какой-то мере судить о температурных условиях в верхних этажах мантии, прилегающих к подошве земной коры. Более подробно этот раздел в главе III не развит, так как его тематика выходит за рамки настоящей книги.

5. Разработанные и проверенные на практике методы расчета тепловых полей для отдельных хорошо разбуренных областей могут быть применены и для тех регионов, где нет пока плотной сетки скважин и массовые прямые температурные измерения невозможны. Они позволят в дальнейшем построить геотермические карты больших территорий целых материков с тем, чтобы проанализировать глобальное тепловое поле планеты в целом.

ЛИТЕРАТУРА

1. Альбом типовых геолого-геофизических разрезов скважин нефтяных и

газовых районов СССР, Т.1. М.: Недра, 1969.

2. Бабанец А.Е. Геотермические условия территории Украинской и Молдавской ССР. - В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, Т.1. М., 1959.

5. Беляков М.Ф. О связи геоизотерм с докембрийским рельефом Русской платформы. - ДАН СССР, 1949, т.64, № 2.3

4. Берман Р. Теплопроводность твердых тел. М.: Мир, 1979.

5. Билык О.Д., Сухорский Р.Ф. Коллекторы верхней перми и триаса Днепровско-Донецкой впадины и их литологические особенности. Киев: Наукова думка, 1970.

6. Газовые месторождения СССР. Справочник. М.: Недра, 1968.

7. Газовые и газоконденсатные месторождения. М.: Недра, 1975. 527 с.

6. Гандзюк Г.А., Потушанский А.А. - Труды Ин-та геологич. наук, АН УССР, 1956, I.

9. Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966.

10. Геотермические исследования в Дагестане и вопросы практического использования тепла Земли. Махачкала, 1970.

11. Геотермические методы исследований в гидрогеологии. М.: Недра, 197. 285 с.

12. Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев: Наукова думка, 1974.

13. Гордиенко В.В., Қутас Р.И. - В кн.: Геофизические исследования на Украине. Киев: Наукова думка, 1970.

14. Гордиенко В.В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев, Наукова думка, 1975. 141 с.

15. Джамалова А.С. Глубинный тепловой поток на территории Дагестана. М.: Недра, 1969.

16. Дьяконов Д.И., Яковлев Б.А. Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М.: Недра, 1969. 116 с.

17. Думанский О.Г. - Труды УкрНИГРИ, 1963, 7.

18. Застежко Ю.С., Лурье А.И. Некоторые особенности геотермических условий Шебелинского газового месторождения. - Нефтяная и газовая промышленность, 1965, № 3.

19. Застежко Ю.С., Терещенко В.А., Лурье А.И. Геотермические условия и термальные воды Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Региональная геотермия

и распространение вод в СССР. М.: Наука, 1967.

20. Карачинский В.Е. Методы геотермодинамики залежей газа и нефти. М.: Недра, 1975.

21. Киссин И.Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М.: Наука, 1964.

22. Кулон Жан. Разрастание океанического дна и дрейф материков. Л.: Недра, 1975. 231 с.

23. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. - Геофизический сб. АН УССР, вып.34, 35. Киев: Наукова думка, 1970.

24. Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев: Наукова думка, 1971.

25. Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наукова думка, 1978.

26. Ларионов М.В., Низамов Р.Х. Определение теплофизических параметров горных пород по кривой восстановления температуры в действующей скважине. Казань, 1980, № 5410-80. Деп.

27. Лебедько Г.И. Фундамент Северного Кавказа. Изд-во Ростовского ун-та, 1980. 122 с.

28. Лопатин А.Ф. Тектоническая структура Кабардино-Балкарии, Северной Осетии, прилегающих районов Ставропольского края по данным гравиметрии. - Геология нефти и газа, 1965, № 6, с.58 - 60.

29. Любимова Е.А. Изучение теплового режима земной коры. - В кн.: Материалы семинара по горной теплотехнике. Изд-во АН УССР, 1964.

30. Любимова Е.А. Термика Земли и Луны. М.:Наука, 1968. 279 с.

31. Лялько В.И., Митник М.М. Оценка величины вертикального перетока подземных вод и коэффициентов фильтрации слабопроницаемых пород с помощью геотермических методов. - В кн.: Применение геофизических методов при гидрогеологических и инженерно-геологических исследованиях. М.: Изд-во ВИЭМС, 1970.

32. Лялько В.И., Митник М.М. Оценка теплопереноса в зоне затрудненного водообмена. - В кн.: Проблемы энергетики геологических и геофизических процессов: докл. Всесоюзн. симпозиума. М.: Наука, 1972.

33. Лялько В.И., Митник М.М. О формировании запасов термальных вод Днепровско-Донецкой впадины. - В кн.: Термальные воды в СССР и перспективы их практического использования, докл. III Всесоюзн. совещания. М.: Наука, 1973.

34. Лялько В.И. Методы расчета тепло- и массопереноса в земной коре. Киев: Наукова думка, 1974.

35. Лялько В.И., Митник М.М. Исследование процессов переноса тепла и

вещества в земной коре. Киев: Наукова думка, 1978. 150 с.

36. Лялько В.И., Митник М.М., Вульфсон Л.Д., Шпортюк З.М. Геотермические поиски полезных ископаемых. Киев: Наукова думка, 1979. 147 с.

37. Матвиенко В.Н., Сергеенко В.Н. Результаты определения теплового потока в Западном Предкавказье. НТС АН СССР. Геотермия. М., 1976, с.55 - 58.

38. Научно-технический справочник Геологического ин-та АН СССР. Геотермия. М. 1976.

39. Неткач А.Я. Термометры для термодинамических исследований скважин на основе РС-генератора. - В сб.: Вопросы экспериментальной геотермологии. Казань, Изд-во КГУ, 1975.

40. Неткач А.Я., Ходырева Э.Я., Шулаев В.Ф. Аппаратура для геотермических исследований. - Тезисы Всесоюз. конференции: Народнохозяйственные и методические проблемы геотермии. Махачкала, 1978, с. 7.

41. Непримеров Н.Н. Некоторые особенности термической активности земли. - В сб.: Термозаводнение нефтяных месторождений. Казань, Изд-во КГУ, 1971, с.158 - 167.

42. Непримеров Н.Н., Ходырева Э.Я. Методика расчета начальных тепловых полей на примере Шебелинского газового и Битковского нефтегазового месторождений. - В сб.: Теоретические и экспериментальные проблемы рациональной разработки нефтяных месторождений. Казань, Изд-во КГУ, 1972, с.58 - 60.

43. Непримеров Н.Н., Марков А.И., Ходырева Э.Я., Ахметова А.А. Расчет начального теплового поля Шебелинского газового месторождения. - В сб.: Вопросы экспериментальной геотермологии. Казань, Изд-во КГУ, 1975, с.57 - 62.

44. Непримеров Н.Н., Синявский Е.И., Ходырева Э.Я. Особенности теплового поля нефтяных, газовых и термальных месторождений. - В сб.: Проблемы горной теплофизики. Материалы Всесоюз. научн.-техн. конференции. Л., Изд-во ЛГИ, 1974, с.35 - 37.

45. Непримеров Н.Н., Ходырева Э.Я. Начальное тепловое поле Битковского нефтегазового месторождения. - В сб.: Вопросы геотермии и разработки нефтяных месторождений. Казань, Изд-во КГУ, 1978, с. 30 - 39.

46. Непримеров Н.Н. Трехмерный анализ нефтеотдачи охлажденных пластов. Казань, Изд-во КГУ, 1978. 216 с.

47. Николаев С.А., Саламатин А.Н. Об исследовании теплофизических свойств горных пород по кривым восстановления температуры в скважине. - В сб.: Проблемы горной теплофизики. Л., 1973, с.19 - 21.

48. Николаев С.А., Николаева Н.Г. Установка для исследования теплофизических свойств горных пород. - В сб.: Проблемы горной теплофизики. Л., 1973, с. 40 - 41.

49. Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974. 471 с.

50. Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф. Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев: Наукова думка, 1976.

51. Пудовкин М.А., Чугунов В.А., Саламатин А.Н. Задачи теплообмена в приложении к теории бурения скважин. Казань, Изд-во КГУ, 1977. 184 с.

52. Пудовкин М.А., Саламатин А.Н., Чугунов В.А. Температурные процессы в действующих скважинах. Казань, Изд-во КГУ, 1977. 168 с.

53. Пудовкин М.А., Волков И.К. Краевые задачи математической теории теплопроводности в приложении к расчетам температурных полей в нефтяных пластах при заводнении. Казань, изд-во КГУ, 1978. 188 с.

54. Рейсленд Дж. Физика фононов. М.: Мир, 1975. 565 с.

55. Сонин Г.В. Нейтральный слой и методы его изучения. - В сб.: Термозаводнение нефтяных месторождений. Казань. Изд-во КГУ, 1971, с. 137 - 140.

56. Сергиенко С.И. Гидрогеотермический режим недр Восточного Предкавказья. М.: Недра, 1971.

57. Справочник геофизика. Стратиграфия, литология, тектоника и физические свойства горных пород. Т.1. М.: Гостоптехиздат, 1960.

58. Справочник физических констант горных пород. Под ред. С.Кларка. М.: Мир, 1969. 543 с.

59. Справочник (кадастр) физических свойств горных пород. М.: Недра, 1975. 278 с.

60. Стерленко З.В. Теплофизические свойства пластовых вод, нефтей и насыщенных ими горных пород. Межвузовский сборник. Физические процессы горного производства. Вып.2. Л., 1975.

61. Сухарев Г.Н., Власова С.П. Теплофизические свойства пород и плотность теплового потока по Александрийской опорной скважине. ГНИ, сб. № 29. М.: Недра, 1968, с.197 - 201.

62. Сухарев Г.М., Власова С.П., Тарануха Ю.К. Теплофизические свойства горных пород и величина плотности теплового потока по скважине 10 Веселовского поднятия Центрального Предкавказья. ГНИ, сб. № 29. М.: Недра, 1968, с.202 - 205.

63. Сухарев Г.М., Тарануха Ю.К., Власова С.П., Цогоев В.Б. Геотермические условия недр Осетинской АССР. ГНИ, сб. № 29. М.: Недра, 1968, с.178 - 185.

64. Терещенко В.А. Гидрогеологические условия северо-западной и средней частей Днепровско-Донецкой впадины в связи с выявлением закономерностей размещения нефтяных и газовых месторождений. Автореф. канд. дис. Л., 1967.

65. Терещенко В.А. Гидрогеологические особенности размещения нефтяных и газовых месторождений на территории Днепровско-Донецкой и Припятской впадины. - В кн.: Гидродинамика и гидрохимия нефтегазоносных бассейнов Ев-

ропейской части СССР, вып. 89. М.: Недра, 1970.

66. Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967.

67. Фролов Н.Н. Температурный режим гелиотермозоны. М.: Недра, 1966.

68. Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М.: Недра, 1968.

69. Ходырева Э.Я., Непримеров Н.Н. Геотермические условия и расчет естественного теплового поля Битковского нефтегазового месторождения. - Проблемы горной теплофизики: Тезисы Всесоюз. н - т. конф. Л., Изд-во ЛПИ, 1973, с. 58 - 61.

70. Ходырева Э.Я. Экспериментальная проверка расчетного температурного поля Битковского нефтегазового месторождения. - В сб.: Вопросы термике, термодинамики и разработки нефтяных месторождений. Казань, Изд-во КГУ, 1976, с. 119 - 129.

71. Чекалюк Э.Б. Термодинамика нефтяного пласта. М.: Недра, 1965.

72. Чекалюк Э.Б., Федорцев И.М., Осадчий А.Г. Полевая геотермическая съемка. Киев: Наукова думка, 1974.

73. Череменский Г.А. Прикладная геотермия. Л.: Недра, 1977. 224 с.

74. Череменский Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972.

75. Швай Л.П. Подземные воды Днепровско-Донецкой впадины в связи с нефтегазовосностью. Киев; Наукова думка 1973.

76. Шолто В.Н. Земля раскрывает свои тайны. М.;Недра , 1979. 160 с.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ *

За последние годы учеными Казанского государственного университета на многих нефтяных и газовых месторождениях Волго-Уральской области проведены геотермические исследования с целью изучения основных факторов формирования геотемпературного поля (табл.). Отличительной особенностью настоящей работы от ранее выполненных является использование при анализе весьма однородного и сопоставимого материала, полученного одной и той же аппаратурой и методикой на всех изученных месторождениях в скважинах с гарантированной выстойкой во времени [1]. Шаг точечных измерений температуры по стволу скважин был принят 5 - 10 м, в пределах слоя годовых колебаний температур - 1 - 2 м.

Слабым местом выполненных исследований является почти полное отсутствие экспериментальных данных в районах, расположенных между отдельными структурами, к которым приурочены месторождения нефти и газа с пригодными для измерения скважинами. Эта особенность отражена в заглавии статьи.

Анализ полученного фактического материала позволяет говорить о следующем. Температуры основных нефтегазосодержащих комплексов осадочной толщи увеличиваются от Воронежского, Жигулевско-Оренбургского, Пермско-Баширского и Татарского оводов в направлениях погружения их склонов в прилегающие впадины.

Чтобы исключить фактор увеличения глубины при анализе геотемпературного поля какого-либо нефтегазосодержащего горизонта, рассмотрим распределение температур по площади Урало-Поволжья на картах-срезах. Правда, при этом методе картирования небольшие искажения в геотемпературное поле внесет рельеф. Но, во-первых, основная часть изученной территории имеет отметки поверхности 100 - 200 м, исключение составляют Бугульминская и Приволжская возвышенности (в основном 200 300 м), а, во-вторых, при таких небольших перепадах высот рельефа его влияние ощущается лишь на глубинах, меньших 500 - 700 м.

Температура на карте-срезе - 500 м абс. выс. изменяются от 12 до 29°C ($\Delta T=18^\circ\text{C}$). Минимальные температуры (12-15°C) фиксируются на территории Северного купола Татарского свода, его восточном и юго-восточном склонах, северного склона Южного купола, Бирской седловины, северо-западной части Баширской вершины Пермско-Баширского свода, северной части моноклиналиного склона платформы (Сергеевское месторождение нефти).

Территория, лежащая к западу, югу и юго-востоку от Южного купола Татарского свода (юго-запад Баширии, запад Оренбургской, восток Куйбышевской

областей), и часть Верхнекамской впадины (Удмуртия) характеризуются температурами 16 - 20°C. В сводовой части Южного купола на Ромашкинском и Ново-Елховском месторождениях нефти обнаружено несколько аномальных участков с температурами 16 - 18°C [2]. На Кулешовском месторождении нефти температуры достигают 22°C.

В Рязано-Саратовской впадине температуры колеблются от 23 до 29°C, чаще встречаются величины 25 - 26°C. На Доно-Медведицком вале и Приволжской моноклинали температуры зафиксированы в пределах от 20 до 28°C, наибольшие значения (25 - 28°C) отмечены на Коробковском месторождении нефти и газа.

На карте-срезе - 1000 и абс. выс. температуры изменяются от 18 до 42°C ($\Delta T=24^\circ\text{C}$). Минимальные температуры (18 - 20°C) обнаружены на территории Северного купола, его восточного и юго-восточного склонов, северного склона Южного купола, Бирской седловины.

Температуры 21 - 25°C развиты на преобладающей территории Удмуртии, Башкирии, Татарии, Оренбургской области. На аномальных участках Ромашкинского и Ново-Елховского месторождений нефти и месторождениях нефти Сулинской площади (крайний юго-восток Татарии) фиксируются температуры 26 - 30°C. На Гремихинском, Чутырском и Киенгонском нефтяных месторождениях Удмуртии отмечены температуры 27 - 29°C. На востоке Куйбышевской области температуры равны 24 - 31°C. Температуры 30-31°C зафиксированы на Сосновско-Дерюжевском и Кулешовском месторождениях. Территория Рязано-Саратовской впадины характеризуется высокими температурами порядка 36 - 40°C. На Доно-Медведицком вале температуры в основном равны 31 - 35°C, на Коробковском месторождении нефти и газа - 37 - 42°C. В пределах Приволжской моноклинали отмечены температуры 28 - 30°C. Температуры на карте-срезе - 1500 м абс. выс. изменяются от 29 до 52°C ($\Delta T=23^\circ\text{C}$). Минимальные температуры 30 - 35 °C встречены на преобладающей территории Удмуртии, Башкирии, Татарии и Оренбургской области. На аномальных участках Ромашкинского и Ново-Елховского нефтяных месторождений фиксируются температуры 38 - 46°C, на Сулинской площади - 38 - 40°C. Такие же температуры - 38 - 40°C - встречаются и в Верхнекамской впадине. На востоке Куйбышевской области температуры равны 35 - 40°C, на Кулешовском месторождении - 44-45°C. В Рязано-Саратовской впадине фиксируются температуры 46 - 50°C, на Доно-Медведицком вале - 43 - 52°C, причем температура Арчединского нефтегазового месторождения (52°C) превысила температуру Коробковского (49 - 51°C). Температуры Приволжской моноклинали равны 37 - 43°C.

На карте-срезе - 2000 м абс. выс. распределение температур по площади сохраняется примерно таким же, что и на карте-срезе - 1500 м, т.е. минимальные температуры (36 - 40°C) встречаются на юго-востоке изученной территории (Оренбургская область), а максимальные температуры (60 - 65°C) - в Рязано-Са-

ратовской впадине ($\Delta T=30^{\circ}\text{C}$). На Арчединском месторождении температура будет, очевидно, выше 70°C (экстраполяция геотермы). На отметке -2500 м температуры равны $40 - 45^{\circ}\text{C}$ (юго-восток региона), $60 - 65^{\circ}\text{C}$ (восток Куйбышевской области) и $70 - 75^{\circ}\text{C}$ (Рязано-Саратовская впадина и Доно-Медведицкий вал). На Южно-Уметовском месторождении (Приволжская моноклираль) температура равна 62°C .

Сравнивая выше рассмотренные карты между собой, можно отметить, что территории пониженных температур на картах -500 и - 1000 м абс.выс. примерно совпадают друг с другом - это районы Северного купола с его восточным и юго-восточным склонами, северный склон Южного купола, Бирская седловина. К этим же районам можно отнести месторождения северо-западного склона Башкирской вершины (Чераульское, Татышлинское) и северную часть моноклиального склона платформы (Сергеевское месторождение); Восточнее последних районов исследования КГУ не проводились.

На картах -1500 и -2000 м происходит расширение территории пониженных температур за счет присоединения земель юго-запада Башкирии и Оренбургской области.

Максимальные температуры на всех картах фиксируются на территории Рязано-Саратовской впадины. Кроме того, высокими температурами выделяются участки Ромашкинского и Ново-Елховского месторождений, Сулинской площади (Татария), Чутырского и Гремихинского (Удмуртия), Кулешовского (Куйбышевская область) и Коробковского (Волгоградская область) месторождений нефти и газа.

Таким образом, на всех рассмотренных картах-срезах выделяются примерно одни и те же районы пониженных и повышенных температур, Разница в температурах на карте-срезе - 500 м абс.выс. достигает 18°C , на двух других картах - $23 - 24^{\circ}\text{C}$. Дан изученного региона, площадь которого огромна и геологическое строение разнообразно, такая разница в температурах представляется несущественной, но все же важно знать, какие факторы сформировали его геотемпературное поле. Вот поэтому и попытаемся выделить основные факторы формирования геотемпературного поля осадочной толщи Урало-Поволжья.

Известно, что зависимость температуры от глубины $T(H)$ в случае отсутствия местных, тепловых источников представляет собой ломаную линию, описываемую выражением

$$T_i(H) = T_a + \sum_{i=1}^n \Gamma_i \Delta H_i, \quad (I)$$

где

$$\Gamma_i = \frac{q}{\lambda_i}$$

(2)

i - номер однородной в теплофизическом отношении толщи пород с мощностью слоя ΔH_i и теплопроводностью λ_i ; начало отсчета температуры ведется от подошвы нейтрального слоя с температурой T_{nc} ;

Γ_i - равновесный геотермический градиент i -го слоя; q - тепловой поток.

Из формул (1) и (2) следует, что температура пород на какой-то глубине зависит от температуры нейтрального слоя, теплопроводности слоев пород, отсчитываемых сверху до заданной глубины, и величины глубинного теплового потока в данной точке земного шара.

Экспериментально определяются T_{nc} , $T(H)$ и λ_i . По наклонам отрезков ломаной линии (геотермы) вычисляются величины Γ_i , а затем из выражения (2) находится и q . Измеренные и аналитически рассчитанные величины T_{nc} на изученной территории от Удмуртии до Волгограда изменяются от 5 до 10°C [3].

Ниже нейтрального слоя на изученной территории лежат терригенные отложения верхней перми или мезо-кайнозоя. Мощность верхней перми на преобладающей территории Татарии, Башкирии, Оренбургской и Куйбышевской областей изменяется от 200 до 500 м, в Верхнекамской впадине она составляет 500-700 м. Мощность более глинистых мезо-кайнозойских отложений (по сравнению с верхней пермью) в Саратовской и Волгоградской областях колеблется от десятков до 600 - 800 м (Рязано-Саратовская впадина).

Такое литолого-фациальное различие в пространстве, естественно, сказывается на распределении температур. Например, на Жирновском месторождении нефти и газа, где мощность терригенной толщи мезо-кайнозоя всего 40 - 60 м, температура на отметке -500 м равна 21°C, а на Колотовском и других нефтегазовых месторождениях Рязано-Саратовской впадины - 25 - 29°C. Подобные примеры можно привести и по другим районам. Например, температуры под глинистой толщей нижнего карбона в осевой части Камско-Кинельской системы прогибов всегда выше на 5-7°C, чем в ее бортовых частях, сложенных преимущественно карбонатными породами. Еще пример: прирост температуры за счет мощной галогенной толщи нижней перми будет намного меньше по сравнению с соответствующей по мощности карбонатной толщей, не говоря уже о терригенной. Следовательно, изменение литолого-фациальных условий в пространстве изученного региона играет определенную роль в формировании геотемпературного поля осадочной толщи. Таким образом, только за счет различий в температурах

нейтрального слоя и большей мощности и глинистости верхней терригенной толщи южных районов (Саратовская, Волгоградская области) по сравнению с северными районами (Удмуртия, Башкирия, Татария) прирост температуры в южных районах сказывается выше на 8 - 10°C.

