

Х. И. АМИРХАНОВ, В. В. СУЕТНОВ,
Р. А. ЛЕВКОВИЧ, Х. А. ГАИРБЕКОВ

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

МАХАЧКАЛА
1972 г.

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ДАГЕСТАНСКИЙ ФИЛИАЛ

Х. И. АМИРХАНОВ, В. В. СУЕТНОВ,
Р. А. ЛЕВКОВИЧ, Х. А. ГАИРБЕКОВ

ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Ответственный редактор чл.-корр. АН СССР
Х. И. АМИРХАНОВ

Дагестанское книжное издательство
Махачкала
1972

АННОТАЦИЯ

В книге, написанной по материалам геотермических исследований Института физики и Института геологии Дагестанского филиала АН СССР, излагаются результаты изучения теплового режима осадочной толщи Дагестана, включающей в себя многообразие условий залегания осадочных образований. Рассматривается круг вопросов, касающихся оценки геотемпературного материала, опыта проведения геотермических исследований в неглубоких скважинах, способов оценки теплофизических характеристик горных пород в их естественном залегании; дается описание аппаратуры для нераздельного измерения теплового потока и его автоматической регистрации; освещаются вопросы методики проведения теплоразведки структур методом вариаций теплового потока и приводятся основные результаты его применения в районах Дагестана и Калмыкии; обсуждается возможность прогнозирования землетрясений на основе изучения вариаций теплового потока во времени.

При написании книги были учтены современные достижения в области геотермии.

Книга предназначена для геологов и геофизиков.

Таблиц 45. Библ. 586 назв. Иллюстраций 69.

ВВЕДЕНИЕ

Тепло Земли является фактором, активно влияющим на протекание многих природных процессов. Это предопределяет важность изучения теплового режима недр как с точки зрения совершенствования общих представлений о нашей планете в целом, так и в аспекте решения широкого круга практических задач.

Геотермические исследования, направленные на изучение закономерностей пространственного распределения температур и теплового режима недр необходимы для научно обоснованного ведения поисково-разведочных работ на различные виды полезных ископаемых, поскольку термодинамические условия среды контролируют формирование и разрушение залежей полезных ископаемых, особенно углеводородов.

В связи со значительным увеличением глубин, на которых ведется разведка и разработка полезных ископаемых, возрастает и роль геотермических исследований недр, особенно для оценки параметров состояния при проектировании сверхглубокого бурения.

Важную роль приобретает всестороннее изучение теплового режима осадочных толщ с точки зрения практического использования тепла Земли.

Современный уровень геотермии настоятельно требует активного внедрения в практику исследований количественных методов оценки теплового состояния недр. Изучение пространственных закономерностей распределения температуры и теплового потока позволяет осуществить дифференцированный подход к характеристике роли тех или иных факторов в формировании естественного теплового поля литосферы и выделить главные из них в качестве объекта детального исследования.

Одним из решающих факторов в формировании теплового режима недр является тектоника, что отчетливо прослеживается в сложно построенных складчатых районах и прилежащих к ним областях.

Существенную роль в перераспределении тепла в осадочной толще также играют литологическое, плотностное её строение и подземные воды, обладающие высокой теплоёмкостью и динамичностью.

В Дагестанском филиале АН СССР в процессе разработки геотермической тематики был осуществлён комплекс полевых и лабораторных исследований, связанных с разработкой термо- и теплотрической аппаратуры, методиками температурных наблюдений в специальных скважинах, изучением теплового состояния приповерхностных участков земной коры (включая зону годовых теплооборотов), температурных условий и пространственных вариаций теплового потока недр, совершенствованием приборов для измерения теплопроводности горных пород методом стационарного теплового режима и т. д. Обширный геотермический материал был получен при проведении исследований в специаль-

ных скважинах с применением методики измерения температур во временных забоях, а также в результате многолетних наблюдений за тепловыми условиями зоны годовых теплооборотов на геотермических режимных станциях.

В данной работе предпринимается попытка количественно охарактеризовать роль некоторых факторов в перераспределении естественного теплового поля земных недр на примере региона, включающего участки тектонических элементов как первого (геосинклиналь, передовой прогиб, платформа), так и более мелкого порядка, а также показать возможность применения величины теплового потока в качестве поискового критерия в практике поисковых работ на нефть и газ.

Подобная постановка вопроса для своего осуществления потребовала решения ряда самостоятельных задач, а именно: необходимости проведения оценки качества имеющегося температурного материала и возможностей использования его при характеристике геотермических условий осадочных толщ складчатых районов; поисков критериев оценки теплофизических свойств горных пород в естественных условиях залегания; показа путей и способов региональных исследований теплового потока в приповерхностных участках земной коры; выявления влияния тектоники на тепловой режим литосферы от глубин, доступных бурению, до поверхности; разработки на основе экспериментальных исследований методики поисков антиклинальных зон, отдельных структур и трассирования глубинных разломов по характеру площадных вариаций величины плотности теплового потока в приповерхностных горизонтах земной коры.

Считаем своим долгом выразить глубокую благодарность доктору геолого-минералогических наук Л. И. Ровнину за проявленный интерес к работе, консультации и ценные советы при её выполнении.

Авторы признательны Г. Г. Бунину, любезно предоставившему материалы, использованные при составлении главы II (раздел тектоника), а также сотрудникам Института физики Дагестанского филиала АН СССР В. М. Черкасову, А. Ф. Фартукову, Т. А. Просвировой, А. М. Бойкову и З. А. Мусалаевой, участвовавшим в полевых, лабораторных исследованиях и камеральной обработке материалов, послуживших в известной степени основой для этой работы.

ОБЗОР ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА ЗЕМНОЙ КОРЫ

Проблема формирования естественного теплового поля Земли и, в частности, ее верхних горизонтов под воздействием разнообразных факторов имеет длительную предысторию, связанную с эволюцией обширного круга вопросов геологии и космологии.

Первые догадки о разогревании земных недр принадлежат представителям плутонизма — выдающимся философам античного мира — Гераклиту (ок. 530—470 гг. до н. э.), Эмпедоклу (ок. 485—425 гг. до н. э.) и Аристотелю (470—384 гг. до н. э.), признававшим главным движущим фактором геологических процессов «подземный жар, огонь». Несмотря на наивность и фантастичность, высказывания космологов древности сыграли определенную роль в развитии представлений о термальном режиме Земли. Позднее идея разогревности внутренних областей нашей планеты разделялась рядом известных испытателей XV—XVI вв. Так, Агрикола (1494—1555 гг.) придерживался мнения о существовании в недрах огненно-жидкого ядра. Подобные взгляды нашли отражение в космогонической гипотезе Канта (впоследствии видоизмененной и усовершенствованной Лапласом), согласно которой первоначально расплавленная Земля путем постепенной потери тепла теплопроводностью достигла современного термического состояния.

Видное место земному теплу как источнику геологических преобразований отводил М. В. Ломоносов, изложивший свои взгляды на тепловой режим недр в работах: «О вольном движении воздуха в рудниках примеченном», «Слово о рождении металлов от трясения Земли» и «О слоях земных». Основные тектонические движения он связывает с «внутренним действием», возникновение которого вызывает «господствующий жар в земной утробе».

Определенным шагом в изучении теплового режима Земли явились исследования Кельвина [495], сформулировавшего простейшую теорию остывания планеты на базе космогонической гипотезы Канта. Полученный им возраст Земли (27 млн. лет) по скорости ее остывания в значительной степени не согласовывался с геологическими данными, указывающими на гораздо больший абсолютный возраст планеты (по современным представлениям, он составляет примерно 4,5 млрд. лет).

Открытие радиоактивности положило конец дискуссии, вызванной результатами исследования Кельвина. В 1903 г. П. Кюри и А. Лаборд открыли с помощью чувствительного калориметра способность радиоактивных элементов выделять тепло. Опыты показали, что 1 г радия при полном распаде до свинца может выделить три миллиона больших калорий тепла. Дальнейшие исследования позволили установить присутствие рассеянных радиоактивных веществ во всех горизонтах Земли: литосфере, гидросфере и атмосфере.

Достижения в области физики послужили основой для нового толкования термической истории Земли, при этом основная роль в тепловом балансе планеты отводилась естественной радиоактивности, что нашло отражение в работах Джולי [492], Химстеда [474], Стретта [562], Холмса [477], А. П. Соколова [299], В. Г. Хлопина [353] и др.

Наиболее корректная постановка задачи о тепловом режиме земной коры под воздействием радиоактивного распада была сформулирована А. Н. Тихоновым [343], проанализировавшим влияние стационарности на тепловой поток у поверхности, а также давшим теоретические поправки на искажения за счет начальной температуры, кривизны земной поверхности и др. Работа А. Н. Тихонова [343] послужила основой для всех последующих теоретических исследований в области геотермии.

Важную роль в изучении вопроса термики Земли сыграли труды О. Ю. Шмидта [383], развивавшего, начиная с 1943 г., теорию формирования планет путем аккумуляции холодных частиц газопылевого протопланетного облака, вращавшегося вокруг Солнца.

Вариант холодного начала Земли был использован при разработке схем Юри [565], Эльзассером [452], Тозером [564], Берчем [405] и др.

В свете космогонических представлений О. Ю. Шмидта всестороннее рассмотрение тепловой эволюции Земли от ее начала до настоящего времени было осуществлено Е. А. Любимовой [208, 209, 210, и др.]. В результате этих исследований было показано, что теория теплового режима Земли, основанная на представлениях о происхождении планет из газопылевого протопланетного облака посредством объединения холодных частиц, находится в соответствии с экспериментальными данными о содержании радиоактивных элементов, возрасте Земли и ее тепловом потоке.

Существенную роль в разработке теоретических основ термики Земли сыграли исследования Булларда [419, 420], Мак Дональда [520, 521, 522], Кларка [436], А. П. Виноградова [43], В. А. Магницкого [224], Б. Ю. Левина [182], В. С. Сафронова [287, 288], С. В. Маевой [223] и др.

Крупным вкладом в изучение теплового режима нашей планеты явилась работа Е. А. Любимовой [206], обобщившей в свете современных взглядов результаты как теоретических, так и экспериментальных исследований по термике Земли и ее естественного спутника.

Е. А. Любимова отмечает, что радиогенное тепло является основным источником, определяющим характер термической эволюции Земли. Этого тепла (около 10^{38} эрг) вполне достаточно для покрытия тепловых потерь за весь период существования Земли (10^{37} эрг), все прочие источники тепла («короткоживущие» изотопы, приливное трение, поглощение нейтрино и др.) играют второстепенную роль. Даже то незначительное содержание урана, тория, калия, которое установлено в горных породах, могло существенно разогреть Землю, чему тоже способствовала низкая теплопроводность литосферы.

Приведенные расчеты показывают возможность продолжающегося разогрева внутренних областей планеты несмотря на то, что внешние горизонты мантии могут быть подвержены частичному охлаждению. Расплавление отдельных поясов в верхней мантии создало предпосылки для формирования земной коры, например, путем зонной плавки. На участках наиболее активно протекавшего процесса образования коры тепловой поток к настоящему времени должен ослабевать, в местах же продолжающегося процесса формирования коры и концентрации в ней радиоактивных элементов он возрастает во времени. Ширина пояса расплавления достигла в современную эпоху глубин слоя пониженных скоростей, на уровне которого возникает «радиационный» и «экситон-

ный» перенос тепла в отличие от «фононной» теплопроводности верхних горизонтов Земли.

Проведенный Е. А. Любимовой анализ результатов экспериментальных исследований тепловых потоков позволил сделать обобщающие выводы о равенстве плотности теплового потока на континентах и океанах, о наиболее высоких величинах этого параметра под срединными океаническими хребтами и закономерном убывании его с увеличением возраста тектонической структуры. Отмечается, что энергия термоупругой деформации ($0,6 \cdot 10^{26}$ эрг/год) сопоставима с энергией, выделяемой при землетрясениях (10^{25} — 10^{26} эрг/год), в связи с чем процесс накопления термоупругих напряжений способен создавать систему землетрясений, сбрасывающих накапливаемую энергию Земли. Сейсмическая активность рассматривается как производное явление, причины которого кроются в нерегулярности термического поля.

В работе Е. А. Любимовой [206] намечены задачи дальнейших исследований, к числу которых относится установление связей с сейсмическими, электромагнитными, гравитационными и тектоническими явлениями. В области теории термической жизни Земли отмечена необходимость перехода от изучения сферически симметричных моделей к исследованию горизонтальных неоднородностей; разработки теоретических схем с учетом теплового эффекта, сопровождающего гравитационную дифференциацию при предположении железного ядра и возможной гравитационной конвекции при образовании силикатного ядра; решения вопроса распределения величин геотермического градиента в верхней и нижней мантиях и др.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

С изобретением термометра в 1597 г. были созданы предпосылки для применения температурных измерений при исследовании теплового режима земных недр. Одним из первых исследователей, применивших термометр в геотермических целях, был А. Кирхер, проводивший в середине XVII века измерения температур воздуха в одной из шахт Венгрии.

В XVIII столетии серия геотермических измерений была проведена сначала во Франции Женсаном в 1744 г., а позднее в 1784—1791 гг. Гумбольдом в Мексике, Перу и Голландии.

Истоки геотермических исследований на территории СССР относятся к температурным наблюдениям, которые были выполнены первыми академическими экспедициями, организованными М. В. Ломоносовым. С деятельностью этих экспедиций связываются исследования, проведенные в молодых складчатых областях на Кавказе и Камчатке. К 1756 г. относится работа С. П. Крашенинникова «Описание земли Камчатки», в которой приводятся результаты наблюдений за вулканами и гейзерами и помещаются данные температурных измерений горячих источников.

Развитие горного дела и расширение сети горных выработок способствовали постепенному охвату геотермическими исследованиями всех основных структурно-тектонических элементов. Наряду с районами современного вулканизма термометрические наблюдения за тепловыми проявлениями земных недр постепенно распространились на зоны краевых прогибов, а также области платформ и щитов. На результатах развернувшихся термометрических работ положительно отразилось широкое применение во второй половине XVIII столетия точно проградуированных термометров с унифицированной шкалой.

К этому этапу относятся замеры температур нефтяных источников

Поволжья, выполненные экспедицией Паласа в 1768 г. [78], а также более поздние геотермические исследования, проведенные в 1826 г. Купфером и Эрманом в рудниках Урала и экспедицией А. Ф. Миддендорфа (1843—46 гг.) в ряде неглубоких горных выработок Сибири. Известны измерения температур, сделанные в этот период и за рубежом, в частности во Франции, Британии, Пруссии, Саксонии и др.

В 1860 г. по инициативе В. Томсона при Британской ассоциации распространения наук была организована международная геотермическая комиссия (Комитет для изучения скорости увеличения температуры с глубиной в различных местах суши и под водой).

Первые геотермические наблюдения относились главным образом к приповерхностным участкам литосферы, т. е. велись они, в лучшем случае, в неглубоких горных выработках, а чаще всего в почве, источниках подземных вод, пещерах. Подобного рода исследования позволяли выявить лишь наиболее ярко выраженные геотермические особенности, присущие крупным структурно-тектоническим элементам.

Применение термометра для исследований скважин относится ко второй половине XIX столетия. Оно открыло широкие перспективы изучения теплового режима более глубоких горизонтов земных недр, что позволило выявить геотермические закономерности, характерные для тектонических единиц мелкого порядка. Так, еще в 1852 г. были отмечены высокие тепловые аномалии в скважинах нефтяных районов США.

В 1877—1878 гг. А. К. Вильберг и Г. Д. Романов одни из первых выполнили геотермические исследования в артезианской скважине в Крыму. В самой глубокой для того времени Айберской скважине температура на глубине 726 м зафиксирована равной 43°C.

В числе первых отечественных исследователей, проводивших геотермические наблюдения в нефтяных скважинах, был Л. Бацевич [16]. В 1880 г. им были измерены температуры в целом ряде скважин на Сабунчинской площади Апшеронского полуострова.

Термометрические исследования нефтяных скважин Азербайджана и Дагестана, произведенные Д. В. Голубятниковым в 1906—1916 гг. [72, 73], заложили основу систематического изучения тепловых процессов, протекающих в нефтегазоносных пластах, что позволило решить целый ряд важных вопросов промысловой геологии.

Геотермические наблюдения, выполненные В. Н. Вебером и К. П. Каллицим в 1911 г. на Челекене, Л. А. Ячевским [389], И. Н. Стрижовым [309] в Старогрозненском и Берикейском районах в 1911—1913 гг., а в период с 1909 по 1918 гг. А. Д. Стопневичем [305, 306, 307] в Берикейском и Ставропольском районах, показали, что нефтегазоносные районы обладают аномально высокими глубинными градиентами температур, достигающими на некоторых площадях 9,35°C/100 м [307]. Подобное же явление было зафиксировано на нефтяных и угольных месторождениях ряда зарубежных стран [475, 476, 496, 497 и др.]. Накопленный за этот период фактический материал позволил ряду исследователей (А. Д. Стопневич, И. Кенигсбергер, Г. Гефер) высказать предположение о возможности применения термометрии в геолого-поисковых целях. Но ввиду недостаточной научной обоснованности этот метод не мог найти практического применения.

Великая Октябрьская социалистическая революция создала благоприятные условия для мощного подъема всех отраслей науки, в том числе и геологии. Среди геофизических методов исследований существенное внимание уделяется геотермии.

С 1921 по 1927 гг. термометрические исследования ряда нефтяных скважин грозненских месторождений были проведены Н. М. Карпенко,

Н. Т. Линдтропом [189], С. Н. Шаньгиным, А. М. Шайдеровым [373] и др. Эти исследования позволили установить в пределах антиклинальных складок аномально высокие градиенты температур, колеблющиеся в пределах от 8,06 до 14,29°C/100 м. Анализ геотермических данных по Новогрозненскому району дал основание высказать предположение о наличии к югу от структуры глубокого синклиналиного прогиба, что впоследствии подтвердилось данными электроразведки.

Значительная работа по изучению связи теплового режима земных недр с их геологическим строением была проделана зарубежными исследователями. В США систематическая разработка этого вопроса начата в 1926 г. [573]. Геотермические исследования здесь проводились в нефтегазоносных районах многими нефтяными организациями под руководством Ван-Орстранда, Хэлла и др. К 1935 г. температурный режим был изучен в сотнях скважин, расположенных на нескольких десятках структур. Методика ведения этих исследований, аппаратура и интерпретация полученных результатов изложены в работах Ван-Орстранда [573—577], Хавтофа [469], Хилда [470], Кутчина [444] и др.

В результате проведенных работ удалось установить, что распределение температур вблизи поверхности является отражением глубинной тектоники. Наибольшие величины геотермического градиента отмечены над сводами антиклинальных складок и куполов, в то время как на крыльях этих структур геотермический градиент, как правило, достигал своих минимальных значений. Аналогичная закономерность наблюдалась и в поведении разноглубинных температур, вследствие чего изотермические поверхности в несколько сглаженном виде повторяют конфигурацию складок и соляных куполов осадочного чехла. Кроме того, было отмечено, что разница в градиентах свода и крыла увеличивается с уменьшением глубин наблюдения. Это обстоятельство представляется существенным с точки зрения организации поисков структур по данным мелких скважин. Изложенное иллюстрируется таблицей 1, отражающей результаты геотермических наблюдений, проведенных на 57 структурах США [577].

Т а б л и ц а 1

Интервал глубин, м	30,5—305	30,5—600	30,5—900	30,5—1200
Г свода, °C/100 м	3,62	3,56	3,60	3,8
Г крыла, °C/100 м	2,9	3,14	3,21	3,5
Отношение $\frac{\text{Г свода}}{\text{Г крыла}}$	1,25	1,13	1,12	1,085

Большое значение геотермического метода поисков и разведки полезных ископаемых было отмечено на Первой всесоюзной геофизической конференции. В 1932—33 гг. А. П. Кириков [138, 139], освещая итоги этой конференции, подчеркнул важность систематических геотермических наблюдений не только в научных, но и в практических целях.

Исходя из возможной генерации тепла вследствие экзотермических реакций окисления сульфидов, П. Ф. Родионов и Н. И. Софронов [283, 301] предприняли попытку теоретического обоснования термического метода поисков сульфидных залежей. В период с 1935 по 1936 гг. ими были проведены полевые работы по изучению характера изменения температур в поверхностных участках Земли в зависимости от положения рудной залежи, что позволило констатировать наличие вполне ощути-

мых тепловых аномалий на участках неглубокого залегания рудного тела.

Практическая разработка геотермического метода разведки на нефтяных площадях Азербайджана была проделана Л. А. Горбенко [76, 77], которому удалось уловить в температурах неглубоких горизонтов отражение некоторых особенностей геологического строения района.

В 1936 г. аналогичные работы над соляным куполом в районе Ганновера провел М. Паул. Несмотря на то, что температурные измерения велись им всего лишь на глубине 2 м, ему удалось зафиксировать границы купола.

К 1937 г. в мировой практике применения термического метода разведки полезных ископаемых накопился обширный материал, обобщая который, С. А. Красковский [168] дал анализ термическим аномалиям месторождений угля и руды, нефтяных полей и соляных куполов. Остановившись подробно на разборе аномалий, связанных с соляными куполами, С. А. Красковский приводит доводы в пользу настолько значительного подъема геозотерм над куполом, что последний легко может быть обнаружен неглубокими (30—50 м) скважинами.

Теоретическая и практическая разработка термических методов разведки месторождений полезных ископаемых, особенно нефтяных и газовых, находит дальнейшее развитие в различных районах СССР в сороковые годы. Начиная с 1941 г., большая работа по изучению термического режима нефтяных месторождений Азербайджана проводится Ш. Ф. Мехтиевым [238, 239] и др. Применение в большинстве случаев максимального термометра позволило освободить результаты температурных наблюдений от ошибок, неизбежных при непрерывном термокаротаже скважин. На обширном фактическом материале им было показано закономерное возрастание равноглубинных температур в направлении движения от крыльев к своду структур антиклинального типа.

В 1941—42 гг. С. С. Ковнер [144, 145] дал теоретическое обоснование термического метода разведки на конкретном примере артинских куполов района Второго Баку. С. С. Ковнер рассчитал тепловые поля типичных геологических разрезов: 1) Термень-Елга, 2) Ишимбай-Восточный массив, 3) Юлдашево-Машаш. Результаты исследований показали, что термический эффект для глубин 100—200 м колеблется в пределах от 0,6°C до 2,6°C, что может быть зафиксировано стандартной геофизической аппаратурой.

Проведенные в 1942—1944 гг. Д. И. Дьяконовым геотермические исследования в Усть-Енисейском районе Западной Сибири позволили установить тесную связь между тектоникой и нижней границей вечной мерзлоты, формирование которой происходит под воздействием естественного теплового поля земных недр. Отмеченная закономерность открыла широкие перспективы использования термического метода для решения структурно-поисковых задач в условиях вечной мерзлоты.

Теоретическое исследование вопроса связи глубинных температур с формой геологических структур и термическими коэффициентами горных пород проделала в 1943 г. Н. Н. Корытникова [157]. Она показала характер распределения температур в наклонных пластах с разными тепловыми свойствами; зависимость геотермических градиентов от теплопроводности в горизонтальных и наклонных пластах; поведение температур над пластами с хорошей и плохой теплопроводностью, а также взаимосвязь между отношениями термических коэффициентов внутри соляных куполов и покрывающих отложений, с одной стороны, и геотермическими ступенями в этих породах — с другой. Исследования

И. Н. Корытниковой явились существенным теоретическим вкладом в развитие термических методов разведки.

В период с 1943 по 1945 гг. С. С. Ковнером были проделаны работы, связанные с дальнейшей разработкой теоретических основ термической разведки погребенных структур [146, 147] и с вопросами сопоставления термического метода разведки с гравитационным и электрическим [148]. На примере артинского массива Термень-Елги он показал преимущество термического метода перед электрическим и гравитационным. В этом и аналогичных случаях электрическая и гравитационная разведки не обеспечивали данными для обнаружения артинского массива, в то время как термический метод позволил фиксировать аномалию $0,63^{\circ}\text{C}$ и $1,28^{\circ}\text{C}$ соответственно на глубинах 100 и 200 м. В 1947 г. С. С. Ковнер дал теоретическое обоснование термической аномалии антиклинали [150, 151], а в 1949 г. [152] на примере Ишимбаевского района показал практическую ценность термического метода разведки погребенных структур.

В 1948 г., изучая тепловой режим района Кавказских Минеральных вод, Ф. А. Макаренко [230] пришел к заключению о возможности использования данных геотермии для поисков горячей минеральной воды. Предложенный им метод «термического среза» на глубине нейтрального слоя позволяет фиксировать тепловые аномалии различного происхождения.

Отчетливая связь геоизотерм с основными тектоническими линиями была выявлена Г. М. Сухаревым [324] и др. при изучении гидрогеологических и геотермических условий нефтегазоносных районов Предкавказья.

В начале пятидесятых годов вышел ряд работ М. Ф. Белякова, освещающих геотермический режим ряда районов СССР. В результате термометрических наблюдений в районе Эмбы им была установлена взаимосвязь солянокупольной тектоники нефтяных месторождений с их тепловым режимом [24, 25, 26, 27, 28]. Так, в интервале до 200 м от поверхности равноглубинные температуры над сводами куполов в среднем на $4-5^{\circ}\text{C}$ выше, чем на крыльях; в центральных участках структур зафиксированы и более высокие геотермические градиенты. Существенный интерес представляют работы М. Ф. Белякова [25, 27, 28], связанные с применением геотермии для решения вопросов региональной геологии. Им было показано, что характер поведения геоизотерм, а также геотермических градиентов зависит от рельефа кристаллического фундамента. В результате этих работ была подтверждена возможность применения данных геотермии в целях региональной тектоники.

Среди зарубежных работ, выполненных в 40-е годы, заслуживают внимания исследования Ван-Орстранда [578], Г. Гьюо [462] и Е. Никколса [536]. Этими авторами на примере нефтяных месторождений США разрабатывались теоретические и методические вопросы применения геотермии для решения геолого-структурных задач как локального, так и регионального масштаба.

В 1947—48 гг. шведский ученый Г. Петерсон предпринял попытку определения температур в грунте Тихого океана во время плавания гидрографического судна «Альбатрос» [538], положив этим начало изучению теплового режима дна океанов и морей.

В 1952 г. В. Н. Дахновым и Д. И. Дьяконовым опубликована работа [85], в которой на основе накопленного геотермического материала из отечественной и зарубежной практики исследования скважин теоретически обоснована и на многочисленных примерах показана целесообразность ведения систематических геотермических наблюдений в неглубо-

ких (порядка 100—200 м) скважинах в геолого-поисковых и разведочных целях.

В пятидесятые годы вопрос взаимосвязи геотермических условий с тектоническим строением различных районов СССР был затронут целым рядом исследователей [18; 92; 101; 133; 361 и др.]

Широкий круг вопросов нефтяной геологии, связанных с поисками, разведкой и разработкой нефтяных и газовых месторождений, освещен Д. И. Дьяконовым в 1958 г. [107]. Интерпретация обширной геотермической информации по различным нефтяным и газовым месторождениям Советского Союза и некоторых зарубежных стран позволила ему наглядно проиллюстрировать положительные стороны термического метода и его приемлемость в самых разнообразных геолого-структурных условиях. Д. И. Дьяконов показал эффективность метода при изучении складок антиклинального типа, солянокупольных структур и погребенных выступов (карбонатных, метаморфических, магматических пород), а также при исследовании рельефа кристаллического фундамента в платформенных областях.

Обзор проведенных в США исследований связи распределения температур вблизи земной поверхности с геологическими структурами дал в 1956 г. Ласки [506]. Отмечая достоинства термического метода, Ласки указывает на его сравнительно низкую эффективность. Популяризируя предлагаемый им метод изменения минерализации, зависимость которой может быть связана с длительным воздействием естественного теплового поля, он утверждает, что изменение минерализации при переходе от свода антиклинали к синклинали может достигать 50%, в то время как изменение температур в этом случае не превышает 7% [507].

В 1957 г. попытку использовать поверхностные температуры для обнаружения тепловых аномалий, вызванных глубинными процессами, предпринял Капельмейстер [494]. В результате измерений, проведенных на глубине 1,5 м, он пришел к выводу, что влияние поверхностных факторов превосходит аномалии, вызванные наличием куполов, складок, горстов, выявление которых этим методом затруднительно. Метод может успешно применяться для поисков трещин и разломов.

К этому же времени относится ряд работ японских исследователей Уэда, Номура, Макино и др., применивших термометрический метод на глубинах 1—2 м для поисков и разведки гидротерм.

Решение теоретических и методических проблем, связанных с геотермическими условиями нефтяных и газовых месторождений, дано Ш. Ф. Мехтиевым и др. [244] в 1960 г. В этой работе на основе обширного температурного материала, наряду с литологией и гидрогеологией, подчеркивается значительная роль тектонического фактора в условиях формирования теплового режима недр месторождений нефти и газа, связанных с различными структурными формами.

Во многих работах начала 60-х годов, посвященных вопросам геотермии, отмечается связь тектоники различных районов СССР с их тепловым режимом. Причем среди факторов, влияющих на геотермическую характеристику земных недр, указываются не только пликативные [93, 134, 137, 256, 311 и др.], но и дизъюнктивные формы тектоники [99, 105, и др.], а также рельеф кристаллического фундамента [100, 192, 272 и др.].

За рубежом в этот период опубликован ряд работ по применению геотермического метода разведки различных полезных ископаемых. Так, в США в 1960 г. предложен метод подземной термической разведки для поисков месторождений урана и тория [525], в Чехословакии термометрия нашла применение в 1962 г. при рудной разведке [432], геотермиче-

ские исследования нефтяных структур проделаны в 1961 г. в Югославии [547] и др.

В значительной части работ последних лет, затрагивающих вопросы геотермического режима районов с различным геологическим строением, намечается тенденция к увязке наблюдаемых тепловых эффектов с тектоническим, литологическим, гидрогеологическим факторами, а также явлениями геофизического характера.

На основании анализа данных о тепловых потоках на Сахалине Г. М. Сухарев и О. Б. Барцев [339] отмечают, что повышенным тепловым режимом характеризуются антиклинальные складки Восточно-Эхабинского и Сабинского нефтегазовых месторождений. К аналогичному выводу приходит Якимов В. В. [388], проведший изучение геотермических особенностей Западного Донбасса; Соловьев А. О. [300], исследовавший тепловой режим Рыбальского месторождения; И. В. Ротт [285], изучивший температурное поле на Баймаклинской антиклинали (Причерноморье), а также А. Ахмамедов [13] на примере месторождения Котур-Тепе в Туркмении и Э. М. Пах [265] по температурным материалам Кузнецкого бассейна.

На определенную роль тектонического фактора в формировании естественного теплового поля недр указывают С. Н. Назаров и В. Н. Чарушников [253], обобщившие материалы по северо-восточному борту Ферганской депрессии (Нарынская моноклиналь) и одновременно давшие оценку влиянию литологии и гидрогеологии. Тесная генетическая зависимость между площадными вариациями геотермического градиента и тектоническим строением установлена на примере Сибирской платформы Ю. Г. Богомоловым [34]. К аналогичному выводу приходит Р. И. Кутас [172] на основе измерения температур, отнесенных к уровню 1500 м, и геотермических градиентов на глубине 500—1000 м.

В 1968 г. Г. В. Богомолов [33], а позже Г. В. Богомолов и Л. А. Цыбулин [32], проанализировав фактический материал по измерениям температур в скважинах Белорусского массива, Припятской и Брестской впадин, отметили, что геоизотермы отражают как геологическое строение, так и гидродинамические условия территории. С влиянием этих же факторов связывает колебания геотермического градиента в Казахстане В. С. Жеваго [116].