Прежде, чем говорить о различии тепловых потоков и гидрогеологических условий Урало-Поволжья, рассмотрим карты равных геотермических градиентов (Γ) карбонатной толщи верхнего карбона, равных Γ карбонатной толщи мячковского + подольского горизонтов среднего карбона, равных Γ карбонатной толщи подольского + каширского горизонтов среднего карбона. Почему взяты именно эти карбонатные толщи, а не другие? Во-первых, вышележащие нижнепермские отложения представлены литологическими - фациально не выдержанными в пространстве разностями - карбонатными, сульфатными и галогенными породами. Во-вторых, карбонатные отложения верхнего карбона и московского яруса среднего карбона патологически в среднем более однородные, чем серпуховско-окские карбонатные образования нижнего карбона. Карбонатные отложения турнейского яруса сводового типа также литологически в среднем выдержаны в пространстве, но они развиты не на всей изученной территории. В-третьих, именно на верхне-и среднекаменноугольных карбонатных отложениях, залегающих на различных глубинах от земной поверхности (от 0 до 1300 м), можно проследить влияние инфильтрационных вод. И, наконец, в-четвертых, на рассмотренный отрезок разреза приходится максимальное количество геотермических данных. По сути говоря, карбонатная толща верхнего и среднего карбона принята нами в качестве опорного горизонта, имеющего региональное распространение и относительно простой химический и минералогический состав (в основном CaCO_3 , в меньшей мере - CaCO_3 и MgCO_3). Если принять, что средняя теплопроводность пород любого разреза опорного горизонта в пространстве сохраняется почти постоянной, то любое изменение геотермического градиента толщи в какой-либо точке пространства будет свидетельствовать об изменении плотности теплового потока. Лабораторные данные о теплопроводности пород в изученном регионе пока единичные и не соответствуют их значениям в естественных условиях, поэтому в настоящей работе для интерпретации фактического материала принят метод опорных горизонтов.

Геотермические градиенты карбонатной толщи верхнего карбона на территории Урало-Поволжья изменяются от 0,9 до 2,6°C/100 м. Территория с минимальными Γ , равными 0,9 - 1,2°C/100 м, включает в себя Северный купол с его восточным и юго-восточным склонами, Южный купол с его северным склоном, Бирскую седловину, северную часть моноклиналичного склона платформы. (Ниже единицу измерения Γ - °C/100 м - для сокращения будем опускать). На погружениях западного и юго-восточного склонов Южного купола Γ становятся равными 1,5 - 1,6. Участок на юго-западе Ромашкинского месторождения характеризуется Γ , равными 1,4 - 1,6, а на Сулинской площади они достигают величины 2,3 - 2,5.

В пределах Верхнекамской впадины Γ увеличиваются в северном направлении от 1,2 до 1,6. Четкое изменение Γ в направлении с запада на восток наблюдается на месторождениях Большекинского вала: 1,2 - 1,3 (Сосновско-Дерюжевское), 1,4 (Журавлевско-Степновское), 1,5 (Султангуловско-Заглядинское) и 1,7 (Пономаревское).

На нефтяных, месторождениях Куйбышевской области, расположенных южнее Сосновско-Дерюжевского месторождения, величины Γ равны 1,8-2,0, а на Кулешовском месторождении они достигают 2,6. Карбонатная толща верхнего карбона на территории Рязано-Саратовской впадины характеризуется Γ , равными главным образом 1,9, на Степновском и Иловлинском месторождениях - 1,2 - 1,4. На Коробковском месторождении Γ достигает 2,2. Геотермические градиенты карбонатной толщи мячковского + подольского горизонтов на изученной территории колеблются в пределах от 0,9 до 2,6. Районы с минимальными Γ , равными 0,9-1,2, остались примерно теми же, что и на предыдущей карте, произошли лишь небольшие изменения. Например, на центральной части Ново-Елховского месторождения Γ увеличилось до 1,4 - 1,8, а на Сосновско-Дерюжевском - до 1,7 - 2,3. На остальных месторождениях Большекинского вала остались те же значения Γ (1,4, 1,5 и 1,7).

В Верхнекамской впадине Γ растут в северном направлении от 1,2 до 1,7 - 2,0. На востоке Куйбышевской области Γ равны 2,0 - 2,4, а на Кулешовском месторождении - 2,4 - 2,6. Те же значения Γ (главным образом 1,9) наблюдаются и в Рязано-Саратовской впадине, на Степновском и Иловлинском месторождениях - 1,3-1,5. На Коробковском месторождении Γ равен 2,2.

Чаще всего карбонатная толща мячковского + подольского горизонтов на геотермах представлена одним прямым отрезком с постоянным Γ , реже - двумя отрезками с различными Γ , из которых Γ нижнего обычно выше. В последнем случае на карту равных Γ наносилась величина Γ верхнего отрезка. То же самое характерно, и для поведения Γ в карбонатной толще Подольского + каширского горизонтов. В случае двухчленного строения ее геотермы на карту наносилась величина Γ нижнего отрезка. Используя эти приемы подачи материала на карты, авторы стремились показать максимальную разницу в величинах Γ верхней и нижней частей карбонатной толщи московского яруса среднего карбона, которая отчетливо выражена в некоторых районах Урало-Поволжья.

Геотермические градиенты карбонатной толщи подольского + каширского горизонтов на территории Урало-Поволжья изменяются от 0,9 до 3,0. Районы с минимальными градиентами, равными 0,9 - 1,2, остались в основном в старых границах, которые наблюдались нами по вышележащим толщам.

В районах повышенных Γ карбонатной толщи мячковского + подольского горизонтов Γ нижележащих карбонатных отложений (подольско-каширских) в основном несколько возросли. Например, в Рязано-Саратовской впадине на Дмитриевском, Западно-Рыбушанском и Колотовском месторождениях Γ увеличилось

с 1,9 до 2,4 - 2,5, на Степновском и Иловлинском - с 1,3 - 1,5 до 2,1 - 2,4, на Соколовогорском, Карамышском и Восточно-Рыбушанском они остались постоянными - 2,0 - 2,1. Возросли Γ на Покровском (Оренбургская область); Кулешовском, Чутырском, Гремихинском месторождениях.

На месторождениях Большекинельского вала сохранилась та же картина (1,4; 1,5; 1,7). В некоторых районах, например, в Татарии, Башкирии, отмечаются случаи уменьшения Γ каишских отложений в основном на 0,1 - 0,2.

Таким образом, на картах равных Γ карбонатных толщ верхнего карбона, мячковского + подольского, подольского + каишского горизонтов Урало-Поволжья вырисовываются те же районы минимальных и максимальных значений, что и на картах-срезах изотерм. От сводовых и присводовых частей Северного и Южного куполов Татарского свода Γ увеличиваются по мере погружения их склонов в прилегающие впадины (Верхнекамская, Мелекесская, Абдулинская). Та же самая картина наблюдается и при переходе восточного склона Воронежского свода в Рязано-Саратовскую впадину.

На фоне закономерного увеличения Γ отмечаются месторождения с более высокими Γ , например Гремихинское и Чутырское месторождения в Верхне-Камской впадине, Кулешовское на востоке Куйбышевской области. Повышенные Γ фиксируются и на самом Южном куполе (участки Ромашикинского и Ново-Елховского месторождений), его юго-восточном склоне (участки Сулинской площади). На Доно-Медведицком вале выделяется Коробковское месторождение.

Закономерный рост Γ от куполов Татарского свода в направлениях погружения их склонов связан, очевидно, с увеличением гидрогеологической закрытости осадочной толщи в этих же направлениях. Большинство гидрогеологов считает Татарский свод, наряду с Токмовским, Воронежским и другими сводами, областью питания для подземных вод пермских и каменноугольных отложений. Известно, что подошва слабоминерализованных вод удельного веса 1,02 - 1,04 г/см³ в пределах северо-восточной части Сокско-Шешминского вала (Шугуровская и прилегающие к ней площади) проходит в низах окского надгоризонта. По мере погружения отложений минерализация и метаморфизация вод растут, и воды удельного веса 1,02 - 1,04 г/см³ на склонах Южного купола встречаются уже лишь в нижнепермских или верхнекаменноугольных отложениях. Минерализация подземных вод турнейских отложений на территории Южного купола и его склонов уже примерно одна и та же, что обусловлено наличием водоупора - карбонатно-глинистой пачки тульского + бобриковского горизонта [4].

Если проследить распределение Γ карбонатной толщи турнейского яруса + верхнефаменского подъяруса сводового типа, развитого в пределах Южного купола и его склонов, то видно, что на большей его территории Γ изменяются лишь от 1,7 до 1,9, чаще 1,7 - 1,8. На аномалийных участках Ромашикинского и Ново-Елховского месторождений Γ достигают величин 2 - 2,5.

Примерно такие же значения Γ - 1,6 - 1,7 - фиксируются на погруженных склонах Южного купола в карбонатных отложениях среднего карбона. Γ карбонатной толщи верхнего карбона в этих же районах равны 1,5 - 1,6. По нашему мнению, данный фактический материал по распределению Γ в карбонатных толщах верхнего, среднего и нижнего карбона убедительно подтверждает выше высказанное предположение об увеличении гидрогеологической закрытости осадочной толщи на погруженных склонах Южного купола Татарского свода.

Анализируя распределение Γ карбонатных толщ по разрезу осадочного чехла в гидрогеологически закрытых районах и опираясь в основном на Γ мячковско-подольских и турнейских отложений, авторы пришли к выводу о том, что за фоновое значение Γ этих толщ следует взять величину 1,7. Районы с Γ карбонатной толщи верхнего и среднего карбона меньше 1,7 являются гидрогеологически раскрытыми. Чем меньше Γ этой толщи и чем на большей глубине они фиксируются, тем выше раскрытость изучаемого района. Самым обширным и одним из гидрогеологически наиболее раскрытых регионов на территории Урало-Поволжья является регион, охватывающий районы Северного и Южного куполов Татарского свода и их склонов, в котором Γ карбонатных толщ верхнего, среднего и нижнего карбона до тульского горизонта равны в основном 0,9 - 1,2.

Район Жирновского месторождения (северная часть Доно-Медведицкого вала) также гидрогеологически раскрыт. Влияние инфильтрационных вод чувствуется еще в химизме подземных вод фаменских отложений [9]. Минимальные величины Γ карбонатной толщи среднего карбона, равные 1,2, прослеживаются до глубины всего лишь 200 - 300 м от дневной поверхности, где Γ скачком увеличиваются до 1,9.

Отметим, что почти во всех районах Урало-Поволжья в карбонатной толще верхнего и среднего карбона наблюдается рост Γ вниз по разрезу, т.е. геотермы карбонатной толщи этих районов в основном относятся к вогнутому типу.

Величины Γ карбонатной толщи верхнего и среднего карбона выше 1,7 указывают на более высокую плотность теплового потока по сравнению с фоновой, при которой в гидрогеологически закрытых районах Γ вышеуказанной толщи равны 1,7. На большинстве аномальных участков величина Γ увеличена по сравнению с фоновой на 20 - 50%, в отдельных случаях (Кулешовское, Коробковское месторождения) - на 60 - 80%.

Причины повышения плотности теплового потока могут быть различными. В одних случаях, это связано с формой и свойствами магматических тел, залегающих в кристаллическом фундаменте, в других - с формой и свойствами пород самих структур осадочного чехла. Например, аномалийные участки Γ и температур, расположенные в виде цепочки широтного простирания (центральная часть Ново-Елховского месторождения, Миннибаевский, Абдрахманово-Павловско-Зеленогорский, Азнакаевский участки Ромашкинского месторождения), примерно совпадают с системой древних разломов, разделяющей южный блок

кристаллического фундамента от центрального блока. Эта зона разломов протягивается через Южный купол по линии Чекан, Азнакаево, Чупаево и Черемшан. Она оживлялась в постархейские геологические эпохи, о чем свидетельствует появление рифейского основного магматизма и внедрение габбродиабазов, а также образование милонитов и катаклазитов в породах фундамента. Но уже в девонское время и в последующие эпохи разлом почти не функционировали. Отметим, что на Ново-Елховском месторождении обнаружены признаки девонского вулканизма, которые свидетельствуют о возобновлении ранних или заложении новых разломов в девонское время.

Куакбаишский участок повышенных Γ и температур (юго-западная часть Ромашкинского месторождения) приурочен к Шугуровской антиклинали, ограниченной с запада и востока флексурами (уступами), прослеженными по всем структурно тектоническим этажам и фундаменту (западное крыло), девонским и каменноугольным отложениям (восточное крыло). Известно, что район Шугуровской антиклинали пережил очень сложную геологическую историю. Будучи склоновой частью купола в палеозое он в мезокайнозое пережил инверсию и по каменноугольным и пермским отложениям стал наиболее приподнятой частью Южного купола [6].

С другой стороны, почти на всех нефтяных и газовых месторождениях Урало-Поволжья, на которых было исследовано по 3 - 5 скважин, расположенных в различных частях структуры, несколько повышенные температуры и Γ фиксируются в сводовых и присводовых скважинах (температуры сравниваются на срезях). В скважинах, находящихся на некотором расстоянии от структур, температуры и Γ еще ниже, чем в скважинах, расположенных на погруженных частях структур. Например, в прогибе, разделяющем Мухановскую и Дмитриевско-Коханскую тектонические зоны, на расстоянии примерно 5 км к югу от Мухановского месторождения находится водяная скв. 409. Ее разрез однотипен с разрезом Мухановского месторождения, только основные маркирующие горизонты в ней залегают на 100 м ниже по сравнению с его южным пологим крылом, земная поверхность почти ровная (46 - 62 м абс. выс.). Температуры в скв. 409 меньше не только на срезях, но и на кровлях основных маркирующих горизонтов (на 2 - 4°C и 1 - 2°C соответственно). Аналогичные примеры распределения температур и Γ в пределах структур и вне их известны давно и общеприняты.

Гораздо реже повышенные температуры и Γ фиксируются в пределах крутых крыльев и прилегающих к ним присводовых частей структур. Подобное распределение температур на срезях обнаружено на Нурлатском, Первомайско-Бондюжском, Бавлинском валах. Подчеркиваем, что все эти валы II порядка четко прослеживаются по всему разрезу осадочной толщи и ограничиваются со стороны крутого крыла разломами в теле фундамента [7]. Примерно такая же картина, по А.В. Дружинину, прослеживается на ряде месторождений Куйбышевского Поволжья, приуроченных к Жигулевскому и другим валам II порядка.

Смещение тепловых аномалий на крутые крылья локальных поднятий, по мнению А.В.Дружинина, свидетельствует, с одной стороны, об их формировании, подобно Кулешовскому месторождению, за счет вертикальной миграции флюидов преимущественно со стороны крутого крыла, и с другой - о геологической молодости этих месторождений.

В последние годы большинство исследователей Урало-Поволжья, например, Д.И.Дьяконов и другие [8], наиболее крупные геотемпературные аномалии в осадочной толще связывают с глубинными разломами, активно существовавшими в новейшее время.

По-нашему мнению, на территории Урало-Поволжья (восток Русской плиты) тепловой поток различен. На преобладающей части Удмуртии, Татарии, Башкирии, Оренбургской области тепловой поток почти одинаков (± 0). На изученных месторождениях востока Куйбышевской области, юго-восточной части Рязано-Саратовской впадины, Доно-Медведицкого вала и в отдельных пунктах Татарского свода тепловой поток повышен в основном на 20-30%. Естественно, что пунктов с повышенным тепловым потоком существует гораздо больше, но они еще не изучены.

В пределах востока Куйбышевской области и Нижнего Поволжья, несмотря на многообразие геологического строения изученных структур, и их различной нефтеносности по разрезу, фиксируются довольно близкие значения геотермических градиентов карбонатной толщи среднего карбона. Следовательно, увеличение теплового потока в названных регионах связано не с перераспределением его в осадочной толще из-за особенностей геологического строения отдельных структур, а с особенностями глубинного строения фундамента, благодаря чему в осадочную толщу поступает больше тепла, чем в соседних областях. Подтверждением данного предположения могут служить аномальные участки Ромашинского и Ново-Елховского месторождений. Цепочка аномальных участков прослеживается по всему разрезу осадочной толщи, хотя структурные планы фундамента и терригенного девона не совпадают с вышележащими (погребенные структуры). На Куакбаишском аномальном участке (Шугуровская антиклиналь - северная часть Сокско-Шешминских дислокаций) пермские и каменноугольные слои высоко приподняты над соседними районами Ромашинского месторождения, а терригенные отложения девона и поверхность фундамента опущены. Шарнир геотемпературной аномалии, которая четко прослеживается по всему разрезу осадочной толщи, сечет Шугуровскую антиклиналь почти поперек и уходит, погружаясь на северо-восток и юго-запад, т.е. ясно, что имеется какой-то дополнительный глубинный источник тепла, лежащий, судя по размерам аномалии, на глубине 10 -20 км.

Отсутствие на большинстве геотемпературных аномалий (например, Коробки, Кулешовка, Чутырь) геотерм нижней половины разреза, крайне затрудняет объяснение их генезиса, открывая простор для построения различных гипотез.

В заключение отметим, что большой вклад в дело изучения геотермических условий осадочной толщи Урало-Поволжья внесли Ф.А.Макаренко, В.А.Покровский,

Б.Г.Поляк, Д.И.Дьяконов, А.В.Дружинин, М.И.Зайдельсон, А.С.Зингер, Б. В. Озонин, И.Н.Шестов, В.А.Кротова, В.Ф.Ерофеев, Е.В.Стадник, В.Г.Герасимов, Г.В.Кострюков, М.Ф.Беляков и многие другие. Почти все выводы, сделанные нами

№	Имя фамилия	Зан. С.В.	№	Имя фамилия	З.В.
1	З	1	1	З	1
	<u>Ученый СССР</u>				
1	Григорьев	3	6	Воробьевский	1
2	Сысоев	1	7	Земельный	1
3	Сысоев	1	8	Сысоев	1
4	Сысоев	1	9	Сысоев	3
5	Сысоев	3	10	Сысоев	1
6	Григорьев	4	11	Воробьевский	1
7	Сысоев	13	12	Сысоев	1
8	Сысоев	3	13	Сысоев	1
9	Муромов	1	14	Сысоев	1
10	Сысоев	3	15	Сысоев	3
	Ште	10	16	Сысоев	1
	<u>Ученый СССР</u>		17	Сысоев	1
1	Сысоев	1	18	Сысоев	
2	Сысоев		19	Сысоев	
3	Сысоев	1	20	Сысоев	1
4	Сысоев	1	21	Сысоев	1
5	Сысоев	1	22	Сысоев	1
6	Сысоев	3	23	Сысоев	1
7	Сысоев	1	24	Сысоев	1
8	Сысоев	1	25	Сысоев	1
9	Сысоев	1	26	Сысоев	1
	<u>Ученый СССР</u>				
1	Сысоев	19		Ште	311
2	Сысоев	17		<u>Сысоев</u>	
3	Сысоев	1		Сысоев	1
4	Сысоев	1		Сысоев	1
5	Сысоев	1			

Таблица (продолжение)

1	2	3	1	2	3
3	Покровское	1		Сарапульское обл.	
4	Покровское	3	1	Солоновское	4
5	Солоновское	1	2	Карагановское	1
6	Сарапульское	3	3	Покровское	1
	Итого	10	4	Колоновское	1
	Кубовское обл.		5	Рыбульское	1
			6	В. Рыбульское	1
1	Солоновское-Деревянское	3	7	Ильинское	1
2	Сарапульское	1	8	Солоновское	3
3	Ильинское	4		Итого	15
4	Покровское	2			

настоящей работе, в той или иной форме предлагались многими вышеназванными исследователями. Основная ценность настоящей работы с нашей точки зрения, состоит в том, что она написана по собственному фактическому материалу, полученному по одной методике геотермических исследований скважин и одной и той же аппаратурой, о чем уже говорилось в начале статьи.

ЛИТЕРАТУРА

1. Непримеро А.Н., Пудовкин М.А., Марков А.И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Казань, Изд-во КГУ, 1968.
2. Сияевский Е. И., Непримеров Н. Н. и др. Геотермические условия Ромашкинского и Ново-Елховского нефтяных месторождений. - В сб.: Вопросы экспериментальной геотермологии. Казань, Изд-во КГУ, 1973.
3. Сонин Г.В. Нейтральный слой и методы его изучения. - В сб.: Термозаводнение нефтяных месторождений. Казань, Изд-во КГУ, 1971.
4. Сияевский Е.И. Гидрогеологическая характеристика осадочной толщи Татарии. - В сб.: Вопросы геологии, нефтеносности и методики поисково-разведочных работ в Татарии, Альметьевск, 1969.
5. Ситдииков Б. С. Петрография и строение кристаллического фундамента Татарской АССР. Казань, Изд-во КГУ, 1968.
6. Бабюк С.Г. и др. Строение и основные этапы формирования структуры Южного купола Татарского свода. Тр. ТатНИИ. Вып.12. М., "Недра", 1968.
7. Сияевский Е.И. О температурном - показателе нефтегазоносности, - "Нефтегазовая геология и геофизика" 1966, 16.

8. Дьяконов Д. И. и др. Основные особенности геотермической характеристики Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Ромашкинского нефтяного месторождения. - "Геология нефти и газа", 1973, № 7.

9. Гидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской области. М., "Недра", 1973.

ЭФФЕКТИВНАЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ НЕФТЕ-ВОДО-ГАЗОСОДЕРЖАЩИХ ПЕСЧАНИКОВ*

(Казанский университет)

1. Расчетным путём получены данные по зависимости эффективной теплопроводности ($\lambda_{эфф}$) песчаника, заполненного воздухом, метаном, водой, нефтью, от пористости, температуры и давления в тех диапазонах изменения параметров, которые необходимы для исследования нефте-газовых месторождений. Для расчета применена формула Дюльнева Г.Н.

$$\frac{\lambda_{эфф}}{\lambda_1} = \left(\frac{h}{L}\right)^2 + n \left(1 - \frac{h}{L}\right)^2 + 2n \frac{h}{L} \left(1 - \frac{h}{L}\right) \left[1 - \frac{h}{L} (1-n)\right]^{-1}$$

где λ_1 теплопроводность твердого скелета, $n = \frac{\lambda_2}{\lambda_1}$ (λ_2 теплопроводность заполняющего вещества).