Обсуждая результаты измерения теплового потока в 38 пунктах на территории юго-западной окраины Русской платформы, Предкарпатского и Закарпатского прогибов, В. В. Гордиенко и Р. И. Кутас [81] показали, что распределение теплового потока коррелируется с тектоникой и особенностями геологического развития региона. Эта же закономерность подчеркивалась в 1969 г. Т. С. Лебедевым, Р. И. Кутасом и В. В. Гордиенко [180], исходя из геотермических данных по Крыму и Восточным Карпатам. Обращается внимание на то обстоятельство, что разница в температурах на уровне 1000 м превышает 45°, а тепловой поток меняется более чем в три раза.

На основании анализа обширного фактического материала по различным регионам целым рядом авторов указывается на отражение основных элементов фундамента в тепловом режиме осадочного чехла. Так, в 1965 г. К. А. Машкович, А. С. Зингер и Ю. К. Плотников [236] подтвердили эту закономерность для районов Нижнего Поволжья; Г. А. Череменин [360] — для Западно-Сибирской низменности, а В. Н. Матвиенко [233, 234, 235] — для Западного Предкавказья. На повторение геоизотермами палеозоя, юры, мела и палеогена очертаний поверхности фундамента указывает Чарушников В. Н. [358], используя материалы по северо-восточному борту Ферганской депрессии.

Аналогичные закономерности выявлены и рядом зарубежных исследователей, в частности Харт и др. [468] на базе 92 измерений теплового потока в районе оз. Верхнее (в центральной и западной частях) установили корреляцию между структурами кристаллического фундамента и характером распределения тепловых потоков.

Региональные геотермические исследования, проведенные в различных районах земного шара, позволили ряду исследователей предпринять попытку провести сопоставление теплового поля с другими геофизическими полями. В этом плане заслуживает внимания исследование Шеффера [557], указавшего на прямую зависимость между тепловым потоком Альпийской зоны в юго-восточной Европе и изостатическими аномалиями.

В 1966 г. А. П. Шушпанов [384] провел сопоставление результатов гравиметрических и магнитных исследований в Карпатах с данными по тепловому потоку, на основании которого сделал заключение о соответствии положительных тепловых, гравитационных (в редукции Буге) и магнитных аномалий. При этом отмечается, что горизонтальные градиенты тепловой и гравитационной аномалий сопоставимы по величине. Кроме того, указывается на прямое соответствие с характером тепловой и гравитационной аномалий скорости современных движений. Подобное же мнение высказывается В. С. Меньшиковым и Р. С. Сейфуллиным [237] на основе анализа геофизических материалов по юго-восточному Забайкалью.

Проведенные рядом авторов обобщения результатов геотермических исследований позволили дать оценку процессам, обуславливающим формирование некоторых геотермических аномалий. Существенная роль при этом отводится разрывным нарушениям [121, 122, 266 и др.], способствующим восходящей миграции флюидов, в частности нефти [263] с больших глубин.

Д. И. Кульчицкий и В. Г. Осадчий [170], анализируя тепловой режим Западно-Украинской нефтегазоносной области, приходят к выводу, что термические аномалии вызваны выносом тепла из источников нефтегазообразования геотермической конвекцией в залежах и деструкцией нефти. Исходя из предположения о создании термических аномалий в результате переноса тепла углеводородами, В. Ф. Ерофеев [109] полагает, что сопряженность термоаномальной зоны Волго-Уральского нефтеносного бассейна с разломами и приуроченность к ним залежей нефти и газа являются показателем путей миграции углеводородов.

Некоторые исследователи выделяют неотектонику в числе определяющих факторов в формировании тепловых аномалий [123, 237, 397 и др.]. На связь относительно молодых и неотектонических движений с температурными максимумами указывает А. В. Дружинин [98] на примере юго-восточного склона Русской платформы, а также Э. М. Пах [265], отметивший эту закономерность для районов Кузбасса.

На глубинное происхождение тепловых эффектов в осадочной толще указывал В. Г. Белоконь [23], исходя из результатов геотермических исследований в Донбассе. Источником тепловых проявлений в осадочном чехле, по его мнению, может явиться действие процессов в тепловом очаге, располагающемся на больших глубинах; эти же процессы являются источником упругой энергии.

Некоторые исследователи отмечают влияние на характер распределения температурного поля залежей полезных ископаемых с резко отличающимися теплофизическими свойствами от вмещающих пород [35, 556], а также некоторых рудных месторождений, в которых протекают экзотермические процессы [429]. Это послужило предпосылкой для раз-

работки методов терморазведки ряда полезных ископаемых. Так, в Чехословакии [499] была произведена опытная геотермическая съёмка с применением термисторного термометра на участке распространения сульфидных и урановых руд. Измерения осуществлялись на глубине 1,5 м от земной поверхности по сетке 20×100 м или 10×50 м. Результаты экспериментальных работ показали, что в аналогичных условиях терморазведка может быть применена как основной поисковый метод. Широкие возможности терморазведки были показаны М. О. Лахтионовым и А. Г. Тарховым [179] на примере изучения геотермических условий колчеданных месторождений Урала.

В 1967 г. Н. В. Дахнов и Д. И. Дьяконов [84] сформулировали новые направления применения термометрии в нефтяной геологии, как-то: исследование карбонатных коллекторов, определение динамики движения пластовой жидкости, изучение теплового режима продуктивных пластов, исследование скважин при тепловом воздействии на продуктивные пласты и др.

В последние годы настоятельно ставится вопрос термокаротажа всех скважин и построения карт срезов для глубин от 500 до 2000 м с целью изучения глубинной тектоники [74, 262, 359 и др.], дается освещение некоторых вопросов теории теплового поля, в частности, вблизи куполовидных структур [67] и методики обнаружения тепловых аномалий путем измерения геотермического градиента в скважинах глубиной от 25—30 м [427] до 50 м [390].

В 1965 г. Ю. С. Застежко и др. [119] провели термические исследования с целью разработки методики направленных поисков газовых месторождений. Было отмечено, что одним из важных факторов формирования теплового режима Днепровско-Донецкой впадины является геолого-тектонический. Существенное значение имеют также литологические и гидрогеологические условия.

Влияние тектонического строения на перераспределение плотности теплового потока было рассмотрено Ю. С. Шиловым [381], который обсудил ряд вопросов методики изучения взаимосвязи геологических структур на площадное распределение теплового потока.

Н. Н. Мазур и др. [221] провели сопоставление структурных карт и карт геоизотерм районов Днепровско-Донецкой впадины, в результате которого установлено хорошее их совпадение. Н. Н. Мазур [222] отмечает, что тепловые аномалии на срезе 1500 м отражают локальные поднятия.

ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛОвого ПОТОКА

Вопрос исследования теплового потока Земли, наряду с изучением температурных изменений, тесно связан с определением другого компонента этого важного геотермического параметра — коэффициента теплопроводности. В связи с чем вычисления величины теплового потока стали возможными лишь после осуществления измерений теплопроводности горных пород в конце XIX века, несмотря на то, что изучение геотермического градиента было начато двумя столетиями раньше.

Значительным событием в исследовании тепловых потоков Земли явилась организация в 1875 г. Комитета для определения тепловых коэффициентов горных пород при Британской ассоциации распространения наук [166]. Проведенные Гершелем и Лебура измерения теплопроводности горных пород были использованы в 1883 г. Дж. Эверетом для вычисления средней величины теплового потока Земли, составившего на основании его обобщений $1.63 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [540].

В 1901 г. тепловой поток для Германии был вычислен В. Солласом [558], использовавшим температурные замеры по скважине Шперенберг. Теплопроводность каменной соли, пройденной скважиной, была принята равной $1,58 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. Рассчитанная величина теплового потока составила $0,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

В 1934 г. Е. М. Андерсон [391], обобщая геотермические измерения в ряде скважин Англии, Франции и Германии и используя табличные данные коэффициента теплопроводности, определил средний тепловой поток, равный $1,49 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

К концу 30-х годов относится разработка Бенфильдом [399], Берчем и Кларком [407] метода «разделенного стержня» для определения коэффициента теплопроводности горных пород, базирующегося на принципах стационарного режима. За рубежом этот метод получил широкое распространение и используется многими исследователями до настоящего времени [395, 396, 411, 551 и др.].

Впервые тщательное исследование составляющих теплового потока — геотермического градиента и теплопроводности пород — было проведено А. Е. Бенфильдом [396] и Е. Буллардом [421].

Бенфильд обобщил результаты геотермических изменений в пяти скважинах Великобритании с глубиной от 347 до 3955 футов и определил теплопроводность большого числа образцов пород, пройденных этими скважинами. Температуры в скважинах измерялись максимальными ртутными термометрами с интервалом между точками наблюдений в 60—100 футов, а для глубокой скважины Balfour bore — в 500—1200 футов.

Тепловой поток Q определялся по формуле:

$$T = T_0 + Q \Sigma \frac{D}{\lambda},$$

где λ — теплопроводность пород с мощностью D ; T — экстраполированная до поверхности температура. Было получено среднее значение теплового потока, равное $(0,980 \pm 0,116) \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. В эту величину Бенфильд ввел поправку на влияние ледникового периода. С поправкой среднее значение теплового потока для Великобритании Бенфильдом установлено равным $(1,42 \pm 0,09) \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Буллард на основании данных по шести скважинам с глубиной от 500 до 10000 футов определил значение среднего теплового потока для Южной Африки. Для каждой из скважин десятки образцов исследовались на теплопроводность. Была установлена корреляция температурного хода по стволу скважины с геологическим разрезом. Для расчетов использовалась формула:

$$T = T_0 + D \text{ grad } T,$$

причем $\text{grad } T$ определялся по методу наименьших квадратов, а λ — как гармоническое среднее.

Благодаря большей тщательности проведения эксперимента Буллард получил меньший разброс данных, чем Бенфильд. Колебания значений теплового потока Буллард склонен считать результатом непараллельности напластований пород на различных участках. Средняя величина теплового потока для Южной Африки определяется им равной $(1,16 \pm 0,09) \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Исследованиями А. Е. Бенфильда в Великобритании и Е. Булларда в Южной Африке в 1939 г. было положено начало систематическому изучению теплового потока Земли. На протяжении последующих двух

десятилетий осуществлялось накопление фактического материала по тепловым потокам различных континентов, совершенствование методики и техники измерения теплофизических коэффициентов горных пород и определения тепловых потоков.

К этому периоду относится серия измерений, проведенных на Американском континенте, сконцентрированных главным образом в США [398, 400, 401, 402, 435, 473, 518] и Канаде [527, 528, 529]; в Африке [430], Австралии [535], Новой Зеландии [455, 464], на Азиатском континенте— в Иране [441] и Японии [479]. В Европе наиболее активно проводятся исследования теплового потока в Великобритании [424, 433, 531, 532] и Венгрии [412, 413, 414, 415, 416], положено начало изучению этого геотермического параметра в Исландии [409], Польше [560] и Швейцарии [434].

В 1952 г. опубликованы результаты первой попытки определения теплового потока дна Тихого океана. Эти исследования были проведены Ревеллом Р. и Максвеллом А. [543] во время плавания американского судна «Горизонт». С помощью специально разработанной аппаратуры удалось исследовать температуру до глубины 3-х м и отобрать образцы грунта для определения их теплопроводности.

Аналогичные исследования в Атлантическом океане были осуществлены Е. Буллардом [425]. Для измерения теплового потока им использовались специальные зонды с датчиками температур, расположенными на расстоянии 4,6 м друг от друга. Из мест изучения геотермического градиента отбирались колонки грунта. Вычисленные на основании проведенных измерений тепловые потоки колеблются в пределах от $0,58$ до $1,42 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

В 1956 г. Е. Буллард и др. [426] обобщили результаты измерений теплового потока в Тихом и Атлантическом океанах и Средиземном море. Анализ фактических данных позволил сделать предварительный вывод о примерном равенстве теплового потока на океанической и континентальной коре.

Океанические исследования теплового потока Р. Ревелла, А. Максвелла [543] и Е. Булларда [425] дали толчок к интенсивным измерениям этого параметра на различных участках Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также целого ряда морей. К настоящему времени актив данных о тепловом потоке дна морей и океанов превышает тысячу. Особенно быстрыми темпами развиваются эти исследования в США, Англии и Японии.

Бурному развитию морских геотермических измерений способствует целый ряд преимуществ перед континентальными исследованиями. Океанические измерения не связаны с бурением скважин, а следовательно, освобождены от возмущающего влияния поверхностных факторов. Мягкие донные осадки обеспечивают достаточное проникновение измерительного зонда, что облегчает измерения. Упрощается комплексирование геотермических данных с результатами других геофизических измерений. Кроме того, массовые измерения тепловых потоков на дне океанов позволили применить статистические методы обработки фактических данных [510, 295, 296, 275].

В Советском Союзе начало систематическим экспериментальным исследованиям теплового потока Земли было положено в 1960 г. [207] экспедициями Института физики Земли. Для определения теплового потока разработан термометр сопротивления на 3- и 4-жильном кабеле, обеспечивающий высокую точность ($\pm 0,01^\circ$) и незначительную тепловую инерцию [86, 203]. Измерения коэффициента теплопроводности производятся нестационарным импульсным методом [204], основанным на тео-

рии распространения тепла от мгновенного линейного источника. Преимуществом этого метода перед другими является то, что он не требует сложной и тщательной обработки образцов и придания им строгой геометрической формы.

Начиная с 1960 г., экспедициями Института физики Земли проведены работы по определению теплового потока в различных тектонических регионах. Исследования проведены на Украинском кристаллическом щите, на Кольском полуострове, в Средней Азии, на Байкале, в Предбайкальской области, в Приамурье, в Крыму и в Предкавказье [203, 205, 206, 207, 212, 213]. В результате проведенных исследований отмечена корреляция теплового потока с возрастом геологических структур, причем наименьшие величины этого параметра зафиксированы на древних геологических формациях.

С 1964 г. Институт физики Земли организует морские геотермические экспедиции. Для определения тепловых потоков применялись приборы, изготовленные ИФЗ АН СССР в содружестве с СКБ Института радиоэлектроники АН СССР. Первые измерения были проведены на Байкале с борта исследовательского судна «Верещагин» Лимнологического института СО АН СССР. В результате исследований отмечен тепловой максимум под дном Байкала. Несколько точек было отснято в районе южной и северной частей Курильской дуги со шхуны «Геолог» совместно с Институтом вулканологии СО АН СССР. Здесь зафиксированы тепловые потоки от 0,6 до $3,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Совместно с Грузинским политехническим институтом проведены исследования на Черном море в районе Пицунды и к югу от Ялты. Около побережья Кавказа тепловой поток колеблется от 0,6 до $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Особый интерес представляют результаты проведенных измерений теплового потока через дно Ледовитого океана, осуществленных с дрейфующей льдины (станция «Северный Полюс-15»). Тепловой поток над хребтом Ломоносова в среднем равен $2,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Максимальное значение его зафиксировано вблизи хребта Геккеля (около $3,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Анализ данных позволил высказать предположение о том, что хребет Геккеля является продолжением Байкальского рифта.

Аппаратура и результаты проведения морских исследований описаны в работах [206, 214, 215, 216, 217, 218, 219, 220 и др..]

В Советском Союзе широкое распространение при изучении теплофизических характеристик горных пород получил метод регулярного режима Кондратьева Г. М., разработанный для строительных материалов. Применение различных модификаций этого метода позволило создать простые и относительно точные установки [17, 108, 135, 329]. Доступность указанного метода послужила основой для расширения масштаба исследований теплового потока.

В 1964 г. тепловой поток для ряда районов Предкавказья был определен Н. Г. Киссиным [137]. При расчете тепловых потоков им использовались замеры температур максимальным термометром в скважинах Прикумьска, Озек-Суата и Южной Калмыкии. Тепловые параметры образцов пород определялись в Ленинградском институте точной механики и оптики. Полученные величины теплового потока колеблются в пределах от 1,20 до $2,15 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

В последние годы обширная программа изучения теплофизических характеристик горных пород и тепловых потоков Кавказа и Предкавказья проводится Г. М. Сухаревым, С. П. Власовой, Ю. К. Тарануха [48, 329, 336, 337, 340 и др.], ими исследуются коэффициенты теплопроводности и температуропроводности, а также теплоемкость магматических, метаморфических и осадочных пород в зависимости от минерало-

гического состава, пористости, плотности и влажности в интервале температур от 20 до 100°C. Дана теплофизическая характеристика горных пород в широком возрастном диапазоне (докембрий—кайнозой).

Изучению теплового режима Крыма, советских Карпат, юго-западной окраины Русской платформы посвящены работы В. В. Гордиенко, Р. И. Кутаса и Т. С. Лебедева [80, 81, 173, 180, 181]. Для определения тепловых констант горных пород использовались два способа: метод двух температурно-временных точек (для образцов высотой 1—2 см и диаметром 3—4 см) и метод мгновенного линейного теплового источника. Отмечена зависимость коэффициента теплопроводности от плотности пород и их влажности. Теплопроводность крымских пород колеблется от 2,8 до $7,0 \cdot 10^{-3}$ кал/см сек град. Тепловой поток территории варьирует в очень широких пределах. Для северной части Крыма и южного обрамления Русской платформы он составляет $0,9—1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. В Складчатых Карпатах тепловой поток повышается до 1,5—1,8, а в Закарпатском прогибе — до $2,5—2,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Последняя величина согласуется с данными, полученными для Венгерской впадины и Закарпатья Болдижаром [410, 411]. Колебания теплового потока связываются с тектоникой, вулканизмом и историей геологического развития.

На связь теплового потока с тектоникой указывают Моисеенко У. П. и Соколова Л. С. На основании анализа результатов геотермических исследований на Столбовской структуре Восточной Камчатки [250] была отмечена приуроченность более высокого теплового потока ($1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек) к своду структуры. На крыле этот параметр характеризуется величиной $0,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Делается вывод о том, что более детальное изучение теплового поля Столбовского поднятия может дать дополнительные сведения для уточнения тектонического строения района.

Влиянием допалеозойского фундамента и близостью разлома объясняют У. П. Моисеенко и Л. С. Соколова [251] максимум теплового потока Сользаводской площади (средневзвешенное значение его $1,63 \cdot 10^{-5}$ кал/см²сек) в пределах Южно-Минусинской впадины. Для Быстринской площади (скв. № 4, скв. № 15, скв. № 9) и Алтайского участка (скв. № 11) это значение колеблется от 0,97 до $1,48 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Площадные вариации теплового потока связываются с возможным влиянием различия участков в гидрогеологическом и структурно-тектоническом отношениях.

В 1969 г. Д. И. Дьяконов и Б. А. Яковлев [108] составили характер распределения теплового потока на Южном куполе Татарского свода с кровлей пашийской свиты девона. Геологическая структура пашийских слоев представляет собой куполовидное поднятие значительных размеров, осложненное более мелкими поднятиями и прогибами. В общих чертах пашийские слои повторяют рельеф кристаллического фундамента. Как показали исследования, изолинии теплового потока довольно четко соответствуют конфигурации геологической структуры, что является убедительным доводом в пользу широкого использования геотермических данных с целью изучения глубинной тектоники.

Среди обобщающих исследований по тепловому потоку определенный интерес представляет работа Ф. А. Макаренко, Б. Г. Поляка, Я. Б. Смирнова [225], в которой дается описание геотермического режима основных структурных элементов территории СССР, указывается на причины, порождающие вариации нормального теплового потока на земной поверхности и локальные аномалии тепла.

Б. Г. Поляк и Я. Б. Смирнов [275] опубликовали в 1966 г. результаты анализа около 300 определений теплового потока на континентах. Было отмечено, что величина этого геотермического параметра находится в соответствии с возрастом складчатости. Установлено, что в областях докембрийской, палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости средние величины теплового потока соответственно равны 0,95; 1,28; 1,48; и $1,78 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Средневзвешенное значение теплового потока для континентов составляет $1,15 \pm 0,115 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, что соответствует теплотерям с поверхности континентов — примерно $1,7 \cdot 10^{12}$ кал/сек.

На основании анализа более 800 определений теплового потока дна акваторий Я. Б. Смирнов [295] дал средневзвешенные значения этого параметра для областей с корой континентального ($1,19 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек) и океанического типов ($1,17 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек) и определил средний тепловой поток по земному шару, равный $1,18 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Общие потери тепла составляют по его расчетам $(2,52 \pm 0,25) \cdot 10^{20}$ эрг/сек. Позднее, обработав результаты около 2000 измерений глубинного теплового потока, Я. Б. Смирнов [296] составил схематическую карту теплового поля для земного шара. Анализ фактических данных позволил установить возможность оценки возраста структур, исходя из данных теплового потока, выявить связь теплового поля с геологическими и геофизическими параметрами, рассмотреть вопрос оценки распределения глубинных температур в Земной коре и верхней мантии для различных тектонических областей до глубин 500 км.

В последние два десятилетия высокая активность геотермических исследований отмечена за рубежом. Измерения теплового потока, проведенные на территории Канады [393, 394, 457, 491, 508, 537, 551 и др.], подтвердили широкое распространение низких значений этого параметра, отмеченное ранее. Минимальная величина теплового потока в Канаде получена в южной части о-ва Моулд-Бей. Средняя величина теплового потока в пределах континентального шельфа в Северном Ледовитом океане составила $0,46 \pm 0,08 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [537]. Наибольший тепловой поток зафиксирован в западных районах Канады (Норман-Уэлс), где он достигает $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [457]. Среднее значение для Канадского щита равно $0,88 \pm 0,13 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Исследования теплового поля, проведенные в последние годы в пределах США [397, 408, 446, 447, 448, 449, 471, 493, 519, 545, 559, 561], показывают ощутимую неравномерность распределения равнозначных тепловых потоков. Заметная разница в распределении этого параметра отмечается между западной и восточной частями страны.

Высокие значения теплового потока западных районов США связываются некоторыми исследователями [397] с неотектоническими зонами, осложненными большим количеством сбросов и разломов. Эти районы, как правило, характеризуются гравиметрическими аномалиями и повышенной электропроводностью мантии [554]. Отмечено, что термические аномалии распространяются вдоль оси Кордильер в Канаду [408], свидетельствуя о связи теплового поля недр с горными поясами. Среднее значение теплового потока Северо-Американской платформы выше, чем на Канадском щите, и составляет $1,25 \pm 0,18 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Западная область геотермических максимумов характеризуется средней величиной теплового потока, равной $1,73 \pm 0,53 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Начиная с 1963 г., обширная геотермическая информация получена для Австралийского континента [481, 483, 484, 485, 509, 548, 549, 550]. Основная масса станций наблюдения теплового потока сконцентрирована в его периферических областях. Устойчивые низкие значения тепло-

вого потока отмечены в западных районах Австралии, в области распространения докембрийских отложений. Здесь, на Западно-Австралийском щите, возраст которого 2,7 млрд лет, тепловой поток, как правило, не превышает $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. К востоку на территории внутренней Австралийской платформы, сложенной более молодыми образованиями, величина этого параметра удваивается. Самые высокие значения теплового потока (превышающие $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек) зафиксированы в областях кайнозойского вулканизма на юге Австралии. Среднее значение теплового потока для континента составляет $1,75 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек при колебании от $0,69 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [484] до $3,8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [485].

Крайне неравномерно распределены станции наблюдения теплового потока на Африканском континенте. В основном они сосредоточены в Южной Африке [463, 581]. Малочисленность геотермических данных не позволяет для всего континента вывести среднюю величину теплового потока. Значения этого геотермического параметра варьируют в пределах от $0,86 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек (Родепорт) до $1,52 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек (Даббельдевли) [302].

На Азиатском континенте новые геотермические данные получены для территории Индии [446, 579, 580]. Отмечены отклонения от установленной для докембрийского щита величины теплового потока ($0,7 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек). В основном это касается северной части докембрийского щита Индии. Так, в шахте Мосамбхони (Бихар) тепловой поток равен $1,45 \pm 0,12$, а средняя его величина по трем точкам меднорудного пояса Кхетри (Раджастан) достигает $1,76 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Это самое высокое значение из зафиксированных в пределах щитов. Возрастание теплового потока в северной части докембрийского щита Индии может быть результатом повышенной радиоактивности пород.

Геотермические исследования, проведенные в Японии и прилегающих областях [478, 568 и др.], указывают на связь характера распределения тепловых потоков с тектонической активностью региона. Средние значения теплового потока для Японского и Охотского морей превышают $2,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, в то время как в северо-западной части Тихого океана эти значения в основном ниже $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Такое резкое отличие тепловых потоков с внутренней и внешней сторон Японии связывается [478] с ее геологической структурой, которая отражает граничное положение Японской островной дуги между континентом и океаном. Максимальные величины теплового потока на территории Японии отмечены в районе вулканов, эти величины достигают здесь $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [479]. Среднее значение этого параметра для Японии составляет $1,53 \pm 0,57$ (среднее планетарное— $1,58 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек).

В последнее десятилетие активные геотермические исследования ведутся на Европейском континенте. Продолжаются работы по изучению теплового потока Венгрии [410—417], альпийской складчатости, в Австрии (Арльбергский и Тауэрнский туннели) [437]. Определены тепловые потоки для различных областей Чехословакии [438, 439, 440]. Значения этого параметра колеблются здесь в пределах от $1,12 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек (южная часть Богемского массива) до $4,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек (Северная Чехия).

В южной и западной частях Чешского массива тепловой поток выражается величинами $1,74—1,98 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, в Венском бассейне и в юго-западной Словакии— $2,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Последняя величина находится в соответствии с тепловым потоком в Венгрии ($2,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек). Средний тепловой поток для Чехословакии равен $1,80 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. На основе геотермических данных для территории Чехосло-

вакии составлена подробная карта тепловых потоков. Аналогичные построения выполнены для ФРГ и ГДР [443, 553].

Положено начало изучению теплового потока во Франции [460, 472, 546]. Сделаны первые измерения в гранитном массиве Мон-де-Блон, где тепловой поток составил $2,10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек; в осадочных отложениях юрского возраста (Ла-Туш) у Амберна ($1,72 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек) и в 2-х скважинах Ангулема (Шаранта), где этот параметр составил $1,70 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. В районе залива Гасконь сделаны геотермические измерения в 4-х скважинах на глубинах 1850—2100 м, тепловой поток колеблется здесь в пределах $1,10—1,76 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

В целом для Европейского континента средняя величина теплового потока равна $1,4 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

По всем континентам мира среднее арифметическое значение теплового потока составляет $1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [513], а среднее геотермическое равно $1,36 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

В значительной мере актив данных по тепловому потоку земного шара возрос в последние годы за счет исследований, проведенных на дне океанических впадин и морей. Изучением охвачены все основные водные бассейны мира. Обширная информация получена по тепловому потоку в Тихом океане, Японском и Беринговом морях и Калифорнийском заливе [456, 504, 544, 567, 582, 583, 584, 585, 586], по акватории Атлантического океана, Черному, Средиземному и Карибскому морям [220, 341, 423, 458, 502, 515, 516, 517, 541, 542, 534, 570], на дне Индийского океана, Андаманского и Красного морей и залива Аден [406, 428, 503].

Многочисленные данные, полученные по тепловому потоку на дне акваторий, указывают на то, что его значения колеблются в широких пределах от $0,08 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [570] до $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. [504]. Не исключено, что определенная доля разброса является результатом неточного измерения геотермического градиента, поскольку вторая составляющая теплового потока, коэффициент теплопроводности донных пород, укладывается в основном в узкие пределы от 1,5 до $2,7 \cdot 10^{-3}$ кал/см·сек·град. [206]. Если значения теплового потока порядка $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек маловероятны и редки, то довольно часты величины этого параметра, измеряемые $6—8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Последние характерны для осевых частей хребтов Атлантического и Тихого океанов. Как правило, срединные океанические хребты характеризуются не только повышенными значениями теплового потока, но и максимумами сейсмической и вулканической активности, а также положительными аномалиями магнитного поля. Особая активность отмечается во внутренних желобах океанических валов.

Несколько меньший контраст в распределении теплового потока наблюдается в Индийском океане. Так, если среднее значение этого параметра в сводовых участках хребтов Восточно-Тихоокеанского поднятия и Срединного Атлантического хребта равно $3,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, то в районе Срединного Индийского хребта оно сокращается до $1,89 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [505].

Среднее арифметическое по Мировому океану оценивается в $1,62 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, а среднее геометрическое — в $1,27 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [206]. Обобщающие сводки по тепловому потоку всех океанов земного шара даны в работах [206, 302, 512].

Нормальный тепловой поток для Земли в целом оценивается в $1,58 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [206].

ГЛАВА II

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Настоящая глава преследует цель осветить в самых общих чертах геологическое строение изучаемой территории. Она составлена по материалам КЮГЭ, ВНИГРИ, ГНИ, Дагнефти, Института геологии Дагфилла АН СССР и др. организаций, проводивших геолого-геофизические исследования на территории Дагестана.

ГЕОМОРФОЛОГИЯ

Современный рельеф Дагестана несет ярко выраженные следы активного взаимодействия тектонического и литологического факторов с внешними процессами, которые приводят к расчленению рельефа в соответствии с устойчивостью пород против эрозионно-денудационного воздействия.

Дагестан подразделяется на три структурно-геоморфологических комплекса: а) мезозойский, или горный; б) кайнозойский, или предгорный; в) антропогенный, или равнинный (по Н. Б. Вассоевичу).

Горный Дагестан подразделяется на зону высокогорного рельефа и зону средневысотных гор. Зона высокогорного рельефа характеризуется распространением сильно дислоцированных и метаморфизованных пород лейаса. Хребты этой зоны достигают максимальных высот (от 3000 до 4000 м). Склоны гор отличаются пологим сглаженным характером. К северу и северо-востоку эта зона, понижаясь до 2400—1200 м, переходит в полосу средневысотных гор (Известняковый Дагестан), рельеф которой отличается четкой связью с литолого-структурным строением.

Еще более низкой ступенью с высотами хребтов, не превышающими 1000 м, является зона предгорий. Рассматривая эту зону совместно со смежной полосой Приморской низменности, можно выделить две геоморфологические области, соответствующие тектоническому районированию: на севере — область Дагестанского клина, на юге — Южно-Дагестанские предгорья. Характерной особенностью Дагестанского клина является развитие обширного поперечного поднятия и формирование крупных возвышенностей: Хадум, Кукурттау, Эльдама.

Крылья синклиналей и антиклиналей, сложенные породами третичного возраста, часто образуют куэстовые формы рельефа. Асимметрия хребтов Алмало, Эльтермен, Нарат-Тюбе явилась результатом избирательной денудации разнородной песчано-глинистой и песчано-известняковой толщ миоцена. Усилению выраженности рельефа этих хребтов способствовали тектонические подвижки по региональным разрывам.

Характерной особенностью синклинальных прогибов этой области является широкое распространение столовых возвышенностей, края которых выражены резкими уступами (г. Таркитау, Тапселетау, Буйнакское плато и др.).

Структурный план рельефа преобладает на всей территории Приморской равнины. Его характер формировался под воздействием абразионно-аккумулятивной деятельности моря. Распространение этой равнины контролируется существовавшими до древнекаспийской трансгрессии крупными массивами, такими, как Шерябаш, Избербаш, Сердагар. На этих участках Приморская равнина резко сужается.