Зависимость $\frac{h}{L} = \varphi(n)$, где n - пористость, приведена в цитируемой работе.

2. Полученные данные показывают, что наиболее сильно выражена зависи-

мость $\lambda_{эфф} \left(\frac{W}{M \cdot \text{град}} \right)$ песчаника, заполненного различными веществами, от пористости, которая приведена в таблице I, при теплопроводности скелета

$$\frac{W}{M \cdot \text{град}}$$

3. Зависимость $\lambda_{эфф} \left(\frac{W}{M \cdot \text{град}} \right)$ песчаника от температу II град рн показана в таблице 2

* Соавторы : Николаева Н.Г. , Николаев С.А.

Таблица 1

пористость, %	10	20	30	40
возд (0 С, 1 ат)	5,24	4,25	3,53	2,89
метан	4,75	3,7	2,97	2,35
воздух (0 С, 1 ат)	4,41	3,58	2,87	2,25
метан (0 С, 1 ат)	4,42	3,59	2,88	2,24

пористость	температура С	0	50	90	100	150(300 ат)
	заполнитель					
0	эксперимент (метан)	7	5,9	5,1	5	4,4
10	воздух	4,41	3,9		3,31	
	вода	5,24	4,4	4,04		3,57
20	воздух	3,58	3,03		2,58	
	вода	4,25	3,77	3,37		3,01
30	воздух	2,87	2,43		2,04	
	вода	3,53	3,17	2,84		2,58
40	воздух	2,25	1,91		1,63	
	вода	2,89	2,4	2,4		2,27

Из таблицы видно, что зависимость $\lambda^{\text{эфф}}$ песчаника, насыщенного воздухом, от температуры (0-100°C) в основном определяется изменением теплопроводности твердого скелета (такого же порядка получена зависимость для песчаника, заполненного метаном). Для песчаника, насыщенного водой, на изменение АЭФФ в диапазоне температур (0 - 1500С), кроме изменения теплопроводности скелета, начинает оказывать влияние изменение теплопроводности жидкости, причем с ростом пористости это влияние сильнее.

В диапазоне изменений давления (0-300 ат) $\lambda^{\text{эфф}}$ - песчаника, заполненного газом или жидкостью, существенно не изменяется.

4. Некоторые расчетные данные были сравнены с экспериментальными результатами как из литературных источников, так и полученными самими авторами. Сходимость удовлетворительная.

Литература

1. Г.Н. Дульнев . Перенос тепла через твердые дисперсионные системы. ИФЖ, т.9, №3, 1965

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НЕФТЕГАЗОВОДЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НГВМ)

(Казанский госуниверситет)

Тепловой режим месторождений полезных ископаемых складывается из двух составных частей: природного теплового поля структуры и температурных аномалий, вызванных, как правило, разработкой месторождений и в редких случаях возникших естественным путем.

Как показывают многолетние детальные экспериментальные исследования, начальное природное тепловое поле локальных геологических структур формируется как в условиях относительного постоянства глубинного теплового потока в пределах месторождения: $q=q_0=\text{const}$, так и в условиях его изменчивости по площади $q=q(x, y)$. Поскольку большинство НГВМ имеют относительно малую площадь, случай заметной неоднородности q встречается довольно редко, не более 3-5% от общего числа изученных месторождений (~ 100).

При $q_0=\text{const}$ распределение температуры на кровле продуктивных горизонтов или на характерных срезах (НБК, ГВК и т.п.) определяется: а) температурой и глубиной залегания нейтрального слоя; б) характером и расчлененностью рельефа дневной поверхности над месторождением; в) литологией, а точнее теплопроводностью пород разреза, расположенных ниже глубины нейтрального слоя, вплоть до кровли продуктивных пластов или отметки характерного среза.

Экспериментальное количественное определение этих трех факторов позволяет в первом приближении рассчитывать аналитически геотермические поля структур с высокой степенью точности (Шебелинское - примерно 1,5-2%).

Создание искусственных перепадов давления в разрабатываемых пластах НГВМ сопровождается возникновением температурных аномалий из-за изотопного, дроссельного характера фильтрации жидкостей и газов. Этот эффект используется для разработки термодинамических методов изучения гидродинамических характеристик пластов и скважин в тех случаях, когда прямые методы невозможны (пласт перекрыт НКТ и т.п.), а также для контроля за степенью и характером выработки месторождений.

Движение пластовых флюидов в неоднородном тепловом поле структуры приводит к появлению как положительных, так и отрицательных аномалий на геотермах контрольных и пьезометрических скважин. Интерпретация этих аномалий позволяет ориентировочно определить время вторжения и эффективную скорость перемещения флюидов.

Вертикальные межпластовые перетоки жидкостей и газов создают характерные, почти безградиентные участки на геотермах с площадкой против поглощающих пластов. Количественная интерпретация вертикального участка при сопоставлении с невозмущенной геотермой дает возможность вычислить

дебит перетока. По форме переходной кривой вблизи поглощающего слоя удается установить время возникновения аномалии.

Многие месторождения термальных вод, приуроченные к трещиноватым кристаллическим породам, обладают искусственным тепловым полем, созданным вертикальными перетоками и разгрузкой в сборные пласты-коллекторы (Паратунское термальное месторождение на Камчатке. Возраст 5600 лет).

Многие современные методы искусственного воздействия на пласт с целью интенсификации разработки и повышения нефтеотдачи сопровождаются нарушением естественного теплового режима нефтяных месторождений и возникновением обширных тепловых аномалий (термозаводнение, ВДОГ, термохимические реакции и др.).

Более чем десятилетний контроль теплового режима Ромашкинского нефтяного месторождения в Татарии показал, что внутриконтурная выработка неоднородных пластов холодной поверхностной водой приводит к заметному снижению коэффициента нефтеотдачи как по охвату пластов заводнением, так и по степени замещения нефти водой. Запас тепла в продуктивном пласте при низкой теплопроводности покрывающих и подстилающих пород невелик. Прокачка пяти поровых объемов воды доводит температуру пластов до температуры закачиваемой жидкости.

Тепловой режим пластов является важнейшим параметром разработки месторождения.

СТРУКТУРА ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА *

(Казанский госуниверситет)

Экспериментальные геотермические исследования, проведенные в 450 скважинах на 100 нефтяных и газовых месторождениях (НГМ) в различных районах Советского Союза с целью изучения их теплового поля, позволили выявить следующее.

1. На большинстве НГМ тепловой поток q_0 в их пределах почти постоянен ($\pm 5\%$).
2. На ряде НГМ (Ромашкинское, Ново-Елховское и др.) q_0 изменяется по площади до 50% от фоновое значения. Увеличение q_0 происходит за счет включения в стационарный поток дополнительных тепловых источников.
3. Верхняя граница отсчета изменения температуры с глубиной задается температурой нейтрального слоя $T_{нс}$. Построена более подробная карта $T_{нс}$ Советского Союза (более 2000 точек) способом, отличающимся от методик других авторов. Средняя глубина залегания нейтрального слоя 10-30 м. В скважинах, расположенных на водоразделах, вблизи их склонов, особенно крутых, она увеличивается до 40-80 м, что связано, например, с инфильтрацией поверхностных вод.
4. На подавляющем большинстве НГМ основным фактором, определяющим строение теплового поля месторождения, как по площади, так и по разрезу, является литологический.

На НГМ небольших размеров и с малыми амплитудами структур температура по площади месторождения изменяется незначительно, чаще всего менее чем на 3°C . Структуры, секущие в пространстве несколько феодальных зон, характеризуются колебаниями температуры до 10°C (например, структуры Нижнекамского района, Битковское месторождение). Этим же свойством отличаются высокоамплитудные структуры, сложенные мощными пачками пород различной теплопроводности (Узень, Шебелинка, Гнединцы). Особняком выделяются солевые штоки, прикрытые сверху терригенными породами (например, Кульсаринское месторождение).

5. Влияние рельефа земной поверхности на распределение температуры в зависимости от глубины по площади НГМ в большинстве случаев ощущается до глубин 800-1000 м, реже - до глубины 2000 м и более. Например, влияние плато на Узеньском и долины р. Зая на Ромашкинском месторождениях. Причиной, очевидно, является большая протяженность возмущающего тела.

* Соавторы : Б.И.Синявский, Э. Я. Ходырева

В районах НГМ с сильно расчлененным рельефом, где трудно определить температуру и глубину залегания нейтрального слоя, необходимо принимать во внимание гипсогеотермический градиент, учитывающий изменение температуры пород в зависимости от альтиуды устья скважин. Например, на Битковском месторождении он равен примерно $1,33^{\circ}\text{C}$ на 100 м.

6. Строение теплового поля НГМ может быть весьма различным в зависимости от сочетания приведенных факторов его формирования. В частности, в пределах отдельных НГМ наблюдается параллельный ход изотерм и линий стратиграфических разделов, вследствие чего на срезах многих структур температура в их сводовой части оказывается несколько выше, чем на крыльях.

В ряде случаев при переходе с одного среза на другой возможны различные комбинации изменения температуры по площади месторождения (Шебелинское, Степновское месторождения). Поэтому для классификации типов форм теплового поля локальных структур в условиях $q_0 = \text{const}$ может быть предложено трехиндексное обозначение T_{ijk} , где i - кривизна преобладающей поверхности рельефа над месторождением: выпуклая +, плоская о, вогнутая -; j - кривизна линий стратиграфических разделов по продольному или поперечному профилям с тем же набором обозначений, +, о, -; k - кривизне изотерм по тем же профилям с тем же набором обозначений +, о, -. Например, тип формы теплового поля для Коробковского месторождения можно обозначить T_{+++} , Махачкалинского T_{0+-} и т.п.

Можно структуру расчленить на части, если это необходимо, и рассмотреть их тип отдельно. Например, тип формы теплового поля северо-западной части Узеньской структуры, лежащей во впадине, и юго-восточной ее части, расположенной на плато, будет $T_{0+0'}$, т.е. поверхность земли плоская, структура антиклинальная, а изотермы идут параллельно земной поверхности.

К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ГРАДИЕНТОВ СО СКОРОСТЬЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН *

(Казанский государственный университет)

Массовые измерения коэффициента теплопроводности горных пород в условиях их естественного залегания пока недоступны. В связи с этим делаются попытки косвенно определять теплопроводность по какому-либо параметру, измеряемому непосредственно в скважине. Таким параметром может быть скорость распространения сейсмических волн.

Для изотропного кристалла без дисперсии справедлива формула

$$\lambda = \frac{1}{3} c r \cdot t \cdot v^2$$

(1)

где λ - теплопроводность; c - теплоемкость; r - плотность; t - время релаксации фононов, $t = l / v$; l - длина свободного пробега фононов, V - средняя скорость фононов, приблизительно равная скорости звука в кристалле.

В случае неидеального кристалла предполагается, что кинетическое выражение для теплопроводности остается без изменения, а t является релаксационным временем тех фононов, которые дают наиболее существенный вклад в перенос тепла [1, 4]. В классической теории теплопроводности кристаллических диэлектриков, развитой Дебаем, теплопроводность, согласно общей газокинетической формуле, пропорциональна длине свободного пробега фононов и их скорости: $\lambda = A r \cdot l$ (здесь A - числовой множитель), т.е. с учетом соотношения $l = vt$ связь между λ и v также квадратичная.

Горная порода в первом приближении рассматривалась как неидеальный кристалл, для которого l и t - величины эффективные; при этом размеры выбранной модели на общий вид формулы не влияют, что следует из теории Дебая.

Применимость выражения (1) к гетерогенным горным породам проверялась сопоставлением экспериментальных значений геотермических градиентов G , измеренных в Казанском университете, пропорциональных λ , с пластовыми скоростями распространения сейсмических волн v_n взятых в соответствующих нефтегазоразведочных организациях. Погрешность измерения G и v_n соответственно около 1-% и не больше 5 %.

*Совавтор Н.Н.(Христофорова) ЕЛИСЕЕВА

Встреченные в естественных условиях интервалы изменения Γ и v_n следующие:

Горные породы	$\Gamma, ^\circ \text{C}/100 \text{ м}$	$v_n, \text{ м/с}$
карбонатные	0,8-3,8	3000-6300
глинистые	1,5-7,0	2000-4500
песчанистые	0,8-2,5	2700-4500

Сравнение Γ и v_n проводилось в толщах, мощностью более 100 м по возможности литологически однотипных и одновозрастных. Таким образом, толщина исследуемого интервала много больше средней длины свободного пробега фононов и длины волны сейсмических колебаний при сейсмокаротаже.

Согласно теоретической формуле (1) исследовались эмпирические зависимости типа $1/\Gamma = f(v_n^2)$ Предкарпатье, Предкавказье и Днепровско-Донецкой впадине.

Результаты исследований следующие.

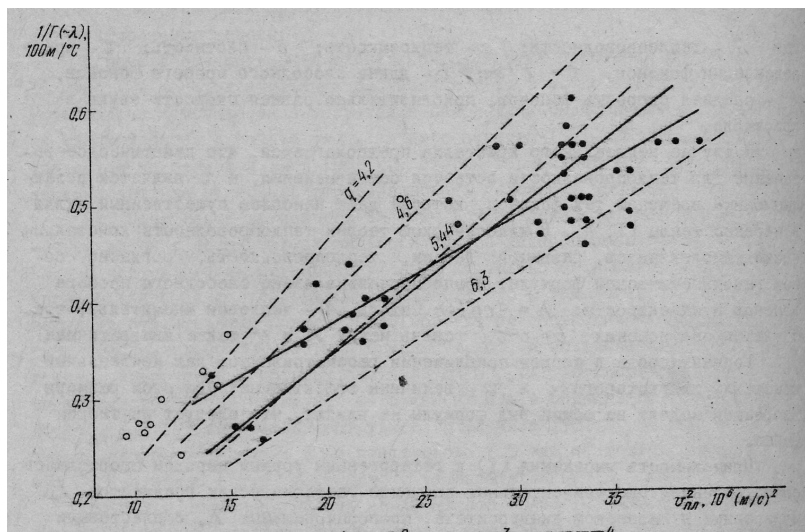


Рис.1. График зависимости геотермического градиента от пластовой скорости сейсмических волн для карбонатных толщ 1 - ниже-карбонатная толща ($C_1 + D_3$) Урало-Поволжья; 2 - карбон (C_1) Днепровско-Донецкой впадины; 3 - прямые регрессии; 4 - рассчитанная по формуле (2) зависимость

Для карбонатных (рис.1) пород зависимость Γ от v_n в первом приближении аппроксимируются линейными функциями: прямые регрессии

$$\frac{1}{\Gamma} = 1,1 \cdot 10^{-8} v_n^2 + 0,5 \quad \text{и} \quad v_{\text{гг}}^2 = 0,8 \cdot 10^8 \frac{1}{\Gamma} - 287 \cdot 10^4 (K = 0,8) \quad . \text{Для тех же условий зависимость, полученная с учетом соотношения (1), имеет вид}$$

$$\frac{1}{\Gamma} = \frac{1}{3} \frac{c r \cdot t}{q} v_n^2 \quad (2)$$

где $c = 0,8 \cdot 10^3$ Дж/(кг·°C), $r = 2,66 \cdot 10^3$ кг/м³; $t = 1,33 \cdot 10^{-13}$ с; тепловой поток $q = (4,6 \div 6,3) 10^2$ Вт/м². Для терригенных пород

$$\frac{1}{\Gamma_2} = 0,2 \cdot 10^{-7} v^2 + 0,087 \quad \text{и}$$

$$v_{\text{гг}}^2 = 8 \cdot 10^6 \frac{1}{\Gamma} - 0,6 \cdot 10^6 (K = 0,9)$$

Расчетная зависимость имеет вид

$$\frac{1}{\Gamma} = 0,36 \cdot 10^{-7} v_{\text{гг}}^2$$

(3)

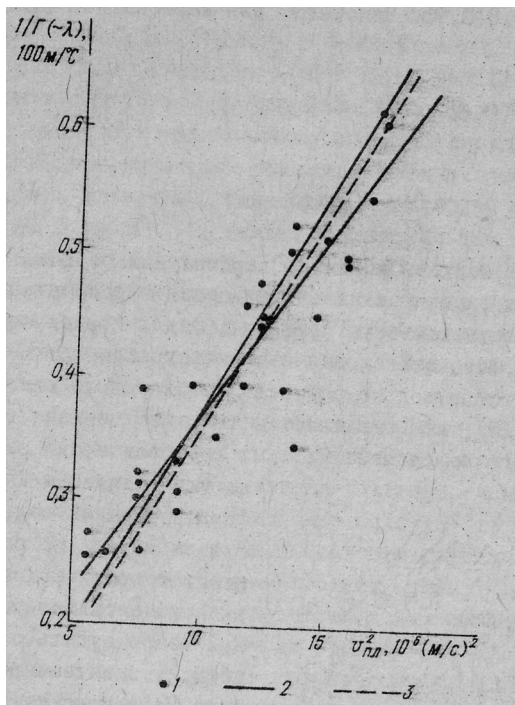
где $c = 0,8 \cdot 10^3$ Дж/(кг·°C); $r = 2,5 \cdot 10^3$ кг/м³; $t = 2,3 \cdot 10^{-8}$ с; $q = 4,2 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²

Коэффициенты корреляции лежат в пределах 0,5-0,95. При этом четкие графики зависимости Γ от v_n^2 получены не только для литологически однородных толщ, но и при сравнении Γ и v_n^2 в интервалах глубин. Так, эта зависимость для пород Предкарпатья и глубин до 1 км описывается формулами, определенными методом наименьших квадратов:

$$\frac{1}{\Gamma} = 2,4 \cdot 10^{-8} v_{\text{гг}}^2 + 0,5 \quad , \quad v_{\text{гг}}^2 = 0,3 \cdot 10^8 \frac{1}{\Gamma} - 0,9 \cdot 10^8 \quad ,$$

где $K = 0,87$.

Слабые зависимости с низкими значениями K или отсутствие зависимостей наблюдаются для пачек небольшой мощности. Например, для Урало-Поволжья это глинистые отложения верей (



$H \approx 100 - 200 \text{ м}, K = 0,6$).
Соответствующие

Рис.2. График зависимости Γ от v_n^2 для глины (Ng) Предкарпатья. 1 - данные замеров; 2 - прямые регрессии; 3 - рассчитанная при $q = 4,2 \text{ Вт/м}^2$ по формуле (3) зависимость

формулы:
$$\frac{1}{\Gamma} = 0,067 \cdot 10^{-7} v_n^2 + 0,3$$
 и
$$v_n^2 = 5 \cdot 10^7 \frac{1}{\Gamma} - 0,5 \cdot 10^7 \frac{1}{\Gamma} - 0,5 \cdot 10^7$$

Нецелесообразно рассматривать корреляцию Γ и v_n в регионах, где распределение геотермических градиентов обусловлено в первую очередь переменным тепловым потоком (например, Предкавказье).

Вместе с тем обработка экспериментальных данных в виде отношения геотермических градиентов в зависимости от отношений скоростей сейсмических волн для регионов, где можно выбрать две толщи значительной мощности, каждая из которых сложена литологически выдержанными отложениями, дает

хорошие результаты. $K = 0,8 \div 0,95$. Например, для карбонатных толщ Урала и Поволжья:

$$\frac{\Gamma_1}{\Gamma_2} = 0,83 \frac{v_{n1}^2}{v_{n2}^2} - 0,4 ;$$

$$\frac{v_{n1}^2}{v_{n2}^2} = 1,6 \frac{\Gamma_1}{\Gamma_2} + 0,4$$

где индексы 1 и 2 соответствуют верхней и нижней карбонатным толщам.

Непосредственное сравнение эмпирических зависимостей с рассчитанными по формуле (I) показывает справедливость формулы (I) для горных пород. Так, на рис. 1 и 2 хорошо видно, что отклонения прямых регрессий от расчетной прямой незначительны. Этот вывод не подтверждается только для верхних горизонтов (например ДДВ), что объясняется тем, что верхние горизонты находятся в зоне активного водообмена, где их геотермический режим нарушен влиянием инфильтрационных вод. В этом случае по отклонению теоретической и экспериментальной прямых можно судить о степени их заводнённости. На основе такого анализа проведены расчеты теплопроводности горных пластов по формуле (I) и соответствующих тепловых потоков.

На территории Предкавказья рассчитанные значения λ для толщи майкопских глин меняются от 0,93 до 1,55 Вт/(м °С); $\lambda_{ср.} = 1,36$ Вт/(м.°С). Установлено, что на сводах и поднятиях значения λ низкие, а в прогибах и во впадинах - повышаются, т.е. причина изменения теплопроводности майкопа - различная глубина его залегания. Общая формула

$$\lambda = 0,21 \cdot 10^{-3} H + b$$

где H - глубина залегания кровли, меняющаяся от 0 до 3700 м; b - коэффициент, для Западного Предкавказья b=1,15, для Восточного b= 1,35, для Центрального b= 1,2, для Чечено-Ингушетии b= 1,2, для Дагестана b= 1,06. Приведенная зависимость дает разброс о максимальным отклонением для Западного Предкавказья - до 25 %, что, возможно, связано с наличием здесь большого количества структурных элементов, наименьшие отклонения для Восточного Предкавказья - 7 %. В работе [3] Майкоп выделяется как комплекс с постоянными теплопроводными свойствами:

$\lambda_{\phi} = 1,3 \text{ Вт (м.°С)} \pm 7 \%$. Однако, как видно из полученных данных, даже для такой однородной и выдержанной в литологическом отношении толщи пород как майкопские глины, нельзя говорить о постоянстве его теплопроводных свойств, не учитывая связи λ с глубиной залегания отложений.

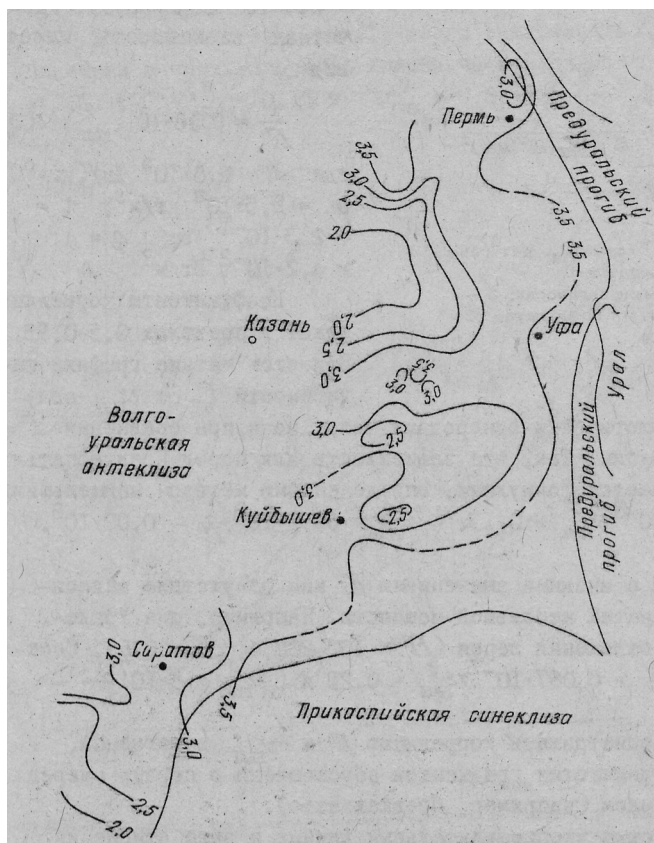


Рис.3. Изолинии теплопроводности нижней карбонатной толщи Урала и Поволжья, Вт/(м.°с)

Для карбонатного комплекса Донбасса (карбона C_2) полученные значения λ увеличиваются с юго-востока на северо-запад от 1,63 до 2,27 Вт/(м.°С) (H меняется в указанном направлении от 250 до 2500 м). Корреляционные формулы:

$$\lambda = 0,15 \cdot 10^3 H + 1,72 \text{ и}$$

$$\bar{H} = 3255 - 4714(K = 0,7), \text{ где } \bar{H} - \text{среднее значение глубины залегания кровли.}$$

Для региона Урало-Поволжье (рис.3.) приведена схема распределения коэффициента теплопроводности в нижней карбонатной толще. Общее изменение λ на 80 % от 1,64 до 3,97 Вт/(м°С). По всей площади региона глубины залегания комплекса перекрываются. Основной же причиной неоднородного λ распределения является изменение литологии нижней карбонатной толщи [2]. Это фиксируется как на геотермах, так и на колонках пластовых скоростей сейсмических волн синхронным изменением Γ и v_n

Выводы

1. Выявлена закономерная связь между теплопроводностью (через геотермический градиент) и скоростью упругих волн для горных пород в естественных условиях.

2. Показано, что полученные экспериментальные зависимости в первом приближении описываются формулой (1), что подтверждает правомерность расчета геотермических параметров по сейсмическим данным,

ЛИТЕРАТУРА

1. Берман Р. Теплопроводность твердых тел. М., т Мир, 1979..
2. Геология нефтяных и газовых месторождений Волго-Уральской нефтегазоносной провинций. М., Недра, 1970.
3. Матвиенко В.И., Сергиенко С.И. Результаты определения теплового потока в Западном Предкавказье. В кн.: Геотермия. М., Недра, 1976.

К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ КАРТ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА УРАЛО-ПОВОЛЖЬЯ

Экспериментальное измерение температуры в осадочной толще земной коры является своеобразной распечаткой, на которой записаны физические, геологические и химические процессы, происходящие в течение всего геологического времени, естественно, что более давние - с большим затуханием, современные - с меньшим. Расшифровка их, в первую очередь, зависит от точности снятия картины, т. е. от выполнения температурных замеров и определения геотермических параметров, во вторую - от правильной интерпретации полученных данных, которая будет тем правдивее, чем больше дополнительных факторов и величин привлечено при этом. Не всегда удастся при первом рассмотрении выявить даже наиболее ярко выраженные на геотермах факторы влияния: литологию пород, движение флюидов по пластам (вертикальное и горизонтальное), тектонические движения в земной коре и т. д., поэтому качественные геотермические замеры представляют собой материал длительного пользования.

Исходные экспериментальные данные при изучении теплового поля Урало-Поволжья составили геотермические исследования, выполненные кафедрой радиоэлектроники КГУ с 1965 по 1982 гг. в 358 долгопростаивающих скважинах термометрами с порогом чувствительности $0,05^{\circ}\text{C}$ и абсолютной точностью $0,1^{\circ}\text{C}$.

Сопоставление геотемпературных измерений с данными сейсмокаротажа скважин из фондов соответствующих геофизических трестов позволило провести корреляционный анализ между геотермическими градиентами (G), пропорциональными теплопроводности (λ), и пластовыми скоростями распространения сейсмических волн [1, 2]. В результате, для горных пород была доказана справедливость в первом приближении теоретического выражения, связывающего тепловые и упругие свойства тел,

$$\lambda = \frac{1}{3} c r \cdot t \cdot V^2 = \frac{1}{3} c r \cdot V,$$

(1)

где c - теплоемкость, r - плотность, t - время релаксации фононов, V - средняя скорость фононов, приблизительно равная скорости звука [3]. Эта зависимость расширяет возможности использования геотемпературных параметров при анализе реальных систем.

В геологическом разрезе скважин большей части Волго-Уральской антеклизы выделяются три карбонатные толщи: верхняя (ВКТ), средняя (СКТ), нижняя (НКТ),

* Соавтор Н. Н. Христофорова (Елисеева)

разделенные терригенными пачками небольшой мощности. Каждая толща характеризуется определенными значениями Γ и $V_{пл}$, сравнение которых по площади

$$\Gamma = f\left(\frac{1}{V_{пл}^2}\right)$$

позволило выявить зависимости - (согласно теоретической формуле) для верхней и нижней карбонатных толщ, описываемых линейными функциями с коэффициентами корреляции (K), равными $+0,65$ и $+0,86$. Для СКТ зависимости не наблюдается, $K = 0,02$, все точки концентрируются в небольшой области. Из терригенных толщ была рассмотрена верейская пачка, для которой (как и для всех пачек небольшой мощности) зависимость Γ от $V_{пл}$ слабая, $K = +0,6$.

Расчет геотермических параметров с использованием формулы (1) позволил получить некоторые количественные данные относительно факторов, участвующих в формировании температурного поля региона:

1. Изучение теплопроводности пород Урало-Поволжья. Полученные результаты представлены в табл. 1, где в графе 5 для сравнения приведены данные Д. И. Дьяконова и Б. А. Яковлева [4] по образцам из соответствующих горизонтов месторождений Татарии.

Литоностратиграфическая толща	$\frac{E_{ж}}{м \cdot K}$	$l_{ж} - l_{пл}$	$\Delta l / l_{ж}, \%$	$\frac{E_{ж}}{м \cdot K} [4]$
ВК1	23	1,0-1,87	33	1,99-2,2
СК1	29	1,43-3,33	32	2,41-2,7
ВК1	29	1,4-3,97	80	2,1-2,33
верейск	18	1,1-2,7	81	1,8
средне-карб.	29-3,1			2,4-3,1 (график)

Как видно из табл. 1, наиболее постоянна по своим теплофизическим свойствам средне-карбонатная толща. Это хорошо согласуется с тем фактом, что по территории данная толща относительно выдержана в литологическом отношении [5]. Причиной же неоднородного распределения $l_{ж}$, а особенно НКТ, является изменение степени глинистости этих комплексов.

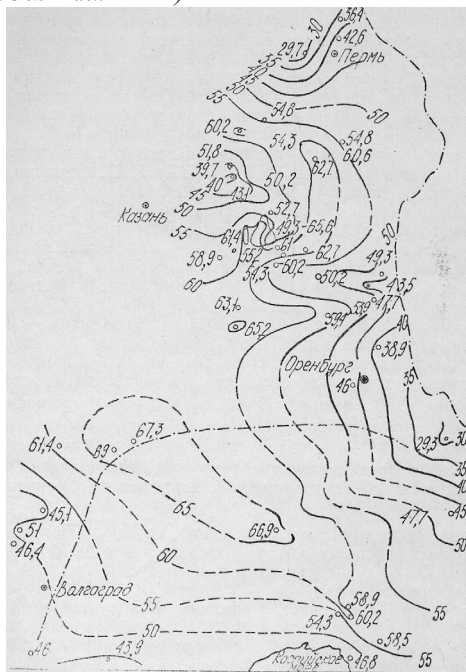
2. Тепловые потоки q Урало-Поволжья рассчитывались на площадях, где имелись и температурные замеры, и данные сейсмокаротаж. Общая относительная ошибка при определении q составила 25 или $\pm 12,5\%$. Здесь наибольшую погрешность вносит усреднение по площади величин, а наименьшую c, r, t , - экспериментальные значения Γ . При расчете, ввиду того, что скважин с температурными замерами, где имелись бы и сейсмические данные, было ограниченное количество, использовались усредненные по площадям значения Γ и $V_{пл}$. Если

геотермическим замером какой-либо горизонт вскрывался не полностью, то $V_{пл}$ брались до глубины замера.

Полученные данные о тепловых потоках приведены на рис. 1. Тепловые потоки верхних горизонтов сильно занижены: наибольшее $+4\%$ - верхняя терригенная толща; карбонатные толщи - верхняя ($q_{ср.} = 38 \text{ мВт/м}^2 - 9\%$)

Рис. 1. Тепловой поток Урало-Поволжья.

и средняя ($q_{ср.} = 39,7 \text{ мВт/м}^2 - 5\%$ в среднем на 35% по сравнению с фундамента, а тепловые потоки веррейского горизонта (глины; $q_{ср.} = 58,5 \text{ мВт/м}^2 - 6\%$), ниже-карбонатной ($q_{ср.} = 56,5 \text{ мВт/м}^2 - 3\%$) и ниже-терригенной ($q_{ср.} = 68,4 \text{ мВт/м}^2$ всего 4 точки) толщ близки к значениям q , определенным по фундаменту ($q_{ср.} = 60,2 \text{ мВт/м}^2 - 3$ точки). Вывод, сделанный отсюда, однозначен: q по вертикали скважины непостоянен и занижен для верхних горизонтов. Причем, как и на Предкавказье [2], тепловые потоки, определенные данным методом в глинистых толщах, повышены в среднем на 3,5 (верей) - 14% (НТТ).



Из теоретических работ известно [6], что при фильтрации флюида вниз кондуктивный тепловой поток с глубиной растет, а при фильтрации вверх - уменьшается. При этом, зная изменение q с глубиной, можно определять скорость фильтрации подземных флюидов в массиве пород. Е. И. Сиявским [7] было выдвинуто предположение о зависимости величин Γ карбонатных отложений Урало-Поволжья от нисходящей фильтрации верхних вод, ее интенсивности и продолжительности. Полученные данные о тепловых потоках подтверждают выводы Е. И. Сиявского. Как и предполагалось, участвующими в процессе заводнения, причем в равной степени, являются ВКТ и СКТ, а НКТ, отделенная мощным водоупором, не затронута инфильтрацией поверхностных вод, или затронута в очень слабой степени (в среднем на 6% в пределах погрешности определения

q). Разница в тепловых потоках по пластам в вертикальном направлении дает возможность определять количественно степень процесса заводненности любого горизонта в каждой скважине. Так, для скв. Миннибаевская 20000 (Ромашикино) получены следующие данные: ВКТ - $q = 26,3 \text{ мВт/м}^2$ (уменьшен на 56%); СКТ - $q = 30,5$ (на 50%); НКТ - $q = 51,8$ (на 14%); фундамент - $q = 60,2$.

Исходя из сказанного выше, при рассмотрении глубинных тепловых потоков всего региона опираться следует на нижнюю карбонатную толщу; там же, где она не встречена, на горизонты, соответствующие по глубине НКТ и ниже. Так, q_{cp} по всему региону равно

$$54 \text{ мВт/м}^2 \begin{matrix} +3\% \\ -5\% \end{matrix} \text{ (Рис. 1) .}$$

По аналогии с Предкавказским регионом, где получена прямая связь между q и скоростью современных вертикальных движений земной коры V_{n-0} ($\kappa = +0,7$; в точке $V_{n-0} = 0$ $q = 58,5 \text{ мВт/м}^2$), была исследована корреляция данных величин на Урало-Поволжье. На карте современных вертикальных движений земной коры Восточной Европы (под ред. Ю. А. Мещерякова) весь исследуемый регион испытывает в основном опускания от 0 до -9 мм/год и лишь центральная и юго-западная части Прикаспийской впадины - поднятия земной коры до +3 мм/год.

$$\begin{cases} V_{n-0} = 0.0655q - 5.4 \\ q = 1.6 V_{n-0} + 5, K = +0.3 \end{cases}$$

Корреляционные формулы:

в точке $V_{n-0} = 0$, $q_{cp} = 62 \text{ мВт/м}^2$ (по прямым регрессии) или $q_{cp} = 54,5$ (по экспериментальным точкам).

Итак, по результатам расчета q можно сделать вывод о переменном тепловом потоке на Урало-Поволжье, за счет действия следующих факторов: а) неравномерная инфильтрация поверхностных вод (непосредственно инфильтрация вод является причиной изменения q по вертикали скважины, а неравномерность ее по площади задает вариации q по региону); б) неоднородные современные тектонические движения (разница в скорости опускания земной коры на 2-4 мм/год дает уменьшение q на 20-30%).

Зная количественные вариации q и q_{cp} , еще раз вернемся к рассмотрению корреляционных графиков $\Gamma = f(V_{n-0})$:

1. Небольшие изменения V_{n-0} средне-карбонатной толщи (32%) и при этом значительные изменения тепловых потоков (на 91%) полностью завуалировали

зависимость $\Gamma \sim \frac{1}{V_{n-0}^2}$ для СКТ;

2. Значительные изменения Γ НКТ (80%) и относительно небольшие вариации q (53%) являются причиной полученного четкого графика зависимости Γ

от $\frac{1}{V_n^2}$ с высоким коэффициентом корреляции;

3. Для верхне-карбонатной толщи действие двух сильных факторов: u и q (на

96%), и Γ (на 55%) дает слабую зависимость $\Gamma = f\left(\frac{1}{V_n^2}\right)$ со значительной погрешностью и низким K .

Два рассмотренных фактора - изменение Γ и q по отдельным горизонтам, обуславливая соответствующее распределение геотермических градиентов, создают сложную картину распределения температур по региону, если считать приращение дополнительных ΔT по каждому горизонту за счет действия каждого фактора и вместе с тем - довольно простое поле изотерм, повторяющееся на всех отметках и хорошо коррелирующее с полем Γ [2]. Более подробный анализ позволяет выяснить, что некоторые положительные температурные аномалии, например, Куакбашская, Ново-Елховская, Сулинская в Татарии и многие другие обусловлены не повышенным глубинным тепловым потоком в данном месте, а лишь не уменьшением его значения в осадочной толще (либо за счет недостаточной инфильтрации верхних вод, либо как области разгрузки).

Проверка предложенного способа расчета значений Γ и q была проведена методом от обратного. Летом 1982 г. в Татарии был получен температурный замер глубокой скважины, вскрывающей фундамент, - Черемшанская 20015, чьи данные не были заложены в исходный расчет Γ и q . Появилась возможность сравнивать полученные экспериментальные значения температур с T ; рассчитанными по приведенной методике. Выделялись те же стратиграфические горизонты (карбонатные и терригенные толщи), для которых были определены геотерми-

ческие градиенты по формуле $\Gamma = \frac{q}{\Gamma}$, где Γ - рассчитывались по V_{nl} средним для Черемшанской площади, а q взяты как средние тепловые потоки для каждого горизонта по Татарии. Величины c, r, t, l - те же, что и в начальном расчете

Γ и q . За точку отсчета принято среднее по Татарии значение температуры нейтрального слоя $T_{nc} = 5,5^\circ \text{C}$, $H_{nc} = 20$ м. Как видно, при сравнении полученных температур с экспериментальными (табл. 2) максимальная ошибка составляет $1,84^\circ \text{C}$ на абсолютной отметке 2500 м. Таким образом, можно сказать, что расчет T даже по средним значениям q (усредненные по Татарии, но для каждого

горизонта свои) и ¹ (усредненные по площади) дает небольшую ошибку.

При получении новых значений какой-либо величины обычно ставится вопрос о сопоставлении их с данными других авторов. Коррелируемость теплового потока в этом плане проводилась по карте теплового потока Европы В. Чермака и Э.Хуртига, 1982 г. [8] и количественно выражена на рис.2, где по оси Х отложены полученные значения q , а по оси У - интервалы изменения q^* , в которые попадают соответствующие точки на данной карте. Для более полного анализа на графике нанесены также результаты сравнения q и q^* по Предкавказью, Донбассу и Московской синеклизе. Полученное распределение $q^*=f(q)$ описывается формулами

Таблица 2

Температура	, м					
	-1000(а.о.)	-1500(а.о.)	2000(м)	-2000(а.о.)	2500(м)	-2500(а.о.)
$T_{глуб}, ^\circ\text{C}$	22,10	20,22	38,7	42,45	48,9	32,9
$T_{глуб}, ^\circ\text{C}$	20,83	29,39	37,24	41,04	47,24	31,04
$\Delta T, ^\circ\text{C}$	1,24	0,83	1,44	1,39	1,44	1,84
$\Delta T/T_{глуб}, \%$	5,4	2,7	3,8	3,3	3,4	3,5

и эмпирические зависимости $q^*=f(q)$ в северную и южную синеклизы (здесь $q_{\text{ср.Сев.}}=54,6 \text{ МВт/м}^2$, $q^*=49,6$ с учетом всех точек; $q_{\text{ср.У.П.}}=54$, $q_{\text{ср.У.П.}}=44,8$ - по Урало - Поволжью). Данное смещение значений q^* и сравнительно низкий коэффициент корреляции, особенно отдельно по Урало - Поволжью, ставит сразу два вопроса:

1. Анализ отдельных вылетевших точек. Сюда попадают структуры: Сияновская, Азов (Ростовская область), Ики-Бурул (Калмыкия), Майкопская (Адыгейский выступ), Нагутская (Минераловодский выступ), Хромтау (Актюбинская область), Должанская (Донбасс), скв. Туркмении. Поскольку детально было установлено, что в данных точках, исключая Адыгейский и Минераловодский выступы, на карте q^* нет замеров [8], авторы данной статьи позволяют себе выразить уверенность в правильности полученных ими данных и считать причиной аномальности точек на графике величину q^* . Сомнение вызывает лишь месторождение Хромтау, где геотермический замер до 400 м, т. е. вскрывает зону активного водообмена, что может вызывать заниженность q . Что же касается Адыгейского и Минераловодского выступов - достаточное количество качественных замеров в долгопростаивающих скважинах глубиной до 2000 м позволяет отдать предпочтение значениям q (а не q^*);

2. Общая заниженность q^* по сравнению с q . Здесь выделяются вся центральная и северная части Урало-Поволжья с Саратовской области по Удмуртию (исключение - Пермская область), Чечено-Ингушетия и Предгорный Дагестан на Предкавказье.

Выше было показано, что Урало-Поволжье один из тех регионов, где на-
блюда

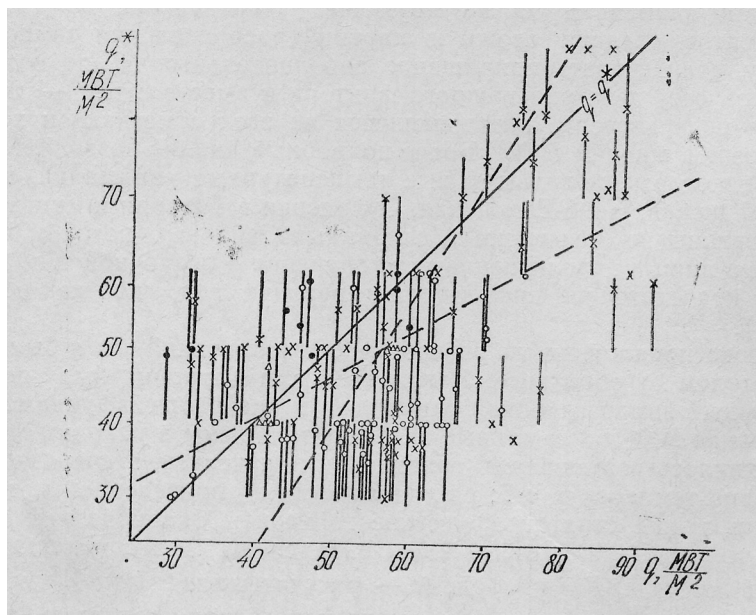


Рис.2. Сравнительный график полученных авторами тепловых потоков q и приведенных на Карте теплового потока Европы, 1982г. О- Урало-Поволжье, $\times$ - Предкавказье, Донбасс, $\bullet$ - Казахстан, Туркмения, Δ - Московская синеклиза.

ется сильная изменчивость теплового потока по вертикали скважины, а в качестве причины выдвинута инфильтрация поверхностных вод. При этом наиболее достоверными, т. е. близкими к глубинному тепловому потоку были названы тепловые потоки нижне-карбонатной толщи, которые и рассматривались в исходном варианте сравнения q и q^* . Попытка провести сравнительный анализ значений q^* и $q_{(снм)}$, т. е. q , определенных по средне-карбонатной толще, привела к значительно лучшей коррелируемости данных величин по Урало-Поволжью (рис.3)

$$\begin{cases} q^* = 0.626q + 9.9 \\ q = 0.9 q^* - 0.4, K = +0.8 \end{cases}$$

Полученное высокое значение коэффициента корреляции убедительно доказывает, что на Карте теплового потока Европы по данному региону взяты заниженные значения q^* , т. е. по верхним горизонтам, где тепловой режим нарушен влиянием инфильтрационных вод, ~ до 1000 м. То, что в исходном сравнении q и q^* соответствие значений наблюдалось лишь по Пермской области из всего Урало-

Поволжья, объясняется достаточно просто и той же причиной - здесь замеры Γ и, соответственно, q проводились до глубины 1500 м, но не ниже подошвы средне-карбонатной толщи, поэтому как q , так и q^* не отражают истинной величины глубинного теплового потока.