В рельефе Приморской равнины отчетливо проявляется геологическое строение Восточной антиклинальной зоны. Асимметричные гряды пород сарматского яруса маркируют на подводном береговом склоне Каспийского моря крылья складок этой зоны. На Приморской равнине выделяется несколько морских террас, уступы которых отмечены на высотах 220—240 м, 135—140 м, 75—80 м, 50—55 м, 15—20 м. Эти террасы относятся к новокаспийскому, древнехвалынскому и бакинскому векам.

Равнинный Дагестан простирается от территории предгорий на юге до реки Кумы на севере, ограничиваясь на западе меридиональным течением р. Терек и условной границей со Ставропольским краем в ногайской степи. Естественным рубежом этого участка на востоке является побережье Каспийского моря. В орографическом отношении рассматриваемая область представляет собой полого наклонную с северо-запада и на юго-восток равнину с падением высотных отметок в этом направлении от +20 до —26 м.

ЛИТОСТРАТИГРАФИЯ

Наиболее древними породами, выходящими на поверхность на территории Дагестана, являются нижнеюрские, слагающие осевую часть восточной части мегантиклинория Большого Кавказа. Толща осадочных пород Дагестана сложена преимущественно песчано-глинистыми образованиями, карбонатные породы имеют подчиненное значение. Другие типы осадочных пород практически отсутствуют. В Известняковом Дагестане несколько большее развитие получают карбонатные породы за счет карбонатного комплекса верхней юры и неокома, но всё равно суммарная доля карбонатных и терригенно-карбонатных пород в строении осадочной толщи этой территории незначительна.

По преобладающему типу пород для геотермических построений можно выделить следующие обобщенные литологические комплексы: глинистые, с содержанием других типов пород до 20%; песчано-глинистые, с содержанием песчаников от 30 до 70%, и карбонатные (карбонатно-мергелистые).

Осадочные отложения Дагестана по преобладающему типу пород можно подразделить на следующие крупные комплексы (см. табл. 2,1).

Указанные стратиграфические объемы выделенных комплексов не являются неизменными для всей территории. Существующая литологическая изменчивость отдельных стратиграфических подразделений, наличие крупных перерывов и др. приводят к изменению стратиграфических границ литологических комплексов и образованию литостратиграфических подразделений другого объёма. Так, например, практическое отсутствие карбонатного комплекса верхней юры и неокома в пределах Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана привело к слиянию

нижнего и среднего песчано-глинистого комплекса в единый со стратиграфическим объемом нижний аален (тоар?)—альб, а резкая глинизация

Таблица 2.1

Комплекс	Стратиграфический объем	
	подсистема	ярус—подъярус
Нижний глинистый	нижняя юра	домер—средний тоар
Нижний песчано-глинистый	нижняя—средняя юра	верхний тоар—бат
Нижний терригенно-карбонатный	верхняя юра—нижний мел	верхняя юра—неоком
Средний песчано-глинистый	нижний мел	апт—альб
Средний мергельно-карбонатный	верхний мел—палеоген	верхний мел—средний палеоген
Средний глинистый	палеоген—неоген	верхний палеоген—нижний неоген
Верхний песчано-глинистый	неоген	средний миоцен
Верхний глинистый	неоген—четвертичные	верхний миоцен—четвертичные

отложений среднего миоцена — к фактической ликвидации верхнего песчано-глинистого комплекса в осадочной толще Восточной антиклинальной зоны. Поэтому при геотермических построениях учитывается конкретный литологический состав пород изучаемого разреза (скважины, площади и др.). Приводимое же ниже краткое описание литологического состава пород отдельных стратиграфических единиц отвечает обобщенным представлениям о строении осадочной толщи Дагестана.

Мезозойская группа

Юрская система. Наиболее древним фаунистически охарактеризованным ярусом среди изученных осадочных толщ Дагестана является домер. Все представления об участии более древних отложений в строении осадочной толщи Дагестана поэтому являются проблематичными.

Нижняя юра, средний лейас. В пределах Сланцевого Дагестана среднелейасовые отложения представлены однообразной толщей метаморфизованных глинистых сланцев. Очень редко встречаются тонкие прослой кварцитовых песчаников мощностью до 1,0 м. Видимая мощность среднего лейаса в бассейне р. Андийское Койсу достигает 3800 метров.

Верхний лейас, тоарский ярус. В Сланцевом Дагестане тоарские отложения подразделяются по литологическому облику на три части. Нижняя представлена глинистыми сланцами средними прослоями плотных песчаников. Средняя, сложенная преимущественно глинистыми сланцами, включает прослой песчаников мощностью до 1,5 м. Верхне-тоарские отложения представлены песчано-глинистой толщей, в которой тонкое чередование глинистых сланцев и песчаников разделяется пачками сближенных песчаников мощностью до 25 метров.

Максимальная мощность тоарских отложений в Сланцевом Дагестане достигает 3000 м.

Средняя юра, нижний аален. Этот ярус в Известняковом Дагестане представлен песчано-глинистой толщей. Мощные песчаные пласты раз-

деляются подчиненными прослоями глинистых сланцев, аргиллитов и алевролитов. В Предгорном Дагестане вскрытая часть нижнеааленских отложений достигает 500 метров. Представлены они в основном песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов.

Верхнеааленский ярус вскрыт на полную мощность во многих районах Предгорного Дагестана. Отложения верхнеааленского возраста представлены переслаиванием песчано-алевролитовых пород и аргиллитов. Максимальные мощности верхнеааленских отложений отмечаются в Известняковом Дагестане (р-н Чирах-Чай), где они достигают 900 м. В пределах изучаемой территории мощность верхнеааленских отложений колеблется от 100 до 800 м.

Байосский и батский ярусы в Предгорном Дагестане представлены алевроито-глинистыми породами. По литологическому признаку байос-батские отложения подразделяются на нижнебайосский и верхнебайосско-батский комплексы. Нижнебайосский комплекс сложен главным образом полосчатыми алевролитами и глинами с линзовидными прослоями песчаников. Верхняя часть байосских отложений, обогащенная песчаниками, и песчано-глинистые отложения бата объединяются в верхнебайосско-батский комплекс. Вскрытые мощности и литологический состав пород среднеюрских отложений разведочных площадей и месторождений Предгорного Дагестана приведены в таблице 2.2 (по Ильиной и др.).

Верхняя юра. В районе третичных предгорий Южного Дагестана (по данным бурения) верхнеюрские отложения полностью отсутствуют. Вскрыты верхнеюрские отложения только на разведочном участке Заузанбаш, где представлены карбонатной толщей небольшой мощности (порядка 50 м). Хорошее развитие (до 600—700 м мощности) отложения верхней юры получают в Известняковом Дагестане, где они входят в состав мощной известково-доломитовой толщи.

Нижнемеловой отдел. В пределах Дагестана нижний мел резко разделяется на два литолого-стратиграфических комплекса: нижний — карбонатно-терригенный, охватывающий валанжин-готеривские и ниже-барремские отложения; верхний — терригенный, включающий отложения от верхнего баррема до альба включительно.

Карбонатно-терригенный комплекс нижнего мела представлен в Известняковом Дагестане мощными толщами преимущественно органогенно-обломочных и оолитовых известняков с подчиненными прослоями терригенных образований. Максимальная мощность карбонатного комплекса некома отмечается в западном районе Известнякового Дагестана (650 м), а к северо-востоку происходит резкое её сокращение. По данным бурения, в южных районах Предгорного Дагестана отложения валанжинского и готеривского ярусов совершенно отсутствуют.

Терригенный комплекс нижнего мела начинается алевролитоглинистыми отложениями верхнего баррема. По данным глубокого бурения, в Предгорном Дагестане они представляют собой чередование алевроитоглинистых и песчано-алевролитовых пород.

Отложения апта представлены алевроито-глинистыми и песчано-алевролитовыми породами. Песчаники часто образуют мощные пачки до 20—25 м мощности. Максимальные мощности (до 180 м) отложений апта приходится на Известняковый Дагестан. В Предгорном Дагестане мощность апта колеблется от 50 до 170 м.

Песчано-глинистая толща альба в нижней части сложена преимущественно глинами с редкими прослоями песчаников и алевролитов. В верхней части альба значительно увеличивается песчаность разреза.

Таблица 22

Р а й о н	Бат-байос мощность		Верхн. аален мощность		Нижн. аален мощность		В целом мощность	
	% содержания		% содержания		% содержания		% содержания	
	глины	песчан. алевр.	глины	песчан. алевр.	глины	песчан. алевр.	глины	песчан. алевр.
С а м у р	350/56	270/44	—	—	112/45	136/55	462/53	406/47
Цмур-чай	882/66	441/34	340/85	60/15	60/30	140/70	1282/69	641/41
Рубас-чай	220/91	20/9	301/42	537/56	790/73	290/27	1401/62	847/38
Хошмензил	236/49	244/51	—	—	—	—	—	—
О г н и	534/45	636/55	100/27	266/73	—	—	624/42	902/58
Дузлак	580/57	430/43	100/50	98/50	—	—	680/56	528/44
Берикей	294/46	336/54	50/50	50/50	—	—	344/47	386/53
С е л л и	294/67	130/33	—	—	—	—	—	—

Ниже, в таблице 2.3 приводятся мощности и процентное содержание различных типов пород терригенной части нижнего мела Предгорного Дагестана (по Ильиной и др.).

Верхнемеловой отдел. Верхнемеловые отложения представлены в основном известняками и мергелями. В сеноманском ярусе разведочных площадей Дагестана отмечается присутствие алевроито-глинистых пород небольшой мощности. Мощность верхнемеловых отложений в Предгорном Дагестане изменяется от 100 до 600 м.

Кайнозойская группа

Третичная система, палеогеновый отдел. Палеогеновые отложения разделяются на два литолого-стратиграфических комплекса. Отложения нижнего и среднего палеогена, представленные карбонатными породами от глинистых мергелей до чистых известняков, выделяются в фораминиферовую свиту. По литологическому облику пород фораминиферовые отложения объединяются с верхнемеловыми в единый карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена. Мощность фораминиферовых отложений в Предгорном Дагестане колеблется от 50 до 400 м.

Отложения верхнего палеогена, представленные преимущественно глинистыми породами, входят в состав майкопской свиты, включающей в себя и глинистые осадки нижнего миоцена.

Майкопская свита в южной части третичных предгорий Дагестана выражена однородной глинистой толщей изменчивой мощности от 200 до 500 метров. К северу мощность майкопской свиты резко возрастает (до 2000 м в Чиркейской мульде) с одновременным появлением в нижней части свиты песчано-алевролитовых пород (до 100 м). Характерной чертой майкопской свиты является присутствие в нижней её части большого количества подводно-оползневых включений, так называемых «чешуй», представленных мергелями фораминиферового возраста. В верхней части майкопской свиты отмечаются маломощные прослои и конкреции глинистых сидеритов.

Миоценовый отдел. Отложения нижнего миоцена, представленные глинистыми породами, входят в состав майкопской свиты. Остальная часть миоценовых отложений подразделяется на литолого-стратиграфические комплексы: нижний — песчано-глинистый — (средний миоцен) и верхний — преимущественно глинистый, который относится к верхнему подотделу.

Средний миоцен подразделяется на четыре хорошо фаунистически охарактеризованных горизонта: тарханский, чокракский, караганский и конкский. Тарханский горизонт ввиду незначительной мощности объединяется с чокракским.

Чокракский горизонт представлен чередованием глин, песчаников и алевролитов. Нижняя часть горизонта содержит меньше песчаных пород. В верхней части песчаники получают значительное развитие с образованием мощных песчаных пачек.

Распространение различных типов пород в разрезах чокрака Предгорного Дагестана приводится в нижеследующей таблице 2.4 (по Н. Б. Вассоевичу).

Отложения карагана представлены чередованием песчаников и глин. Встречаются маломощные прослои мергелей. Песчаные пачки карагана хорошо выдержаны по площади, в силу чего наблюдается как постоянство песчаности горизонта, так и его мощности.

Таблица 2.3

Р а й о н	аль б мощность			а п т мощность			баррем мощность			в целом мощность			
	% содержания			% содержания			% содержания			% содержания			
	глины	алевр.	песч.	глины	алевр.	песч.	глины	алевр. +песч.	песч.	глины	алевр.	песч.	изв.
Хошмензил	28	12	—	30	130	20	80	105+35	—	138	247	55	—
	70	30		17	72	11	36	54+14		31	56	13	
Дагестанские Огни	28	4	8	40	35	75	65	35+15	10	133	74	98	10
	70	10	20	27	23	50	50	30+12	8	42	23	31	4
Дузлак	45	5	—	30	35	5	55	80—20	5	130	120	25	5
	90	10	—	43	50	7	34	50+13	5	46	43	9	2
Берикей	40	8	—	32	45	—	50	20+5	15	122	73	5	15
	83	17	—	42	58	—	55	21+8	16	57	34	2	7
Селли	50	10	—	15	14	3	42	15+10	15	107	39	13	15
	83	17	—	49	44	7	51	16+17	16	61	22	7	10
Заузанбаш	66	72	—	109	81	—	5	26	5	180	179	—	5
	48	52	—	58	42	—	15	71	14	50	49	—	1
Эльдама	82	24	—	14	55	—	16	46+8	10	112	75	8	10
	79	21	—	21	79	—	19	59+10	12	55	37	4	4
Зубуль	60	24	—	73	10	13	6	33	19	139	34	46	19
	72	28	—	39	55	6	10	56	34	58	14	19	9

Распространение различных типов пород и суммарная мощность караганских отложений отражены в нижеследующей таблице 2.5 (по Н. Б. Вассоевичу).

Таблица 2.4

№№ пп	Р а й о н	Песчано-алевритов. породы		Глины		Карбонатные породы		М
		М	%	М	%	М	%	
1.	р. Аксай	126	39,5	261,33	64,9	0,41	0,01	403,01
2.	р. Ярык-Су	204,05	40,9	239,36	58,9	1,35	0,2	493,29
3.	р. Сала-Су	173,69	22,26	606,03	77,7	0,34	0,04	780,06
4.	р. Сулак	236,0	39,0	—	—	—	—	596,0
5.	Кумторкала	140,77	35,0	261,33	64,9	0,41	0,01	403,01
6.	Капчугай	462,06	48,7	482,91	50,8	5,19	0,5	950,16
7.	Кафыр-Кумух	112,69	13,2	697,36	86,1	6,28	0,7	810,55
8.	Буглен	209,50	35,0	379,97	64,0	7,26	1	596,73
9.	Махачкала	485	44,1	615	55,9	—	—	1100
10.	Атлы-боюн	336,61	63,4	154,99	31,3	1,69	0,3	493,29
11.	Карабудахкент	313,0	57,0	239,0	42,5	1,86	0,5	554,0
12.	Ачи-Су	460—506	46,2	540—595	53,8	—	—	100—1100
13.	Избербаш	440	40,0	660	60,0	—	—	1100—840
14.	Каякент	200	23,9	640	76,1	—	—	840
15.	р. Гамри-Озень	233	43,5	300	56,4	0,5	0,1	533,5

Таблица 2.5

№№ пп	Р а й о н	Песчано-алевритовые породы		Глины		Карбонатные породы		Суммарная мощность
		мощн.	%	мощн.	%	мощн.	%	
1.	р. Аксай	77,0	21,1	—	—	7,17	—	365
2.	р. Ярык-Су	86,64	28,2	217,09	70,1	5,55	1,7	309,28
3.	р. Сала-Су	97,58	27,7	246,13	70,1	7,68	2,2	351,39
4.	р. Сулак	70,30	27,7	177,81	70,0	6,04	2,3	254,05
5.	Кумторкала	110,74	25,6	311,97	72,3	8,86	2,1	431,57
6.	Капчугай	65,20	24,9	199,44	74,0	5,25	1,1	269,89
7.	Махачкала	160	47,0	—	—	—	—	350,0
8.	Буйнакск	54,01	23,1	173,61	74,5	5,47	2,4	233,09
9.	р. Манас-Озень	106,53	33,9	196,67	63,1	8,42	3,0	311,62
10.	Карабудахкент	91,24	27,9	227,73	69,8	7,54	2,3	326,51
11.	Утемиш	91,82	33,6	172,35	63,1	9,09	3,3	273,26
12.	Каякент	80	21	300	79	—	—	380

Отложения конкского горизонта, представленные пачкой чередования глин небольшой мощности, песчаников и окремнелых мергелей, выделены из Каякентской площади.

Верхнемиоценовый отдел представлен преимущественно глинистой толщей отложений сарматского и мэотического ярусов.

Отложения нижнего сармата представлены глинами с прослоями мергелей и известковистых алевритов. Мощность отложений колеб-

лется в пределах 100—150 м. Среднесарматские отложения в северной части третичных предгорий представлены исключительно глинами мощностью до 400 м. К югу от р. Манас отложения среднего сармата значительно опесчаниваются, появляются известняки, одновременно мощность их сокращается до 200 м. Верхнесарматские отложения представлены в основном глинами. Песчаники, детритусовые известняки и ракушники, развитые в верхней части верхнего сармата, имеют в целом подчиненное значение. Мощность верхнего сармата изменяется от 300 до 1000 м.

Мэотический ярус представлен чередованием глин и песчаников. Глины в разрезе мэотиса преобладают. По данным бурения, песчанистость разреза порядка 10 процентов. Мощность отложений мэотиса до 700 метров.

Плиоценовый отдел. Акчагыльский ярус представлен чередованием глины и песчаников, отмечено развитие конгломератов в присулакском районе. В Южном Дагестане в пределах Акчагыльского плато отложения акчагыла представлены глинами с редкими маломощными прослоями песчаников и ракушняков. В зоне современного прогиба, по данным скважины Темиргое, акчагыльские отложения представлены глинами с подчиненным развитием песчаников. Мощность отложений до 700 м.

Апшеронский ярус. В зоне современного прогиба представлен глинами с подчиненным значением песчаных пластов. В южной части предгорий в разрезе апшерона преобладают глинистые пески, детритусовые известняки и галечники.

Четвертичные отложения основное развитие имеют в зоне современного прогиба. Представлены они преимущественно суглинками и супесями; пески, ракушечники и другие слабоуплотненные породы имеют подчиненное значение.

ТЕКТОНИКА

Дагестан представляет собой очень сложно построенную в тектоническом отношении область. Она охватывает складчатые сооружения теосинклинали Большого Кавказа и Предкавказскую эпигерцинскую платформу (плиту), разделенные Восточно-Предкавказским передовым прогибом.

В последние годы установлено, что все крупные структурные элементы, известные в пределах северо-восточного склона Кавказа, находят свое прямое отображение в фундаменте. Современные представления о тектоническом строении Дагестана основаны на признании дифференцированного движения отдельных блоков фундамента, раздробленного системой глубинных разломов. На рисунке 1 приведена структурно-тектоническая схема Дагестана (по Г. Г. Бунину), в пределах которой выделяются следующие тектонические зоны:

Альпийская геосинклинальная область

А. Продольные I порядка

I. Вандамский антиклинорий. II. Зона южного крыла мегантиклинория. III. Зона ядра мегантиклинория Большого Кавказа. IV. Зона северного крыла мегантиклинория. V. Зона горст-антиклинория Большого Кавказа. VI. Наклонная складчатая ступень. VII. Зона Известнякового Даге-

стана. VIII. Геосинклинальный склон Восточно-Предкавказского передового прогиба: 1) Терско-Каспийский передовой прогиб; 2) Кусаро-Дивичинский прогиб; 3) Дербентская котловина.

Б. Поперечные I порядка

I. Шаро-Аргунский прогиб. 2. Джоахорское поднятие (Дагестанский клин). 3. Гутонский прогиб. 4. Верхнесамурское поднятие. 5. Рутульский прогиб. 6. Ахтычайское поднятие.

Эпигерцинская платформа

IX. Платформенный склон Восточно-Предкавказского передового прогиба. X. Прикумско-Тюленевская зона поднятий. XI. Восточно-Манычский прогиб. XII. Восточно-Тюленевский прогиб. XIII. Центральный Каспийский свод. XIV. Кряж Карпинского.

Геоморфологически первые семь зон захватывают Горный Дагестан, а Предгорный Дагестан целиком расположен в пределах восьмой зоны, занимая значительную часть Терско-Каспийского передового прогиба.

В тектоническом отношении Горный Дагестан является типичной геосинклинальной областью, прошедшей инверсионный путь развития, складчатые сооружения которой сформировались на протяжении альпийского цикла развития. Заложение геосинклинального прогиба здесь произошло, возможно, в палеозое или триасе, однако отсутствие доюрских образований на поверхности не позволяет сделать какое-либо заключение о раннем этапе развития геосинклинали. Интенсивность прогибания на доинверсионном этапе достигла здесь максимальных значений. Мощности осадков, накопившихся в осевой части геосинклинального прогиба в ранней юре, составляют 6000.

Геосинклинальный склон Восточно-Предкавказского передового прогиба

Альпийская геосинклиналь юго-восточного Кавказа к северу и востоку завершается зоной третичной складчатости, образующей южный и западный борта Восточно-Предкавказского прогиба. Эта зона отчетливо отображается двумя гравитационными ступенями, соответствующими его платформенному и геосинклинальному склонам, и минимумом силы тяжести, отвечающим наиболее прогнутой осевой зоне прогиба. В пределах Каспийского моря передовой прогиб и все его структурные элементы круто поворачивают на юг, как бы огибая Дагестанский клин, приуроченный к поперечному погребенному выступу.

Восточно-Предкавказский передовой прогиб включает в себя Терско-Каспийский передовой прогиб и Кусаро-Дивичинский прогиб, сочленяющиеся с Дербентской котловиной. Мощность мезозойско-кайнозойских отложений в прогибах колеблется от 5 до 12 км. Подсчитано [165], что соотношение мощностей осадочных пород в пределах Терско-Каспийского прогиба в общем разрезе мезо-кайнозойских отложений составляет для юры 11%, мела 23% и кайнозоя 66%.

Терско-Каспийский передовой прогиб представляет собой молодую структуру, заложенную в третичное время (олигоцен) на участке сочленения альпийской геосинклинали и эпигерцинской платформы. Южный,

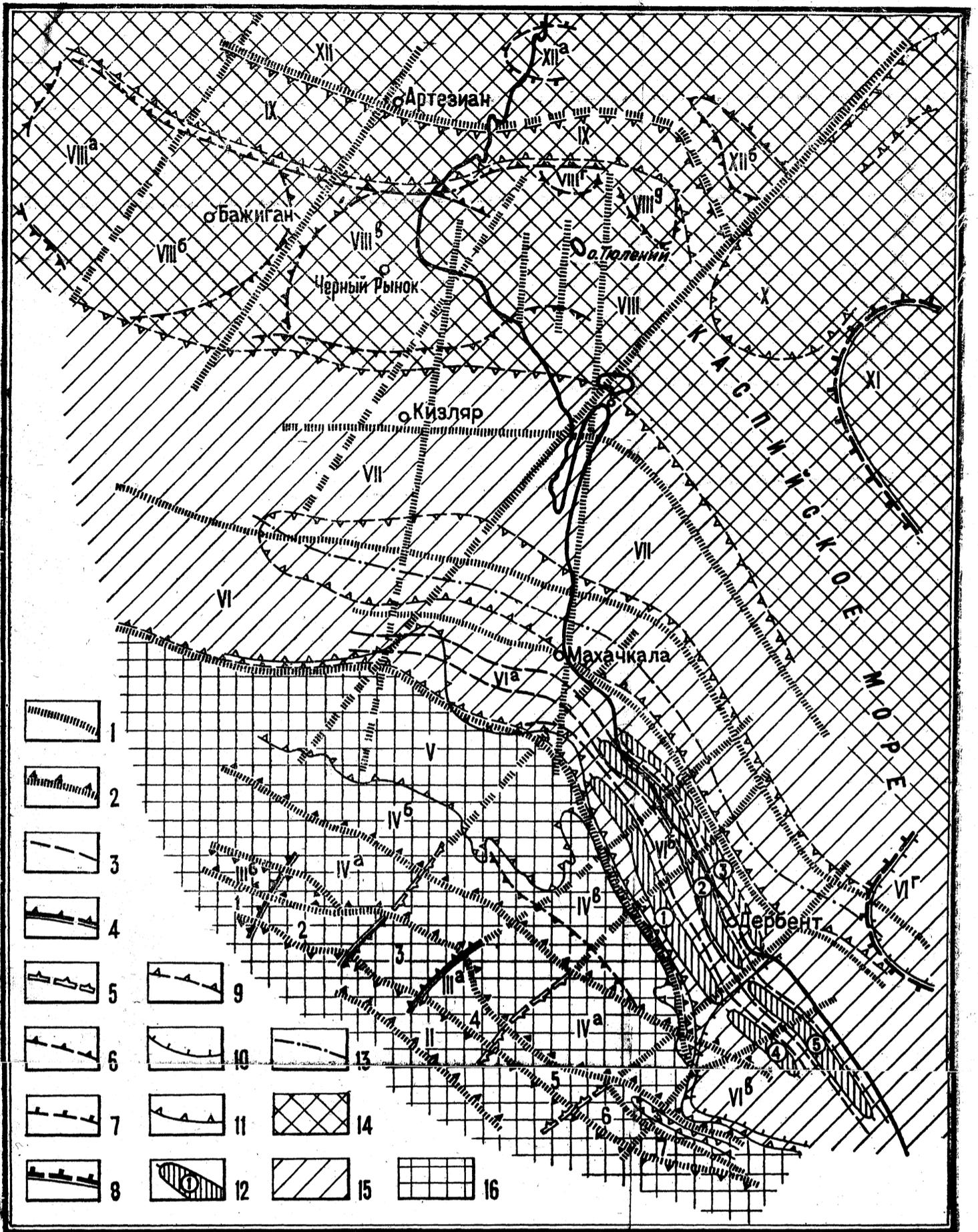


Рис. 1. Структурно-тектоническая схема Дагестана (по Г. Г. Бунину)

1 — региональные глубинные разломы, 2 — региональные глубинные разломы, установленные по геофизическим и геологическим данным; 3 — прочие нарушения; 4 — разломы по доюрскому фундаменту, выделяемые по гравиметрическим и магнитометрическим данным; 6 — контуры поднятий в фундаменте; 7 — контуры поднятий в осадочном чехле; 8 — контуры крупных поднятий древнего фундамента; 9 — контуры прогибов в фундаменте; 10 — контур наложенного прогиба; 11 — граница структурных ярусов; 12 — контуры антиклинальных зон; 13 — ось Терско-Каспийского передового прогиба; 14 — Эпигерцинская платформа; 15 — Терско-Каспийский передовой прогиб; 16 — альпийские складчатые сооружения Большого Кавказа.

Альпийская геосинклинальная область

А. Продольные структуры I-го порядка:

I — Вандамский антиклинорий; II — зона южного крыла мегантиклинория (Ковдагский синклинорий); III — зона ядра мегантиклинория: III-a — антиклинорий Главного хребта; III-b — Бежитинская ступень; III-в — Шахдаг-Гомюрский синклинорий; IV — зона северного крыла мегантиклинория; IV-a — антиклинорий Бокового хребта; IV-b — наклонная складчатая ступень; IV-в — Джуфидагский антиклинорий; V — зона Известнякового Дагестана; VI — геосинклинальный склон Терско-Каспийского передового прогиба; VI-a — центральная зона; VI-b — южно-дагестанская зона (1 — Западная антиклинальная зона; 2 — Восточная антиклинальная зона; 3 — Приморская антиклинальная зона; VI-в — Кусаро-Дивичинский прогиб; 4 — Хачмасская антиклинальная зона; 5 — Ялама-Худатская антиклинальная зона; VI-г — Дербентская впадина.

Б. Поперечные структуры I-го порядка:

1 — Шаро-Аргунский прогиб; 2 — Джаохорское поднятие; 3 — Гугонский прогиб; 4 — Верхнесамурское поднятие; 5 — Рутульский прогиб; 6 — Ахтычайское поднятие; 7 — Шахдагский прогиб.

Эпигерцинская платформа

VII — платформенный склон Терско-Каспийского передового прогиба; VIII — Прикумско-Тюленевская зона поднятий; VIII-e — Озек-Суатская зона поднятий; VIII-б — Сухокумская зона поднятий; VIII-в — Кочубеевская зона поднятий; VIII-г — Северо-Тюленевское поднятие; VIII-д — Восточно-Тюленевское поднятие; IX — Восточно-Манычский прогиб; X — Восточно-Тюленевский прогиб; XI — Центральный Каспийский свод; XII — южный склон крыла Карпинского; XII-a — Каспийское поднятие; XII-b — Жемчужное поднятие.

или внутренний, борт прогиба, являющийся зоной развития третичной складчатости, представляет собой ясно выраженную моноклинал, переходящую ближе к осевой части прогиба в крутую ступень, образуя так называемый «предгорный ров», вследствие чего в этой части прогиб имеет асимметричное строение: крутой южный и пологий северный борта. Приблизительно в центральной части этот склон прогиба осложнен крупным поднятием субмеридионального направления, образующим так называемый «Дагестанский клин». Этот выступ расчленяет южный склон передового прогиба на три тектонические области с запада на восток: Терско-Сунженскую, Центральную и Южно-Дагестанскую. Каждая область характеризуется своими особенностями тектонического развития и строения. Первая расположена в пределах Чечено-Ингушетии и здесь не рассматривается.

Центральная зона охватывает низкие предгорья и передовые хребты складчатого сооружения северного склона Кавказа в пределах Дагестана. Характерной особенностью зоны является развитие крупных нормальных и асимметричных брахиантиклинальных структур со средними углами падения и арочным строением в поперечном сечении [56, 57]. В междуречье р.р. Аксай и Манас выделены антиклинальные складки: Дылымская, Миатлинская, Хадумская, Шамхалбулакская, Чубар-Аркинская, Заузанбашская, Махачкалинская, Кукурттауская (Талгинская) и Эльдамская, которые имеют широтную и близширотную ориентировку. Между Эльдамским и Кукурттауским поднятиями на севере расположены Халчаубашская и Буйнакская синклинали.

В пределах рассматриваемой зоны выделяются два выступа: Сулакский и Эльдамо-Кукурттауский, отвечающие поперечному подъёму Дагестанского клина. Сулакский выступ расположен в районе меридионального течения р. Сулак и соответствует крупному поперечному подъёму, в пределах которого выделяются антиклинальные поднятия Салатауское и Хадумское. Эльдамо-Кукурттауский выступ отвечает поперечному подъёму по линии двух крупных антиклиналей Эльдама и Кукурттау, сложенных на поверхности верхнемеловыми известняками.

Значительную роль в формировании современного Терско-Каспийского передового прогиба сыграли глубинные разломы и региональные разрывные нарушения. На основании данных гравиметрии, магниторазведки, сейсморазведки и электроразведки в пределах рассматриваемой зоны М. Н. Смирновой выделено четыре крупных разлома, следующих параллельно осевой части Восточно-Предкавказского прогиба: Варандинско-Салтабакский (Западно-Дагестанский), Черногорско-Талгинский (Восточно-Дагестанский), Пшекиш-Тырнаузский (Дербентский) и Срединный (Махачкалинский) [297].

К югу от реки Манас, в пределах рассматриваемой моноклинали, расположена Южно-Дагестанская зона, в которой выделяются две крупные антиклинальные зоны—Восточная и Западная,—отделенные друг от друга широкими (10—15 км) прогибами: Каранай-аульским—на севере и Бильгадинским—на юге. Западная антиклинальная зона отделена от зоны Известнякового Дагестана узкой синклинальной зоной, состоящей из Алхаджикентского и Карчагского прогибов.