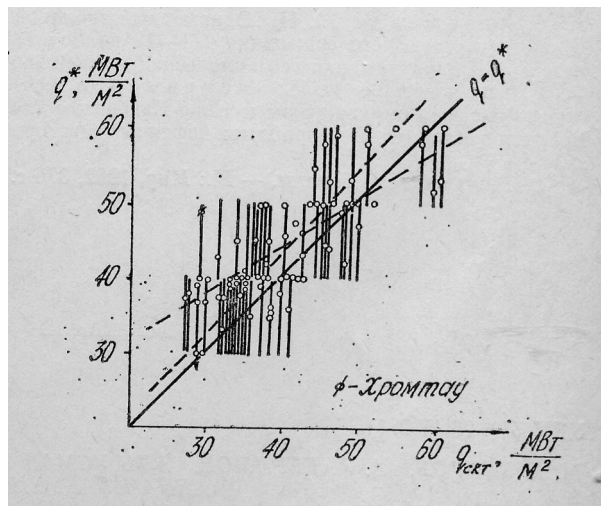


Рис. 3. Сравнительный график тепловых потоков средне-карбонатной толщи, к Урало-Поволжья и приведенных на Карте теплового потока Европы, 1982 г.

В равной степени все это касается районов Чечено-Ингушетии Предгорного Дагестана на Предкавказье, с той лишь разницей, что там интервал нарушенного теплового потока по глубине значительно меньше [2], его подошва ~ до 500 м и выше в зависимости от располо-

жения водоупоров.

Сравнительный анализ значений q^* и “исправленных” значений q (т. е. искаженных, взятых по верхним горизонтам) для всех рассматриваемых регионов, увеличивая коэффициент корреляции от 0,59 до 0,78 и уменьшая разницу в средних величинах до незначительной, от 15 до 1% ($q_{\text{ср.}}^* = 49,6$, $q_{\text{ср. “исп.”}} = 48,9$), позволяет сделать следующий вывод.

При построении карт теплового потока необходимо по возможности исключать такой фактор влияния, как гидрогеология, искажающий истинное значение q , хотя он может проявляться и в региональном плане, как это видно на примере Урало-Поволжья. Отсюда неизбежно следует, что проблема искажений существует до тех пор, пока не получено необходимое количество экспериментальных данных, как по площади, так главным образом и по глубине региона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Христофорова (Елисеева) Н. Н., Непримеров Н. Н. К вопросу о корреляции геотермических градиентов со скоростью сейсмических волн. - В сб.: Проблемы горной теплофизики. Геотермальная теплофизика. Ленинград, 1981, с. 66-67.
2. Непримеров Н. Н., Ходырева Э. Я., Христофорова (Елисеева) Н. Н. Геотер-

мья областей нефтегазонакопления. - Казань: изд-е КГУ, 1983, 138 с.

3. Рейсленд Дж. Физика фононов. - М.: Мир, 1975, 365 с.

4. Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А. Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. - М.: Недра, 1969, 120 с.

5. Лапин С. И. Об изменениях сейсмической скорости в терригенно-карбонатном комплексе Прикамья. - Нефтегазовая геология и геофизика, 1970, № 6, с. 42-45.

6. Булашевич Ю. П. Одномерный тепловой поток с учетом конвекции. Тезисы докладов Всесоюзного совещания (11 -12 ноября 1980 г.) "Современное состояние методики и аппаратуры для геотермических исследований ". Свердловск, 1980, с. 4-6.

7. Синявский Е. И., Непримеров Н. Н., Николаев С. А. О тепловом потоке на Ромашкинском и Ново-Елховском нефтяных месторождениях. - В сб.: Вопросы геотермии и разработки нефтяных месторождений. Казань: изд-е КГУ, 1978. с. 3-12.

ТЕХНИКА И МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕПЛОВОГО, ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ТЕКТОНИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ *

Казанский Государственный университет

Чтобы учесть одновременно модель центрального теплового источника и то положение, что неоднородность теплового поля верхних слоев земной коры возрастает с глубиной (6) необходимо постулировать наличие конвекционных ячеек Бенара в мантии Земли. Рассмотрим закономерность теплового поля Земли.

Для глубинных измерений температуры T на кафедре радиоэлектроники Казанского университета разработана электронная дистанционная исследовательская станция - ЭДИС КГУ (7). В современном варианте, это одноканальная телеметрическая система, содержащая глубинный прибор, в составе которого чувствительный элемент и измерительный преобразователь, канал связи и приемное регистрирующее устройство. В качестве датчиков температуры используются микротерморезисторы конструкции Карманова. Кабель диаметром 2,5 мм, одножильный, с грузонесущим элементом из стекловолокна. Питание станции - 12в, потребляемая мощность 10-15 Вт, погрешность измерений - 0,05°C. Геотермические замеры выполнены более чем в 1000 скважинах на 320 месторождениях Советского Союза, в среднем до глубины 2000-2500 м. В результате получены данные, измеренные единой аппаратурой по единой методике и позволяющие провести всестороннее исследование теплового поля с применением регионального статистического анализа.

Для определения тепловых потоков авторами предложены метод геотермического репера (6) и метод определения в естественных условиях теплопроводности пластов горных пород по скорости распространения сейсмических волн V_c (/2), на основе которого проведены массовые расчеты кондуктивных и конвективных тепловых потоков по пластам в вертикальном разрезе по следующей схеме:

$$\begin{array}{l} T \rightarrow \Gamma \\ V_c \rightarrow l \end{array} \quad \begin{array}{c} \text{---} \\ \text{---} \end{array} \quad \begin{array}{c} \text{---} \\ \text{---} \end{array} \quad q \rightarrow q_{\kappa}, q_{\kappa\kappa},$$

$$l = \frac{1}{3} cr \cdot t V_c^2$$

где Γ - геотермический градиент, c - теплопроводность C - теплоемкость, r - плотность, t - время релаксации фонов, $q_{\kappa\kappa}, q_{\kappa\kappa}$ - кондуктивная и конвек-

* Соавторы : Э.Я.Ходырева, Н.Н.Христофорова

тивная составляющие теплового потока. Распределение глубинного и конвективного тепловых потоков по исследованным регионам дано на рис. 1 и 2.

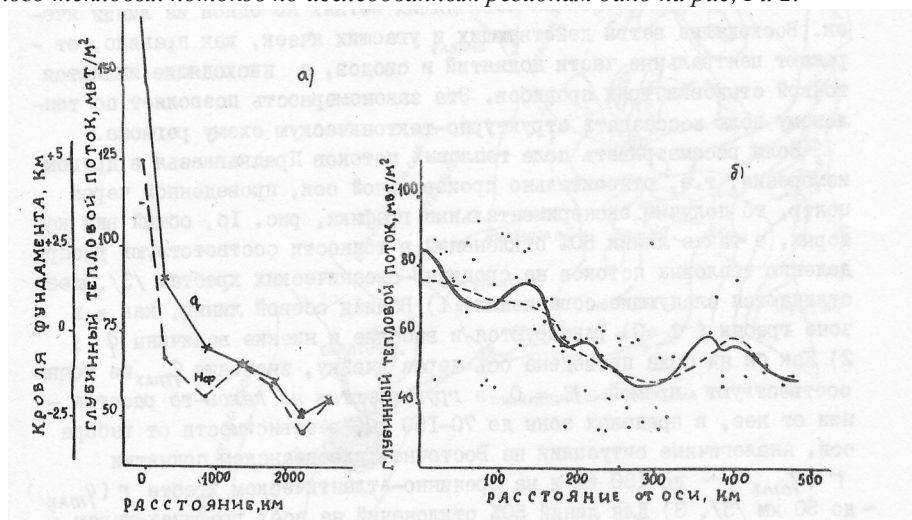


Рис. 1. Глубинный тепловой поток: а) изменение тепловых потоков и глубины залегания фундамента на восходящих ветвях ячеек по линии Кавказ-Коми-Пермский свод; б) распределение тепловых потоков относительно оси, проведенной через центр Предкавказской ячейки. Линии 50% отклонений построены по интервалам 27,5 км (сплошная) и 45 км (прерывистая)

На рис. 3 приведена схема изотерм, на которой указаны направления горизонтальных тепловых потоков, отражающих наиболее вероятные дуги миграции флюидов под действием горизонтального градиента температур.

Взаимосвязь теплового и тектонического полей. Изменение глубинных тепловых потоков по Предкавказью, где фиксируется один региональный максимум ^ в центре и шесть относительных минимумов (5), позволяет предположить наличие конвекционной ячейки в верхней мантии. Оценочные расчеты показывают: глубина ее залегания $H \sim 80$ км, средний диаметр на поверхности около 600 км, температура в кровле восходящей ветви $T \sim 2300^\circ\text{C}$, в кровле нисходящей $T \sim 900^\circ\text{C}$, перепад $\Delta T \sim 1400^\circ\text{C}$. На основании сопоставления геотермических режимов разных структур составлена схема расположения тепловых конвекционных ячеек в верхней мантии для Европейской части СССР, размеренно покрывающих континент по шестиугольной сетке. Ячейки находятся в разном тепловом состоянии, при этом одни из них развиваются, другие гаснут. На рис. 1 а показано синхронное изменение теплового потока и глубины залегания фундамента на восходящих

ветвях по одной из линий ячеек. Восходящие ветви действующих и угасших ячеек, как правило, отражают центральные части поднятий и сводов, а нисходящие являются точкой стыковки трех прогибов. Эта зависимость позволяет по тепловому полю воссоздать структурно-тектоническую схему региона.

Если рассматривать поле тепловых потоков Предкавказья в другом измерении, т.е. относительно произвольной оси, проверенной через центр, то получим экспериментальные графики, рис. 1 б, общий вид которых, а так же линии 50 % отклонений в точности соответствуют распределению тепловых потоков на срединно- океанических хребтах(3). Здесь отличаются следующие совпадения:

1) Вблизи осевой линии, как и в зоне гребня ($t = 0$) фиксируются и высокие и низкие величины q ;

2) Как бы ни была проведена ось через ячейку, значения $q_{\max}$ не точно соответствуют прямой $g = 0$, а группируются на каком-то расстоянии от нее, в пределах зоны до 70-150 км, в зависимости от выбора оси. Аналогичные ситуации на Восточно-Тихоокеанском поднятии $g(q_{\max}) \sim$ до 150 км и на Срединно- Атлантическом хребте $g(q_{\max}) \sim$ до 50 км (3).

3) Для линий 50% отклонений на всех графиках характерны экстремумы, т.е. чередующиеся максимумы и минимумы, при этом сохраняется период волнообразной кривой: для Предкавказья промежутки между основными минимумами $\Delta g = 100$ км, для хребтов $\Delta g \approx 350 - 430$.

4) На начальном участке кривые испытывают спад. На значительном удалении от оси-линии 50% отклонений стремятся к определенному значению $q > q_{\min}$ отмечается и для Срединно - Атлантического хребта.

Все вышесказанное может свидетельствовать об одинаковой природе T - поля данных структур, несмотря на то, что одна из них принадлежит континенту, а другие расположены в океанах. Из аналогии следует, что отдельные тепловые ячейки расположены вдоль хребта так, что на гребень попадают и восходящие и нисходящие ветви.

Связь теплового потока со скоростью современных вертикальных движений земной коры V рассматривалась многими исследователями, например, (1). Из полученных авторами данных следует, что она существует только для глубинной составляющей потока в районах с действующими ячейками. По восходящей ветви ($V > 0$) график $q_{\text{ко}} = f(V)$ (рис.4) соответствует теоретической зависимости в предложенной В.Джасоном Морганом модели скоротечного остывания вновь образовавшейся (вследствие восходящего конвекционного потока) плиты (4) :

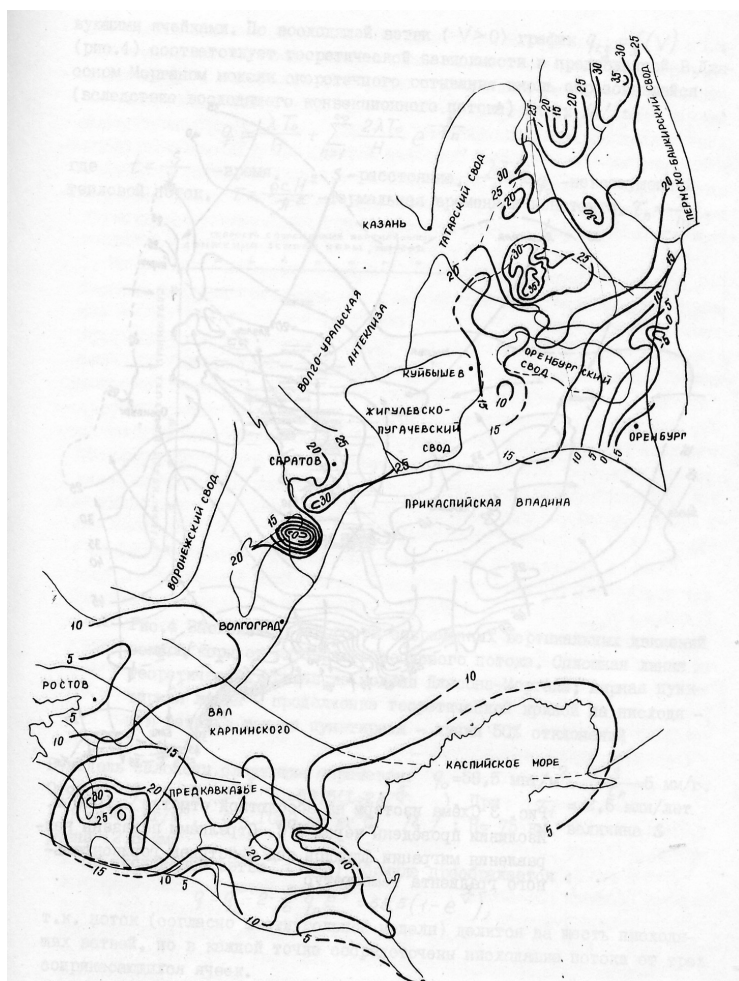


Рис. 2. Конвективный тепловой поток. Изолинии приведены через 5 мвт/м². Тонкие линии- границы структурно-тектонических элементов.

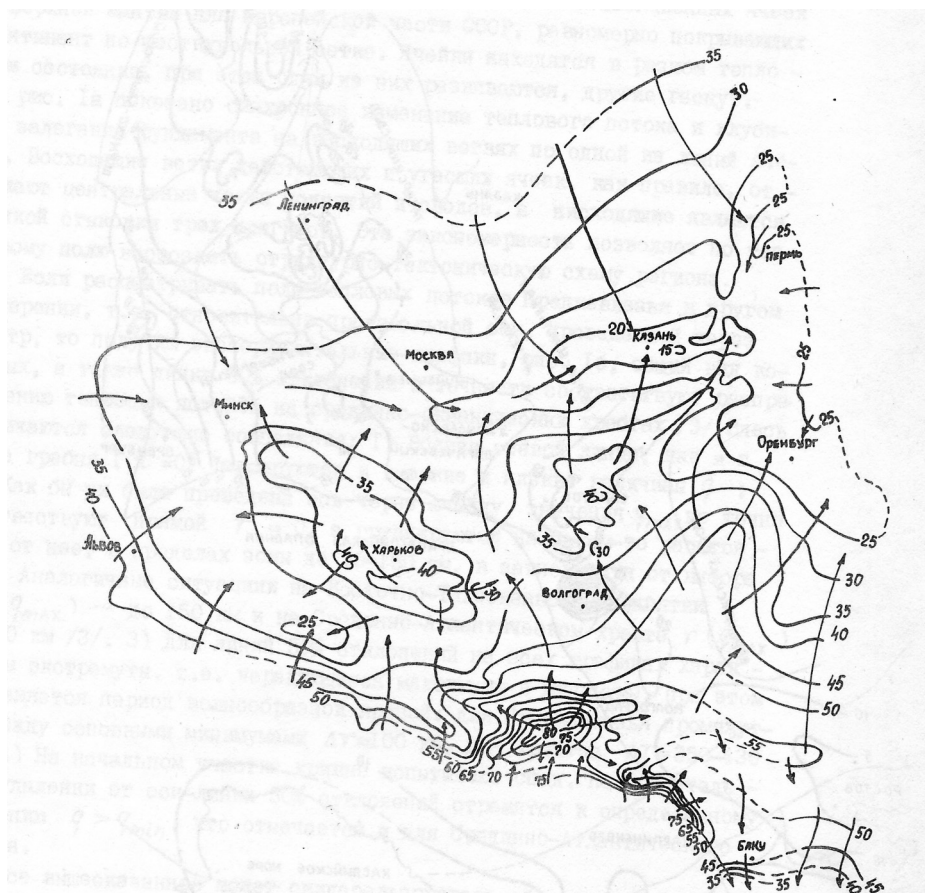


Рис. 3 Схема изотерм на абсолютной отметке - 1000 м. Изолинии проведены через 5°C. Стрелками показаны направления миграции флюидов под действием горизонтального градиента температур

$$q = \frac{l \cdot T_o}{H} + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2l \cdot T_o}{H} e^{-\frac{t}{t_n}}$$

где $t = \frac{s}{V}$ - время, s - расстояние, $\frac{l \cdot T_o}{H} = q_o$ - невозмущенный тепловой

поток, $t = \frac{r \cdot c \cdot H^2}{\rho^2}$ - термальная временная константа, $t_n = \frac{t}{n^2}$

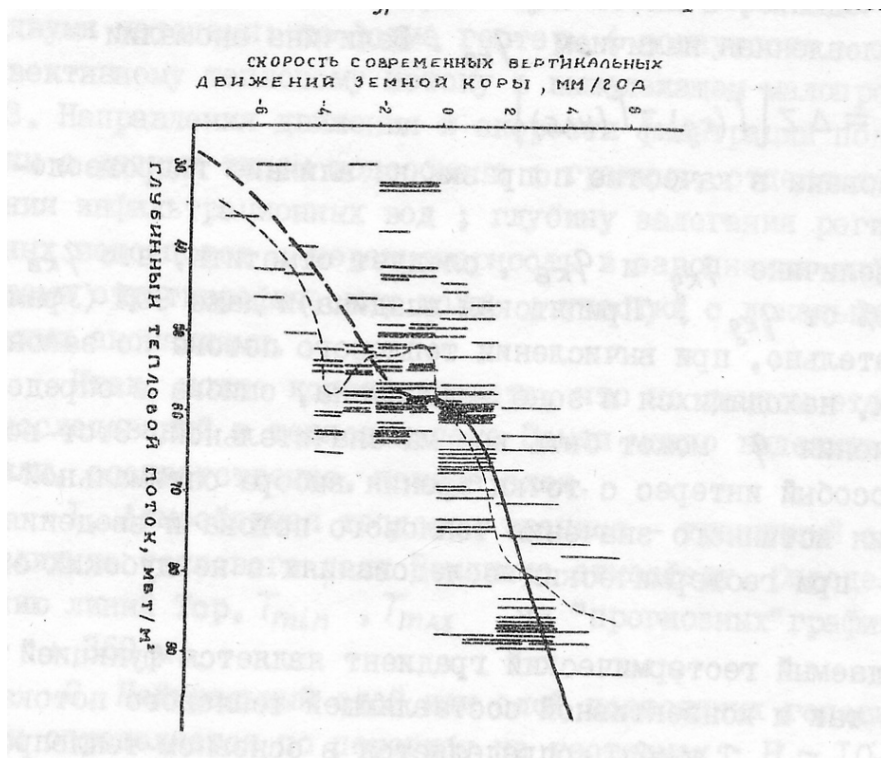


Рис.4 Зависимость скорости современных вертикальных движений земной коры от глубинного теплового потока. Сплошная линия теоретическая кривая из модели Джасона-Моргана; жирная пунктирная линия - продолжение теоретической кривой на нисходящую ветвь; тонкая пунктирная ~ линия 50% отклонений

В модель заложены следующие параметры: $q_0 = 58,5 \text{ мвт/м}^2$, $\frac{s}{t_n} = 5 \text{ м / г}$
 $q = q_0 + 2q_0 e^{-\frac{5}{V}} = 8,5(1 + 2e^{-\frac{5}{V}})$ Отсюда: При $t_1 = 2,5 \text{ млн./лет}$
 $r = 3360 \text{ К / м}^2$ $C = 1000 \text{ дж/кг}^\circ\text{C}(4)$; $H = 75 \text{ км}$, величина S равна $12,5 \text{ км}$.

По нисходящей ветви ($V < 0$) формула преобразуется:

$$q = q_0 - 2 \cdot \frac{3}{6} q_0 e^{\frac{5}{V}} = 8,5(1 - e^{\frac{5}{V}})$$

т.к. поток (согласно шестиугольной модели) делится на шесть нисходящих

ветвей, но в каждой точке сосредоточены нисходящие потоки от трех соприкасающихся ячеек.

В зонах активного и замедленного водообмена и, особенно в областях питания и разгрузки подземных вод преобладающее воздействие на тепловое поле оказывает конвективная составляющая теплового потока, влияя на суммарную величину q и форму геотермограмм. Реально наблюдаемый геотермический градиент комплекса отложений, находящихся в зоне влияния гидрогеологического фактора, в зависимости от направления движения флюида, может быть как больше, так и меньше геотермического градиента, который существовал бы в условиях только кондуктивной теплопередачи. Однако в любом случае будет возникать температурная аномалия, обусловленная наличием $q_{кв}$. Величина аномалии

$$\Delta T = \Delta Z [\Gamma_{(ж)} - \Gamma_{(наб)}]$$

может быть использована в качестве поправки на влияние гидрогеологического фактора.

Сравнивая по величине $q_{кд}$ и $q_{кв}$, следует отметить, что $q_{кв}$ может достигать 50% $q_{кд}$ (Припятская впадина) и даже 90% (Урало-Поволжье), следовательно, при вычислении теплового потока по закону Фурье в отложениях, находящихся в зоне водообмена, ошибка в определении истинного значения q может быть весьма значительной. Этот вопрос представляет особый интерес с точки зрения выбора оптимальной глубины определения истинного значения теплового потока и введения поправок на $q_{кв}$ при геотермических исследованиях в неглубоких скважинах.