Восточная антиклинальная зона расположена в приморской равнине Южного Дагестана и прослеживается вдоль побережья Каспийского моря примерно на 70 км. В состав зоны с севера на юг входят следующие брахиантиклинальные поднятия: Ачису, Избербаш, Каякент, Берикей, Дузлак, Огни, Рукель и Хошмензил. Поднятия Восточной антиклинальной зоны сложены на поверхности породами сармата, карагана и чокрака. Характерной особенностью развития складчатости этой анти-

клинальной зоны является несоответствие третичного структурного плана по отношению к мезозойской складчатости.

Западная антиклинальная зона представляет собой крупный сложно построенный структурный элемент, сложенный породами от мелового до плиоценового возраста включительно. В пределах указанной зоны с севера на юг выделяются следующие брахиантиклинальные складки: Салтабакская, Гашинская, Селлинская, Балхас-Хунукская, Экендильская и Аджиноурская. Для этой зоны также характерно несоответствие их структурных планов.

В строении указанных зон наблюдаются поперечные к простиранию складок подъема и прогибы, отражающиеся в ундуляции шарниров и указывающие на существование отдельных блоков, смещенных к общей линии простирания зон в поперечном направлении.

Считалось, что к северу и северо-востоку от Восточной антиклинальной зоны моноклиналь выполаживается вплоть до горизонтального залегания пластов и что складчатость здесь отсутствует. Однако исследованиями последних лет эти представления оспариваются. Под покровом четвертичных отложений в море предполагается существование акваториальной антиклинальной зоны прерывистой складчатости.

Кусаро-Дивичинский прогиб представляет собой наиболее восточное звено в системе передовых прогибов Большого Кавказа. Прогиб заложился на юго-восточном склоне Терско-Каспийского передового прогиба, а также частично наложен на складчатую зону Большого Кавказа.

Дербентская котловина представляет собой крупную тектоническую впадину в центральной части Каспийского моря, в которой раскрываются Терско-Каспийский передовой прогиб и Кусаро-Дивичинский прогиб, обрамляющие Большой Кавказ.

ПОПЕРЕЧНЫЕ СТРУКТУРЫ 1-го ПОРЯДКА

В пределах Дагестана выделяется ряд поперечных (субмеридиональных) структурных элементов: поднятий и прогибов, разделенных крупными зонами разломов, дробящих доюрский фундамент на отдельные блоки, ступенчато погружающиеся в юго-восточном направлении. Самой западной поперечной тектонической зоной является Шаро-Аргунский прогиб. Он заключен между фортангинским поперечным поднятием и меридиональным подъемом Дагестанского клина. Вероятно, в палеозойском фундаменте здесь проходит зона глубинных разломов. К местам пересечения этой разломной зоны с широтной приурочены Варандинское и Бенойское поднятия [195].

К востоку через весь Дагестан проходит крупное Дагестан-Зангезурское поперечное поднятие [131], являющееся наиболее приподнятой поперечной структурой Юго-Восточного Кавказа. В осевой части его в области Главного Кавказского хребта геофизическими исследованиями выделяется Джоахорское поднятие, которое к северу раздваивается на два крупных тектонических выступа: Сулакский и Эльдамо-Кукурттауский. Обращает внимание ступенчатый характер строения этого поперечного поднятия вследствие горизонтально-сдвиговых перемещений по поперечным разрывам.

Гутонский прогиб отмечается, по геофизическим данным, к востоку от Джоахорского поднятия и прослеживается как в зоне ядра мегантиклинория, так и в его северном крыле. Этот прогиб ограничен с запада Карабудахкентским и с востока Кусуро-Избербашским поперечными разломами.

Верхнесамурское поперечное поднятие расположено восточнее Гутонского прогиба. Его восточная граница устанавливается по гравиметрическим и магнитометрическим данным и, по-видимому, представлена флексурой. Вероятно, этот флексурный перегиб приурочен к Курдуло-Уллучайскому поперечному разлому. В пределах моноклинали, сложенной третичными отложениями, это поперечное поднятие разбито на два блока Гамри-озеньским поперечным разломом.

Верхнесамурское поднятие к юго-востоку сменяется Рутульским прогибом. Прогиб хорошо выражен как в пределах ядра мегантиклинория, так и его северного и южного крыльев. Восточная граница прогиба проходит по долинам рек Гдым-чай и Ахты-чай и контролируется Касумкентским поперечным разломом.

К востоку от Рутульского прогиба расположено Ахтычайское поперечное поднятие. Этот флексуобразный уступ приурочен к крупному Самурскому поперечному разлому.

ЭПИГЕРЦИНСКАЯ ПЛАТФОРМА

К северу от геосинклинальной области Большого Кавказа расположена эпигерцинская платформа, или Предкавказская плита. В пределах Восточного Предкавказья эпигерцинская платформа распадается на платформенный склон Восточно-Предкавказского передового прогиба, крупную погребенную Прикумско-Тюленевскую зону поднятий, сочленяющуюся на севере через Восточно-Манычский прогиб со сложным построенным валом Карпинского. Последний по системе региональных разломов соединяется с Русской платформой. В пределах эпигерцинской платформы различаются складчатое основание и платформенный покров. Фундамент сложен отложениями девонской и каменноугольной систем, смятыми в складки северо-западного простирания. Мощность осадочного чехла увеличивается от 4 км до 5—6 км в сторону передового прогиба и до 8 км в районе Каспийского моря.

ТЕМПЕРАТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ КЛИМАТИЧЕСКИХ РАЙОНОВ ДАГЕСТАНА

Как известно, значительное влияние в формировании теплового режима верхних участков земной коры, наряду с внутренним теплом Земли, оказывает солнечная радиация. Учитывая, что радиационный поток в сотни раз превышает тепловой поток из недр Земли, можно говорить о решающей роли солнечной радиации в тепловом балансе земной поверхности.

Наличие многообразных факторов, определяющих климатические особенности рассматриваемого района, приводит к значительным вариациям климатических констант, что отчетливо прослеживается по поведению среднегодовых температур воздуха в различных районах Дагестана [159]. На сравнительно небольшой площади эти температуры изменяются от $+12^{\circ}\text{C}$ в юго-восточной прибрежной полосе до -4°C на гребнях хребтов с отметками 3400 м и более (рис. 2).

Местными факторами, определяющими климатические особенности Дагестана, являются: Каспийское море на востоке, степи и пустыни на севере и высокие горные хребты на юго-западе. В связи с этими физико-географическими условиями в пределах Дагестана выделяются три климатических района:

Основные данные температур воздуха климатических районов Дагестана
по Коростелеву Н. А. [159]

Станции	Высота пункта над уров. моря	Месяцы													Степень континен- тальнос- ти	Амплиту- да темпе- ратур за год
		I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	XIII		
Ачикулак	100	-4,9	-4,3	2,4	9,1	17,1	22,0	25,0	24,2	17,7	11,2	4,1	-0,4	10,3	60	29,9
Ольгино	19	-5,1	-4,0	2,0	8,6	16,2	21,0	24,1	23,4	17,1	10,9	3,9	0,9	9,8	—	—
Степан-бугор	92	-4,6	-4,0	2,3	9,0	16,8	21,9	25,0	24,2	17,6	11,7	4,1	-0,8	10,3	—	—
Терекли-Мектеб	21	-3,1	-2,2	2,9	9,5	17,3	22,0	25,4	24,1	18,2	12,3	5,0	0,0	11,0	—	—
Кизляр	5	-2,0	-1,0	3,2	9,6	16,8	21,4	24,4	23,4	18,3	12,4	6,0	1,0	11,0	53	26,4
Чечень, Маяк	21	-1,1	-0,6	2,5	8,8	16,4	21,7	24,5	24,2	19,8	14,0	7,5	2,1	11,6	51	—
Махачкала	34	-0,8	0,1	3,5	9,0	16,1	21,2	24,5	24,0	19,2	13,7	6,9	2,3	11,6	51	25,3
Избербаш	11	0,2	0,8	3,4	9,2	11,2	21,6	24,4	23,8	19,5	12,0	7,7	3,0	11,8	—	—
Дербент	17	1,1	1,8	4,3	9,1	15,9	21,4	24,7	24,6	20,2	14,8	8,5	4,2	12,6	47	23,6
Хасавюрт	127	-2,9	-1,4	3,2	9,7	16,8	21,2	23,8	23,4	18,0	12,3	5,1	0,4	10,8	54	—
Талги	—	1,0	0,2	3,5	9,6	16,8	20,8	24,0	23,4	18,1	12,5	6,1	1,9	11,3	—	—
Буйнакск	492	-2,4	-1,4	3,0	9,2	16,0	20,2	23,0	22,3	17,0	11,5	5,1	0,6	10,3	52	25,4
Леваши	1160	-6,0	-3,4	0,7	6,6	12,4	15,0	17,6	17,4	12,8	8,2	1,4	-2,8	6,7	47	—
Сергокала	525	-2,8	-1,4	2,2	8,8	15,2	18,8	21,8	21,2	16,2	11,0	4,4	0,6	9,7	50	—
Главный Сулак	21	-0,7	0,1	3,4	8,7	15,9	20,6	23,9	23,7	19,3	13,7	7,0	2,4	11,5	—	24,6
Касумкент	474	-1,9	-0,2	3,6	9,4	16,2	20,0	22,9	22,4	17,4	12,2	5,7	1,6	10,8	52	24,8
Ботлих	700	-3,5	-1,3	3,3	9,0	15,2	18,9	21,4	20,7	15,5	10,5	3,9	-0,6	9,4	—	25,0
Хунзах	1695	-5,9	-3,3	0,6	5,9	11,3	13,5	15,8	16,0	12,1	7,9	1,7	-2,1	6,1	42	21,9
Гуниб	1583	-5,2	-2,4	0,7	6,8	12,0	13,8	16,3	16,5	12,5	8,6	2,1	-1,3	6,7	42	—
Кумух	1525	-5,1	-2,8	0,8	6,8	12,0	14,5	16,6	17,2	13,2	8,9	1,9	-2,6	6,8	43	—
Ахты	1054	-3,0	-0,4	3,6	8,8	14,4	17,4	20,4	20,0	15,7	10,9	4,3	0,0	9,3	48	23,4
Шаури	1479	-8,4	-3,7	-0,3	5,9	11,9	13,5	15,6	15,6	11,7	7,6	0,5	-3,8	5,5	—	—
Сулак высокогорный	2923	-11,0	-9,3	-7,0	-2,3	2,9	5,0	7,9	8,7	4,9	1,4	-4,2	-7,4	-0,9	36	19,7
Тлярата	1450	-7,2	2,8	0,8	6,7	12,1	13,8	16,2	16,8	12,3	7,8	1,3	-3,8	6,2	—	—
Лучек	1515	-3,9	-0,8	2,3	7,8	13,0	15,3	18,0	18,1	14,3	10,3	3,8	-1,4	8,1	44	22,0

- 1) Степной район между течением р. Кумы и Предгорьями на юге.
- 2) Приморская низменная часть от устья р. Сулак до устья р. Самур.
- и 3) Горный Дагестан.

Температура воздуха. Терско-Кумский район. Температура в Терско-Кумском районе понижается по направлению с востока на запад. Так, Ачикулак теплее Ольгино, но холоднее Кизляра, что объясняется, с одной стороны, повышением местности, с другой — удалением от моря.

Данные таблицы 2.6 показывают, что наиболее пониженной температурой в зимнее время характеризуется участок междуречья Кумы и Терека (Ногайские степи). Очень теплая зима наблюдается в прибрежной полосе и в Кизлярском районе. На участках, прилегающих к предгорью (г. Хасавюрт и др.), сказывается влияние горных массивов, дающих понижение температуры во все времена года.

Приморский район включает полосу побережья Каспийского моря от Махачкалы до Дербента. Температура прибрежной полосы, протягивающейся к северу от Махачкалы, характеризуется условиями Чеченского маяка. Этот участок обладает одинаковой среднегодовой темпера-

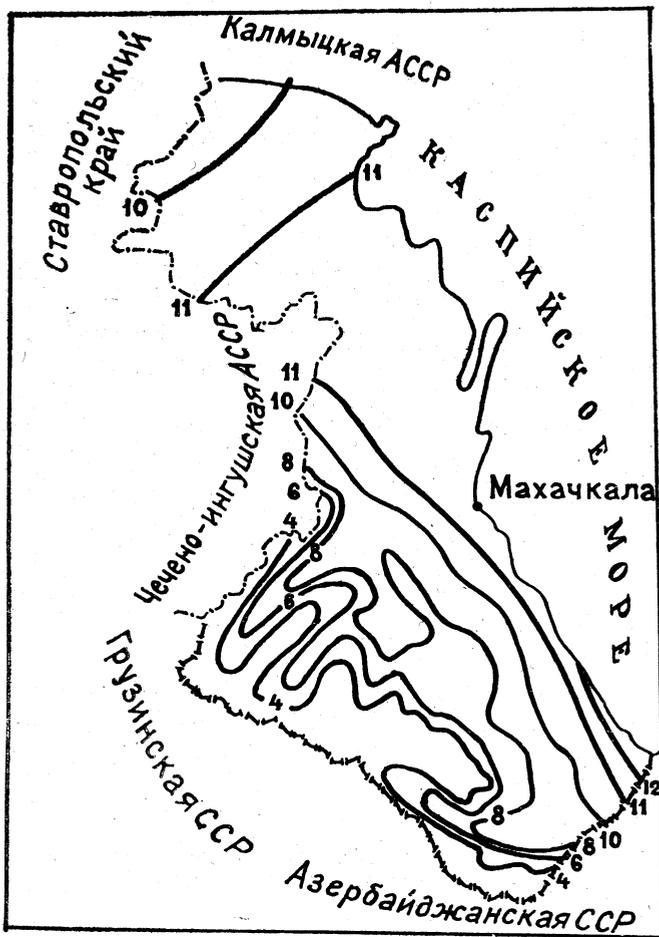


Рис. 2. Схематическая карта среднегодовых температур воздуха Дагестана.

турой. Заметные различия в температурах наблюдаются в феврале и марте, когда к северу от Махачкалы холоднее, а также осенью, когда в районе Чеченского маяка несколько теплее благодаря островному положению этого участка.

В среднем годовая температура от Махачкалы до Дербента повышается на 1°. Таким образом, Дербент является наиболее теплым районом республики: годовая температура его составляет 12,6°.

Горный Дагестан представляет собой замкнутую со всех сторон горную страну, северо-восточная часть которой характеризуется узкими высокими плоскогорьями, юго-западная — высокими хребтами, нередко

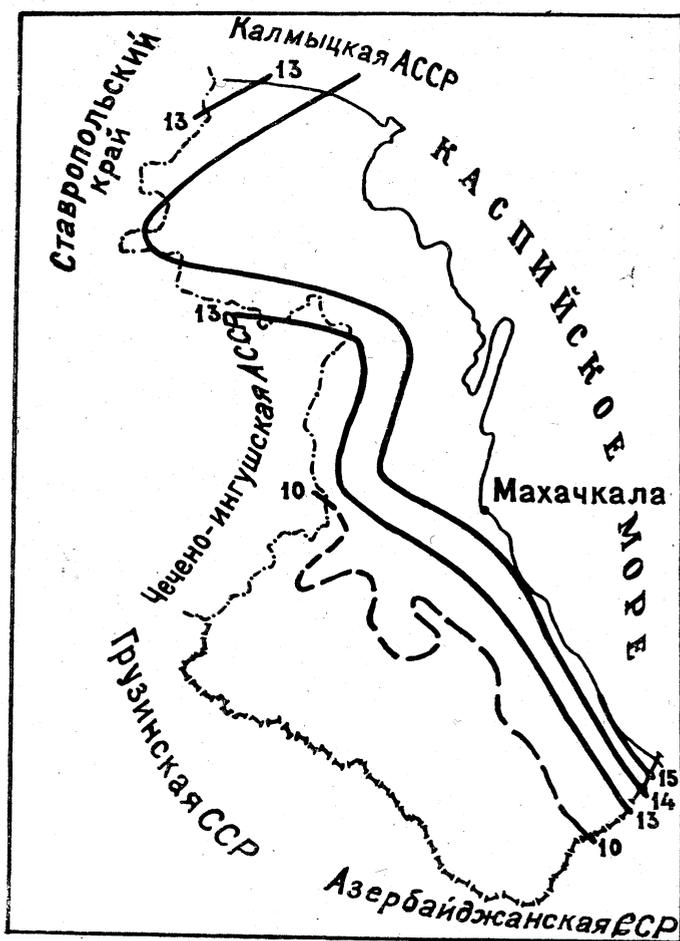


Рис. 3. Схематическая карта средних многолетних температур почв Дагестана.

Таблица 28

Среднемесячные и среднегодовые температуры почв Дагестана

Район	Месяцы												Годовая
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Бажиган	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,0
Терекли-Мектеб	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	14,3
Кизляр	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,2
Бабаюрт	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,6
Хасавюрт	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	13,0
Буйнакск	-1,3	-0,7	4,6	11,4	19,0	23,5	26,6	25,6	19,4	13,6	6,4	1,9	12,5
Талги	-0,8	1,0	5,1	12,9	21,6	26,4	29,7	27,9	20,6	13,6	6,4	1,6	13,9
Махачкала	-0,6	0,9	5,1	12,3	20,9	26,8	30,2	28,5	21,7	14,8	7,2	2,0	14,2
Дербент	2,2	2,6	5,1	12,5	21,9	28,0	31,5	29,9	22,5	15,8	8,2	3,4	15,3

воздымающимися на снеговую линию. Коэффициенты понижения температуры с высотой для различных направлений следующие:

Таблица 2.7

	Разность высот, м	Разность средне- годовых темпе- ратур	Понижение °С на 100 м
Буйнакск — Махачкала	443	1,3°	0,29
Ботлих — Буйнакск	225	1,0°	0,44
Хунзах — Буйнакск	1225	4,2°	0,35
Гуниб — Буйнакск	1108	3,6°	0,32
Хунзах — Гуниб	117	0,6°	0,51
Ахты — Касумкент	710	1,5°	0,21
Ахты — Дербент	1218	3,3°	0,27

Наиболее холодным пунктом во все времена года является самый высокий район (ст. Сулак высокогорная с абс. отм. 2923)-

Температурный режим земной поверхности. Одной из отправных величин при проведении геотермических исследований в верхних горизонтах литосферы является температурный режим ее поверхности. Средняя многолетняя температура земной поверхности в значительной степени контролирует суммарные теплопотери. Тепловой режим почв Дагестана изучен в гораздо меньшей степени, чем это сделано для воздуха. Средние многолетние температуры определены по ограниченному числу метеорологических станций (таблица 2.8).

Учитывая важность знания площадного распределения средних многолетних температур почвы для некоторых геотермических построений, нами составлена схематическая карта средних многолетних температур поверхности Дагестана (рис. 3). Кроме данных о температуре почвы ряда метеостанций, использовались и материалы о температуре воздуха. При этом интерпретация последних давалась, исходя из факта преобладающего влияния теплового режима земной поверхности на формирование температурных условий воздушной среды.

ГЛАВА III

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНО-МЕТОДИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ УЧАСТКОВ ЛИТОСФЕРЫ

Основным критерием, предопределяющим успешную разработку обширного круга вопросов как теоретического, так и практического характера, является количественная оценка теплового режима земных недр в региональных масштабах. Особо важное значение эта проблема приобретает в связи с дифференцированным рассмотрением роли того или иного фактора в формировании теплового поля земных недр.

Немногочисленные работы, посвященные этой проблеме, характеризуют, как правило, лишь относительно глубокие (доступные бурению) горизонты. Причем имеющиеся определения тепловых потоков относятся к отдельным пунктам, разобщенность которых не позволяет провести площадные построения. Таким образом, методический вопрос исследования поля тепловых потоков в региональных масштабах является в известной степени открытым. Неудовлетворительно разработан также и вопрос методики изучения тепловых потоков приповерхностных участков земной коры в переходной области от гелио- к геотермозоне, имеющий важное значение при определении суммарных теплопотерь с поверхности Земли путем теплопроводности, при разработке геотермических методов поисков и разведки полезных ископаемых (посредством термических исследований неглубоких скважин) и при изучении других проблем.

Рассматриваемые горизонты, ограниченные глубинами в несколько десятков метров, относятся к области сложного взаимодействия потоков тепла от Солнца и из земных недр. В тепловом балансе приповерхностных горизонтов значительную роль играет тепловой режим глубинных областей, что является важным обстоятельством для изучения тепловых процессов земных недр по геотермическим наблюдениям в приповерхностных зонах. Сложность условий формирования теплового режима приповерхностных горизонтов создает значительные трудности в проведении геотермических исследований и интерпретации их результатов. При исследовании поля тепловых потоков, относящегося к рассматриваемым глубинам, необходимо учитывать особенности распределения температур под воздействием внешнего и внутренних источников тепла.

С целью выявления характера взаимодействия периодически меняющегося теплового потока от Солнца и относительно стабильного потока тепла из земных недр был проведен комплекс единовременных геотермических исследований специально пробуренных скважин в разнообразных структурно-тектонических, литологических и геоморфологических условиях, а также организованы многолетние наблюдения на геотермических режимных станциях.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО РЕЖИМА ГЕЛИОТЕРМОЗОНЫ

Как отмечалось, тепловой режим приповерхностных горизонтов земной коры определяется величиной солнечной радиации, значительно превосходящей тепловой поток из недр Земли. Большая роль климата в формировании температурных условий земной коры была отмечена еще в начале XX столетия П. А. Ячевским, А. И. Воейковым, А. В. Клосовским, В. В. Докучаевым и др. К этому же периоду относятся первые попытки оценить глубину проникновения палеоклиматических колебаний [52], порядок которой определяется в несколько сот метров. Позднее Н. Н. Корытниковой математически была показана возможность распространения фронта поверхностных температур до глубин порядка 17 км [158]. В 1940 г. на влияние климатического фактора в формировании гидротерм было указано А. М. Овчинниковым [257]. В последние два десятилетия проблеме климатического влияния на тепловой режим земных недр в современную эпоху и в прошлом был посвящен целый ряд работ [191, 226, 258, 259, 308, 348, 349, 350, 378 и др.].

Одним из основных факторов, определяющих тепловой режим поверхностных участков Земли, является радиационный баланс, представляющий собой разность между суммарной радиацией на земной поверхности и эффективным излучением, включая отраженную радиацию. Величина радиационного баланса зависит от высоты солнечного стояния, облачности, а также эффективного излучения и альbedo Земли [38]. Приход или расход лучистой энергии, определяющий тепловое состояние земной поверхности, зависит от широтного и гипсометрического положений местности: значения радиационного баланса возрастают с уменьшением географической высоты района и его широты.

При оценке роли инсоляции следует учитывать, что в определенных условиях она может быть сведена до минимума на глубине менее одного метра. Такое явление наблюдается на участках интенсивной восходящей фильтрации глубинных вод, в районах с аномально высокой плотностью теплового потока, в местах проявления вулканической деятельности. С другой стороны, проникновение годовых колебаний температур может достигать нескольких десятков метров (в условиях нисходящего фильтрационного движения вод и конвекционного проникновения охлажденного воздуха на большие глубины).

Таким образом, тепловой режим приповерхностных участков является результатом сложного взаимодействия тепловых потоков от внешних и внутренних источников тепла. Дифференциация этих противоположно направленных тепловых потоков является важной проблемой при решении ряда вопросов теоретического и практического характера. В тесной связи с разрешением этой проблемы находится вопрос суммарных тепловых потерь с поверхности Земли путем проводимости ввиду того, что именно приповерхностные участки располагают суммой генерируемого в недрах тепла, потери которого в значительной мере контролируются климатическим фактором.

К настоящему времени для характеристики картины распределения температур в активной зоне (области годовых теплооборотов) и нейтральном слое наука располагает весьма скудными экспериментальными данными. В связи с этим решение многих важных вопросов геотермии базируется в основном на теоретических обобщениях с привлечением эпизодического, разобщенного материала, полученного опытным путем, что нередко приводит к искаженному толкованию некоторых тепловых явлений, наблюдаемых в гелиотермозоне.

В Дагестанском филиале АН СССР был проведен комплекс экспе-

риментальных исследований по изучению характера распределения температур в области взаимодействия тепловых потоков от внешних и внутренних источников тепла и выявлению суммарных теплопотерь приповерхностными участками литосферы путем теплопроводности.

Полевым работам предшествовало обобщение климатологических данных, содержащих сведения о температурах воздуха, почвы и амплитуде их колебания в различных районах Дагестана. Полученные данные послужили основой при построении схематической карты средних многолетних температур поверхности территории Дагестана. Эта карта способствовала наиболее рациональному выбору точек бурения специальных скважин для исследования геотемпературного поля. В комплекс полевых работ были включены как единовременные замеры температур в скважинах, пробуренных в разнообразных геологических условиях, так и систематические наблюдения на геотермических режимных станциях.

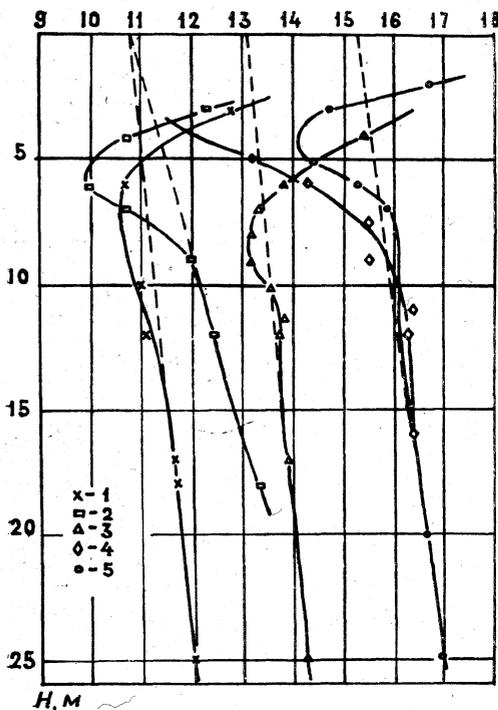


Рис. 4. Характер изменения температур с глубиной в приповерхностной зоне Дагестана.

1. Балхас-Хунук. 2. Сергокала. 3. Ленинкент. 4. Кизляр. 5. Зурамакент.

не претерпевали каких-либо изменений, оставаясь практически постоянными. Амплитуда годовых колебаний температур на глубине 1 м составляет 16° (от 6 до 22°C), сокращаясь до $0,75^{\circ}$ на глубине 7,5 м.

Результаты экспериментальных исследований характера изменения температур приповерхностных участков литосферы на территории Дагестана подтверждают соответствие опытных данных с теоретическими. В частности, температурный материал по активной зоне в общих чертах

Некоторые результаты экспериментальных исследований отражены на графике (рис. 4). Приведенные данные показывают характер изменения температур с глубиной в практически однородных толщах преимущественно глинистого состава. Пунктирная линия является продолжением геотермического градиента в зоне действия переменных температур (зона годовых теплооборотов).

Существенный интерес могут представить материалы многолетних наблюдений на режимных станциях. Результаты таких наблюдений на Избербашской режимной станции показаны на рис. 5. Температурные исследования на этой режимной станции позволили пронаблюдать за поведением теплового поля области годовых теплооборотов в течение нескольких лет. Было установлено, что температуры на глубинах свыше 17,5 м на протяжении всего времени наблюдения

отражает известные законы Фурье, определяющие характер передачи периодических колебаний температур поверхности более глубоким горизонтам.

Анализ опытных данных, полученных в различных геологических условиях, позволяет сделать вывод, что асимптотой затухающих гармонических колебаний активной зоны (зоны годовых теплооборотов) является линия геотермического градиента, проведенная от нейтрального

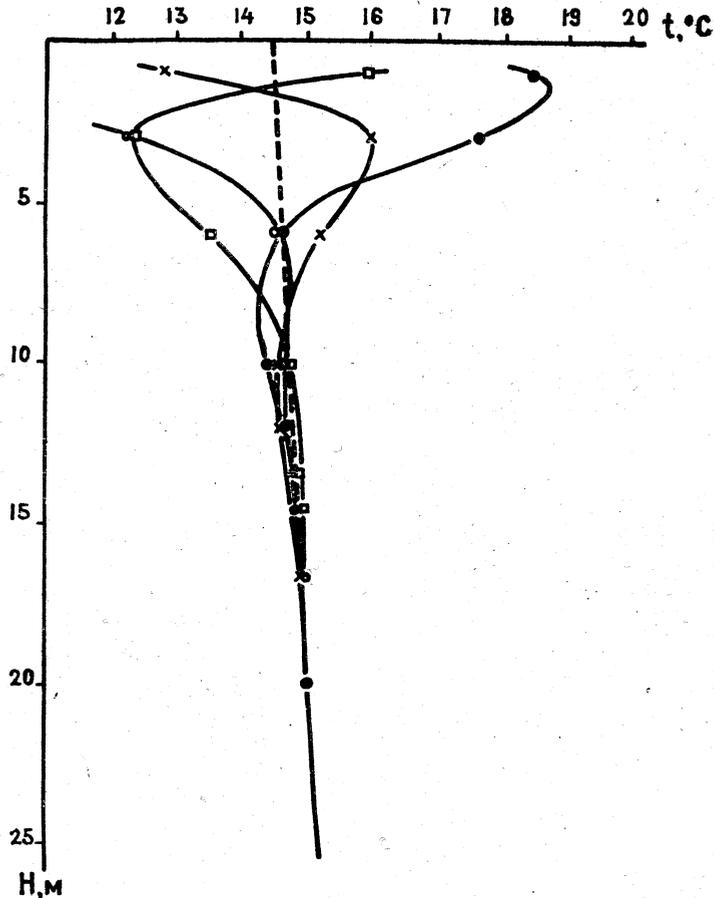


Рис. 5. Результаты режимных наблюдений на геотермической станции (г. Избербаш).

- | | | | |
|----|---------------|----|--------------|
| 1. | — 10.06.59 г. | 2. | — 4.10.59 г. |
| 3. | — 18.11.59 г. | 4. | — 2.02.60 г. |

слоя до нулевых глубин с температурой, соответствующей средней годовой температуре поверхности. Это обстоятельство было доказано опытным путем в районах, где на ограниченных площадях плотность теплового потока варьирует в значительных пределах, в то время как микроклиматические условия исследуемых пунктов наблюдения являются идентичными. Геологический разрез в этих точках отличается выдержанностью, а породы, слагающие его, относительной изотропностью теплофизических свойств. Исследования, проведенные на Хошмензильской антиклинальной складке, показали, что при одном и том же режи-

ме солнечной радиации величина плотности теплового потока в пределах этой структуры колеблется от $0,5$ до $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек. Подобные аномалии являются результатом перераспределения тепла земных недр структурами антиклинального типа. Высказываемое положение об асимптотическом приближении затухающих гармонических колебаний температур к линии геотермического градиента иллюстрируется на приведенном графике (рис. 6), откуда следует и то, что линии геотермических градиентов, отвечающие разным величинам плотности теплового потока, имеют общую температурную точку, соответствующую средней годовой температуре земной поверхности данного участка. Последнее позволяет говорить о солнечной радиации как об определяющем факторе формирования температур поверхности Земли. Однако при значительной разнице в тепловых потоках, достигающей десятикратных величин, отмечается некоторое несовпадение в поверхностной температуре геотермических градиентов, создаваемых этими тепловыми потоками. Так, в районе Дузлакекого поднятия плотность теплового потока характери-

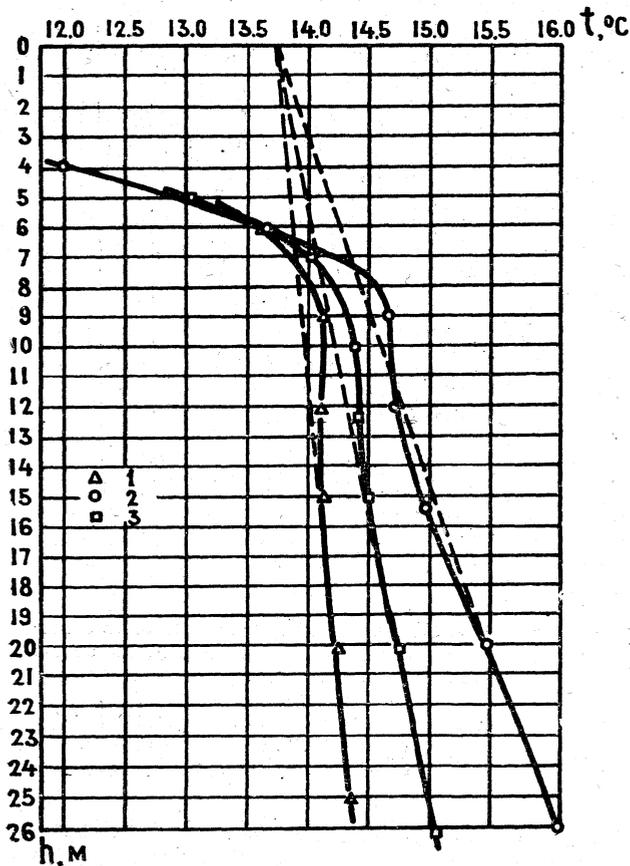


Рис. 6. Характер изменения геотермического градиента в зависимости от структурного положения точки наблюдения.

1. Область горизонтального залегания пород.
2. Свод антиклинали.
3. Крыло антиклинали.

зуются высокими значениями, достигающими $4,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек, в то время как в соседнем участке (с. Мамедкала), расположенном в 5 км от свода структуры, величина этого параметра снижается до $0,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек. Превышение значения теплового потока на первом участке почти в 10 раз приводит к увеличению средней многолетней температуры поверхности этого участка на $0,4^{\circ}\text{C}$ (рис. 7).

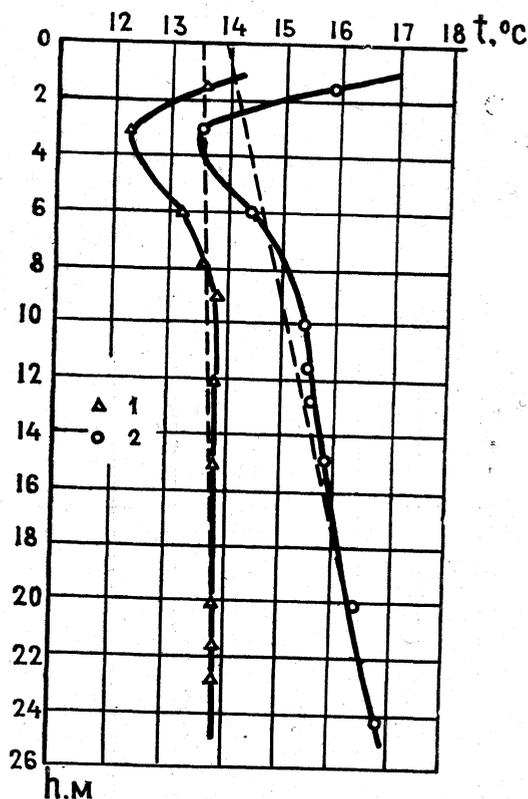


Рис. 7. Характер влияния многократного возрастания величины теплового потока на среднюю многолетнюю температуру земной поверхности.

1. Тепловой поток $0,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек (Мамедкала).
2. Тепловой поток $4,9 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек (Дузлак).

Одностороннее изменение средней годовой температуры в сторону понижения вызывает увеличение теплопотерь и соответственно возрастание величины плотности теплового потока. При потеплении климата наблюдается обратная картина, что в конечном итоге может привести к формированию отрицательных геотермических градиентов, соответствующих понижению температур с глубиной [348].

В практике расчета глубинных температур в активной зоне обычно пользуются известной формулой, вытекающей из закона Фурье:

$$U = U_{\text{с. п.}} + A_0 \exp\left(-x \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}\right) \cos\left(\frac{2\pi\tau}{T} - x \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}\right), \quad (3.1)$$

где U — температура на глубине x в момент времени τ ;
 $U_{\text{с. п.}}$ — среднегодовая температура земной поверхности;
 A_0 — размах колебаний поверхностных температур;
 T — период колебания температурных волн;
 a — коэффициент температуропроводности горных пород.

Результаты анализа экспериментальных данных позволяют внести некоторые дополнения, которые связываются в первую очередь с линией геотермического градиента как с асимптотой затухающих гармонических колебаний температур в приповерхностных участках земной коры. С изменениями соотношение (3.1) приобретает вид:

$$U = U_{\text{с. п.}} + \Gamma_x + A_0 \exp\left(-x \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}\right) \cos\left(\frac{2\pi\tau}{T} - x \sqrt{\frac{\pi}{a\tau}}\right), \quad (3.2)$$

Таблица 3.1

Глубина залегания и температура подошвы слоя теплооборотов

Районы и пункты наблюдения	Абсолютные отметки, м.	Основная порода в слое годовых теплооборотов	Возраст	Глубина нейтрального слоя, м.	Температура нейтрального слоя, °С
Равнинный до 100					
Кочубей		песок	четвертичный	23,0	14,50
Кизляр		глина	четвертичный	17,0	16,45
Султанянгиурт		глина	—»—	17,0	14,58
Ленинкент		глина	сарматский	17,0	14,13
Приморский —»—					
Махачкала		глина	сарматский	17,5	15,60
Избербаш		глина	сарматский	17,5	15,00
Каякент		глина	сарматский	16,0	14,65
Берекей		глина	чокракский	16,0	14,10
Дузлак		глина	чокракский	17,5	16,05
Мамедкала		глина	сарматский	18,00	13,80
Огни		глина	майкопский	17,0	14,36
Дербент		известняк	сарматский	15,0	14,17
Арабляр		суглинок	четвертичный	15,0	14,18
Хошмензил		глина	чокракский	14,0	14,87
Рубас		глина	чокракский	14,0	14,51
Предгорный 100—1500					
Зурамакент		глина	майкопский	15,0	16,15
Талги		глина	майкопский	17,0	13,85
Н. Дженгутай		глина	майкопский	14,5	11,50
Сергокала		мергель	фораминиферов.	14,0	12,50
Маджалис		известняк	в. меловой	14,0	11,62
Леваши		глина	н. меловой	20,0	10,00
Кутиша		известняк	в. меловой	15,0	10,20
Нагорный					
Кумух	свыше 1500	гл. сланец	ср. юрский	15,0	9,80

где Γ — геотермический градиент. Исходя из этой формулы, можно в случае однородной среды определять температуры в любой глубинной точке активной зоны.

Эту температуру можно принимать за исходную при соответствующих расчетах приповерхностного геотермического градиента, а в качестве второй температурной точки может фигурировать любая — в области ниже нейтрального слоя. В соответствии с этим суммарные теплотери с поверхности Земли теплопроводностью ориентировочно могут быть подсчитаны по формуле:

$$q = \frac{\lambda(t_{\text{н.с.}} - t_{\text{с.п.}})}{h_{\text{н.с.}}}, \quad (3.3)$$

где q — тепловой поток;

λ — коэффициент теплопроводности;

$t_{\text{н.с.}}$ — температура ниже нейтрального слоя на глубине $h_{\text{н.с.}}$;

$t_{\text{с.п.}}$ — средняя годовая температура земной поверхности.

Затухающие гармонические колебания температур, вызванные периодически изменяющимся в течение года потоком солнечной радиации, ограничиваются в большинстве случаев глубинами 20—30 м, в Предгорном Дагестане—17,5 м (табл. 3.1). Изменения в солнечной активности, охватывающие гораздо большие отрезки времени, распространяются на значительные глубины, величина которых составляет десятки и сотни метров. Колебания климатических условий, соизмеримые с масштабами геологического времени, выражаются в чередовании эпох максимального потепления и связанной с ними инсоляции, эпохами похолодания, характеризующимися преобладанием излучения. Проникновение этих колебаний, как это отмечалось, может достигать в ряде случаев нескольких тысяч метров. В естественных условиях сравнительно легко улавливаются тепловые волны, связанные с годовыми изменениями температур. Фиксирование тепловых колебаний, соответствующих более длительному периоду времени, является затруднительным в силу наличия в природных условиях лишь сред, отличающихся в той или иной степени неоднородностью пород, а следовательно, и их тепловой анизотропией. Кроме того, при исследовании температур вдоль ствола скважины, на результаты замеров часто накладывается влияние конвекции и других искажающих факторов.

Экспериментальные исследования характера поведения температур на глубинах ниже подошвы годовых теплооборотов были проведены в специальной скважине. Район для проведения этих исследований был выбран на участке курорта Талги, сложенном литологически выдержанной толщей майкопских глин. Геотермические наблюдения до уровня в 101 м велись по методике забойных температур, заключающейся в поинтервальном углублении скважины с последовательными замерами температур забоя.

В результате тщательно выполненных работ удалось установить волновой характер в изменении температур на глубинах, значительно превышающих зону годовых теплооборотов (рис. 8). Аналогичные исследования были проведены в районе широкого развития глин средне-сарматского возраста (г. Избербаш). На температурной кривой, полученной на этом участке, также прослеживается закономерность, установленная в районе курорта Талги.

После месячной выстойки с момента окончания бурения скважины в Талгах были проделаны повторные исследования по методу точечных замеров температур, разработанному в Институте физики Земли АН СССР. Полученная этим способом температурная кривая не отра-

зла зафиксированный ранее волновой характер в распределении температур (рис. 8). Такие же результаты дал промер, сделанный спустя два месяца после окончания бурения. Выравненный характер кривой, полученной при промере по стволу скважины, можно объяснить сглаживающим влиянием конвекции. Таким образом, изучение волнового характера распределения температур с глубиной, вызванного колебаниями температур года и более длительных периодов, возможно лишь при соблюдении мер, сводящих до минимума влияние конвекции. Метод забойных температур может явиться одним из способов экспериментального исследования тепловых волн, обусловленных палеоклиматическим фактором.

Анализ опытных данных показывает, что в верхних слоях литосферы рассматриваемого региона мы имеем дело со сложным колебанием температур, состоящим, по крайней мере, из трех простых (суточных, годовых и многолетних) затухающих гармонических колебаний. Различие в амплитудах и периодах этих колебаний определяет и разную глубину их проникновения. Причем верхний участок температурной кривой каждого из затухающих гармонических колебаний с большей амплитудой и периодом является асимптотой для кривой подобных колебаний с меньшим периодом и амплитудой. При рассмотрении области годовых теплооборотов было установлено асимптотическое приближение годовых температурных колебаний к верхней части геотермического градиента, последний же представляет собой часть кривой колебаний с большей амплитудой и периодом, асимптотически приближающейся к параболической кривой — верхнему участку колебания с еще большим периодом и амплитудой (рис. 9).

Глубины различных колебаний на примере 160-метровой экспериментальной скважины, пробуренной на площади Хошмензил, следующие: суточных — 0,8 м, годовых — 15,0 м, многолетних — 100 м, вековых — более 160 м (рис. 9).

Таким образом, температурные кривые верхних слоев литосферы

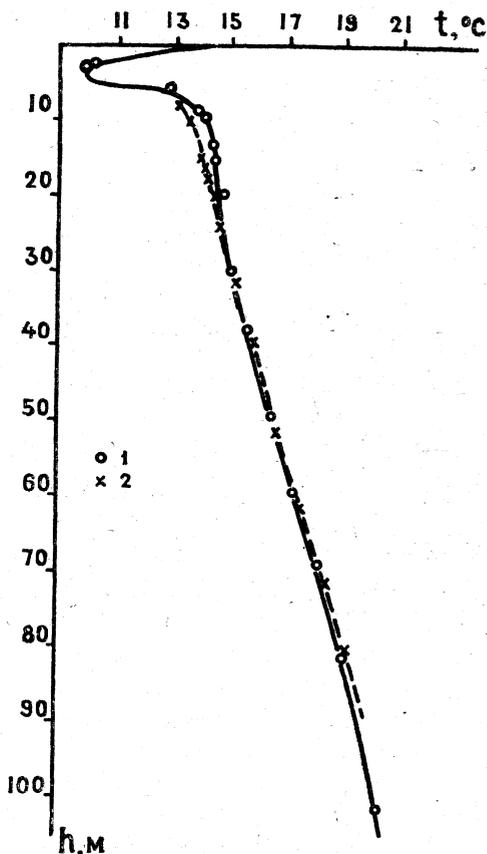


Рис. 8. Результаты измерений температур в районе курорта Талги.
1. По методу забойных температур.
2. По стволу пробуренной скважины.

представляют собой совокупность нескольких простых затухающих гармонических колебаний с разновеликими амплитудами и периодами, определяющими различные глубины проникновения этих колебаний.

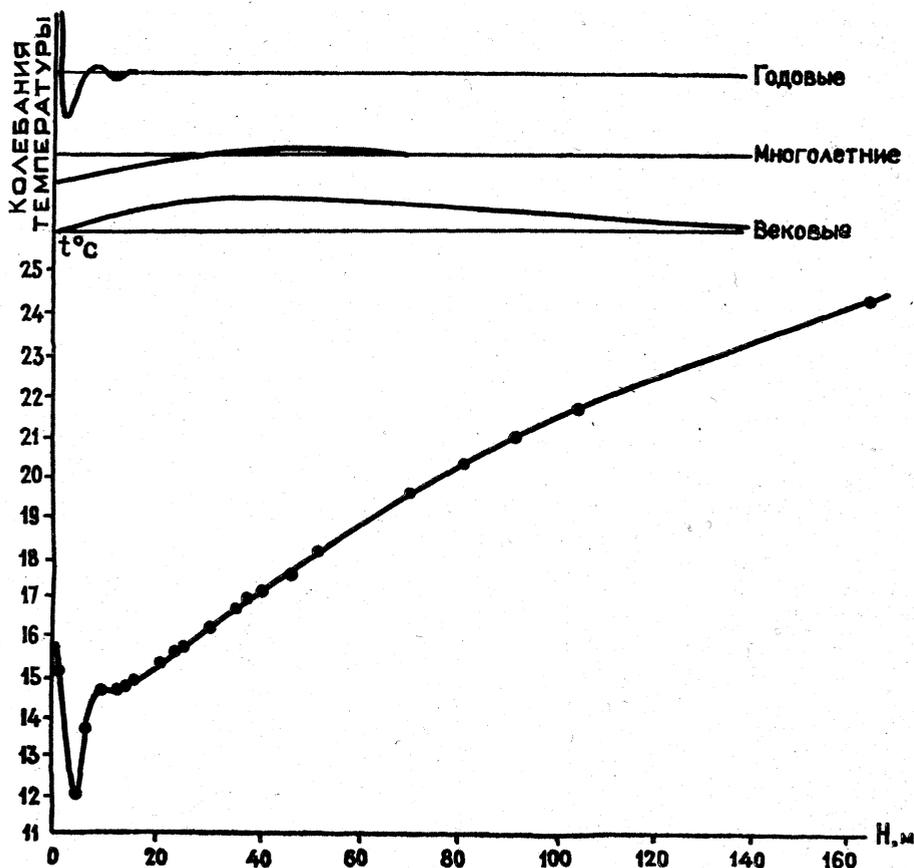


Рис. 9. Характер изменения температур в геотермозоне (Хошмензил).

Расчет частных тепловых потоков по геотермическим градиентам, отвечающим участкам волнообразной кривой, находящимся в одинаковых фазах, показывает некоторое уменьшение величины этих тепловых потоков с возрастанием глубины. С другой стороны, с увеличением глубины сокращается и разница между тепловыми потоками, рассчитанными по участкам температурных градиентов, находящимся в противофазах этой волнообразной кривой. Это является результатом затухания теплового колебания и асимптотического приближения соответствующей ему температурной кривой к линии температур, отвечающей тепловому колебанию с большим периодом и амплитудой.

В связи с изложенным при определении средней величины теплового потока за период, превышающий годовой, следует пользоваться значением среднего геотермического градиента, рассчитанного по методу наименьших квадратов и средней величине коэффициента теплопроводности пород с использованием соответствующих формул. В коротких

интервалах рассчитанная таким способом величина геотермического градиента будет отвечать асимптоте температурной кривой затухающего гармонического колебания с многолетним периодом.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА РЕЖИМНЫХ СТАНЦИЯХ

Организация многолетних геотермических наблюдений на режимных станциях продиктована настоятельной необходимостью исследования характера взаимодействия двух потоков тепла: внешнего, связанного с активностью солнечной радиации, и внутреннего, возникающего в результате тепловой эмиссии в недрах Земли. Интервал глубин, в котором это взаимодействие проявляется наиболее интенсивно, обычно ограничивается первыми десятками метров, хотя уровень проникновения вековых колебаний температур на земной поверхности, как это отмечалось, может достигать нескольких километров.

Несмотря на актуальность проблемы температурных исследований в зоне активного теплообмена, этому вопросу до последнего времени не уделялось должного внимания. К тому же область годовых теплооборотов оказалась менее всего охарактеризованной непосредственными замерами температур, так как метеорологи ведут наблюдения лишь до глубины 3,2 м, а геофизики, как правило, начинают термокартаж с глубины 100—200 м.

При выборе точек для сооружения геотермических режимных станций одним из необходимых требований было наличие в непосредственной близости от намечаемого пункта метеорологической станции; этот участок, кроме того, должен отличаться однородностью пород и естественной изоляцией их от подпочвенных и пластовых вод.

Сообразуясь с предъявляемыми требованиями, в пределах Предгорий было выбрано два участка — Махачкала—Ленинск и г. Избербаш, в Нагорном Дагестане — с. Леваши. Два первых района относятся к области развития глин среднесарматского возраста, последний — к глинистой толще нижнего мела.

Стремление максимально приблизить измеряемые температуры к естественным пластовым привело к необходимости бурения для каждой глубинной точки наблюдения отдельной скважины. По окончании бурения скважина осушалась, а затем после помещения на забой термодатчика заполнялась породой, по теплофизическим свойствам аналогичной вскрытой при бурении.

Проходка отдельных скважин с последующей их засыпкой, с одной стороны, обеспечивает устранение конвективного теплообмена в стволе скважины, достигающего в области переменных температур значительных масштабов, с другой — лучшую доступность (в случае необходимости) к любому из термометров без нарушений установившегося теплового поля в районе расположения других термодатчиков. Извлечение термометров из скважины для замены, ремонта или повторной градуировки осуществляется путем промывки её и очистки ствола от заполнителя. Скважины располагаются относительно друг друга по глубине и в плоскости в соответствии с принципом исключения взаимного влияния при их достаточной близости.

В качестве термодатчиков использовались как электротермометры сопротивлений, так и термометры (типа ММТ-4). Измерение сопротивлений электротермометров осуществлялось мостом постоянного тока типа МТВ (класс точности 0,1) и гальванометром со световым отсчетом М91/А. Активные сопротивления термисторных термодатчиков измеря-

лись с помощью аналогичной схемы. Точность измерений электротермометрами сопротивлений составила $0,05^\circ$, термисторами — $0,02^\circ$.

В конструкции термометров предусматривается надежная изоляция от влаги и быстрое восприятие термодатчиком незначительных температурных вариаций.

Электротермометр сопротивления выполнен в виде разъемного цилиндра, изготовленного из красной меди [91]. В верхнюю крышку термометра впаиваются проходные свечи, через которые пропускаются жилы кабеля, являющиеся одновременно стержнем для крепления чувствительного термодатчика. Последний выполнен в виде катушки с бифилярно намотанной медной проволокой диаметром $0,15$ мм в эмалевой изоляции. Дно термометра и его стенки проложены слоем парафинированной бумаги. Для быстрого восприятия температурных изменений окружающей среды термометр заполняется трансформаторным маслом, одновременно являющимся и хорошим электрическим изолятором.

Особое внимание уделено гидроизоляции вводов подводящих проводов. Эти участки покрывались несколькими слоями нитролака, затем обертывались эластичной резиной и изоляционной лентой. После этого термометр с подводящими проводами проваривался в смеси гудрона с трансформаторным маслом. От механических повреждений проходные свечи защищены предохранительным кожухом, внутреннее пространство которого заполняется битумом. Незначительные размеры термометра (длина 50 мм, диаметр 20 мм) позволяют производить практически точечные замеры.

Применение в качестве термодатчиков термисторов позволило максимально упростить конструкцию термометра. В этом случае подпаянный к двухжильному проводу (ВРГ $2 \times 2,5$ или ППВ $2 \times 1,5$) термометр покрывается несколькими слоями (с последовательной сушкой) полихлорвиниловым лаком. Полученная таким способом оболочка служит в качестве гидро- и электроизолятора. Хорошие изоляционные качества показала полихлорвиниловая оболочка диаметром (вместе с термистором) 10 — 15 мм. Такая толщина покрытия достигается 20 — 30 слоями лака. Для полного высыхания 20 — 30 слоев требуется 7 — 10 суток. Простота и надежность конструкции вполне компенсирует это неудобство. После просыхания лака термометр с подводящими проводами проваривается в смеси гудрона и трансформаторного масла при температуре 70 — 80° . Необходимость этой операции вызывается свойством хлорвиниловой оболочки постепенно поглощать влагу, что ухудшает ее изоляционные качества. Слой гудрона, покрывающий кабель, надолго сохраняет начальное сопротивление изоляции подводящих проводов и оболочки датчика.

Нарушения изоляции проводов в полихлорвиниловой оболочке могут быть устранены путем обмотки мест с поврежденной изоляцией полихлорвиниловыми лентами 38-й рецептуры (толщиной $0,22$ — $0,24$ мм) с последующим нанесением на их поверхность клеящего состава, состоящего из диметилфталата и дибутилфталата в объемном соотношении от $1:3$ до $1:6$. Последующий прогрев изолирующего участка в пресс-форме при температуре 108°C в течение 10 — 15 мин надежно обеспечивает монолитность изоляции поврежденного места.

После опускания термометров в скважины свободные концы проводов помещают в охранные (винилпластовые) трубки, свободное пространство которых заполняется затем гидроизоляционным веществом (кабельной массой, гудроном, смесью из канифоли, парафина и воска). Подводимые к станции провода заглубляются на 30 — 40 см в грунт и засыпаются, чем достигается сужение пределов колебания сопротив-

ления линии связи под воздействием изменения температур на поверхности [321].

В Дагестане сооружены геотермические режимные станции двух типов: со стационарной и перевозной аппаратурой. Станция первого типа расположена в районе г. Избербаш. Здесь оборудовано операторское помещение, в котором размещается измерительная аппаратура. Станция электрифицирована. Зимой и осенью в ней постоянная температура, необходимая для нормальной работы аппаратуры, поддерживаемая с помощью нагревателей и терморегулирующего устройства. Предусмотрена вентиляция.

Станция с перевозной аппаратурой сооружена на участке Махачкала—Ленинкент и в районе метеорологического пункта села Леваша. В отличие от описанной выше эти станции не имеют операторского помещения, провода линии связи введены в асбоцементную трубу и присоединены к многоточечному переключателю. Нижняя часть переключателя вместе с верхними концами подводящих проводов герметизируется ванной, заполненной трансформаторным маслом. Сверху труба закрывается герметичной крышкой. Измерительная схема смонтирована в передвижной лаборатории, созданной на базе автомобиля ГАЗ-69.

Подобные станции и передвижная лаборатория очень удобны и экономичны, так как позволяют одним и тем же составом научно-технического персонала обслуживать почти одновременно несколько расположенных в разных районах станций. Основные данные геотермических режимных станций Дагестана приведены в таблице 3.2.

Таблица 3.2

Район	Абс. отм., м	Тип станции	Время организации	Тип термодатчика	Колич. термометров	Глубина наблюдений	Периодичность замеров
Избербаш	-4	стационары	10. VII-1958 г.	термистор	12	1,0; 3,0; 6,0; 10,0; 12,0; 13,4; 14,4; 14,5; 15,3; 16,6; 20,0; 20,5.	1 раз в декаду.
Махачкала	+20	нестационар.	I. XI-1959 г.	электро-термометр сопр.	10	1,0; 4,0; 7,0; 10,0; 12,0; 13,5; 15,3; 17,0; 20,0; 24,9.	1 раз в месяц
Леваша	+1160	нестационар.	15. VIII-1961 г.	электро-термометр сопр.	12	1,0; 3,0; 5,0; 7,2; 8,2; 11,3; 13,5; 14,2; 15,0; 17,0; 25,0; 49,5.	1 раз в месяц

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА РАЗДЕЛЬНЫМ МЕТОДОМ

Количественным выражением теплового режима земных недр является величина теплового потока, характеризующаяся количеством тепла, теряемого в единицу времени путем теплопроводности. Математически плотность теплового потока (q) выражается соотношением:

$$q = \Gamma \lambda, \quad (3.4)$$

где Γ — есть геотермический градиент, а λ — коэффициент теплопроводности пород, зависящий от их вещественного состава и физического состояния.

В практике геотермического исследования количественная оценка теплового режима земных недр производится с применением наиболее разработанного раздельного метода, базирующегося на исследовании геотермического градиента и коэффициента теплопроводности пород в интервале замеров температур. Точность получаемых при этом результатов зависит от применяемой методики проведения полевых и лабораторных исследовательских работ.

Наряду с требованием высокой точности определения составляющих теплового потока — геотермического градиента и теплопроводности пород, — важное значение при изучении теплового потока имеет также обязательная приуроченность измерений геотермического градиента к местам взятия проб для исследования коэффициента теплопроводности пород.

Существенный вклад в разработку и практическое применение раздельного метода определения теплового потока внес Институт физики Земли АН СССР — пионер систематического измерения теплового потока в различных районах Советского Союза [203, 206, 207 и др.].

Одной из задач проведенных Дагестанским филиалом АН СССР исследований теплового потока было получение данных, максимально отражающих естественную картину распределения температур в практически однородных толщах. В соответствии с этим были предприняты шаги для повышения точности измерительной аппаратуры и совершенствования методики температурных исследований. Такие мероприятия позволили получать опытные данные, в значительной степени свободные от искажающего воздействия целого ряда факторов при достаточной точности замеров температур.

Измерение температур и геотермического градиента

Известно, что результаты термических исследований, проводимых геофизической службой с целью контроля технического состояния скважин, изучения геологических разрезов и др., далеко не полно и точно отражают картину распределения естественного теплового поля пород. Это обстоятельство обусловлено рядом искажающих факторов, которые можно свести к двум основным категориям: а) отклонения, связанные с нарушением естественного состояния пород и б) искажения, зависящие от методики замеров и совершенства измерительной аппаратуры.

Факт нарушения структуры пород посредством бурения сам по себе свидетельствует о невозможности сохранения в приствольной части скважины всех свойств, присущих породе, в частности тепловых. Вопрос лишь в размерах вносимых искажений. Очевидно, что с увеличением

диаметра скважин и усложнением ее конструкции (обсадка, цементаж), а также при наличии значительной разницы в тепловых свойствах раствора, заполняющего скважину, и окружающих пород температурные отклонения могут достигнуть ощутимых размеров. Искажения усиливаются в результате проникновения глинистого раствора в поглощающие породы, затрубной циркуляции пластовых вод, влияния промывки и др.

Одним из важных факторов, возмущающих естественное температурное поле бурящихся скважин, является циркуляция глинистого раствора. Исследованию этого вопроса посвящен ряд работ [85, 174, 175, 176, 422, 442, 487, 500 и др.].

Теоретически время восстановления нормального температурного поля пород, нарушенного процессом бурения, было определено Буллардом [422]. Рассматривая эту задачу, Буллард допускал равенство температуропроводности бурового раствора и пород, окружающих скважину, а также непрерывность и равномерность бурения скважины. Полученная им формула для расчета времени восстановления равновесной температуры имеет вид:

$$\frac{T}{T_0} = \frac{\ln \left(1 + \frac{t_1}{t_0}\right)}{\ln \frac{4kt}{a^2} - 0,577}, \quad (3.5)$$

где T — температурное возмущение, T_0 — равновесная температура, t — время циркуляции промывочной жидкости на данной глубине, t_0 — период установления равновесия, k — температуропроводность, a — радиус скважины. Расчеты показывают, что на восстановление равновесных температур требуется время в 10—20 раз больше затраченного на процесс бурения. Важным обстоятельством при исследовании неглубоких скважин является тот факт, что период установления температурного равновесия тем короче, чем меньше глубина бурения, а точность результатов тем выше, чем ближе от забоя произведен замер температуры. Это положение послужило основанием для разработки методики [442] определения истинных температур во временном забое по истечении 1—2 суток после прекращения бурения. Авторы этого способа Купер и Джонс исходили из факта нарушения температурного поля призабойной зоны ввиду незначительного времени бурения, а следовательно, и несущественного распространения теплового возмущения в толщу пород.

После установления теплового равновесия отклонение температуры в скважине от истинной может явиться результатом конвекции и влияния обсадных труб [61, 85, 498, 672 и др.].

Установление возмущающего воздействия конвективных токов представляет сложную задачу. Конвекция в скважине связана с целым рядом характеристик заполнителя. Теоретически возможность свободной конвекции возникает в случае, когда геотермический градиент выше критического (адиабатического градиента).

Для наиболее распространенного типа конвекции критический градиент (β) определяется выражением [61].

$$\beta = \frac{gaT}{C_p} + 216 \frac{vK}{ga^4}, \quad (3.6)$$

где g — ускорение силы тяжести, a — коэффициент расширения жидкости, C_p — удельная теплоёмкость жидкости при постоянном давлении,

T — абсолютная температура, ν — кинематическая вязкость, K — температуропроводность жидкости, a — радиус скважины.

Из соотношения (3.6) видно, что критический градиент в сильной степени зависит от диаметра скважины. Незначительное увеличение последнего ведет к резкому сокращению критического градиента.

Дименту В. удало экспериментально зафиксировать изменения температур со временем в скважине глубиной 360 м, заполненной водой [450]. При этом была отмечена пропорциональность температурных отклонений величинам геотермического градиента. Указывается, что максимальные изменения температур составляют $0,005^\circ$. Геотермические наблюдения, проведенные в скважине, заполненной водой и воздухом, показали практическое отсутствие температурных колебаний. Разница в абсолютных температурах скважин, заполненных водой и воздухом, составляет несколько сотых долей градуса.

На флуктуацию температур в скважине с установившимся тепловым равновесием указывает также Гретенер П. Е. [465], отметивший, что амплитуда этих колебаний измеряется сотыми долями градуса, а период составляет примерно 15 мин.

Возмущающее влияние обсадных труб на температурное поле скважины не является существенным. Указывается [461] на возможность некоторого искажения истинной температуры пород лишь вблизи концов обсадной колонны.

Специфика работ по исследованию поверхностного теплового потока заключается в бурении специальных геотермических скважин, глубина которых ограничивается первой сотней метров. Изучение теплового потока в мелких скважинах имеет ряд преимуществ перед глубинными измерениями. Прежде всего — это быстрое установление теплового равновесия в скважине, отсутствие возмущающего воздействия на температурное поле обсадных колонн и цементаж. Породы, пройденные неглубокими скважинами, находятся в условиях невысокого давления и температур, мало отличающихся от нормальных, при которых ведутся исследования теплопроводности отобранного керна. Термометры, предназначенные для таких исследований, характеризуются простотой конструкции и высокой степенью надежности. Узкий интервал рабочих температур существенно упрощает процесс калибровки термометров.

Особенности условий исследования поверхностного теплового потока на малых глубинах наложили отпечаток на аппаратуру и методику проведения геотермических измерений.