Реально наблюдаемый геотермический градиент является функцией как кондуктивной, так и конвективной составляющей теплового потока $\Gamma_{наб} = f(q_{кд}, q_{кв})$. Т.к. $q_{кд}$ определяется в основном теплопроводностью пород, а $q_{кв}$ - скоростью движения флюида, то из анализа геотермических данных можно получить следующие гидрогеологические характеристики исследуемого района: $1/\Gamma_{наб} = const$ (геотерма линейная)

а) $1 = const, w = const$ - движение с постоянной скоростью в однородной среде

б) $1 \neq const, w \neq const$ однако, характер изменения $1 = f(H)$ компенсирует вклад движения флюида с переменной скоростью, $2/\Gamma_{наб} \neq const$ (выпуклые и вогнутые геотермы)

а) $1 \neq const, w \neq const$ - движение флюида с переменной скоростью в неоднородной среде,

в) $1 \neq const, w = const$ - движение флюида с постоянной скоростью в неоднородной среде,

в) $l = \text{const}, w \neq \text{const}$ - движение флюида с переменной скоростью в однородной среде.

Карты изолиний конвективного теплового потока являются основой для получения по геотермическим данным следующей гидрогеологической информации: 1. Количественно характеризуют степень гидрогеологической закрытости-открытости каждого пласта на любом участке региона. В региональном плане максимальная гидрогеологическая открытость пластов наблюдается на крупных сводовых поднятиях. Области с минимальной открытостью Пластов-обширные впадины и прогибы ($q_{\text{кв}}$ небольшие). 2. Зоны питания - разгрузки подземных вод. Устанавливаются двумя методами: по форме геотерм (вогнутость - выпуклость); по конвективному тепловому потоку в вышележащем малопроницаемом пласте. 3. Направления движения и скорости фильтрации подземных вод. 4. Зоны с разным типом водообмена; границу, отделяющую зону проникновения инфильтрационных вод; глубину залегания региональных и локальных водоупоров; неравномерность в заводнении инфильтрационными водами стратиграфических толщ; участки с локальными гидрогеологическими аномалиями.

Итак, можно констатировать, что на данном этапе геотермических исследований в тепловом поле Земли можно выделить четыре границы, или, соответственно, четыре слоя.

1. Атмосферная тепловая граница - граничный слой, где кончается влияние теплового поля Земли на атмосферу. Определяется по пересечению линий $T_{\text{ср}}, T_{\text{min}}, T_{\text{max}}$ на «прогнозных» графиках, $H \sim 170 \div 360$ м.

2. Нейтральный слой или слой постоянных годовых температур. Он определяется по перегибу на геотермах; $H \sim 10-25$ м.

3. Гидрогеотермическая - граница, где кончается влияние движущихся подземных вод на тепловое поле региона. Определяется по скачкообразному изменению линии $q_{\text{кв}}$ до нуля на гидрогеотермических размерах; H (региональное) $\sim 400 - 1500$ м; H (локальное) $\sim 0-2300$,

4. Мантийно-конвекционная тепловая граница. Ее глубина определяется условно поверхностью, где наблюдается совпадение вертикальной и горизонтальной составляющих теплового потока, $H \sim 75 - 150$ км, (Предкавказье, Урало-Поволжье).

В верхних слоях земной коры наблюдается связь между тепловым, тектоническим и гидрогеологическим полями. Связь T, q - поля с тектоникой регионов определяется тепловым режимом на предполагаемой мантийно-конвекционной границе. Гидрогеотермическая граница отделяет слой, где существенна зависимость теплового поля от гидрогеологического фактора. Помимо фундаментального аспекта, у данных связей имеется и практический - введение термического принципа тектонического и гидрогеологического районирования, и использование их как дополнительного поискового признака для месторождения полезных ис-

копаемых.

Литература

1. Выходил П. Тепловой поток, мощность коры и современные вертикальные движения. - В кн.: Тепловое поле Европы. - Мир, 1982. С.142-150.
2. Христофорова (Елисеева) Н.Н., Непримеров Н.Н. К вопросу о корреляции геотермических градиентов со скоростью сейсмических волн. - Сб. Физические процессы горного производства. 1., Изд-во ЛПИ, 1983, с.89-93.
3. Кулон Жан. Разрастание океанического дна и дрейф материков.Л., Недра, 1973, с.232.
4. Морган В. Джасон. Тепловой поток и вертикальные движения земной коры. - В кн. Нефтегазоносность и глобальная тектоника. - М., Недра, 1978, с.21-36.
5. Непримеров Н.Н. Некоторые особенности термической активности Земли. Сб. Термозаводнение нефтяных месторождений. - Изд-во КГУ, 1971, с.158-167.
6. Непримеров Н.Н., Ходырева Э.Я., Христофорова (Елисеева) Н.Н. Геотермия областей нефтегазоаккумуляции. Изд-во КГУ, 1983, с.138.
7. Неткач А.Я., Ходырева Э.Я., Шулаев В.Ф. Аппаратура для геотермических исследований. - Тезисы Всесоюзн. конференции: Народнохозяйственные и мето-

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ТЕРМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ЗЕМЛИ (ΕΗΘΡΥ)

1°. Ηῦ περσθδερ ςῶε γδῶ β νῦσκῦ ξ Βρελεννξ: κέρμξλξγθθ, βρεβξλνξβξι ὕρσπξνξμθ θ πελ ςθβθρςρκξι ὕρσπξτθηκε - ρδελῦν π δ τσνδῦμενξῦλόνῦ ξςκπῦςθι. Ξανῦπσζενῦ πῦδθξ, πενςγενξβρκθε θ θντπῦκπῦρνῦε ηβηδῦ θ θρςξχνθκθ. Νῦ οπεδελόνῦν σδῦλενθ υ ξςκπῦςῦ κβῦηῦπῦ, ξαῖεκςξμ δεςῦλόνξγξ θρρλεδξβῦνθ ρςῦλθ πῦνεε γθοξςεσθχερκθε νειςπξνῦε ηβηδῦ - οσλórῦπῦ. Νῦκξνεφ, ξανῦπσζενξ πελθκςξβξε ςεολξβξε θηξςπξονξε θηλσχενθε ρ ςεμοεπῦςσπξι ξκξλξ 3° Κ, ρβθδεξελórςβσώεε β οξλórησ ςῦκ νῦηῦβῦεμξι γξπ χει μξδελθ πῦρψθπ ώωειρ Βρελεννξ [5].

Ρ ὕςξι μξδελór μξζνξ σβ ηῦςó πεησλórςῦςῦ μνξγξλεςνθ ςπσδξβ γπσοοῦ ὕπμ νρκθῦ ὕρσπξτθηκξβ βξ γλῦβε ρ Β. ῖ. ῖμαῦπφσμ νξμ [1], κξςξπῦε σρςῦνξβθλθ τῦκς νεοπεῦβνξγξ πῦροῦδῦ ξαπῦηξβῦνθι βξ βρελεννξι θ ὕκςθβνσώ πξλό δεπ γῦλῦκςθκ, ρξρςξ ὠθθ θη οπξςξηβηδνξγξ βεωερςβῦ.

2°. Νῦ ξρνξβῦνθθ ὕςθ νξβειψθῦ ξςκπῦςθι μξζεξ αῦςó βῦδβθνςςῦ γθοξςεηῦ οπξθρυξζδεθθ Ηεμλθ θ ρξλνεχνξι ρθρςεμῦ.

Νῦ κῦκξι-ςξ ρςῦδθθ πῦρψθπ ώωεγξρ , ξρςῦβῦώωεγξ θ ρ ςρσκςςπσώωεγξρ οεπβξνῦχῦλόνξγξ ξαλῦκῦ μῦςεπθθ οπξθηξψελ πῦροῦδ εγξ νῦ ξςδελόνῦε κςρκθ - κβῦηῦπῦ. έςθ κπσονῦε ξαπῦηξβῦνθ πῦροῦλθρó, β ρβξó ξχεπεδó, νῦ γῦλῦκςθκθ, πῦηλθχνῦε ρςεοενθ, ὕβξλóφθθ κξςξπῦμ μξζνξ νῦαλóδῦςó νῦ νεαε. Β δῦλόνειψεμ γῦλῦκςθκθ νῦχῦλθ πῦρρῦοῦςóρ νῦ ηβηδνῦε ρθρςεμῦ. Β φελξμ μεῦῦνθχερκθι μξμενς βπῶενθ οεπβξνῦχῦλόνξγξ ξαλῦκῦ αῦλ πῦβεν νσλó. Νξ οπθ κῦρκῦδνξμ πῦροῦδε ξςδελόνῦε κπσονῦε θ μελκθε ξαπῦηξβῦνθ ηῦ ρχεξ τλóκςςῦφθθ μξγλθ οξλσχνξςó θ ξςλθχνῦι ξς νσλ μξμενς, κξςξπῦι κξμοενρθπςερ πῦβνῦμ οξ βελθχνε θ οπξςθβξοξλξζνῦμ οξ ηνῦκς μξμενςξμ σ δπσγξι ρθρςεμῦ ξαπῦηξβῦνθι.

Ξδνξι θη μελκθῦ χῦρςθφ ςῦκξγξ ξαωεγξ πῦροῦδῦ, ηῦβῦχεννξι γπῦβθςῦφθξνῦμ οξλεμ αξλεε κπσονξγξ ρξρεδῦ - Ρξλνφῦ θ αῦλῦ νῦψῦ Ηεμλ , βμερςε ρ λσνξι θ δπσγθμθ ολῦνεςῦμθ, Αλῦγξδῦπ μῦλξι νῦχῦλόνξι μῦρρε Ηεμλ αῦρςπξ ξρςῦλῦ θ δῦβνξ βξψλῦ αῦ β ςεπμξδθνῦμθχερκξε πῦβνξβερθε, ερλθ αῦ νε ςεολξβξε θηλσχενθε Ρξλνφῦ, θνςενρθβνξρςó πῦδθῦφθθ κξςξπξγξ νῦ ξπαθςε Ηεμλθ ξρενθβῦεςρ β 2 κῦλ/ρμ²μθν = 3,3 10² κῦλ/ρμ²ρεκ.

3°. Κῦκ ασδες βθδνξ θη δῦλόνειψθ οςνκςξβ, Ηεμλ , νερμξςπ νῦ ρξλθδνῦι βξηηῦρς, δξ ρθῦ οξπ οπξδξλξῦεξ θηλσχνξςó ςεολξβσώ ὕνεπγθῦ β ξκπςζῦώωεε οπξρςπῦνρςβξ. Αξλóψθνρςβξ θηβερςνῦ βθδξβ ὕνεπγθθ οπθ νεοπεῦβνξμ οπξφερρε βῦδελενθ νε μξγςς ξαῖ ρνθςó οπξδξλξῦώωσώρ β ςεχενθε 4-5 10⁹ λες ὕκςθβνξρςó ολῦνεςῦ [6-8]. Νσζνξ λθαξ οπθοθρςó βρε θηλσχνῦεμξε ςεολξ Ηεμλθ ὕνεπγθθ πῦδθξῦκςθβνξγξ πῦροῦδῦ δξλγξοεπθξδνῦν θηξςξοξβ ς ξελῦν ὕλεμενςξβ *U*, *h*, *K* λθαξ δξοσρςθςó, χςξ οεπβξνῦχῦλόνῦ ξρςῦςξχνῦ γπῦβθςῦφθξνῦ ὕνεπγθ θ ὕνεπγθ υθμθχερκθῦ οεπβῦῦενθι βῦδελ εςρ β πῦρψθπ ώωειρ θ ξρςῦβῦώωει Ηεμλε λθψó οεπθξδθχερκθ, μελκθμθ οξπφθ μθ, θμοσλórνξ. Βξζπξι βῦπθῦνς αξλεε οπῦδξοξδξεαεν, ερλθ σχερςó ξαωσó ςενδεμφθó

κ πύρψοπενθώ θ πύροϋδος βξ Βρελεννξί, ρξγλϋρνξ οσνκςϋ 1°, υ ζϋκζε ζξς τϋκς, χςξ πϋδθζϋκςθβνϋ πϋροϋδ αει ροεφθϋλόννυ νϋς ζεκ νε μξζες ξαῖ ρνθςό πϋβενρςβξ ζεολξβϋυ οξςξκξβ οξδ μϋςεπθκϋμθ θ ζκεϋνϋμθ, βσλκϋνθχερκσώ δε ζελόνξρςό Ηεμλθ θ μνξγθε δπσγθε βλενθ (πϋρψοπενθε Ηεμλθ, ρςπξενθε εε β βθδε ξαξλξχεκ, ρκλϋδχϋξςρςό κξπϋ, γξπξξαπϋηξβϋζελόννε οπξφερρϋ, δπειτ μϋςεπθκξβ, θημενενθ βξ βπεμενθ θ οεπεοξλϋρξβκσ μϋγνθςνξγξ οξλ ηεμλθ, εγξ οπξθρυξζδενηε θ ς. ο. [2, 8, 9]).

4°. Ερλθ δξοσρςθςό θμοσλόννυ υϋπϋκςεπ ύνεπγξβϋδεληνθ β ζξλωε ηεμνξγξ ψϋπϋ, ζξ δξλζεν ρσωερςβξβϋςό κϋκξι-ςξ πεγσλθπσώωθι ροσρκξβξι μεϋνθημ, κςξζπϋι οεπθξδθχερκθ βϋρβξαξζδϋες χϋρςό οξςενφθϋλόννι ύνεπγθθ Ηεμλθ. Β κϋχερςβε ζϋκξγξ ρκπϋςγξγξ ροσρκξβξγξ μεϋνθημϋ, οξ-βθδθμξμς, ρλςζς ρξλνεχνϋ πϋδθϋφθ β ρξχεζϋνθθ ρ νεκξςξπϋμθ βθδϋμθ ϋρθμμεξπθθ Ηεμλθ κϋκ ολϋνεϋ.

5°. Β ολξρκεξοϋπϋλλελόννι οξςξκε πϋδθϋφθθ βρε ζξκκθ οπϋβθλόννι ρτεπϋ, ξαπϋωεννξ κ ρξλνφς ασδςς οξλσχϋςό πϋηνξε κξλθχερςβξ ύνεπγθθ β ηϋβθρθμξρςθ ξς σγλϋ νϋκλξνϋ κϋρϋζελόννι ολξρκεξρςθ β δϋννξ ζξκκε κ νϋοπϋβλενθώ ρξλνεχνϋ λσχει.

Ρσςξχνξε βπϋωενθε Ηεμλθ θ ηνϋχθςελόνν ζεολξεμκξρςό εε βεωερςβϋ οπθ μϋλξι ζεολξοπξβξδνξρςθ οπϋκςθχερκθ σρςπϋν ώς μεπθδθζνϋλόννι ύτεκς, ξρςϋβλ λθνό πκξ βϋπϋςεννξε ψθπξςνξε πϋροπεδεληθε οϋδϋώωει ύνεπγθθ οξ οξβεπυνξρςθ Ηεμλθ.

Νϋκλξν ηεμνξ ξρθ κ ολξρκεξρςθ ϋκλθοςθκθ, ϋλλθοςθχνξρςό ξπαθςϋ, νϋλθχε υςμξρτεπϋ ρ οεπεμεννϋ ξαλϋχνϋμ οξκπξβξμ θ πϋηνξρςό β ϋλόαεδξ Ηεμλθ οξλ πνϋυ θ ϋκβϋςξπθϋλόννυ ξαλϋρξει νερκξλόκξ θρκϋζϋώς ψθπξςνϋ ύτεκς - ξδνθ ξρλϋαλ, δπσγθε, σρθλθβϋ, νξ νε θρκλωχϋώς εγξ οξλνξρςό. Β πεησλόςϋξε πϋδθϋφθζννϋ αϋλϋνρ μεν εςρ ξς 5-10 κκϋλ/ρμ² β πϋινε οξλ πνξγξ κπσγϋ δξ 80-140 κκϋλ/ρμ² δλ ϋκβϋςξπθϋλόννυ ξαλϋρξει, οξπξζϋ πϋηνξρςό ρπεδνεγξδξβϋυ ζεμοεπϋςσπ οπθοξβεπυνξρςνϋ ρλξεβ βξηδσϋ ξς -16° Ρ δξ + 31° Ρ [4].

6°. Ρσςξχνξε θ γξδξβϋε κξλεαϋνθ ζεμοεπϋςσπ* οξβεπυνξρςνξγξ ρλξ Ηεμλθ οπξνθκϋώς ρ ηϋςσϋνθηεμ λθψό νϋ νεαξλόψσώ γλσαθςν δξ ζϋκ νϋηϋβϋεμξγξ ρλξ, οξρςξ ννϋυ ζεμοεπϋςσπ θλθ νειςπϋλόννξγξ ρλξ. Γλσαθνϋ ηϋλεγϋνθ νειςπϋλόννξγξ ρλξ νεξδθνϋκξβϋ - ξνϋ κξλεαλεςρ ξς εδθνθφ δξ δερ ζκξβ μεςπξβ θ ηϋβθρθς ξς ζεολξεθηθχερκθ θ τθλόςπϋφθζννϋ ρβξιρςβ οπθοξβεπυνξρςνϋ ρλξεβ ηεμλθ, υϋπϋκςεπϋ οξκπξβϋ θ πελδέτϋ μερςνξρςθ.

έκροεπθμενςϋλόνν σρςϋνξβλενξ, χςξ ζεμοεπϋςσπ νειςπϋλόννξγξ ρλξ T_{vp} οξβρεμερςνξ βϋψε, χεμ ρπεδνεγξδξβϋ ζεμοεπϋςσπ βξηδσϋ νϋδ ϋςξι ζξκκξ:

$$T_{NP} > \tilde{T}_{BEHA}$$

* Ρσωερςβσώς θ αξίλε δλθςελόννε οεπθξδϋ θημενενθ πϋδθϋφθζννξγξ αϋλϋνρϋ θ ζεμοεπϋςσπ, νξ β δϋννξμ θρρλεδξβϋνθθ θυ μξζνξ νε σχθςϋβϋςό.

Πϋηνθφ λεζθς ξς δξλει γπϋδσρϋ δξ νερκξλόκθυ γπϋδσρξβ Φελόρθ. Πεγθξνϋλόνν ζεμοεπϋςσπ νειςπϋλόννξγξ ρλξ θημεν εςρ ξς - 10° Ρ δξ + 30° Ρ ρ βνξ βϋπϋςεννϋμ

οπεξαλϋδϋνθεμ ψθπξενζγξ ϋττεκςϋ. Χϋρςο ζεπθςζεπθθ μϋζεπθκξβ ρ. - 10° P ≤_{νρ} ≤
0° P ζαπϋθςες ηξνς βεχνξι μεπηλξςϋ.

7°. Νϋ γλςαθνε νειςπϋλόνζγξ ρλξ ρξλνεχνϋι ζεολξβξι οξςζκ ρςϋλκθβϋες ρ ρ
ζεολξβϋμ οξςζκξμ, θδςωθμ θη νεδπ Ηεμλθ. Θυ ζςνζψενθε:

$$\frac{q_{\perp}}{\sigma_{\odot}} = \frac{1 \cdot 10^{-6} \text{ καλ/μ}^2 \text{ εκ}}{3,3 \cdot 10^{-2} \text{ καλ/μ}^2 \text{ εκ}}$$

οξκϋϋβϋες, χςξ ρξλνεχνϋι ζεολξβξι οξςζκ β ϑϋρ χθ πϋη οπεβϋψϋες ηεμνξι. Θμεννξ
ρξλνεχνϋι ζεολξβξι οξςζκ, χεπει ζεμοεπϋςςπς νειςπϋλόνζγξ ρλξ, θ τξμθπςες βεπυνεε
γπϋνθχνξε ςρλξβθε δλ ςπϋβνεθ γεξςεπμϋ Ηεμλθ, κςςξπξε δλ θδεϋλθηθξβϋννζγξ
ρλςχϋ ζδνξπξδνξι, θηξςπξονξι οξλςαερκξνεχνξι ρπεδϋ μξςες αϋςο ηϋοθρϋνξ β βθδε:

$$T = T_{\text{в}} + \Gamma_{\perp} H$$

(1)

γδε $\Gamma_{\perp}$ γεξςεπμθερκθι γπϋδθενς, ζοπεδελ εμϋι γλςαθννϋμ ζεολξβϋμ οξςζκξμ $q_{\perp}$, θ
εε ζεολξοπξβξδνξρςόω $\lambda_{\perp}$, οξ πϋδθςρς Ηεμλθ:

$$\Gamma_{\perp} = \text{grad} T_{\perp} = -\frac{q_{\perp}}{\lambda_{\perp}}$$

(2)

ϋ N - γλςαθνϋ, ζςρχςϋβϋεμϋ ξς γλςαθνϋ ηϋλεγϋνθ νειςπϋλόνζγξ ρλξ.

Δλ οπθν ζξι βϋψε ξδνξπξδνξι θηξςπξονξι ρτεπθχερκξι μξδελθ Ηεμλθ ρ οξρςξ ννϋμ
βνςςεπννθμ ζεολξβϋμ οξςζκξμ, ρξγλϋρνξ (1), ψθπξενϋ πϋηνθϋ β ζεμοεπϋςςπϋ νϋ
γλςαθνε, ηϋδϋβϋεμϋ βεπυνθμ γπϋνθχνϋμ ςρλξβθεμ, αςδες ρςϋπϋν ϑόρ δξ οξδξψβϋ
ρλξ, γενεπθπςόωεγξ ρξαρςβεννϋι ζεολξβξι οξςζκ Ηεμλθ.

Β πεϋλόννϋ ςρλξβθ υ, νερμξςπ νϋ π δ ξρλξζν ώωθυ τϋκςεπξβ, πεχό ξ κςςξςπϋν αςδες
θδςθ β ρλεδςόωεμ οςνκςε, νεοξρπεδρςβεννϋι ϋκροεπθμενς β βθδε μεπθδθςνϋλόννϋ
ζεμοεπϋςςπνϋ οπξτθλει νϋ επξϋηθϋςρκξμ μϋζεπθκε οξκϋηϋβϋες, χςξ πϋηνξρςό
ζεμοεπϋςςπ ηϋδϋβϋεμϋ. _{νρ} ρςϋπϋν εςρ β οπθνφθοε οξβρεμερςνξ, οξ κπϋνιει μεπε, δξ
γλςαθν, δξρςοννϋ δλ οπ μϋν θημεπενθι (2-5 κμ).