В последние годы наиболее совершенная методика измерения геотермических параметров разрабатывается в Институте физики Земли АН СССР [86, 207] и др. Сущность этой методики заключается в точечных замерах температур с дистанционной регистрацией, что позволяет значительно снизить процент температурных искажений, возникающих в результате перемешивания бурового раствора при движении прибора по стволу скважины. Кроме того, точность проводимых замеров повышена до $0,01^\circ$ благодаря применению высокочувствительной аппаратуры.

Несмотря на очевидные преимущества по сравнению со способом непрерывных измерений, эта методика не может быть использована при изучении деятельного слоя с высокими градиентами температур, т. к. её применение не избавляет результаты измерений от искажающего влияния конвекции. Нельзя не согласиться с выводом И. М. Кутасова и В. Н. Девяткина [178], проводивших экспериментальное исследование термического режима неглубокой конвектирующей скважины, о том, что «...игнорирование роли конвективного теплообмена в скважинах или предположение о его незначительной роли в термическом режиме сква-

жин (точка зрения большинства исследователей) может привести к большим ошибкам» и далее: «Роль конвекции сказывается не только в том, что температуры на соответствующих глубинах в разных скважинах (т. е. конвектирующей и неконвектирующей — авт.) не равны между собой, но и в том, что распределение температур по глубине качественно различно». Таким образом, при изучении теплового режима приповерхностных участков земной коры существующие методы промыслов вдоль ствола ранее пробуренных скважин не дают необходимой точности, что особенно относится к зоне переменных температур.

Основным принципом методики, разработанной в Дагестанском филиале АН СССР, является измерение температур во временных забоях бурящейся скважины с теплоизоляцией призабойного участка посредством тампонирующего устройства. Эта методика предполагает неразрывную связь процесса последовательного углубления скважины с периодическими замерами забойных температур. Теплоизоляция расположенного на временном забое термометра обеспечивает, при необходимой экспозиции, измерение температур, максимально отвечающих температурам вскрытого на данной глубине горизонта.

В соответствии с требованиями методики было сконструировано термоизмерительное приспособление (ТИП), включающее в себя измерительную часть и тампонирующее устройство. В состав тампонирующего устройства входит эластичный тампон, собранный из капроновых волокон, и груз. В этой конструкции на кабель, идущий от термисторного термометра, последовательно нанизывается тампон на двух скользящих трубках и груз. Размеры тампонируемого призабойного участка определяются длиной термометра (25—30 см), что обеспечивает достаточную локализацию области замеров, которой соответствуют минимально нарушенные температуры. При опускании прибора на забой создаются благоприятные условия для быстрого установления теплового равновесия. При остановке бурения для замеров температур через 1—3 м момент достижения стационарности температур на забое наступает в течение 20—24 часов [91].

Как показал многолетний опыт, применение тампонирующего устройства весьма благоприятно отразилось на надежности результатов геотермических исследований, проводимых в области годовых теплооборотов. На основании экспериментальных данных было установлено, что в случае отсутствия тампона температурные искажения, возникающие в результате конвективного переноса, могут достигать значительных размеров (рис. 10).

В области постоянных температур, на глубинах 20—25 м, необходимость в применении теплоизолирующих устройств уменьшается ввиду значительного сокращения величин температурных перепадов. Кроме того, на этих и больших глубинах тампон часто подвергается прихвату, что является существенным препятствием его применения в интервалах, превышающих глубину нейтрального слоя.

Для термометрических исследований горизонтов с постоянной температурой был разработан и прошел многолетние испытания метод, при котором функции тампонирующего устройства выполняет дробленый керн. Сущность метода заключается в заполнении забоя скважины с помещенным в нем термометром выбуренной породой. После промывки скважины и опускания термометра на забой производится заполнение его породой, отобранной в призабойной зоне. Таким образом, термометр оказывается в окружении породы, что создает более благоприятные условия для восприятия термометром естественных температур забоя. Термометр легко освобождается от окружающих пород промыв-

кой скважины, производимой после установления стационарности температур на забое и снятия показаний термометра. Время установления температурного равновесия между заполнителем и нарушенными бурением породами находится в зависимости от разности начальной и конечной температур и, как правило, редко превышает сутки [91]. Метод успешно применялся до глубины 150 м. Существенная роль в перераспределении температур в стволе скважины принадлежит буровому раствору, заполняющему скважину. При выборе заполнителя мы стремились к исключению возможной конвекции (в свободной части ствола скважины), руководствуясь при этом значением числа Релея (Ra), определяющим интенсивность её проявления [264]

$$Ra = \kappa AR^4, \quad (3.7)$$

где $\kappa = g\beta/va$ — конвективный параметр, $m^{-3} \cdot \text{град}^{-1}$;

g — $0,8 \text{ м/сек}^2$;

β — коэффициент объёмного расширения, $1/\text{град}$;

v — коэффициент кинематической вязкости, $m^2/\text{сек}$;

a — коэффициент температуропроводности, град/м ;

R — радиус, м.

Из соотношения (3.7) следует, что значение Ra находится в сильной зависимости от диаметра скважин, поэтому при проведении температурных исследований по вышеописанной методике диаметр скважин выбирался минимальным (4—3 дюйма).

Как уже отмечалось, методика забойных температур предусматривает непрерывность процесса поинтервального углубления скважины с периодическими замерами температур. Таким образом, в пункте исследования одновременно находятся буровая бригада и исследовательская группа.

Геотермические исследования до глубин 100—150 м могут вестись с помощью лёгких самоходных буровых установок, снабженных комплектом бурового инструмента для отбора керна и принадлежностей, необходимых для ликвидации прихвата термометров и проведения ловильных работ.

При изучении температур активной зоны и нейтрального слоя замеры производятся, начиная с первого метра глубины и через каждый последующий метр при дальнейшем углублении до уровня нейтрального

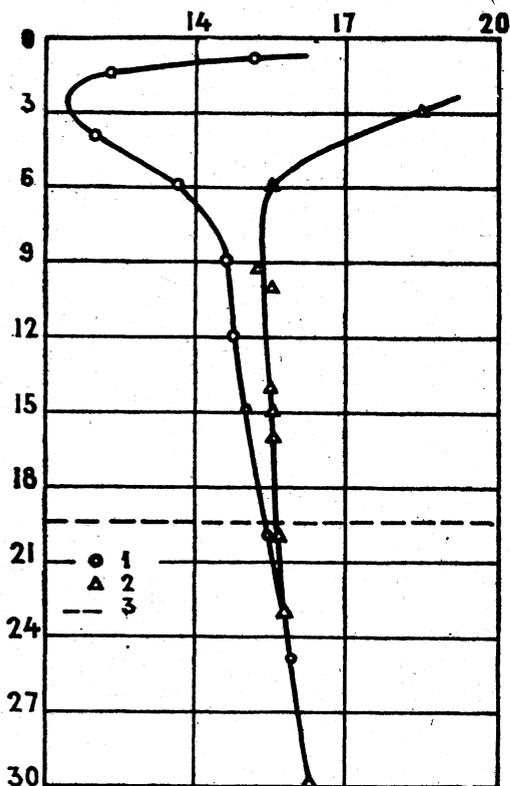


Рис. 10. Влияние конвективного переноса на термограмму.

1. Метод забойных температур.
2. Измерения вдоль скважины.
3. Нейтральный слой.

слоя, ниже которого при определении теплового потока выдерживается интервал примерно в 5—10, а иногда и более метров в зависимости от конкретных литологических и гидрогеологических особенностей района.

После достижения скважиной глубины замера производится промывка забоя и опускание на него термометра с последующим тампонирующим призабойного участка. Промывка водой необходима для создания условий минимального сопротивления движению термометра, имеющего незначительный вес, и быстрейшего заполнения забоя скважины дробленой породой. В момент достижения термометром забоя делается первый замер, характеризующий начальную температуру раствора.

Последующие измерения производятся через каждый час до установления постоянства температур в течение трех часов, т. е. до получения трех одинаковых замеров. Как было замечено, стационарность температур на забое в большинстве случаев достигается менее чем за сутки, причем дальнейшее увеличение экспозиции не приводит к каким-либо изменениям [91]. Момент достижения стационарности температур может быть зафиксирован с точностью до 1,0 ома, что примерно соответствует относительной температуре 0,001—0,005°.

В области больших градиентов (деятельный слой) допустимо без отражения на точность исследований применение двух и более термометров, что значительно сокращает простой буровой техники при установлении процесса стационарности температур на забое. При этом последовательно бурятся две или три (по количеству термометров) скважины на разные интервалы.

Скважины располагаются на близком расстоянии, но за пределами их взаимного влияния, и представляют как бы продолжение друг друга. После достаточной выдержки термометров и установления стабильных температур скважины углубляются на следующие интервалы. Этот прием не может быть признан удовлетворительным при определении тепловых потоков, где ввиду незначительных перепадов температур требуется гораздо более высокая точность.

Выбор точек для определения тепловых потоков производился с особой тщательностью. Требования, предъявляемые к этим пунктам, сводились в основном к необходимости естественной гидроизоляции и литологической однородности разреза в интервале замера геотермического градиента. Отсюда малопримемыми для определения тепловых потоков являются участки с нисходящей и восходящей фильтрацией вод и газов, а также массивы трещиноватых пород, глыбовых навалов и т. п. В соответствии с изложенным наиболее подходящим объектом этих исследований являются мощные глинистые толщи майкопских и среднесарматских отложений, а также глины альб-аптского возраста.

Глубина исследований теплового потока выбиралась минимальной от 15—20 м (область нейтрального слоя) до 30—50 м (зона постоянных температур) и лишь в редких случаях превышала 50 м. В некоторых районах Дагестана для исследования тепловых потоков описанным методом пробурен ряд скважин глубиной до 100 и более метров (Талги, Избербаш, Хошмензил, Леваша).

В настоящее время для измерения температур в скважинах промышленно-геофизическая служба оснащена электротермометрами на трех- и одножильных кабелях: ЭТМИ-55, ЭСТ-4, ЭСО-2, СТТ и др. [53]. Громоздкость оборудования, необходимого при использовании этих термометров, а также их значительные габариты (длина до 1 метра, диаметр до 70 мм) и относительно низкая точность измерения ($\pm 0,3—0,5^\circ$)

делают стандартные электротермометры малопригодными для геотермических исследований приповерхностных участков земной коры. Еще менее приемлема эта аппаратура при исследовании зоны переменных температур и определении глубины нейтрального слоя.

В повседневной термокаротажной практике точность измерений при учете тепловой инерции непрерывно движущегося по стволу скважины термометра редко превышает $0,5^\circ$, а часто достигает $1,0^\circ$. Такая точность при определении геотермической ступени, равной, например, $50 \text{ м/}^\circ\text{С}$, дает в интервале 25 м измеряемую величину ($0,5^\circ$), соизмеримую с порядком ошибки. Погрешность в определении глубины залегания слоя постоянных температур может достигать при этом 5—10 м.

Более удовлетворительные результаты могут быть получены при проведении температурных измерений максимальными термометрами, достигающими точности до $0,05^\circ$. В числе недостатков этого метода, кроме ряда погрешностей, обусловленных особенностями конструкции ртутных термометров [351], следует отметить значительную трудоемкость и большую затрату времени на проведение одиночных замеров, а также отсутствие возможности дистанционного контроля и регистрации температур. Определение теплового потока Земли, характеризующегося весьма низкими значениями, предъявляет жесткие требования к применяемой аппаратуре. В частности, температурный градиент должен фиксироваться с точностью $0,01—0,02^\circ$.

До настоящего времени нет общепризнанной аппаратуры для геотермических исследований, что обусловило наличие множества вариантов конструкций термометров и измерительных схем [104, 203, 254, 271, 395, 490, 535, 566 и др.]

Широко используются в геотермических целях дистанционные электрические термометры сопротивления с применением мостовых и потенциометрических схем. Характерными приборами этого типа являются термометры, разрабатываемые в ИФЗ АН СССР [86, 206]. Они портативны, малоинерционны ($1,5—2,0 \text{ сек.}$), позволяют измерять температуры до 180°С при давлении около 600 атм. Среднеквадратичная ошибка измерения этими термометрами составляет примерно $0,01\%$.

Представляет интерес практика применения в качестве датчиков температуры сегнетозлектрических варикондов [254]. Варикондовый термометр станции ЭДИС, разработанный в Казанском университете, обеспечивает относительную точность порядка $0,001—0,003^\circ$, однако указывается на сравнительно низкую абсолютную точность этих датчиков.

В последние годы при геотермических исследованиях наиболее широкое применение как в Советском Союзе, так и за рубежом получили полупроводниковые термосопротивления — термисторы, зарекомендовавшие себя как высокоточные и надежные приборы для дистанционных измерений температур [19, 92, 142, 177, 442, 451, 531, 533 и др.].

Действие термисторов основано на свойстве полупроводников менять проводимость при изменении температуры. Температурный коэффициент термисторов гораздо больше, чем у металлов, так, например, чтобы изменить проводимость платины вдвое, необходимо нагреть её до 300° , в то время как для термистора достаточно 20° . Термисторы позволяют обнаруживать колебания температур порядка $0,005^\circ$, что в ряде исследований является важным обстоятельством. Отечественной промышленностью выпускаются полупроводники термосопротивления ТОС, КМТ и ММТ, выполненные в виде цилиндра, таблетки, шайбы, пластины и т. п. Наиболее приемлемыми для геотермических целей

являются термисторы типа ММТ. Эти термосопротивления имеют форму стержней диаметром 2,5—6 мм и длину 12—22 мм, исходным материалом для изготовления их чувствительного элемента является смесь окислов меди и марганца. Термистор этого типа имеет модификации: ММТ-1, ММТ-4, ММТ-5 и ММТ-6.

Применение измерительной схемы, включающей мост постоянного тока с классом точности 0,05 (МВЛ-47, МОД-48, МОД-54) и гальванометров типа ГМП или ГПЗ-2, обеспечивает высокую точность измерения, равную 0,01—0,02°.

Анализ инструментальных погрешностей при геотермических исследованиях в скважинах сделан А. П. Шушпановым [385], им дана также сводка основных параметров типовых термометрических схем (см. таблицу 3.3).

Таблица 3.3

Характеристика схемы	Датчик при 20° С	Рабочий диапазон температур, °С	Точность измерений, °С	Основные недостатки, снижающие точность схемы	Источник данных
Градиентометр. Мост переменного тока. Плечи моста, генератор 380 гц, усилитель помещен в скважинном снаряде, однопильный кабель.	Термометр	до 120	6—8% на 0,1	Нестабильность схемы, реактивные составляющие.	[271]
Термометрическая. Мост переменного тока 40 гц. В скважине одно чувствительное плечо, двухпильный кабель.	Термистор, 10 ⁵ ом	до 100	±0,02	Нестабильность схемы.	[525]
Термометрическая. Мост постоянного тока, четырехпильный кабель.	Термистор, 10 ³ +10 ⁵ ом	до 100	±0,02	Термо- и контактные Э. Д. С., двукратный отсчет.	[392]
Термометрическая. Потенциометр постоянного тока, четырехпильный кабель.	Термометр сопротивления	до 150	0,02—0,03	Термо- и контактные Э. Д. С., нестабильность нормального элемента, двукратный отсчет.	[87]
Термометрическая. Мост постоянного тока, трехпильный кабель.	Термометр сопротивления	до 150	0,005—0,015	Термо- э. д. с., контактные сопротивления, двукратный отсчет.	[386]
Термоградиентометр, мост постоянного тока, трехпильный кабель.	Термометр 10 ⁴ ом.	до 100	1—2% на 0,1; ±0,02	Термо- и контактные э. д. с.	[386]

На основе рассмотрения ошибок измерения температур отмечается, что применение термометров сопротивления и термисторов в разработанных ИФЗ АН СССР установках постоянного тока дает возможность измерения температур в скважинах с точностью $\pm 0,01^\circ$. Кроме того, применение таких схем позволяет своевременно обнаружить нарушение изоляции кабеля путем регистрации паразитной э. д. с. Использование термометров способствует упрощению проведения измерений температур при сохранении высокой точности.

При разработке конструкции термометра, предназначенного для

дистанционного измерения температур в мелких скважинах (до 150 м), была использована классическая компоновка (термодатчик — линия связи — регистрирующее устройство). В качестве чувствительного элемента применялись термисторы типа ММТ-4. Принципиальная схема термометра базируется на схеме уравновешенного моста, одно плечо которого состоит из суммарного сопротивления термистора и жил кабеля, три других — входят в состав моста постоянного тока типа МО-59 (класс 0,05). В качестве нуля-указателя использован настольный гальванометр со световым отсчетом типа М91/А.

Незначительные глубины исследований позволили в большей степени упростить конструкцию термометра, свести его массу до минимума и тем самым добиться снижения тепловой инерции прибора.

Разработанный для исследования мелких скважин термометр (рис. 11) состоит из центрального стержня (1), гильзы термодатчика (2), предохранительного кожуха (3) с конусом (4), соединительного моста (5) и защитного колпака (6). Через посредство центрального стержня, изготовленного из красной меди, осуществляется подключение датчика к линии связи. Внутри стержня проходит одна из жил кабеля (7), оканчивающаяся сферой (8). Благодаря муфте (9) и спиральной пружине (10) контактная сфера отводится в крайнее переднее положение.

Гильза термодатчика, так же как и центральный стержень, изготовляется из красной меди. Внутри гильзы располагается плотно приле-

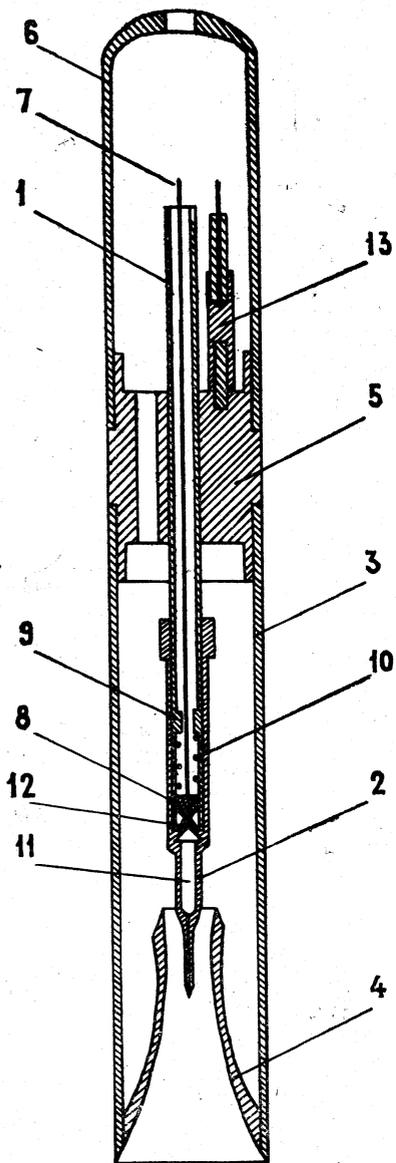


Рис. 11. Вертикальный разрез термометра.

Таблица 34

Марка кабеля	Наименование	Медные проволоки		Стальные проволоки		Активное сопротивление одной жилы, ом/км.	Нормальный диаметр, мм.	Расчетный вес, кг/км.	Строительная длина, км.	Удельный вес кабеля	Применение
		число	номинальн. диаметр, мм.	число	номинальн. диаметр, мм.						
КТШ-0,3	Кабель трехжильный, шланговый (резиновый), с номинальным разрывом 0,3 т.	7	0,25	12	0,25	50	12,4	150	0,3	1,4	Для каротажных работ со спуском глубинных приборов и груза весом не более 40 кг в скважины структурного бурения глубиной до 300 м.
КТШ-0,6	Кабель трехжильный, шланговый, с номинальным разрывным усилием 2 т.	12	0,41	7	0,40	12	14,3	300	0,3	1,4	Для каротажных работ со спуском глубинных приборов и груза весом не более 60 кг в скважины структурного бурения глубиной до 500 м.

гающий к стенкам термистор (11), один из контактов которого впаян в тонкий отросток гильзы, другой оканчивается, пройдя через эбонитовый изолятор, контактной сферой (12), аналогичной контактной сфере жилы кабеля. Надежный контакт между термодатчиком и линией связи осуществляется при навинчивании гильзы на центральный стержень благодаря упругости пружины. Соединительный мост служит для связи всех составных частей термометра. В его теле крепятся две свечи (13) для подводящих жил кабеля. От повреждения свечи предохраняются колпаком, навинчивающимся на мост сзади. На передней части соединительного моста крепится предохранительный кожух с конусом, расширяющимся впереди. Суженная часть конуса приходится на кожух термодатчика. При перемещении термометра в скважине скорость жидкости, проходящей через переменное сечение конуса, возрастает в его узкой части (в месте расположения датчика), чем достигается более интенсивное омывание датчика жидкостью, а следовательно, и более быстрое восприятие им температуры среды. Для обеспечения беспрепятственного прохождения через термистор флюида, температура которого замеряется, в теле соединительного моста прорезаны сквозные окна, а в предохранительном кожухе и колпаке профрезированы продольные отверстия.

В качестве линии связи можно применять трехжильные кабели марки КТШ-0,3 и КТШ-0,6, их техническая характеристика и конструкция отражены в таблице 3.4. Кабель, предназначенный для исследования глубин, не превышающих 150 м, можно уложить на стандартную лебедку, например, от скважинного радиометра КРЛ/М.

Питание измерительной схемы осуществляется от бортовой сети автомобиля.

При подсчете абсолютной ошибки измерения термометра учитывались: ошибка измерительной схемы (моста) $\Delta T_m \approx 0,015^\circ$, ошибка перегрева термистора $\Delta T_n \approx 0,01^\circ$ и ошибка градуировки $\Delta T_r \approx 0,01^\circ$. Отсюда суммарная абсолютная ошибка:

$$\Delta T = \Delta T_m + \Delta T_n + \Delta T_r = 0,035^\circ \quad (3.8)$$

Два провода, подключенные к корпусу термометра, позволяли контролировать изменения сопротивления подводящих проводов в зависимости от температурных условий скважины и избежать ошибки, вносимой этим явлением. Как показал опыт, при длине кабеля 100—150 м эта ошибка пренебрежительно мала.

Ввиду того, что $\Delta T_n + \Delta T_r$ — практически постоянная величина, погрешность при определении геотермических градиентов определяется только чувствительностью моста, которая равна $0,012—0,015^\circ$. Таким образом, относительная точность в этом случае составляет примерно $0,01—0,02^\circ$.

Сопротивление температурного датчика (R_d) вычисляется по формуле [490]:

$$R_d = R - R_{ж} - \frac{R^2}{R_0}, \quad (3.9)$$

где R — общее сопротивление, $R_{ж}$ — сопротивление жил кабеля. Последний член характеризует нарушение изоляции цепи.

В случае значительной разности температуры моста при калибровке датчиков (T_r) и в любой момент измерения (T_n) следует вносить поправку [104]:

$$\delta(R_d) = \pm \frac{R_2}{R_1} \alpha_{\text{манг}} \Delta T \cdot R_c, \quad (3.10)$$

где R_2/R_1 — отношение плеч моста, R_c — сопротивление, набранное на декадах в момент компенсации $\Delta T = T_n - T_r$, а $\alpha_{\text{манг}}$ — температурный коэффициент манганина.

Изучение тепловых свойств горных пород

Основными теплофизическими константами горных пород являются: коэффициент теплопроводности (λ), коэффициент температуропроводности (a) и удельная теплоёмкость (c), связанные соотношением:

$$\lambda = ac\rho, \quad (3.11)$$

где ρ — плотность пород.

Ввиду того, что два последних параметра равенства (3.11) для осадочных пород меняются в относительно узких пределах, коэффициент температуропроводности отделяется в основном коэффициентом теплопроводности, являющимся таким образом основным параметром, характеризующим способность пород проводить тепло.

Количество тепла Q , проходящее через площадь S , с течением времени τ выражается как:

$$Q = \lambda \frac{t_1 - t_2}{l} S \cdot \tau, \quad (3.12)$$

где λ — коэффициент теплопроводности, а $t_1 - t_2$ — перепад температур на расстоянии l в направлении, нормальном к поверхности S . Из уравнения (3.12) следует, что коэффициент теплопроводности в системе СГС имеет размерность:

$$\lambda = \frac{Ql}{S(t_1 - t_2)\tau} \text{ кал/см} \cdot \text{сек} \cdot \text{град}. \quad (3.13)$$

Перевод в систему СИ (вт/см·град) осуществляется перемножением значения λ на коэффициент 418,68.

Наряду с минералого-петрографическим составом, плотностью, пористостью и проницаемостью горных пород, определенное влияние на процесс передачи тепла в них оказывают влагосодержание, температура, давление, нефтегазонасыщенность и другие факторы [85, 107, 108, 204 и др.], что необходимо учитывать в практике геотермических исследований осадочных толщ.

Основной величиной для определения переноса тепла теплопроводностью в теле служит тепловой поток (количество тепла на единицу поверхности), определяемый формулой Фурье:

$$q = -\lambda \text{ grad } T, \quad (3.14)$$

где λ — коэффициент теплопроводности, $\text{grad } T$ — температурный перепад.

Баланс тепла в единичном объёме тела или среды при распространении тепла теплопроводностью приводит к следующему равенству:

$$Q_1 = Q_2 + Q_3 \quad (3.15)$$

где Q_1 — удельная производительность источников тепла в единичном объёме, Q_2 — изменение энтальпии вещества в единичном объёме в еди-

ницу времени, Q_3 — результирующий перенос тепла теплопроводностью в единичном объеме в единицу времени.

Равенство (3.15) в дифференциальном виде переписывается как:

$$Q_1 = \frac{\partial}{\partial \tau} (\rho C_p T) + \operatorname{div} \bar{q}, \quad (3.16)$$

$$\begin{aligned} \text{так как } \operatorname{div} q &= \frac{\partial}{\partial x} \left(-\lambda \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \\ &+ \frac{\partial}{\partial y} \left(-\lambda \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(-\lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \end{aligned}$$

то

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \nabla^2 T + Q_1, \quad (3.17)$$

где $\nabla^2 T$ — дифференциальный оператор Лапласа и $a = -\frac{\lambda}{\rho C_p}$

При отсутствии действующих источников тепла в теле дифференциальное уравнение теплопроводности запишется в виде:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \nabla^2 T \quad (3.18)$$

Уравнение (3.18) принимает наиболее простой вид в случае однородного температурного поля:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = a \frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \quad (3.19)$$

Большое разнообразие горных пород обусловило наличие многих методов для определения их теплофизических характеристик. Все методы измерения коэффициента теплопроводности основаны на использовании частных решений уравнений (3.18). Согласно теоретическим принципам, положенным в основу решения этого уравнения, принято известные методы измерения коэффициента теплопроводности подразделять на следующие группы:

1. Методы, основанные на определении параметров нестационарного теплового режима в первой стадии его развития.
2. Методы регулярного теплового режима.
3. Методы квазистационарного теплового режима.
4. Методы стационарного теплового режима.

В каждом конкретном случае в зависимости от характера измеряемого образца и условий, в которых должен находиться он в процессе исследований, необходимо выбирать методику, наиболее рациональную для решения задач, поставленных экспериментатором.

Методы нестационарного теплового режима

Все нестационарные методы основаны на решении уравнения теплопроводности (3.18) в зависимости от краевых условий. Приняты следующие решения методов нестационарного теплового потока в соответствии с характером граничных условий:

1. На поверхности тела задан ход температуры со временем.
2. На поверхности тела задан ход теплового потока со временем.

3. Поверхность тела обменивается с окружающей средой по закону конвекции Ньютона.

4. Поверхность тела взаимодействует с окружающей средой путем кондуктивной теплопроводности по закону Фурье.

Нестационарные методы нашли практическое применение при определении теплопроводности полупроводников [126, 127] для исследования комплекса теплофизических характеристик в установке Плотникова А. А. [269] и в различных вариантах зондовых методов, детально разработанных А. Ф. Чудновским и др. [31, 367, 370, 371]. Зонды разделяются по форме (плоские, цилиндрические и сферические) и по методам (приборы постоянной мощности, изотермические, остывающие с мгновенным источником тепла).

В настоящее время одним из перспективных методов изучения теплофизических характеристик горных пород является метод, в основе которого лежит принцип зондового мгновенного источника тепла, успешно разрабатываемый в ИФЗ АН СССР.

Предложены различные варианты импульсного метода определения тепловых свойств материалов [45, 130, 169, 204, 380 и др.]. Для разработки этого метода применительно к исследованию тепловых коэффициентов горных пород был использован вариант линейного мгновенного источника тепла [204].

Определение теплофизических характеристик с помощью этого метода не требует придания образцу специальной формы и обработки поверхности. Необходимым условием является то, чтобы расстояние от нагревателя до поверхности образца более чем в 2,5 раза превышало расстояние между нагревателем и термопарой. Нагреватель и термопара вставляются в отверстия, высверленные в исследуемом образце на расстоянии 5—2,5 см. Холодный спай термопары, в цепь которой подключен чувствительный гальванометр, находится в термостате.

Подготовка образца исследуемого материала заключается в разделении его на две части. Поверхности разреза тщательно шлифуются. После этого на каждой из них прорезается канавка для укладки нагревательной нити прибора. Параллельно ей и по обе стороны от нее делаются еще две канавки для термопар. После закладки нагревателя и термопар канавки заполняются массой вещества, теплопроводность которого близка к теплопроводности образца. Чаще всего в качестве заполнителя используются отходы из материала исследуемого образца, чем достигается сокращение нарушения температурного поля. Расстояние между термопарами устанавливается из продолжительности опыта (1—2 мин) и колебаний температуры (в пределах 1—2°C), а также в результате исключения влияния граничных условий. После выполнения перечисленных требований обе половинки образца тщательно складываются, зажимаются стяжными болтами и помещаются в термостат. В процессе эксперимента определяются температурный максимум и время его наступления. Расчет теплофизических характеристик производится по среднеарифметическим величинам экспериментальных данных. Формулы для определения теплопроводности, температуропроводности и теплоёмкости имеют вид:

$$\lambda = \frac{RI^2}{4\pi l_0 \Delta T_{\max}} \cdot \varphi_x \quad (3.20)$$

$$a = \frac{r_0^2}{4\tau_0} \varphi_a \quad (3.21)$$

$$C_{\gamma} = \frac{RI^2\tau_0}{\pi g_0^2 l_0 \Delta T_{\max}} \varphi_{C_{\gamma}}, \quad (3.22)$$

где R — сопротивление проволоки нагревателя, I — сила тока, ΔT_{\max} — избыточная максимальная температура, g_0 — расстояние между нитью нагревателя и нитями термодатчика, l_0 — длина нити нагревателя, τ_0 — время нагрева. Величины φ_x , φ_{α} , $\varphi_{C_{\gamma}}$ определяются экспериментально из графиков.

Преимущества импульсных методов заключаются в простоте установки, в незначительной продолжительности эксперимента и небольших градиентах температуры, что особенно существенно при исследовании влажных материалов; в возможности определения всех трех теплофизических характеристик; в отсутствии каких-либо ограничений, связанных с геометрической формой образца.

В числе недостатков импульсных методов отмечается сложность шлифовки двух частей образца по плоскости разреза, трудность точного определения расстояния до места нахождения термодатчика, условность создания мгновенного источника тепла, а также невозможность точного восстановления температурного поля образца даже в случае использования в качестве дополнительного источника массы из отходов самого образца.

Несмотря на указанные недостатки, положительные стороны импульсного метода позволили ему прочно войти в практику геотермических исследований.