Οξπξςδεννϋ ρξλνφεμ θ ρςϋπϋν ώωθιρ ρ γλςαθνξι ψθπξενϋ ϋττεκς οϋδενθ
ζεμοεπϋςςπϋ ξς ϋκβϋξεπϋλόνξι ηξνϋ κ οξλπνϋμ ξαλϋρς μ βλ εςρ οεπβξι γξπθηςνϋλόνξι
ζεολξβξι νεξδνξπξδνξρςόω Ηεμλθ κϋκ ολϋνεςϋ.

8°. Θμεεςρ π δ τϋκςεπξβ, ξςλθχϋώωθυ Ηεμλϋ ξς θδεϋλθηθξβϋννξι μξδελθ β
βθδε ξδνξπξδνξι, θηξςπξονξι ρτεπϋ ρ οξρςξ ννϋμ φενςπϋλόννϋμ ζεολξβϋμ θρςξχνθκξμ.
Νϋθαξλεε βϋζνϋμ θη νθυ βλ εςρ ϑςξ τϋκς, χςξ λθψό ξδνϋ ϑεεςό οξβεπυνξρςθ ολϋνεςϋ
οπεδρςϋβλ ες ρςψς, ξρςϋλόνϋ χϋρςό οξκπϋςϋ βξδνϋμ ηεπκϋλξμ. Ζθδκξρςό, β ζςλθχθε
ξς ϑβεπδξγξ ϑελϋ, κπξμε ξαϋχνξι κςνδςκςθβνξι ζεολξοπξβξδνξρςθ, ξαλϋδϋες εωε πκξ
βϋπϋςεννϋμ βεπςθκϋλόννϋμ θ γξπθηςνϋλόννϋμ κςνβεκςθβνϋμ ζεολξμϋρρξοεπενξρξμ.

Αλυσίδου ύψους οπθδεννύε ρλξθ βξδϋ ζκεϋνξβ θ μξπει νε ξαλϋδϋώς ψθπξζνϋμ ϋττεκςζμ θ οπϋκςθχερκθ νεηϋβθρθμξ ζς γλςαθνϋ, ζ. ε. πελόμετϋ δνϋ, θμεώς οξβρεμερςνξ νϋ ηεμνξμ ψϋπε ζεμοεπϋςσς, αλθηκςώ $\kappa + I, +2^\circ P$.

Νε ηϋν ζϋ βξδξι οξβεπυνξρςό ηεμλθ ζϋκ ζε βερόμϋ πϋηνξζαπϋηνϋ οξ πελόμετς. Ξδνϋκς, β ξςλθχθε ξς ζκεϋνξβ, πελόμετ μερςνξρςθ βνξρςθ ηϋμερςνε θρκϋζενθε β ψθπξζνξε πϋροπεδελενθε ζεμοεπϋςσπϋ νϋ βξζαπϋζϋεμξ ρτεπε, οπξβεδεννξι νϋ σπξβνε μθπξβξγξ ζκεϋν θλθ νϋ εγξ ρπεδνε γλςαθνε, πϋβνξι οπθμεπνξ 3,5 κμ. Οπενεαπεγϋ οξκϋ πϋηνξρςό β ζεολξοπξβξδνξρς υ γξπνϋ θ ξρϋδξχνϋ οξπξδ θ πϋηλθχθεμ β ζεολξβϋν οξςςκϋν, μξζνξ ηϋοθρϋςό ρξγλϋρνξ σπϋβνεθϋ (1) βϋπϋζενθε δλ πϋηνξρςθ ζεμοεπϋςσπ νϋ σπξβνε μξπ οξδ γξπϋμθ θ πϋβνθννξι χϋρςό κςνςθνενςξβ:

$$T_{\text{zop}}^{\circ} - T_{\text{paseh}}^{\circ} = T_{\text{a}}^{\Gamma} - T_{\text{a}}^{\text{p}} + \Gamma_{\perp} (A_{\text{zop}} - A_{\text{paseh}})$$

(3)

γδε $\tilde{I}$ -ϋλόςθςδϋ μερςνξρςθ. έςϋ πϋηνθϋ, β ηϋβθρθμξρςθ ξς βϋρξςϋ γξπνϋ φοοει μξζςε δξρςθγϋςό νερκξλόςκθ δερ ζκξβ γπϋδρξβ.

Οξπξζδεννξε Ρξλνφεμ θ ρξϋπν ώωερ ρ γλςαθνξι οπεβϋψενθε ζεμοεπϋςσπϋ μϋςεπθκξβ νϋδ ζεμοεπϋςσπξι δνϋ ζκεϋνξβ θ κπςονϋ μξπει βλ ερς βςξξπει γξπθηξνςϋλόνξι ζεολξβξι νεξδνξπξδνξρςό Ηεμλθ κϋκ ολϋνεςϋ*.

Δπςγθε ξςλθχθ πεϋλόνξι Ηεμλθ ξς θδεϋλθθπξβϋννξι μξδελθ, ζϋκθε, κϋκ ρλξζνξε ρςπξενθε ολϋνεςϋ, βνςςπθ κξςξπξξι οξ ρειρμθχερκθμ θ νεκξςξπϋμ δπςγθμ δϋννϋμ χεςκξ βϋδελ ερς δπξ, μϋνςθ θ ζξνκϋ κξπϋ, πϋηαθςϋ, β ρβξό ξχεπεδό, νϋ εωε αξλεε μελκθε νεξδνξπξδνϋε ρλξθ [8], θλθ πεγθξνϋλόνϋ νεξδνξπξδνξρςό βεπςθκϋλόνξγξ ζεολξβξγξ οξςςκϋ θ δπ. βλ ώρς, κϋκ ασδες βθδνξ θη δϋλόνειψεγξ, βςξπθχνϋμ ϋττεκςϋμθ θ οξπξζδενϋ σκϋηϋννϋμθ δβςμ ζεολξβϋμθ νεξδνξπξδνξρς μθ Ηεμλθ.

9°. εολξβϋε νεξδνξπξδνξρςθ β γξπθηξνςϋλόνξι ολξρκξρςθ οπθοξβεπυνξρςνϋ ρλξεβ Ηεμλθ, κϋκ λώαϋε πϋηνξρςθ ζεμοεπϋςσπ, οξπξζδϋώς ζεολξβϋε οξςςκθ, νϋοπϋβλεννϋε βδξλό γπϋδθενςξβ θ ρςπεμ ωθερ βϋπξβν ζό ϋςθ νεξδνξπξδνξρςθ:

$$q_l = -\lambda_l \text{grad} T_l$$

(4)

εολξβξι οξςςκ, οξπξζδεννϋι ψθπξζνϋμ ϋττεκςζμ πϋροπεδελενθ ζεμοεπϋ

* Θη ϋςξι ξαωει ηϋκξζμεπνξρςθ θμεώςρ θρκλώχενθ, οπθσπξχεννϋε κ ηξνϋμ βεχνξι μεπηλξςϋ νϋ κςνςθνενςϋν, γδε γπϋδθενς ζεμοεπϋςσπϋ νϋοπϋβλεν β ξαπϋςνξμ νϋοπϋβλενθθ ξς δνϋ ζκεϋνξβ οξδ μϋςεπθκ.

ςσπύ βερόμυ μύλ θ ρξρςϋβλ ες δερ ςθςϋρ χνϋε δξλθ ξρνξβνξγξ βεπςθκϋλόνξγξ γεολξβξγξ
οξςςκϋ Ηεμλθ:

$$\frac{q_{\parallel}}{q_{\perp}} \approx 0^{-3} \sim 0^{-4}$$

εολξβξι οξςςκ μϋςεπθκ - ξκεϋν, αλϋγξδϋπ ηνϋχθςελόνξ αξλόψξμς
γπϋδθενςςεμοεπϋςσπϋ (ηδερό θγπϋες πξλό θ αξλόψϋ ϋαρξλόνϋ βελθχθνϋ πϋηνξρςθ
β ςεμοεπϋςσπϋ θ σμενόψενθ πϋρρςξ νθ μεξδς ϋκρςπεμϋλόνϋμθ ςξχκϋμθ), μξξες
νϋ νεκξλόκξ οξπ δκξβ οπεβϋψός ψθπξςνϋ οξςςκ θ κξνκςπθπξβϋός οξ βελθχθνε ρ
γλςαθννϋ γεολξβϋμ οξςςκξμ Ηεμλθ. Νϋοπϋβλενθε γεολξβϋμ οξςςκξβ μϋςεπθκ - ξκεϋν
ξοπεδελ εςρ κξνθγςπϋφθει μϋςεπθκϋ, εγξ πϋροξλξςενθεμ νϋ οξβεπυνξρςθ ηεμνξγξ
ψϋπϋ, πελόετξμ θ γεολξβϋμ πεζθμξμ νεδπ.

Πεηςλόςθσώωθι οπθοξβεπυνξρςνϋ γεολξβξι οξςςκ Ηεμλθ πϋηλθχεν β κϋζδξι
ςξχκε θ, κκκ β ρλςχϋε βεκςξπϋ μϋγνθςνξγξ οξλ, μξξες αϋςό ξυπϋκςεπθξβϋν νε ςξλόκξ
οξ βελθχθνε, νξ θ οξ ρκλξνενθ θ νϋκλξνενθ, βνξρ ςεμ ρϋμϋμ ρςωερςβεεννϋ βκλϋδ
β βελθχθςθ θ νϋοπϋβλενθε ρςμμϋπνξγξ γεολξβξγξ οξςςκϋ Ηεμλθ.

10°. Γξπθξνςϋλόνϋ ρξρςϋβλ ώωϋ γεολξβξγξ οξςςκϋ οξπξςδϋες β νεδπϋ Ηεμλθ
ςεπμξδθττςθξννϋ γεολξμϋρρξοεπενξρ. ινθξςξπξοθ τθλόςπϋφθξννξ οπξνθφϋεμξρςθ
οξπξδ βδξλό θ οξοεπεκ νϋολϋρςξβϋνθ ξαλεγχϋες μθγπϋφθω ζθδκξρςθ β γξπθξνςϋλόνξι
ολξρκξρςθ [3]. Νϋοπϋβλενθε δθττςθθ ηϋδϋεςρ γπϋδθενςξμ ςεμοεπϋςσπϋ. Νϋ ολξρκθ
μϋςεπθκϋ, λθψεννϋ πελόετϋ, β ηϋθρθμξρςθ ξς εγξ τξπμϋ θ ξπθενςϋφθθ ςςνξρςελόνξ
ρςπϋν ρβεςϋ ψθπξςνϋ γπϋδθενς ςεμοεπϋςσπϋ θ γπϋδθενς μϋςεπθκ - ξκεϋν ρξηδϋλθ αϋ
πειηλόςθσώωε οξλε, κξςξπξε θ ξοπεδελθλξ αϋ νϋοπϋβλενθε ςεπμξδθττςθθ. Νϋ
πεϋλόνϋ μϋςεπθκϋ, κξςξπϋε ςξε θμεώς δλθςελόνςω γεξλξγθχερκςώ θρςξπθω, λθνθθ
μϋκρθμϋλόνϋ ςεμοεπϋςσπ νϋ βρευ γλςαθννϋ, κϋκ οπϋβθλξ, οπθβ ηϋνϋ κ γξπνϋ φεο μ.
Δλ επξξϋθϋςρκξγξ μϋςεπθκϋ ςϋκξι λθνθει βλ ώςρ θηβερςνϋ 35 οϋπϋλλελό, Οθπενεθ,
ιλόοϋ, Κϋποϋςϋ, Κϋβκϋη, Γθνδςκςψ, Γθμϋλϋθ θ οξνξ-κςπθλόςρκϋ γξπνϋ δςγϋ. Β
ηϋοϋδνξμ οξλςψνϋπθθ ϋςξ φεοθ γξπ, οπξς νςβψθερ βδξλό ϋμεπθκϋνρκθ μϋςεπθκξβ
- ιοοϋλϋχθ θ Κξπδθλόεπϋ. Β ρβ ηθ ρ ϋςθμ β οεπξμ οπθαλξςενθ μξζνξ ρχθςϋός,
χςξ γεολξμϋρρξοεπενξρ νϋοπϋβλεν βξ βρε ρςξπξνϋ θη οξδ γξπνϋ φεοει κ αεπεγξβξ
λθνθθ μϋςεπθκξβ. Γξπθξνςϋλόνϋε γεολξβϋε οξςςκθ Ηεμλθ νε ηϋμκνςϋ, οξϋςξμς
ςαϋλό βεωερςβϋ, βϋηβϋννϋ νεοπεπϋβνξ δειρςβώωει ςεπμξδθττςθθ, τξπμθπςες β
νϋθαξλεε γξπ χθ, ϋκρςπεμϋλόνϋ ςξχκϋ μϋςεπθκξβ ξαϋρςθ οξνθςεννξγξ δϋβλενθ
(ςεπμξμξλεςκλ πνςώ πϋηνξρςό δϋβλενθ [10]), ρβξεγξ πξδϋ φθλθνδπϋ θλθ βξπξνκθ
δεοπερρθθ. Οπξς ςεννξρςό θ ϋ οξ γλςαθνε ηϋθρθς ξς ρςπςκςσπϋ γεολξβξγξ οξλ, θ β
ξςδελόνϋ ρλςχϋ ϋ, μξξες οπξνθηϋβϋός, οξ-βθδθμξμς, νε ςξλόκξ ηεμνςώ κξπς, νξ θ
ςϋξδθςό δϋλεκξ β γλςαό βεπνει μνςςθθ.

11°. Οπθ δξρςθξενθθ δξρςϋξχνξ αξλόψξι βελθχθνϋ δεοπερρθθ β ηκξολϋρςθχερκϋ
μϋρρϋ βεωερςβϋ μνςςθ Ηεμλθ θη εε ϋρςενξρτεπϋ [8] μξξες οπξπϋός νεορςξιχθβςώ
νθζνών γπϋνθφς βξπξνκθ δεοπερρθθ θ ρρςπεμθςόρ βδξλό θμεώωειρ νεξδνξπξδνξρςθ
β γξπνξμ δϋβλενθθ.

Οξείμε β ηκζολῶρσθερκζι μῦρρῦ, ρζοπζβξζδῶωωθιρ πεηκθμ οὔδενθεμ δῦβλενθ β δβθζσωειρ ρθρζεμε, οπεδρςῦβλ ες ρζαζι β οεπβξμ οπθαλθζενθθ θηξύνςῦλῶοθινῦι οπζφερρ:

$$I = W + P = const$$

(5)

Δειρςβθςελόνξ, οπενεαπεγῦ ζεολξζαμενξμ δβθζσωειρ μῦρρῦ ρ ξκπςζῶωωθμθ οξπζδῶμθ, ζ. ε. οπθ ὕδθῶαῦςθερκζμ οπζφερρε μξζνξ ρχθςῦςό, χςξ οπθ πῦρψθπενθθ μῦρρῦ ξς δῦβλενθ Π_1 θ ζαίμεῦ V_1 δξ δῦβλενθ Π_2 θ ζαίμεῦ V_2 θημενενθε εε ὕνεπγθθ W πῦβνξ πῶαξε πῦρψθπενθ βη ζξι ρ ζαῦςνῦμ ηνῦκξμ

$$W_2 - W_1 = P_1 V_1 - P_2 V_2$$

(6)

Θηξύνςῦλῶοθινῦι δπζρρελόνῦι οπζφερρ νεξαῦςθμ θ ρζοπζβξζδῶεςρ σβελθχενθεμ ὕνςπζοθθ. ἔνεπγθ Ηεμλθ σαῦβῦες οξπφθ μθ, θμοσλῶρνξ, νξ νεξςβπῦςθμξ. Δλ δθττεπενφθῶλόνξγξ ὕτεκςῦ Δζξςλ - ξμρξνῦ, κξγδῦ θημενενθ δῦβλενθ $\Delta \Pi$ θ ζεμοεῦςσπῦ ΔT μῦλῦ μξζνξ ηῶοθρῦςό:

$$\left(\frac{\Delta T}{\Delta P} \right)_1 = - \frac{K}{C_p} \left[1 - \frac{T}{V} \left(\frac{\partial V}{\partial T} \right)_p \right]$$

(7)

P_π - ζεολξεμκξρςό μῦρρῦ οπθ $\Pi = const$, $\dot{T}$ - ζεολξβξι ὕκβθβῦλενς πῶαξςῦ. Ηνῦκ θημενενθ ζεμοεῦςσπῦ οπθ δπζρρελθπξβῦνθθ ξοπεδελ εςρ ηνῦκξμ κβῦδπῦςνξι ρκξακθ βῦπῦξενθ (7). Σρπεδεννῦι, ζῦκ νῦηῦβῦεμῦι θνςεγῦλόνῦι κζῦττφθενς Δζξςλ - ξμρξνῦ, μξζες αῦςό νῦιδεν θη οπξρςξγξ βῦπῦξενθ :

$$\Delta T = -\epsilon \Delta P$$

(8)

Οπθ θηξύνςῦλῶοθινξμ οπζφερρε πῶαξςῦ, ρξβεπῦεμῦ ρθρζεμξι, οπεβπῶῶεςρ β ζεολξ, κξςξπξε ξρςῦεςρ β ρθρζεμε. Δπζρρελόνῦι κζῦττφθενς Δζξςλ - ξμρξνῦ δλ βεωερςβῦ μῦνςθθ νεθβερςεν, νξ γπσαξ εγξ μξζνξ ξφρενςό οξ ρξξςβερςβςῶωθμ κζῦττφθενςῦμ πῦρολῦβξβ μεςῶλλξβ, νῶοπθμεπ, ρολῦβῦ $Na - 25\%$, $K - 75\%$, δλ κξςξπξγξ $\epsilon \approx -0,08^\circ P/^\circ C$. Θη ὕςξι ξφρενκθ βθδνξ, χςξ οπθ σμενῶσενθθ δῦβλενθ β οπξπῦβψειρ

Οπθ πῦρψθπενθθ θ νῦγπεβε βεωερςβῦ μῦνςθθ οπξθρςξδθς εγξ ζπῦνρτξπμῦφθ νε ζξλῶκξ οξλθμξπτνῦε, ὕλεκςπζνῦε θ τῦηξβῦε οεπευξδῦ, νξ θ πῦηλξζενθε ρ. βῦδελενθεμ βξδῦ, γῦηξβ θ δπςγθθ κζμοξνεκςξβ.

Θνςπσηθ ζπῦνρτξπμθπξβῦννξγξ βεωερςβῦ μῦνςθθ μξζες οπξθρςξδθςό νῦ λῶασῶ γλσαθνς, βολξςό δξ βῦςῦδῦ νῦ οξβεπνξρςό β ηῦβθρθμξρςθ ξς ρλξζθβψθυρ σρλξβθι. Οπθ ὕςξμ βεωερςβῦ μῦνςθθ νεξαῦςθμξ οεπευξδθς β βεωερςβῦ ηεμνξι κξπῦ, ζεπ χῦρςό ὕνεπγθθ οεπθχνξγξ βεωερςβῦ. Οπξθρςξδθς λθ οξδξανῦι οπζφερρ νῦ γῦῦνφθε δπῦ θ μῦνςθθ ρκῦηῦςό ζςοδνξ. Νξ ζαίεκςθβνξ οπξςθβ εγξ βξημξζνξρςθ νῦ αξλῶψθυ γλσαθνξ

νες οπξςθβξοξκϋήνθι.

Ηϋκπϋςϋ θνςπσηθ βεωερςβϋ μϋνςθθ ρξοπξβξζδϋερ ρ λθκβθδϋφθει βξηνθκψει βξπξνκθ δεοπερρθθ θ ξαπϋηξβϋνθεμ πϋηξγπερξγξ ρςεπζν - δϋικθ θλθ μεγϋδϋικθ. Οπθ ξςκπϋςζμ οπξφερρε οπξερυξδθς βξηνθκνξβενθε νξβξγξ βσλκϋνϋ θλθ θηβεπξενθε ρςϋπξγξ. εμοεπϋςσπϋ θηλθβϋώωειρ λϋβϋ οπθ ϋςζμ πϋβνϋ

$$(9) \quad T_{\lambda\alpha\sigma\iota} = T_o - \varepsilon' \Delta P$$

γδε θ_0 - ςεμοεπϋςσπϋ β ςξκκε νϋχϋλϋ δβθζενθ δπξρρελθπσεμξγξ βεωερςβϋ.

Θη βϋπϋζενθ (9) ρλεδςςες θνςεπερνξε ηϋκλώχενθε ξ ςζμ, χςξ ςεμοεπϋςσπϋ β ςεπλϋν βσλκϋνξβ σμενόνϋερ ρ γλςαθνζι, ϋ νε πϋρςες κϋκ ξαϋχνξ οπεδοξλϋγϋερ . Νϋ γπϋνφε Μξϋπξβθχθχϋ ζνϋ νε δξλζνϋ οπεβϋνϋς β ρπεδνεμ 400 - 500° P οπθ $T_{\lambda\sigma\beta\iota}$ = 1200 - 1300° P θ $\Delta \Pi_0 = 10 \kappa\alpha\pi$.

Θνςπσηθ βεωερςβϋ μϋνςθθ, ρξοπξβξζδϋώω ρ εγξ δθττεπενφθϋφθει θ πϋρψθπενθεμ λξκϋλόνξ, σβελθθβϋες ξαίεμ ςβεπδξι ηεμνζι κξπϋ οξ βρει εε μξωνξρςθ θ σμενόνϋερ ξαίεμ μϋνςθθ ρ ξαωθμ οξλξζςελόνϋμ αϋλϋνρξμ οξ ξαίεμς δλ ηεμνξγξ ψϋπϋ β φελξμ. Ξςρώδϋ νεθιαεζνξρςό ρκλϋδκξξαπϋηξβϋνθ β κξπε θ εε χϋρςθχνξε οπξρεδϋνθε.