Методы регулярного теплового режима

Методы регулярного теплового режима представляют существенный интерес с точки зрения практики измерения коэффициента теплопроводности образцов пород (жерна), имеющих небольшие размеры. Часто жерн, извлекаемый из скважин, ограничивается диаметром 30—50 мм при высоте 50—100 мм. Эти размеры являются вполне приемлемыми для применения методов регулярного режима.

Методы регулярного режима [154, 155] благодаря своей простоте, достаточной точности и незначительному времени эксперимента в последние годы получили широкое применение в практике геотермических исследований. Основные принципы регулярного режима, сформулированные Г. М. Кондратьевым, базируются на стадийном характере охлаждения (равно нагревания) тел.

В первой стадии, т. е. в начале охлаждения распределение температурного поля внутри самого тела, обусловленное процессом теплообмена системы (тело-среда), носит случайный характер. Первая стадия поэтому и называется стадией нестационарного процесса. С некоторого времени система переходит в стадию упорядоченного охлаждения, которую принято называть регулярным режимом. Эта стадия теплообмена характерна тем, что распределение температур по различным точкам системы становится неизменным, не зависящим от начального состояния. Вторая стадия температур определяется формой и размерами частей системы, их теплофизическими характеристиками и условиями теплообмена на границах системы.

Подготовленный к эксперименту образец, т. е. предварительно нагретый на 10—15° выше температуры термостатированной среды, переносится в термостат и охлаждается. Так как фиксирование охлаждаемого образца можно произвести в относительных единицах, то в качестве

измерительного прибора применяется высокочувствительный зеркальный гальванометр.

Вычисление результатов эксперимента сводится к определению темпа охлаждения по графику $\ln \Delta T = f(\tau)$ и температуропроводности из уравнения $a = km$. При известном коэффициенте температуропроводности по второму методу регулярного режима можно определить теплопроводность образца. Условия, налагаемые вторым методом регулярного режима $a = \text{const}$ можно получить, охлаждая образец в газообразной среде, обладающей свободной конвекцией.

Нахождение коэффициента теплопроводности по методу ламбда-калориметра требует экспериментального определения коэффициентов теплоотдачи, температуропроводности и темпа охлаждения образца. Поэтому эксперимент сводится к измерению коэффициента теплоотдачи α_x исследуемого материала и коэффициента теплоотдачи α_0 эталонного образца, теплофизические характеристики которого хорошо известны. Всё это налагает на эксперимент дополнительные условия: максимальное соответствие форм и размеров образца и эталона, точное соответствие их коэффициентов теплоотдачи. По данным измерений строят графики охлаждения эталонного и испытуемого шара и определяют скорости охлаждения m_0 и m . Значения коэффициента теплоотдачи (α_x), теплоохлаждения шара (m) и коэффициента температуропроводности a позволяют вычислить теплопроводность образца, исходя из равенства:

$$K = \frac{m_0}{m} \cdot \frac{a}{a_0} \cdot \frac{k}{k_0} \cdot \lambda_0 \quad (3.23)$$

Второй метод регулярного режима требует предварительного знания коэффициента температуропроводности при определении теплопроводности образца. Г. М. Кондратьевым предложен метод двух точек, позволяющий из одного эксперимента определить как коэффициент теплопроводности, так и коэффициент температуропроводности. В основе этого метода лежит свойство регулярного режима, заключающееся в том, что отношение избыточной температуры образца, т. е. превышение её над температурой среды в двух произвольных точках системы в каждый момент времени зависит лишь от координат, формы, размеров тела и коэффициента теплоотдачи, (при соблюдении условия $a = \text{const}$). Таким образом, согласно этому методу необходима регистрация хода температур во времени в двух точках в центре и на границах образца. Зная величину темпа охлаждения этих точек, можно определить коэффициент температуропроводности. Дополнительные значения коэффициента теплоотдачи по эталонному образцу дают возможность найти коэффициент теплопроводности. Этот метод применялся в различных вариантах [110, 269], в частности, для анизотропных сред [111].

Дальнейшее развитие методов регулярного режима шло по линии отказа от необходимости соблюдения постоянства коэффициента теплоотдачи, что привело к созданию метода бикалориметра, метода двух альф и др. Методика исследования, подготовка образцов, техника эксперимента и применяемая аппаратура по методам регулярного теплового режима и некоторые особенности применения всех методов подробно изложены в работе А. А. Дзидзигури и др. [94].

Методы квазистационарного теплового режима

Квазистационарный тепловой режим, как и регулярный тепловой режим, является переходным между нестационарным и стационарным

тепловыми режимами. Регулярный режим имеет большое сходство с квазистационарным тепловым режимом, отличаясь лишь рядом специфических особенностей. Все методы регулярного режима основаны на теплообмене тела со средой, которая характеризуется постоянством температуры, а методы квазистационарного теплового режима предполагают теплообмен тела со средой, температура которой изменяется со временем по линейному закону.

Если регулярный режим наступает через определенное время после начала процесса теплообмена тела со средой, т. е. когда решение уравнения теплопроводности (3.19) можно было ограничить одним первым числом, то квазистационарный тепловой режим определяется моментом начала изменения температуры любой точки исследуемого материала с постоянной скоростью. Регулярный тепловой режим характеризуется экспоненциальным распределением температуры во времени для любой точки тела, а квазистационарный режим определяется параболическим распределением температуры по толщине образца и линейным — по времени для каждой точки тела.

Инициатива развития квазистационарных методов принадлежит А. В. Лыкову [200]. В основе теории квазистационарного теплового режима также лежит основное уравнение теплопроводности (3.18) при граничном условии:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = 0$$

Методы квазистационарного теплового поля отмечаются простотой схемы оборудования, малым временем проведения эксперимента, что позволяет избежать нарушения режима влажности исследуемого материала.

В некоторых методах квазистационарного теплового режима многих исследователей больше всего привлекает возможность определения всех термических коэффициентов из одного эксперимента [164, 199, 200, 290, 369].

Среди квазистационарных методов наиболее разработанным является плоский метод, предназначенный для одновременного определения всех трех теплофизических характеристик материала a , λ и c . Если неограниченную пластину толщиной $2R$ нагреть с обеих сторон тепловым потоком постоянной мощности q , то для квазистационарного режима, наступающего при значениях $F_0 \gg 0,5$, имеет место параболическое распределение температур для каждой точки:

$$T(x, \tau) = T_0 + \frac{qR}{\lambda} \left[F_0 - \frac{1}{6} \left(1 - \frac{3x^2}{R^2} \right) \right] \quad (3.24)$$

Применяя это решение уравнения для точки на поверхности $x=R$, а для центра исследуемого материала $x_1=0$ и вычитая из первого второе, получим:

$$\lambda = \frac{0,5 \cdot q \cdot R}{T(R) - T(0)} \quad (3.25)$$

Схема проведения опыта по данному методу следующая. С помощью дифференциальной термопары, горячий спай которой находится на поверхности образца, а холодный в центре, находят разность температур $T(R) - T(0)$. Установив вторую термопару так, что её горячий спай помещается в любую точку, а холодный спай поддерживается при постоянной температуре, фиксируется ход показаний гальванометра за

любой промежуток времени τ_1 и τ_2 , что дает возможность определить не только теплопроводность, но и теплоёмкость исследуемого материала по формуле:

$$C = \frac{q}{R \cdot \rho \left(\frac{T_2 - T_1}{\tau_2 - \tau_1} \right)}, \quad (3.26)$$

где ρ — плотность материала.

Л. А. Семенов [290] предложил ряд вариантов этого метода для определения λ , c_p и a по показаниям одной дифференциальной термопары, измерения коэффициента теплопроводности одной термопарой с постоянной температурой холодного спая.

Общий недостаток всех методов квазистационарного теплового режима — необходимость точно фиксированных положений термопар, довольно большое его влияние на точность измерений. Трудности реализации методов заключаются ещё и в необходимости поддержания строго линейного хода температуры, в искажении результатов эффектом миграции влаги, что требует принятия специальных мер для ликвидации испарения с поверхности образцов и прекращения влагообмена со средой.

К преимуществам методов квазистационарного теплового режима относится простота изготовления установки для определения термических коэффициентов, малая длительность проведения экспериментов и то, что исследуемые образцы могут иметь практически любые размеры.

Методы стационарного теплового режима

Стационарные методы имеют наиболее детальную разработанность и более высокую точность по сравнению с другими методами. Большинство данных о теплофизических характеристиках различных материалов и веществ получено с применением этих методов. Широкое использование стационарных методов при изучении теплопроводности горных пород отмечается в зарубежной практике [395, 396, 399, 407, 411, 551 и др.].

Различают относительные и абсолютные стационарные методы. Относительные стационарные методы основаны на способах сведения результатов измерения коэффициента теплопроводности по данным некоторого эталона. Исследуемый образец помещается между двумя стержнями из эталонного материала, для которого известен коэффициент теплопроводности образца. По изменению градиента температур в эталоне и образце определяют мощность проходящего через них теплового потока и среднюю из этих величин приравнивают к мощности теплового потока через образец. Принимая меры к резкому уменьшению утечек тепла во внешнюю среду, удается пренебречь боковыми потерями тепла от обоих тел. Учитывая, что площади обоих тел одинаковы, на основании уравнения (3.18) получим:

$$\frac{\lambda_0}{\lambda_s} = \frac{l_0 \Delta t_s}{l_s \Delta t_0}, \quad (3.27)$$

где λ_0 , λ_s — коэффициенты теплопроводности соответственно образца и эталонного материала, l_0 , l_s — толщина образца и эталона, Δt_0 , Δt_s — разности температур.

Среди относительных методов стационарного теплового потока выделяют методы сравнения теплопроводности пластин и стержней [131, 489], а также метод электротепловой аналогии [62, 66, 102, 103, 118, 120, 252, 453, 473, 555].

В последнее время в технику определения коэффициентов теплопроводности материалов внедряются различные варианты тепломеров [65, 66, 102, 103, 118, 249, 252, 268], посредством которых определяют величину теплового потока. Прибор для определения величины теплового потока практически был осуществлен Е. Шмидтом [555], предложившим конструкцию счетчика теплового потока. Дальнейшее развитие тепломеров привело к использованию их не только для исследования тепловых потоков, но и для определения теплопроводности. Подробные сведения о тепломерах приводятся О. А. Герашенко и В. Г. Федоровым [62].

Применение тепломеров позволило использовать метод неоднородного теплового потока для определения коэффициента теплопроводности. Этот метод и установка для исследования строительных материалов разработаны А. А. Сендецким [289]. Метод основан на применении стационарного теплового режима в условиях, отличных от однородного потока при подводе и отводе тепла конвекцией.

Распределение температур в цилиндрическом образце из однородного материала в случае асимметричного теплового потока может быть описано уравнением:

$$\vartheta = \sum_{n=1}^{\infty} j_0(m_n r) (A_n e^{m_n z} + B_n e^{-m_n z}), \quad (3.28)$$

где $j_0(m_n r)$ — функция Бесселя первого рода нулевого порядка;

ϑ — разность температур образца и окружающей среды;

A_n, B_n, m_n — постоянные величины, определяемые из предположения, что известными являются граничные условия третьего рода.

Решая уравнение (3.27) и уравнение Фурье, А. А. Сендецкий [289] произвел расчеты, свидетельствующие о том, что значительный радиальный градиент температур и потоков имеет место в зоне, удаленной от оси образца. Допуская возможность измерения тепловых потоков по сечению, получили выражение для определения теплопроводности λ испытуемого материала:

$$\lambda = \frac{l}{T_1 - T_2} \frac{q_1 - q_2}{\ln q_1 / q_2} \quad (3.29)$$

Из данного уравнения следует, что для исследования коэффициента λ необходимо располагать значениями входного q_1 и выходного q_2 тепловых потоков и среднего перепада температур $\frac{T_1 - T_2}{l}$ на соответствующих площадках образца. Учитывая полученные результаты, предложена установка для определения коэффициента теплопроводности образцов строительных материалов высотой до 200 мм.

Все абсолютные методы, основанные на стационарном режиме, разделяются на плоские, сферические и цилиндрические в соответствии с формой испытуемого образца [268, 364, 365]. Все три метода определения коэффициента теплопроводности базируются на решении уравнения теплопроводности для стационарного и одномерного случаев в декартовых, цилиндрических и сферических координатах. Для плоского слоя решение получается в виде:

$$\lambda = \frac{Q x}{S(T_1 - T_2) \tau} \quad (3.30)$$

Для цилиндрического слоя:

$$\lambda = \frac{Q \ln \frac{r_1}{r_2}}{2\pi l (T_1 - T_2) t} \quad (3.31)$$

Для сферического слоя:

$$\lambda = \frac{Q \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right)}{2\pi (T_1 - T_2) \tau}$$

где Q — количество тепла, протекающего от одной изотермической поверхности тела к другой, x — толщина пластины, S — её площадь, τ — время протекания опыта, T_1 и T_2 — температуры противоположных изотермических поверхностей, r_1 и r_2 — внешний и внутренний радиусы сферического и цилиндрического слоев.

Плоский метод стационарного состояния наиболее часто применяется для измерения теплопроводности металлов, газов, жидкостей и горных пород, что объясняется не только относительной простотой метода, но и наибольшей точностью, которую он позволяет получить по сравнению со всеми остальными методами. Высокая точность стационарного метода пластины достигается уменьшением потерь тепла основного (градиентного) нагревателя охранным нагревателем, с помощью которого весь тепловой поток от основного нагревателя направляется через образец. Из известных в литературе методов получения стационарного теплового потока с помощью охранных нагревателей представляется интересным способ, предложенный Х. И. Амирхановым [6] и известный как метод компенсационного измерения коэффициента теплопроводности. Принципиальная схема этого метода видна из представленного на рис. 12 вертикального разреза прибора. Градиентный нагреватель заключен в медный блок (В), впрессованный в другой медный блок (А), в котором предварительно получен слой закали меди (С). При прохождении теплового потока через слой закали меди на концах её возникает термо-э.д.с, равная 1,17 мв/град. Гальванометр Г, включаемый между медными блоками (1) и (2), используется в данном методе как нуль-гальванометр. Отклонение стрелки гальванометра от нулевого положения (соответствующего отсутствию теплового потока) компенсируется введением дополнительного (компенсирующего) нагревателя, намотанного на медный блок (А).

При согласованном выходе прибора с внутренним сопротивлением нуль-гальванометра типа М24/1 или М17/1

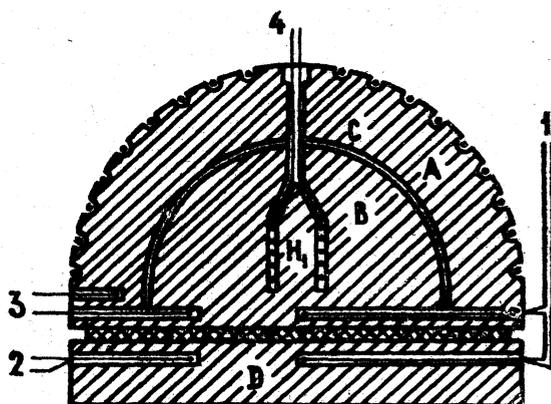


Рис. 12. Сферический прибор для определения теплопроводности компенсационным методом.

такая схема достигает чувствительности по тепловому потоку порядка $4 \cdot 10^{-5}$ кал/см²сек, что указывает на практически полное отсутствие тепловых потерь через верхнюю крышку, а также на отсутствие боковых утечек тепла.

Блоки (А) и (В) изготавливаются из красной меди марки «О», содержащей не более 0,05% примесей, что весьма важно, так как качество получаемой закиси меди существенно зависит от чистоты материнской меди. После предварительной очистки поверхностей, осуществляемой промывкой их уксусом или бензолом с последующим протравливанием в 30% растворе HNO₃ в течение 5—10 минут, а также водой, медный блок 2 подвергается отжигу на воздухе при температуре 1030°C до получения нужной толщины слоя закиси меди. В процессе отжига меди, несмотря на температуру, равную температуре разложения окиси меди, и резкое охлаждение в проточной воде (и даже в жидком азоте), поверхность закиси покрывается тонким слоем окиси, которую необходимо удалить промыванием в слабом растворе HNO₃ или восстановлением окиси меди в медь в водородной среде.

Состав сложных полупроводниковых соединений, каким является закись меди, зависит не только от качества исходной меди, но существенно меняется и в зависимости от парциального давления кислорода и термического режима окисления меди [9, 10, 95, 124]. Многочисленные эксперименты получения закиси меди, проведенные в Институте физики Дагестанского филиала АН СССР, показали, что температура 1030°C является наиболее оптимальной. Увеличение температуры свыше 1030°C может привести к расплавлению образца по достижении эвтектического состава 96,5% Cu и 3,5% Cu₂O, который плавится при температуре 1063°C [124].

Некоторые затруднения в подготовке прибора полностью оправдывают себя при измерениях, так как всевозможные потери градиентного нагревателя непрерывно контролируются одним гальванометром и компенсируются одним компенсационным нагревателем. Включение в цепь компенсационного нагревателя магазина сопротивлений МСР-58 с наименьшей декадой регулировки 0,1 ома позволяет устанавливать стационарный тепловой поток в течение продолжительного времени без повторной регулировки. Кроме того, исключаются боковые потери тепла с самого образца, чему способствует меньший диаметр эффективной площади по сравнению с диаметром образца. Эффективная площадь (площадь, через которую протекает весь стационарный тепловой поток) входит в расчетную формулу (3.18) и определяется диаметром медного блока (В), сложенным с толщиной слоя закиси меди. Неконтролируемые тепловые потери, имеющие место только лишь при тепловых потоках меньше 10^{-2} кал/см²сек, не превышают 0,4%. Таким образом, при компенсационном измерении коэффициента теплопроводности основную погрешность вносят инструментальные ошибки и ошибки измерения размеров образца, в основном его толщины. Ошибки измерения размеров образца можно свести к минимуму (до 0,02%) благодаря применению вертикального оптиметра с ценой деления 0,001 мм. Однако затруднения, возникающие в ряде случаев при получении плоскопараллельных поверхностей с высокой точностью (до 0,001 мм), вынуждают производить измерения толщины образца с помощью микрометра. При этом суммарная погрешность в определении коэффициента теплопроводности не превосходит 1—2%.

Время установления стационарного теплового режима в случае измерения теплопроводности образцов при комнатной температуре не превышает 1—2 часов. Необходимо отметить, что уменьшение размеров

прибора способствует более быстрому установлению стационарного теплового режима в образце, но в то же время влечет за собой снижение точности измерений.

С целью изучения коэффициента теплопроводности песков-плывунов и проведения исследования как воздушно-сухих, так и полностью увлажненных образцов методом плоского слоя в описанную установку внесены некоторые изменения. Они были вызваны необходимостью гидроизоляции образца (в случае песка-плывуна) и придания ему определенной формы. Общий вид приспособления для гидроизоляции показан на рис. 13. Как видно

из рисунка, медный блок А с вмонтированным градиентным нагревателем Н и механически соединенным медным выводом нуля гальванометра запрессован в наружный медный блок В, на котором путем отжига получен слой закиси меди (С). Этот слой (с наружной стороны заключенный между медными блоками) покрывается эпоксидной смолой N, предохраняющей от попадания влаги. Со-

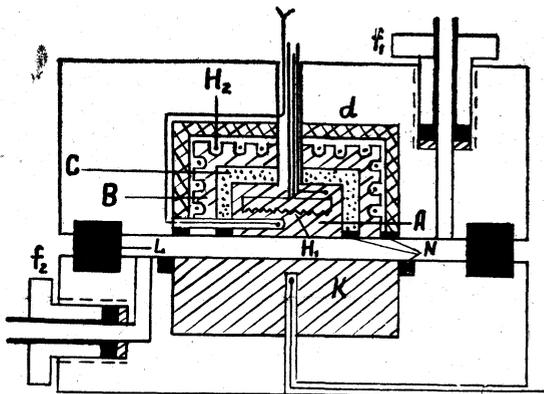


Рис. 13. Установка для определения теплопроводности песков-плывунов.

собранный таким образом прибор вставляется в стакан d из термоизоляционного материала (текстолит, плексиглас), который в свою очередь запрессовывается в металлический кожух. Гидроизоляция между прибором и наружным кожухом осуществляется также с помощью эпоксидной смолы. В нижний металлический кожух вставляется медный холодильник. Металлические кожухи имеют неглубокие кольцевые канавки, в которые вставляется кольцо (L) из фторопласта. Штуцеры f_1 и f_2 служат для высушивания образцов нагревателем прибора с одновременной откачкой и для насыщения их влагой при определении зависимости коэффициента теплопроводности от влажности.

Насыщение влагой сухих образцов твердой породы производится в специально собранной для этой цели вакуумной установке, схема которой приведена на рис. 14. Под стеклянным колпаком помещается ванночка (2), наполненная водой. При длительной откачке воздуха с помощью вакуумного насоса РВН-20 вода может покрываться тонким слоем льда, что является следствием эффекта Джоуля—Томсона. Нагреватель (3), помещенный в ванночку, позволяет предотвратить появление ледяной корки. Над ванночкой на медном проводе диаметром

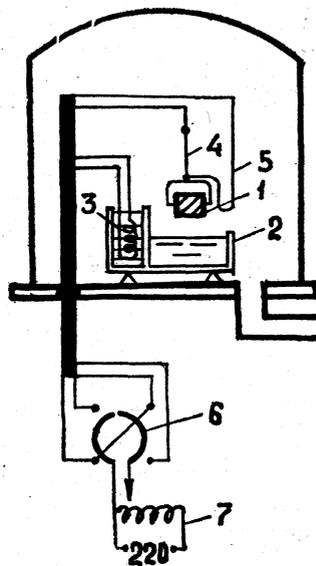


Рис. 14. Установка влагонасыщения образцов.

0,05 мм (4) подвешен образец (1). Второй медный провод диаметром 0,1×3 (5) замыкает электрическую цепь. Выводы от этой цепи и от нагревателя подаются через переключатель (6) на автотрансформатор (7). Такая схема дает возможность отдельной откачки воздуха из воды и пор образца в начальный период. Экспериментально был установлен оптимальный режим откачки образца, который заключается в предварительной откачке образца в течение часа с последующим погружением его в воду в процессе непрерывной работы вакуумного насоса. Погружение образца в воду проводится путем включения питания цепи с помощью автотрансформатора РНО-250-2, вследствие чего происходит перегорание провода (4). Последующая откачка образца в воде ведется в течение 2-х часов.

Компенсационный метод был апробирован авторами на образцах сыпучих пород и песков-пльвунов, отобранных с глубин до 60 м в некоторых районах Северного Дагестана. Повторные измерения коэффициента теплопроводности нескольких десятков образцов показали хорошую сходимость результатов в пределах точности компенсационного метода.

Математическая обработка результатов определений коэффициента теплопроводности воздушно-сухих песчаников с достаточной для практических целей точностью описывается эмпирическим уравнением:

$$\lambda = 6,07 \quad (\rho - 2,349) \quad + \quad \frac{0,02175}{0,0022 + m}, \quad (3.32)$$

где ρ — плотность воздушно-сухого образца в 10^{-3} кг/м³;

m — пористость в долях единицы;

λ — теплопроводность в Вт/м·град.

Зависимость теплопроводности пород при полном влагонасыщении имеет линейный характер и описывается равенством:

$$\lambda_{\text{но}} = 2,8145 \rho_0 (1 + 0,44 m) - 3,151 \quad (3.33)$$

Теплопроводность песчаников при их полном насыщении водой наиболее близка к условиям естественного залегания ввиду того, что горные породы ниже уровня грунтовых вод всегда насыщены водой. Вследствие этого для всех геотермических расчетов использовался коэффициент теплопроводности полностью влагонасыщенного песчаника.

Одним из недостатков, присущих методам стационарного теплового поля, считается необходимость в течение продолжительного времени выдерживать установку в рабочем состоянии, для того, чтобы получить стационарный тепловой поток через образец. Нужно подчеркнуть, однако, что использованием компенсационного метода и методов, основанных на применении тепломеров с малой теплоёмкостью всей установки, можно добиться резкого сокращения времени, необходимого для установления стационарного теплового режима. При этом отпадает необходимость применения громоздкой аппаратуры для устранения боковых потерь.

Значительные трудности представляет изготовление образцов для всех методов плоского слоя, в частности получение образца со строго параллельными гранями и осуществление хорошего контакта образца с холодильником и нагревателем. Часто для улучшения контактов применяется механическое сжатие с помощью пружин, винтов, тяжестей, заливки жидкостью (особенно маслом, вазелином) и различными графитовыми смазками мест с предполагаемыми зазорами. Для учета тепловых сопротивлений, возникающих вследствие плохого контакта, используются измерения на эталонных веществах.

Немаловажную роль играет и рациональное расположение образца, холодильника и нагревателя с целью уменьшения конвективных потоков тепла. Лучше всего этому отвечает, как показывают экспериментальные работы по определению тепловых коэффициентов жидкостей и газов [7, 8], такое расположение, при котором нагреватель находится над образцом. Подобное расположение вызвано еще и необходимостью принятия мер для уменьшения эффекта миграции влаги в водонасыщенных образцах [197, 293]. Вопросам миграции влаги при измерениях теплофизических констант и температурному влиянию посвящается ряд исследований [198, 245, 365, 368].

К числу недостатков методов стационарного режима относят также и то, что они позволяют определить лишь одну теплофизическую характеристику — коэффициент теплопроводности. Этот недостаток является несущественным при геотермических исследованиях, связанных с раздельным определением теплового потока, поскольку при его вычислении из всех теплофизических констант используется лишь одна — коэффициент теплопроводности.

Положительным моментом является то обстоятельство, что для оценки точности результатов измерений по принципу стационарного режима существует простой и достаточно надежный способ [364]. Суть этого способа заключается в следующем. Пусть температуры T_1 и T_2 на гранях образца, измеренные с точностью $\pm \Delta T$, оказались равны $T_1 = T' + \Delta T$ и $T_2 = T'' + \Delta T$. Тепловой поток, прошедший через образец и зафиксированный на основе замеров мощности, равен $q = q_0 + \Delta q$. Толщина пластины измерена с точностью $\pm \Delta L$ и равна $L = L_0 \pm \Delta L$.

Общая ошибка измерения находится из формулы:

$$\lambda = \frac{qL}{T_1 - T_2} \quad (3.34)$$

Наибольшая ошибка λ получается при измеренных значениях

$$q = q_0 + \Delta q; L = L_0 + \Delta L; T_1 = T' - \Delta T_n; T_2 = T'' + \Delta T$$

$$\lambda = \lambda_{\max} = \frac{(q_0 + \Delta q)(L + \Delta L)}{(T' - \Delta T) - (T'' + \Delta T)}, \quad (3.35)$$

наименьшая ошибка λ получится при измеренных значениях:

$$q = q_0 - \Delta q; L = L_0 - \Delta L; T_1 = T' + \Delta T_n; T_2 = T'' - \Delta T,$$

$$\text{тогда } \lambda = \lambda_{\min} = \frac{(q_0 - \Delta q)(L_0 - \Delta L)}{(T' + \Delta T) - (T'' - \Delta T)} \quad (3.36)$$

истинное значение теплопроводности определяется как среднее арифметическое полученных значений:

$$\lambda = \frac{\lambda_{\max} + \lambda_{\min}}{2} \quad (3.37)$$

В последнее время много внимания уделяется совершенствованию процесса измерения коэффициента теплопроводности методом пластины стационарного теплового потока. Об этом свидетельствует факт появления компенсационного метода измерения теплопроводности [6] прибором для измерения теплопроводности без учета контроля тепловых потерь на нагревателе и образце [65], метода неоднородного теплового потока [289], а также автоматизация ряда этапов процесса установления стационарного теплового потока. Обращается внимание на автоматизацию измерений тепловых потоков, температур и регулирование этих величин,

на синхронность действия центральных и охранных нагревателей и т. п. [75, 289]. Совершенствованию процессов измерения теплопроводности стационарными методами способствует также применение различных видов тепломеров, самописцев и точных усилителей как переменного, так и постоянного тока.

Практика проведения измерений коэффициента теплопроводности на твердых, сыпучих породах и песках-пльвунах показала, что метод стационарного режима может быть успешно применен для исследования любых модификаций геологических образований. При этом отмечается высокая точность измерений (до 1—2%) и хорошая их воспроизводимость.

Вычисление теплового потока

При изучении теплового потока в мелких скважинах жесткие требования предъявляются к интерпретации получаемых данных, что объясняется наибольшим проявлением в этой зоне возмущающих факторов. В простейшем случае горизонтально-слоистого напластования геологических образований тепловой поток должен быть перпендикулярным к поверхности. При этом он определяется как произведение весового или среднеарифметического значений теплопроводности и геотермического градиента, выведенного методом наименьших квадратов.

Вычисление средней величины коэффициента теплопроводности $\lambda_{\text{ср}}$ производится при наличии нескольких измерений этого параметра $\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3, \dots, \lambda_n$ в слоях мощностью $h_1, h_2, h_3, \dots, h_n$ по формуле:

$$\lambda_{\text{ср}} = \frac{H}{h_1/\lambda_1 + h_2/\lambda_2 + \dots + h_n/\lambda_n}, \quad (3.38)$$

где H — общая мощность всех слоев.

Геотермический градиент (Γ) определяется методом наименьших квадратов из соотношения:

$$T = T_0 + \Gamma H, \quad (3.39)$$

где T — температура на глубине H , T_0 — температура, экстраполированная до земной поверхности. Расчет производится с использованием системы уравнений:

$$\begin{aligned} n \cdot T_0 + \Gamma \Sigma H &= \Sigma T \\ T_0 \Sigma H + \Gamma \Sigma H^2 &= \Sigma HT, \end{aligned} \quad (3.40)$$

где n — количество точек наблюдения.

В реальных условиях рассмотренный случай встречается сравнительно редко. Обычно тепловой поток в той или иной степени искажается поверхностными явлениями, среди которых наиболее распространены возмущения вследствие нерегулярности рельефа местности. В районах с сильно расчлененной поверхностью искажения, вызванные воздействием этого фактора, могут достигать (при глубинах до 100 м) 3—6% [79, 171], а иногда и более. Теоретической разработке этого вопроса и практике учета рельефных особенностей земной поверхности посвящен ряд исследований [79, 171, 404, 485, 501, 514, 526 и др.]

Топографические поправки (в редукции Джефриса—Булларда, поправки Лииса, Берча, Лахенбруха) и примеры их использования обобщены Е. А. Любимовой [206]. Положительные результаты при изучении влияния рельефа дает электромоделирование с использованием электроинтегратора ЭГДА.

Существенное влияние при измерении поверхностного теплового потока может иметь гидрогеологический фактор, на что указывает ряд авторов [129, 259, 486 и др.] Глубина заметной инфильтрации поверхностных вод может достигать нескольких десятков метров. Учет нарушения теплового потока за счет восходящего или нисходящего движения вод ведется путем внесения в молекулярный тепловой поток поправки за перенос тепла водой. При восходящем движении вод геотермический градиент (Γ) должен уменьшаться с глубиной по экспоненциальному закону [259]:

$$\Gamma = \Gamma_0 e^{-Px} \quad (3.41)$$

Величина P определяется из равенства $P = w \cdot c \cdot \rho / \lambda$,

где w — скорость фильтрации, c — теплоёмкость, ρ — плотность и λ — теплопроводность.

Глубина x , на которой температура достигает предела, вычисляется по формуле:

$$Px_{\text{пр}} = 10 \quad (3.42)$$

Расчеты показывают, что достаточно незначительной фильтрации, чтобы существенно нарушить нормальный ход изменения температур с глубиной. Практически влияние движения вод на температурный режим устанавливается по температурной кривой [129].