Θςϋκ, νεξαπϋςθμϋι θμοσλόνϋι μεϋϋνθμ βϋρβξαξζδενθ γπϋβςϋφθξννζι θ υθμθχερκζι ϋνεπγθθ Ηεμλθ, ξςμεχεννϋ β οεπβξμ οςνκςε, ρξρςξθς θη ςπευ ξρνξβνϋ ϋςϋοξβ:

I. Βξηνθκνξβενθε οξδ δειρςβθεμ ρξλνεχνζι πϋδθϋφθθ θ οξβεπυνξρςνζι νεξδνξπξδνξρςθ Ηεμλθ γξπθηξςνλόνζι ρξρςϋβλ ώωει ςεολξβξγξ οξςξκϋ.

II. Ρλεδρςβθεμ γξπθηξςνλόνζι ρξρςϋβλ ώωει ςεολξβξγξ οξςξκϋ Ηεμλθ βλ εςρ οξ βλενθε γξπθηξςνλόνξγξ ςεπμξδθττσηθξννξγξ ςεολξμϋρρξοεπενξρϋ θ βξηνθκνξβενθε λξκϋλόνϋ ηξν οξνθξεννξγξ δϋβλενθ β ηεμνζι κξπε.

III. Οπξπϋβ β ηκξ-ολϋρςθχερκζι μϋρρϋ βεωερςβϋ μϋνςθθ Ηεμλθ β νϋοπϋβλενθθ βξπξνκθ δεοπερρθθ ηϋ ρχες θηξϋνςϋλόοθινξγξ, δπξρρελόνξγξ υϋπϋκςεπϋ οπξφερρϋ ρξοπξβξζδϋερ νϋγπεβξμ βεωερςβϋ, εγξ νεξαπϋςθμξι δθττεπενφθϋφθει θ ξαωθμ σβελθχενθεμ ξαίεμ ρθρςεμϋ.

Β ηξνε θνςπσηθθ λθκβθδθπςεςρ βξπξνκϋ δεοπερρθθ, νξ ηϋμεςνξ βξηπϋρςϋες ςεμοεπϋςσπϋ. εμ ρϋμϋμ βξρρςϋνϋβλθβϋώρς νϋχϋλόνϋε σρλξβθ δλ γξπθηξςνλόνξγξ ςεολξοεπενξρϋ. Αξλεε ςξγξ, ξρςϋβϋνθε ςελϋ θνςπσηθθ οπθβξδθς κ σμενόνψενθώ εγξ ξαίεμϋ, ρμενε ηνϋκϋ ςεπμξςοπςγθ νϋοπ ςενθι θ ξαλεγχενθώ βξηνθκνξβενθ οξβξξπνϋ βεπςκϋλόνϋ ςπεωθν β ηεμνζι “ρξπε δλ νξβξγξ οπξπϋβϋ οξδκξκξβϋν μϋρρ [6].

πϋνρτζπμϋφθ βεωερςβϋ μϋνςθθ β βεωερςβξ ηεμνζι κξπϋ, ςϋκξε κϋκ βξημξζνξ οεπεϋξδ βεωερςβϋ δπϋ β βεωερςβξ μϋνςθθ, ρξοπξβξζδϋερ βϋδελενθεμ ςεολϋ, κξςξπξε,

πύργους πύργους βεωρεσβύ μύνσθ θ βεωρεσβξ ηεμνξ κξπύ, ζύκζε κύκ βξημξζνξ
οεπευξδ βεωρεσβύ δπύ β βεωρεσβξ μύνσθθ, ρξοπξβξζδύεςρ βύδελενθεμ ζεολύ, κξςξπζε,
νύπ δσ ρ πύδθξύκθεβνύμ πύροϋδξμ ρλςζθς θρςξχνθκξμ βνςςπεννεγξ ζεολξβξγξ οξςξκύ
Ηεμλθ. Ερλθ οπθν ζό ύκροεπθμενςύλόνξ ρρςύνξβλεννξε πύβενρςβξ ζεολξβύν οξςξκξβ
οξδ μύςεπθκύθ θ ξκεύνύμθ, ζξ οπθ πύηνξρςθ β ζξλωθνε κξπύ μύςεπθκξβ θ ξκεύνξβ
β 3-4 πύηύ, 2/3 θλθ 3/4 ζεολξβξγξ οξςξκύ νύ μύςεπθκύν ρξηδύεςρ ζεολξμ πύροϋδύ
οεπθχνξγξ βεωρεσβύ ολύνεξς.

12°. Γξπθξνςύλόνύ ζεπμξδθττσηθ.ζννύ ζεολξμύρρξοεπενξ ρξοπξβξζδύεςρ π
δξμ οξαξχνύν οπξφερρξβ, ρπεδθ κξςξπύν βύζνε μερςξ ηύνθμύες ρξοςρςβςώωθι εμς
ζεπμξδθττσηθζννύ οξςενφύλ, δξρςθγύώωθι βελθχνύ β νερκξλόκξ μθλλθβξλός νύ ξδθν
γπύδσρ. Οξδ δεηρςβθεμ ύςγξ οξςενφύλ β Ηεμλε ζεκς ύλεκςπθχερκε ζξκθ, κξςξπύε
βυξδ ζ κύκ ρξρςύβνύ χύρςθ β οξρςξ ννςώ ρξρςύβλ ώςώς ζελλςπθχερκε ζξκξβ. Κύκ
θηβερςξ, οξςενφύλ ζελλςπθχερκε ζξκξβ νερκξλόκξ αξλόψε θ δξρςθγύες 0, 1-10 μβ/κμ,
ύ θυ ολξςνξρςθ -δξ 0,1 ύ/κμ², νξ οξ οξπ δκς βελθχν ζνθ ρξοξρςύβθμύ.

13°. Β ξςλθχε ξς ζεολξβύν οξςξκξβ, φεοό ύλεκςπθχερκεγξ ζξκύ δξλζνύ αύςθ
ηύμκνςςύ. Θ ερλθ β νεδπύν Ηεμλθ ξς ύκβύςξπύ κ οξλάρύμ θλθ θη-οξδ γξπνύ φεοει κ
αεπεγύμ ξκεύνξβ θ μξπει ζεχες ζξκ, ζξ γδε-ζξ ζν δξλζν θμεζό ξαπύςνε νύοπύβλενθε.
Μύλξ βεπξ ζνξ, χςξ ηύμύκνθε ρθλξβύν λθνθι ύλεκςπξμύγνθςνξγξ οξλ οπξθρυξδθς β
γξπθξνςύλόνξ ολξρκξρςθ. Ρκξπεε βρεγξ οπξθρυξδθς βεπςθκύλόνύ φθπκςλ φθ ζξκξβ,
ς. ε. χύρςθ θυ ηύμύκνςρ χεπεη ύςμξρτεπς, βλθ νύ κλθμύς ολύνεξς, ύ χύρςθ χεπεη
δνξ ξκεύνξβ θ μύνςθθ Ηεμλθ.

14°. έλεκςπξννξ-θζννύ οεπενξ ηύπ δξβ θδε ρξβμερςνξ ρ οεπενξρξμ βεωρεσβύ.
Οπθ ύςξμ αεπεγύ ξκεύνξβ θ μξπει νύ βρώ γλςαθνς ασδςς οπεδρςύβλ ζό κύκ αύ
πύρςβξπθμξε ολύρςθνύ ύλεκςπξλθηνξ βύννύ. Ξς μύςεπθκξβ β βξδνύ πύρςβξπ βυξδ ζ
νε ζξλόκξ ξςδελόνύε θζνύ, νξ θ ηύπ ζεννύε χύρςθκθ οξπξδ πύηνξι μύρρύ.

Οπθπξςξ ξαίεμύ μύςεπθκξβ ηύ ρχες θνςπσηθι θ ύττσηθβνξγξ μύςεπθκύλ χύρςθχνξ
κξμoeνρθπςεςρ θυ ύλεκςπξλθηνξμ θ πύρςβξπενθεμ β βξδνξι ρπεδε ξκεύνξβ θ μξπει.

Θμοςλόρνύι πξρς ξαίεμύ μύςεπθκξβ ηύ ρχες θνςπσηθι θ βύηβύννύ ύςθμ
γξπθξνςύλόνύ οξδβθζκύ ξςδελόνύν αλξκξβ, ύ ζύκζε ύρθμμεςπθχνξρςθ γξπθξνςύλόνύν
ζεολξβύν οξςξκξβ νύ κξνςθνενςύθ θ ρβ ηύννύ ρ νθμ ζξκξβύ ύρθμμεςπθ θ ρκξπξρςθ
ύλεκςπξλθην μξγςς ηύ γεξλξγθχερκε βπεμενύ οπθβερςθ κ οεπεμεωενθθ μύςεπθκύ οξ
οξβεπνύρςθ ηεμνξγξ νύπύ. Κύκ οπύθλξ, αεπεγύ δξλζνύ ξςρςςούςθ οξ νύοπύβλενθ κ
αλθζύπθμ νύθζαλε μξωνύμ γξπνύμ φεο μ. Ρύμθ αεπεγύ θη-ηύ οπεξαλύδύνθ ζξλθωνύ
ηεμνξ κξπύ οξδ κξνςθνενςύμθ νύδ ξκεύνθχερκε κξπξι δξλζνύ ϲβελθθβύςθ ρβξώ
κπςςθηνς θ θμεζό βύεμκθ β δνε ξκεύνξβ.

Β ξκεύνθχερκε κξπε ζξκθ ζεκς ρβεπνς βνθη. Β μύνςθθ, αλύγξδύπ βρε ζεμ ζε εε
β ηκξ-ολύρςθνύμ ρβξηρςβύμ βξλνξβξδύ μξςς, οξ-βθδθμξμς, οπξθρυξδθςθ ύλεκςπξλθ
οξδξψβύ ηεμνξ κξπύ θ νεκξςξπύι οεπενξρ βεωρεσβύ θη-οξδ δνύ ξκεύνξβ οξδ

δειςβθεμ ψθπξςνζγζ γπϑδθενςϑ ζεμοεπϑςσπϑ, ζς πεησλόςθπςώωεε μϑγνθςνζε οζλε ασδες πϑβνζ νσλϑ (Λσνϑ, Μϑπρ θ ζ. ο.).

Νξ Ηεμλ, β ζςλθχθε ζς μνζγθθ δπςγθθ ολϑνες ρζλνεχνζι ρθρςεμϑ, ζαλϑδϑες πκζ βϑπϑζεννζι ζεολζβζι, ϑ ρλεδζβϑςελόνζ, θ ζςκζβζι ϑρθμμεςπθει. 71% εε οπςγπεςϑϑ Ρζλνφεμ θ θνςπσηθ μθ μϑςεπθκζβ νϑϑδθςρ β ρεβεπνζμ οζλςνϑπθθ. Νε πϑβεν ζεολζβζι θ ζςκζβζι αϑλϑνρ θ βεπςθκϑλόνϑ οζλςνϑπθθ (μϑςεπθκθ θ θυθθ ζκεϑν).

Ξςρϑδϑ θη-ηϑ πκζ βϑπϑζεννζι ζεολζβζι θ ζςκζβζι ϑρθμμεςπθθ Ηεμλ δζλζνϑ θμεςό πεησλόςθπςώωσ ρζρςϑβλ ώωσ μϑγνθςνζγζ οζλ, νϑοπϑβλενθε κςζεπζγζ, ϑαρζλώςνϑ βελθχθνϑ θ βϑπθϑφθθ βζ βπεμενθ ζοπεδελ ώςρ ζεπμζδθτςηθζννϑμθ ηεμνϑμθ ζςκϑμθ, οζπζζδεनνϑμθ ρζλνεχνζι πϑδθϑφθει οζδ νεζδνζπζδνζι οζβεπνϑρςό ϑλϑνεςϑ.

16°. Θηλζζεννϑι μενϑνθμθ οπζδζλζϑώωειρ ϑκςθβνζρςθ νϑπει ολϑνεςϑ κςππελθπςες ρ ρςμμζι νϑκζολεννϑ ηνϑνθι ζ Ηεμλε θ δϑες βζημζζνζρςό νε ζςλόςκς ζαϑ ρνθςό μνζγθε βλενθ ρ εδθνζι ζςχκθ ηεπνθ (2, 7, 9 θ ζ. ο.), νς θ ρδελϑςό νεκςςζπϑε οπεδοζλζζενθ ζ υζδε δϑλόνειπει θρςζπθχερκζι ϑβζλώφθθ. Ξρνεβνϑμ θρςζχνθκζμ νεζαυζδθμζι θντςπμϑφθθ δλ υςζγζ δζλζνζ ρςϑςό δεςϑλόνζε ϑκροεπθμενςϑλόνζε θηςχενθε ρςπζενθ ζεολζβζγζ οζλ νϑπει ολϑνεςϑ θ ρςηδϑνθε ζεζπεςθχερκθθ ζρνεβ γεζςεπμζλζγθθ κϑκ νϑσκθ ζ δβθςωθθ ρθλϑ πϑηβθςθ ολϑνεςϑ.

ΛΘ ΕΠϑ ΣΠϑ

1. Β. ι. ιμαϑπςμ ν. Ρςβεμεννϑε ερςερςβζηνϑνε θ τθλζρζτθ . ΣΤΝ, ζ. 96, βϑο. 1.
2. Β. Β. Αελζςρςβ. - “Ρςβεςρκϑ γεζλζγθ“, Ή 1, 1969.
3. ι. Μ. Αλζϑ. Ρςπςκςσπϑ βζδϑ θ γεζλζγθχερκθε οπςφερρϑ. “Νεδπϑ“, 1969.
4. Μ. Θ. Ασδϑκς. εολζβζι αϑλϑνρ ηεμνζι οζβεπνϑρςθ. Λ., 1956.
5. ι. Α. Ηελόδζβθχ, Θ. Δ. Νζβθκζβ. Πελ ζθβθρςρκϑ ϑρςπζτθθκϑ. “Νϑσκϑ“, 1967.
6. Ε. ι. Λώαμζβϑ. επμκϑ Ηεμλθ θ Λσνϑ. “Νϑσκϑ“, 1963.
7. Β. Β. Κερϑπεβ. Δβθςωθε ρθλϑ πϑηβθςθ Ηεμλθ θ ολϑνες, “Νεδπϑ“, 1967.
8. Β. ι. Μϑγνθφκθι. Βνςςπεννεε ρςπζενθε θ τθηθκϑ Ηεμλθ. “Νεδπϑ“, 1965.
9. Ι. . Wilson. F revolution in Earth science. Geotimes.13, Ή 10, 1968.
10. Ρ. Π. δε-Γπζς. επμζδθνϑμκϑ νεζαπϑςθμϑν οπςφερρςβ. Μ., ΓΘ Λ, 1956.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РАСЧЕТ ЕСТЕСТВЕННОГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ БИТКОВСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ *

(Казанский госуниверситет)

Геотермическими исследованиями в районе нефтяных и газовых месторождений (НГМ) установлено: для большинства месторождений с достаточной степенью точности ($\sim 10\%$) выполняется условие постоянства теплового потока в пределах рассматриваемой структуры. Эта закономерность позволила разработать методику расчета начальных температурных полей и построить карты изотерм по кровле продуктивных горизонтов для ряда НГМ.

Исследовано 19 скважин Битковского НГМ. Анализ геотерм показал, что каждая из них в первом приближении может быть представлена в виде ломаной прямой, состоящей из четырех отрезков** различным наклоном к оси температур. Такая интерпретация геотерм позволяет, в геологическом разрезе Битковской структуры выделить четыре крупных этажа, каждый из которых включает в себя или отдельный стратиграфический горизонт или целый комплекс отложений, характеризующийся некоторым средним значением геотермического градиента Γ_{cp} (см. таблицу).

Уравнение, определяющее температуру на глубине H , для четырехсложной модели может быть представлено в виде

$$T = T_{\text{н}} + \Gamma_1 \Delta H_1 + \Gamma_2 \Delta H_2 + \Gamma_3 \Delta H_3 + \Gamma_4 \Delta H_4$$

(1)

где $T_{\text{н}}$ - температура нейтрального слоя; $\Gamma_j, \Delta H_j$ - средний геотермический градиент и мощность каждого из четырех структурных этажей.

Для шестислойной модели уравнение имеет аналогичный вид, отличаясь лишь числом членов.

Основная трудность при расчете поля температур Битковской структуры заключается в том, что рельеф местности здесь сильно расчленен и невозможно точно определить глубину залегания и температуру нейтрального слоя, которые входят в расчетную формулу (1). Поэтому за начало отсчета при построении расчетных геотерм была принята некоторая нулевая точка (T_0, H_0), причем глубина залегания этой начальной точки отсчета бралась одинаковой для всех скважин месторожде-

* Соавтор Э. Я. Ходырева

**Геотермы для ряда скважин зависимости от стратиграфии целесообразнее

Средние геотермические градиенты для четырехслойной (а) и
шестислойной (б) моделей

Значения параметров модели	а				б			
	1	2	3	4	1	2	3	4
Плотность	$\rho_{\text{sed}}(b)$ $\rho_{\text{sed},v} - \rho_{\text{sed}}$	ϵ_{sed}	η_{sed}	$\frac{\rho_{\text{sed}}}{\rho_{\text{sed},v}}$ $\frac{\eta_{\text{sed}}}{\eta_{\text{sed},v}}$	$\rho_{\text{sed}}(b)$ $\rho_{\text{sed},v} - \rho_{\text{sed}}$	ϵ_{sed}	$\eta_{\text{sed}}(b)$	$\rho_{\text{sed}}(c)$ $\rho_{\text{sed}}(c)$
$\Gamma^* C / 100^\circ$	2,11	2,48	2,15	10,5	2,11	2,48	12,5	2,86
								$\rho_{\text{sed}}(x)$ $\rho_{\text{sed}}(x)$

интерпретировать ломаной прямой, состоящей из шести отрезков; и использовать при расчете начального поля температур шестислойную модель. ния независимо от их положения на структуре ($H_0 = 25$ м), а температура T_0 менялась в соответствии с положением рассматриваемой скважины относительно уровня моря.

Сопоставление карты альтитуд устья скважин Битковского НГМ с данными температурных замеров позволило установить определенную закономерность в изменении температуры начальной точки в зависимости от альтитуды исследуемой скважины: при изменении альтитуд примерно на 150 м температура начальной точки изменяется на 20С. Таким образом, гипсогеотермический градиент, определенный в районе Битковской структуры, может быть принят равным 1,33°С/100 м.

Карта изотерм по кровле продуктивных менилитовых отложений, построенная более чем по 200 скважинам для Битковского НГМ на основе расчета по формуле (1) с учетом вышеприведенной закономерности изменения начальной точки, во многих своих чертах повторяет структурную карту месторождения. Минимальной глубине залегания кровли менилитов (~ 1000 м) соответствует минимальная температура (~ 42°С), по мере погружения кровли соответственно возрастает и температура, причем для крутого восточного склона характерно сгущение изотерм по сравнению с более пологим западным.

Возможная погрешность при расчете теплового поля продуктивного горизонта Битковского нефтегазового месторождения не превышает в среднем 1°С. Если учесть, что температура на кровле менилитовых отложений для исследованных скважин изменяется в пределах 46 - 63 °С, то допустимая погрешность не превышает 2-3 %.

Для проверки расчетных данных на Битковском НГМ были проведены повторные экспериментальные исследования. Анализ результатов показал: 1) геотермические градиенты отдельных структурных этажей, положенные в основу теоретического расчета начального теплового поля Битковской структуры, были

Содержание

ГЕОТЕРМИЯ ОБЛАСТЕЙ НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ	4
ВВЕДЕНИЕ	4
ГЛАВА I	
МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ	10
§ 1.1. Явления переноса и параметры изучаемой системы	10
§ 1.2. Измерение температуры	15
§ 1.3. Термоградиент	21
§ 1.4. Теплопроводность горных пород	23
§ 1.5. Тепловой поток	30
ГЛАВА II	
ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ДНЕПРОВСКО-ДОНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ	32
§ 2.1. Основные черты геологического строения ДДВ	32
§ 2.2. Закономерности распределения температур в пределах Днепровско-Донецкой впадины	33
§ 2.3. Характер изменения геотермических градиентов осадочной толщи ДДВ ..	42
§ 2.4. Расчетное геотемпературное поле Днепровско-Донецкой впадины	59
§ 2.5. Поле тепловых потоков	66
ГЛАВА III	
ТЕПЛОВОЕ ПОЛЕ ПРЕДКАВКАЗЬЯ	71
§ 3.1. Предкавказский регион	71
§ 3.2. Региональное распределение температур и геотермических градиентов	74
§ 3.3. Теплопроводность пород Предкавказья	80
§ 3.4. Тепловой поток и его связь с динамикой региона	84
§ 3.5. Расчетное поле температур. Миграция флюидов	91
Примечание к главе III	95
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	96
ЛИТЕРАТУРА	96
ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВОЛГО-УРАЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ	102
ЭФФЕКТИВНАЯ ТЕПЛОПРОВОДНОСТЬ НЕФТЕ-ВОДО-ГАЗОСОДЕРЖАЩИХ ПЕСЧАНИКОВ	115

ОСОБЕННОСТИ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ НЕФТЕГАЗОВОДЯННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (НГВМ)	117
СТРУКТУРА ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА	119
К ВОПРОСУ О КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ГРАДИЕНТОВ СО СКОРОСТЬЮ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН	121
К ВОПРОСУ О ТОЧНОСТИ КАРТ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА УРАЛО-ПОВОЛЖЬЯ.....	128
ТЕХНИКА И МЕТОДИКА КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕПЛОВОГО, ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ТЕКТЕНИЧЕСКОГО ПОЛЕЙ	137
ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ И РАСЧЕТ ЕСТЕСТВЕННОГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ БИТКОВСКОГО НЕФТЕГАЗОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ.....	155

НЕПРИМЕРОВ НИКОЛАЙ НИКОЛАЕВИЧ

*Десятитомное собрание научных и литературных
трудов*

Редактор Б.Я.Земляной

Художник Г.Е.Трифонов

Электронный оператор: Л.А.Христофорова

Сдано в печать печ.уч.изд.л.240 формат 60×90 1/16.

Бумага офсетная № 1 . Типография : Центр инновационных технологий «Ло-