Существенное влияние на тепловой поток могут оказывать крупные водные бассейны. При учете этого фактора используется формула для эллипсоида при предположении, что эффективная теплопроводность постоянно перемешивающейся воды значительно выше теплопроводности горных пород. По данным Любимовой [206], для Байкала поправка к геотермическому градиенту Γ в точке максимума погрешности составила 1,07 Γ .

Определенное возмущение оказывают на геотермический градиент вблизи водных бассейнов существенные различия среднегодовых температур воздуха на поверхности моря и суши. При расположении точки наблюдения на расстоянии 100 м от береговой линии искажения геотермического градиента могут составить до 40%.

В процессе разработки находится вопрос влияния осадконакопления, сопровождающего прогибания отдельных участков земной коры [171, 465, 486]. Температуры, устанавливающиеся в накопленном слое, зависят от скорости осадконакопления. При её величинах, превышающих 0,01 см/год, происходит заметное сокращение поверхностного теплового потока. Р. И. Кутас [171] приводит данные об уменьшении величины теплового потока q по отношению к его первоначальному значению q_0 в зависимости от скорости осадконакопления.

Скорость осадконакопления см/год...	0,01	0,05	0,1	0,5	1,0
q/q_0 %...	97	82	75	53	27

Ранее вводимая поправка с целью учета изменений климата в течение плейстоцена в настоящее время признается несущественной при исследовании теплового потока в средних и низких широтах.

Как отмечалось, ряд возмущающих факторов имеет наибольшую интенсивность в приповерхностных участках, способных внести искажения в значения теплового потока до 40—50%. В связи с этим оправданным можно считать измерения данного параметра лишь в тех мелких скважинах, которые пробурены в условиях, наиболее благоприятных для геотермических исследований.

При выборе точки наблюдения теплового потока в мелких скважинах следует руководствоваться принципами, вытекающими из возмущающего воздействия поверхностных факторов и сферы их влияния. Геотермические скважины предпочтительнее закладывать в районах с ровным рельефом (например, абразионные равнины); на расстоянии 8—10 км от береговой линии крупных водных бассейнов; на участках с горизонтальным залеганием пород; в отложениях, исключаящих вертикальные перемещения воды. Во всех случаях измерения температур необходимо вести ниже слоя с годовыми теплооборотами при условии достижения скважиной теплового равновесия.

Преимущества изучения теплового потока в мелких специальных геотермических скважинах состоят в следующем: существует возможность выбора точек с минимальным влиянием искажающих факторов; скважины бурятся со сплошным отбором керна с принятием мер к сохранению естественной влажности образцов пород, что важно для определения коэффициента теплопроводности; температуры измеряются в необсаженной скважине в условиях, не нарушенных влиянием её конструкции; упрощается конструкция термометров и тепломеров при сохранении высокой точности измерения; сокращаются погрешности измерения и др.

При соблюдении мер, исключаящих влияние поверхностных факторов, расчет теплового потока ведется, исходя из простейшего случая, рассмотренного выше.

НЕРАЗДЕЛЬНОЕ ИЗМЕРЕНИЕ ПОВЕРХНОСТНОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ЗЕМЛИ

В настоящее время раздельное определение теплового потока, несмотря на всю трудоёмкость, является основным методом изучения теплового режима недр Земли. В настоящее время наметилась перспектива решения проблемы нераздельного измерения теплового потока недр с помощью скважинных тепломеров, что позволяет во многих случаях значительно упростить исследование этого важного геотермического параметра.

Суть раздельного определения теплового потока заключается, как это было отмечено ранее, в исследовании двух величин: геотермического градиента (в полевых условиях) и коэффициента теплопроводности (в лаборатории). При изучении компонентов теплового потока возникает ряд трудностей, связанных с необходимостью точной глубинной привязки измеряемых температур при определении геотермического градиента, а также с требованием тщательного послойного отбора образцов горных пород из интервала исследования геотермического градиента для установления их теплопроводящих свойств. Более того, опыт показывает, что даже при наличии однотипных пород коэффициент их теплопроводности может варьировать в зависимости от ряда таких геологических факторов, как возраст, условия залегания, трещиноватость, плотность и др. К числу недостатков раздельного метода следует отнести также и то, что лишь один параметр теплового потока (геотермический градиент) определяется в условиях естественного залегания пород, в то время как другой — теплопроводность — исследуется в лаборатории. Последнее обстоятельство вносит элемент условности в конечные результаты. Эти и некоторые другие недостатки раздельного метода, в частности инструментальные погрешности, приводят

к относительно высокому проценту ошибок измерения плотности теплового потока, достигающего $\pm 15-18\%$.

Трудность классической методики определения теплового потока ограничивает потенциальную сферу её применения. Это обстоятельство особенно отчетливо проявляется при проведении массовых определений теплового потока в случае использования теплоразведки полезных ископаемых методом вариаций теплового потока. Разделение в пространстве и времени процесса измерения геотермического градиента и коэффициента теплопроводности пород существенно снижает эффективность этого вида геотермической разведки.

Анализ развития геотермических измерений показывает, что в настоящее время в геофизике выявляются две тенденции, направленные на решение одной задачи — непосредственного определения теплового потока. Первый путь заключается в стремлении разработать методику и аппаратуру для определения теплофизических характеристик горных пород, вскрытых скважиной, в их естественном залегании. Второе направление характеризуется попытками измерения теплового потока в почве и на дне водоемов с применением тепломеров.

Методика определения теплофизических характеристик горных пород в скважине основана на принципах нестационарного теплового режима, в частности, на использовании решения задачи об остывании нагретого тела в бесконечной среде и асимптотических приближений этого решения в случае больших и малых отрезков времени процесса наблюдения. Разработан ряд конструкций прибора для измерения теплопроводности пород в естественном залегании. Однако вследствие ряда трудностей методического и конструктивного характера этот метод не нашел широкого практического применения.

В различных областях техники при определении тепловых потоков с помощью тепломеров наиболее перспективными являются метод дополнительной стенки [63] и способ, при котором роль промежуточного электрода дифференциальной термопары выполняет материал стенки. При некоторых геофизических исследованиях тепловых потоков (в деятельном слое почвы, снежном покрове, на дне водоемов и др.) успешно используются тепломеры, также основанные на методе дополнительной стенки. Принцип действия таких тепломеров базируется на измерении перепада температур с помощью батареи дифференциальных термопар на гранях пластины из материала с заведомо известной теплопроводностью. В этих тепломерах в качестве дополнительной стенки обычно используются резиновый диск или бакелитовая пластина, перепад температур на гранях которых измеряется серией медь-константановых термопар. Подобные тепломеры рассчитаны на относительно высокие тепловые потоки, на 2—3 порядка превышающие тепловой поток Земли.

В случае использования тепломера с дополнительной стенкой для измерения низких тепловых потоков (порядка 10^{-6} кал/см²сек) потребовалось бы значительное увеличение активной поверхности прибора, следовательно, и его размеров, в то время как ограниченный диаметр скважин лимитирует ширину тепломера до 50—60 мм. Таким образом, применение принципа дополнительной стенки при разработке конструкций скважинного тепломера сталкивается с трудностями, связанными с выполнением основного условия такого прибора — высокой чувствительностью при относительно малых размерах датчика.

Более перспективным с этой точки зрения является частный случай метода дополнительной стенки, когда материал стенки одновременно выполняет роль промежуточного термоэлектрода дифференциальной термопары. При таком целесообразном совмещении функций в сово-

купности с добавочными термическим и электрическим сопротивлениями устраняются многие причины помех и погрешностей. Ряд тепломеров, базирующихся на этом принципе, разработаны в варианте галетных и батарейных датчиков теплового потока [62].

При рассмотрении вопросов теории, конструирования и технологии изготовления датчиков теплового потока [128] делается вывод о том, что относительная погрешность измерений существенно сокращается при значительном превышении теплопроводности прибора по сравнению с теплопроводностью исследуемой среды. Кроме того, отмечается, что отношение толщины датчика к диаметру должно быть 1:10, для снижения предельной погрешности измерений до 10%. Применение датчика теплового потока с теплопроводностью, в несколько раз превышающей теплопроводность исследуемого объекта, приводит к уменьшению градиента температур на гранях датчика, а следовательно, и к сокращению его чувствительности. В соответствии с этим представляется нецелесообразным применение в скважинных тепломерах датчиков с металлическими элементами.

Многочисленные ограничения, накладываемые на датчик, предназначенный для регистрации теплового потока Земли в скважинах, делают нераздельное измерение этого геотермического параметра весьма трудной задачей.

В Дагестанском филиале АН СССР была предпринята попытка разработки скважинного тепломера. Сконструировано три модификации этого прибора ТС-1, ТС-2, ТС-3. В качестве датчика, отвечающего требованиям измерения низких тепловых потоков, были использованы материалы типа сплава Иоффе, представляющие собой твердые растворы полупроводниковых веществ, относящихся к интерметаллическим соединениям и характеризующихся металлическим ходом проводимости. Эти материалы имеют не только достаточно высокий коэффициент термо-э. д. с. и добротность, но и обладают тем достоинством, что их термо-электрические коэффициенты, в частности теплопроводность, можно регулировать в достаточно широких пределах. При выборе материалов термостолбиков в качестве датчиков теплового потока следует учитывать, что эффективность полупроводникового термоэлемента пропорциональна произведению его электрического сопротивления на теплопроводность, поэтому необходимо стремиться к сохранению минимума этого произведения.

Требование максимального увеличения чувствительности регистрирующей схемы ставит одним из важных условий задачу согласования внутреннего сопротивления датчика с сопротивлением нагрузки, что производится на основании результатов решения этой задачи Иоффе [127]:

$$R_n = mR_b, \quad (3.43)$$

где R_n — сопротивление нагрузки, R_b — внутреннее сопротивление датчика:

$$m = \sqrt{1 + T_{\text{горяч}} \cdot z_{\text{опт}}}$$

Здесь $z_{\text{опт}}$ — оптимальная добротность материала.

Подбор внутреннего сопротивления ρ датчика к данной нагрузке осуществляется по сечению s термоэлементов на основании равенства:

$$R_b = e \left[\frac{\rho_1}{s_1} + \frac{\rho_2}{s_2} \right]$$

Отмеченные полупроводниковые термоэлементы использованы во всех вариантах разработанного в Дагестанском филиале АН СССР скважинного тепломера (ТС-1, ТС-2 и ТС-3). Отличия между разными модификациями этого прибора заключаются главным образом в конструктивном исполнении.

Необходимая для надежного фиксирования теплового потока Земли сила выходного сигнала достигнута последовательным соединением нескольких десятков полупроводниковых термостолбиков. Последние укладываются по спирали в цилиндрическое пространство корпуса (2) с диаметром полезной площади 46 мм (рис. 15). Концы термостолбиков (1) заключены между медными пластинами (3) и (4), выполняющими функции нагревателя и холодильника. Изоляция отдельных элементов батареи термостолбиков осуществлена фторопластовыми прокладками, а соприкасающиеся с отдельными датчиками поверхности медных пластин покрыты тонким слоем полимеризованного клея БФ-2, что создаёт надёжную электроизоляцию при незначительном уменьшении коэффициента теплопроводности тепломера. В холодильник встроены градуированный термометр типа КМТ-4 (5), позволяющий производить измерения абсолютной величины температуры в скважине с точностью до $0,1^\circ$ при относительной точности $0,01^\circ$. Эффективный отвод тепла от холодильника осуществляется через прижимный винт (6) к верхней крышке (7) тепломера. Улучшению теплового контакта теплопроводящего стержня (8) верхней крышки с прижимным винтом способствует глицириновая ванна (9) в теле винта. Корпус тепломера выточен из текстолита, коэффициент теплопроводности которого на порядок ниже, чем у термостолбиков, что обеспечивает прохождение теплового потока в основном через датчик теплового потока. На верхнюю часть корпуса навинчен предохранительный кожух (10) с профрезированными продольными окнами (11) для снижения постоянной времени установления стационарных потоков. Гидроизоляция тепломеров обеспечивается заливкой эпоксидной смолой через отверстие (12) в верхней крышке участков сочленения выводов от тепломера и термистора с жилами каротажного кабеля (КТШ-0,3). Эта же изоляция используется и на участке ввода кабеля в верхнюю крышку, а также для заполнения паза (13) нижней крышки при герметизации тепломера. Во избежание обрыва подводных проводов и нарушения гидроизоляции

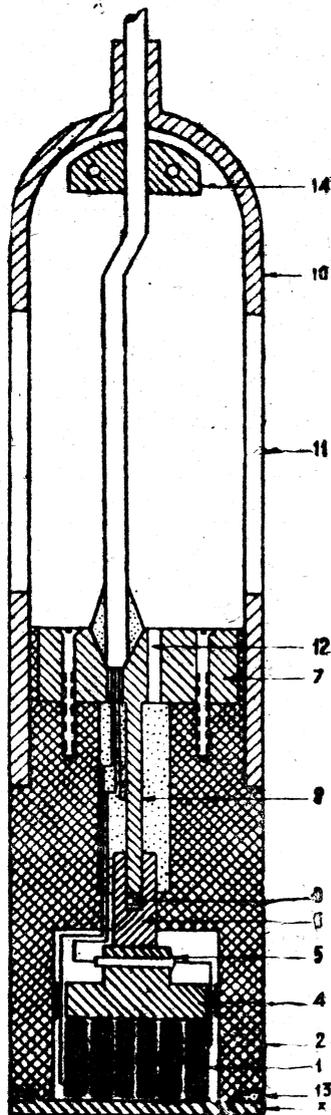


Рис. 15, Вертикальный разрез тепломера ТС-1.

ции верхней крышки кабель уложен в кожухе с некоторым запасом и перехвачен в верхней части хомутом (14), ограничивающим выход кабеля допустимыми пределами.

В регистрирующую схему тепломера входят высококачественный гальванометр, мост постоянного тока МО-59 и пульт управления. Гальванометр с двойным световым указателем (типа 167302, чувствительность по току $7,6 \cdot 10^{-9}$ А/мм) используется для измерения как величины плотности теплового потока (по шкале), так и абсолютных значений температур в качестве нуля-прибора, включенного в диагональ моста.

Пульт управления создает удобства и ускоряет операции по производству замеров. На его панели смонтированы переключатель на пять положений и четыре направления, три катушки сопротивления (R_1, R_2, R_3) соответственно на 30, 100 и 500 ом и шесть клемм для подключения гальванометра и моста. Тепломер подводится к пулту управления посредством переходной колодки, фиксируемой в определенном положении. Коммутация пульта управления обеспечивает попеременное измерение тепловых потоков и температуры. Переключатель в первом, втором, третьем и четвертом положениях подключает гальванометр непосредственно или через гасительные сопротивления R_1, R_2, R_3 к датчику теплового потока. В пятом положении гальванометр включается в схему моста с синхронным подключением датчика температуры.

Техническая характеристика скважинного тепломера ТС-1

1. Пределы измерения $4,4 \cdot 10^{-4}$ — $8,0 \cdot 10^{-7}$ кал/см² сек.
2. Инерционность до 3 часов,
3. Погрешность измерений ± 7 — 8%
4. Габариты: длина 260 мм
 диаметр 58 мм
5. Рабочая температура $+5$ + 30°C .

Калибровку прибора производили на основании конкретных условий применений тепломера при измерении тепловых потоков в скважинах глубиной от 30 до 200 м (рабочая температура 15 — 25°C).

Вмонтированный в тепломер термистор дает возможность осуществлять контроль за температурой в скважине и вводить соответствующую поправку на нелинейность термоэлектрических характеристик датчика в конечные результаты измерений. Вычисление величины плотности теплового потока (q) производится из соотношения:

$$q = k m a p \quad (3.45)$$

где k — температурный коэффициент, m — коэффициент гашения (на дополнительных сопротивлениях), a — чувствительность гальванометра на одно деление шкалы и p — показания гальванометра в делениях. Коэффициенты m и K определены экспериментально при градуировке тепломера. Калибровочные данные тепломера и термометра сводятся в таблицу 3.5, закрепляемую на панели пульта управления.

Для приведения результатов измерений к величине истинных тепловых потоков необходимо введение поправки на искажение естественного температурного поля вследствие различных тепловых характеристик материала тепломера и среды, в которую он помещен.

Практически датчик теплового потока представляет собой диск, толщиной значительно меньше диаметра. Аппроксимируя его форму сплюснутым эллипсоидом вращения, можем воспользоваться уравнением теплового потока q_T через эллипсоид в виде:

где q_0 — плотность теплового потока в однородной среде, k — отношение коэффициентов теплопроводности тепломера к коэффициенту теплопроводности среды и p — функция формфактора датчика тепломера.

Таблица 3.5

Калибровочные данные тепломера ТС—1

Положение переключателя	Коэффициент гашения	Температура, °С	Температурный коэффициент, К	Температура, °С	Сопротивление термистора, ом
1	1.00	10	1.05	11.0	66526
2	1.96		1.00	15.0	55000
3	5.58	20			
4	18.70	30	1.04	19.0	45698

$$q_T = \frac{k \cdot q_0}{1 + (k-1)p}, \quad (3.46)$$

Экспериментальные исследования теплового потока с помощью тепломера производятся в скважинах с установившимся тепловым режимом. При этом могут быть использованы скважины различного целевого назначения, в том числе и пробуренные без отбора керна, где невозможно применение раздельного метода определения теплового потока. Глубина измерений определяется уровнем, на котором практически отсутствует влияние поверхностных факторов (сезонные колебания температур, инфильтрация поверхностных вод и др.). Обычно этот уровень ограничивается первыми десятками метров (20—30 м), но не исключается возможность углубления его до 100—150 м.

При подготовке к измерениям в непосредственной близости от скважины на горизонтальной поверхности устанавливают гальванометр, мост постоянного тока и пульт управления. К последнему с помощью переходной колодки подключается тепломер, а к соответствующим клеммам — мост и гальванометр (с обязательным соблюдением полярности).

После опускания тепломера на забой скважины проводят наблюдения за установлением стационарности теплового потока. В начальный момент фиксируется тепловой поток, возникающий в датчике за счет тепловой инерции тепломера, этот поток обычно направлен сверху вниз, на что указывает отклонение стрелки гальванометра в сторону отрицательных значений. Ввиду того, что начальный (нестационарный) тепловой поток относительно высок, измерения производятся при четвертом положении переключателя на пульте управления. При этом подключаются гасящие сопротивления. Затем, по мере приближения теплового потока к нулю, осуществляется последовательный переход на третье, второе и первое положения переключателя, что позволяет путем сокращения суммарного гасительного сопротивления до нуля получить предельную чувствительность тепломера. Отклонение стрелки гальванометра в сторону положительных значений указывает на установление естественного теплового потока (снизу вверх). Момент стационарности теплового потока и его величина фиксируются по результатам трех идентичных замеров, произведенных с интервалом в один час.

Вмонтированный в тепломер температурный датчик позволяет определить геотермический градиент путем перемещения тепломера вверх по стволу скважины. Расстояние между замерами температур при изме-

рении геотермического градиента в зависимости от конкретных геолого-геофизических условий выбирается в пределах от 3 до 10 м. Как правило, первый температурный замер производится в точке измерения теплового потока, т. е. на максимальной глубине погружения тепломера. При исследованиях в специальных геотермических скважинах первый замер делается на забое. Второе измерение температуры осуществляется при подъеме на уровне, обеспечивающем надежную регистрацию геотермического градиента. Показание термометра в этой точке фиксируется после установления стационарных температур в приборе. Момент достижения теплового равновесия между прибором и окружающей средой как в первой, так и во второй точке регистрируется по трем одинаковым показаниям термометра, отмеченным с интервалом в 15—20 мин. Геотермический градиент вычисляется как разность температур на двух уровнях, отнесенная к расстоянию между точками замера.

Коэффициент теплопроводности определяется аналитически по известным величинам теплового потока и геотермического градиента, измеренным в естественных условиях.

Нераздельный способ с применением скважинного тепломера используется Институтом геологии и Институтом физики Дагестанского филиала АН СССР с 1966 г. Он прошел испытания на нефтегазоносных площадях Северного Дагестана и юго-восточной Калмыкии. Отмечены удовлетворительные результаты при сопоставлении данных теплового потока, полученных раздельным и нераздельным методами в одних и тех же условиях. Сходимость показаний этих методов находится в пределах 12—18%.

ГРАДУИРОВКА ТЕРМО- И ТЕПЛОИЗМЕРИТЕЛЬНЫХ УСТРОЙСТВ

Калибровка термометров

Для термометрических измерений часто используются хорошо зарекомендовавшие себя на практике, выпускаемые отечественной промышленностью полупроводниковые датчики температур — термисторы типа КМТ, ММТ и др. Многие авторы, в частности [19, 73, 374], указывают на возможность использования, в целях определения температурной характеристики терморезисторов по реперным точкам, ряда аналитических выражений вида:

$$R = A e^{\frac{\Delta E}{2kT}}, \quad (3.47)$$

где R — сопротивление терморезистора, ом, A — константа, зависящая от материала датчика, E — энергия активации, K — постоянная Больцмана, T — температура °К.

Аналитический способ градуировки менее точен, чем экспериментальный, поэтому его применение оправдывается лишь при отсутствии градуировочных установок. В подобных случаях градуировка проводится заданием термистору реперных температур, т. е. постоянных точек плавления или затвердевания ряда веществ. Такими реперными точками могут быть температуры смеси, состоящей из 100 г льда и 33 г хлористого натрия ($-21,2^\circ\text{C}$), тающего льда (0°C) и кипения воды ($+100^\circ\text{C}$).

Установление абсолютной температуры реперных точек с высокой точностью является довольно трудным процессом, что нередко приводит к искажению исходных калибровочных данных. Последнее обстоятель-

ство обуславливает недостаточную точность метода калибровки, основанного на применении расчетных формул. Способ получения большого числа экспериментальных реперных точек, при котором с высокой точностью описывалась бы температурная зависимость каждого резистора, несмотря на некоторые недостатки, обладает тем преимуществом, что позволяет уменьшать возможные ошибки, возникающие при вычислениях на основании равенства (3.47), и стандартизировать процесс получения промежуточных реперных точек. Для этого достаточно иметь в лаборатории образцовый платиновый термометр сопротивления. Нами для калибровки терморезисторов применяется метод опытного определения температурной зависимости датчиков. При измерениях температуры экспериментальных реперных точек использовался платиновый термометр сопротивления 1-го класса Т. С. 1172, проверенный ВНИИК стандартов мер и измерительных приборов. Измерения параметров образцового термометра сопротивления производятся потенциометрическим способом путем сопоставления напряжений на термометре и последовательно соединенной с ним образцовой катушке сопротивления Р 321, класса 0,01. Катушка сопротивления погружена в масляную ванну, контроль за температурой которой осуществляется с помощью ртутного термометра, имеющего цену деления $0,1^\circ$.

Калибруемые датчики температур устанавливаются вокруг образцового термометра на алюминиевом барабане и через многоточечный переключатель подсоединяются к мосту постоянного тока МО-59 класса 0,05. В диагональ моста в качестве нуля-прибора включается настольный гальванометр чувствительностью порядка 10^{-9} А/мм, используемый в полевых условиях.

С целью создания и поддержания заданных температур, а также быстрого перехода от одной температуры к другой применяется ультра-термостат Хепплера типа «NB». Опыт работы с термостатом выявил существенные затруднения, сопутствующие процессу калибровки датчиков, чувствительных к малым изменениям температур. Для повышения стабильности заданной температуры нагреватель термостата питается отдельно при помощи автотрансформатора РНО-230-2. Необходимая для калибровки термодатчиков температура создается путем изменения напряжения на нагревателе. После достижения заданной температуры в термостате напряжение на нагревателе уменьшается до величины, при которой автоматически включаемый с помощью реле нагреватель находится в работе минимальный промежуток времени. Такая схема включения термостата обеспечивает стабильный температурный режим на протяжении времени, достаточного для калибровки нескольких термометров. Одновременная калибровка пяти и более термометров стала возможной лишь после применения дополнительного малоинерционного нагревателя с автономным источником питания.

Для контроля за изменением температуры в термостате может быть применен дополнительный термистор. Сопротивление последнего компенсируется отдельным мостом после достижения постоянной температуры в термостате. В соответствии с отклонением стрелки гальванометра М 17/1, включенного в диагональ моста, производится ручное подключение малоинерционного нагревателя, состоящего из барабана измеряемых термисторов с навитой на его ребрах эмалированной нихромовой проволокой.

Практика проведения геотермических исследований показала, что нередко возникает необходимость в градуировке термометров непосредственно в полевых условиях, особенно в случае значительного удаления лабораторной базы от места полевых работ.

В Дагестанском филиале АН СССР, кроме описанной, применяется методика калибровки датчиков температуры, базирующаяся на использовании естественного температурного поля в скважинах. Этому способствует то обстоятельство, что диапазон рабочих температур при проведении исследований в мелких скважинах ограничен для каждого района сравнительно узкими пределами, обусловленными спецификой геотермической обстановки и глубиной исследования.

На глубинах более двух метров (уровень влияния суточных колебаний температуры) существует сравнительно широкий спектр температур, вследствие чего любая скважина после установления в ней теплового равновесия может быть использована в качестве прецизионного термостата.

Для выполнения калибровочных работ по этой методике на исследуемой территории бурится скважина, выдерживаемая до стабилизации в ней температурного режима с заданной точностью. Термометры, подлежащие калиброванию, и образцовый термометр, тщательно отградуированный в лабораторных условиях, скрепляются друг с другом таким образом, чтобы температурные датчики приходились на один уровень. Затем, опуская связку термометров на различные глубины (в естественно термостатированную среду), осуществляется градуировка по образцовому термометру. Таким же способом проводится операция по взаимной увязке показаний термометров и их повторная калибровка.

Как показал опыт, применение этой методики позволяет существенно сократить расхождения между показаниями термометров.

ГРАДУИРОВКА СКВАЖИННЫХ ТЕПЛОМЕРОВ

Тепловой поток Земли, для измерения которого предназначены скважинные тепломеры, характеризуется величинами порядка $0,5—3,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек. Калибровка тепломеров на такие низкие тепловые потоки представляет сравнительно трудную техническую задачу, связываемую прежде всего с получением весьма слабых по величине и достаточно стабильных во времени тепловых потоков.

Существующие калибровочные установки рассчитаны на относительно высокий тепловой поток [62], что ставит их в разряд малоприменяемых для градуировки скважинных тепломеров.

При конструировании калибровочных установок на низкие тепловые потоки важным моментом является подбор теплопроводящей среды (между нагревателем и холодильником), которая должна иметь достаточно низкий, хорошо известный коэффициент теплопроводности. В градуировочной установке конструкции Дагестанского филиала АН СССР (рис. 16) в качестве такого заполнителя использован аргон с коэффициентом теплопроводности порядка $448 \cdot 10^{-7}$ кал/см·сек·град. в диапазоне температур, соответствующих глубинам исследования до 500 м. По данным И. Б. Варгафтика и Н. Х. Зиминой [40], аргон имеет хорошо согласующиеся между собой (с погрешностью, не превышающей $\pm 1,6\%$) экспериментальные и расчетные значения коэффициента теплопроводности в достаточно широком диапазоне температур при нормальном атмосферном давлении, что дает основание признать их в качестве стандартных.

Процесс зарядки этой установки аргоном заключается в многократных откачках, чередующихся с заполнением металлической камеры В при помощи вентиля В₁ и В₂ до полного удаления воздуха из камеры. При окончательном наполнении камеры (В) аргоном избыточное давление, контролируемое образцовым манометром (М), выпускается с помощью вентиля (В₃).

Заданный тепловой поток создается дисковым нагревателем (Н). При этом контроль за напряжением на концах спирали осуществляется с помощью милливольт-вольтметра типа 134420 (класса 0,1), а величина тока измеряется потенциометрическим методом, что позволяет произ-

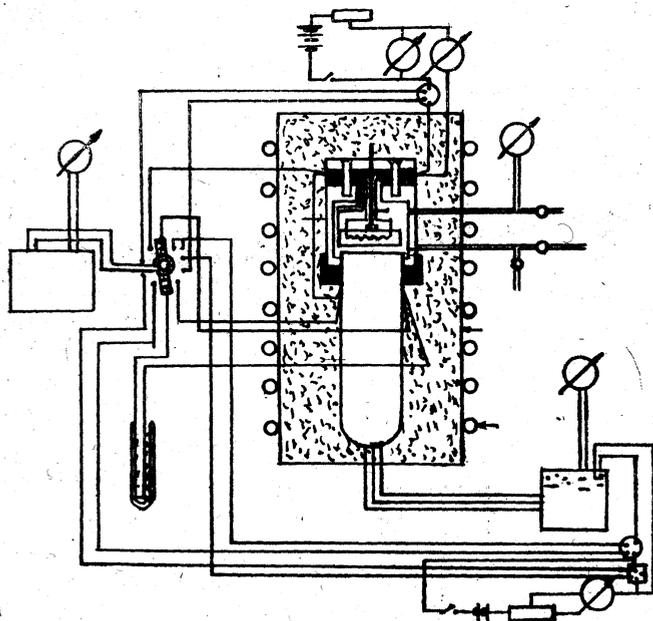


Рис. 16. Схема установки для градуировки термомера в лабораторных условиях.

водить при необходимости быстрое и точное повторение заданного теплового потока q , определяемого из соотношения:

$$q = \lambda \frac{\Delta t}{l} + \frac{Q_{\text{из}}}{S}, \quad (3.48)$$

где λ — теплопроводность аргона, Δt — перепад температур при зазоре, l — между нагревателем и холодильником, S — активная поверхность и $Q_{\text{из}}$ — количество тепла, переданного излучением.

Для измерения разности температур холодильника — термомера и нагревателя применено десять дифференциальных плакированных термопар [12]; уменьшение передачи тепла через нагреватель достигается путем крепления нагревателя к крышке камеры через фторопластовый стержень с винтовой нарезкой D на конце, служащей для установления необходимого зазора между нагревателем и холодильником. Применение вертикального оптиметра ИКВ позволяет измерить этот зазор с высокой точностью (0,001 мм).

Оптимальный зазор (1 мм) между нагревателем и холодильником подобран опытным путем. Увеличение этого расстояния связывается с ростом температурного градиента, что приводит к повышению теплопередачи за счет излучения и возникновению ощутимых конвективных потоков, сокращение ведет к существенным ошибкам в измерении толщины теплопередающего слоя газа. Показания термомера регистрируются с помощью высокочувствительного гальванометра, применяемого при полевых исследованиях. Результаты калибровки скважинных теп-

ломеров кладутся в основу расчета и построения графика зависимости показаний прибора от величины теплового потока. Одновременно в процессе градуировки тепломера производится измерение температуры тепломера с помощью встроенного в него термистора, сопротивление которого определяется потенциометрическим методом. При этом устанавливается приближенное значение измеряемого тока реостатом R_2 по показанию амперметра.

Описанная установка, помещенная в термостатируемую медным змеевиком металлическую трубку с асбестовой тепловой изоляцией, позволяет получать устойчивый тепловой поток порядка $2 \cdot 10^{-4}$ кал/см²·сек. На более низкие тепловые потоки калибровка тепломера осуществляется путем экстраполяции из линейной зависимости значения термо-э. д. с. от величины теплового потока (для случая использования в качестве датчика теплового потока полупроводниковых термостолбиков). Как показал опыт калибровки скважинных тепломеров конструкции Дагестанского филиала АН СССР, на одно деление шкалы гальванометра (тип 167302) приходится $0,5-1,0 \cdot 10^{-7}$ кал/см²·сек.

С целью получения устойчивых тепловых потоков низкого порядка в описанной установке металлическая камера В была заменена автоклавом А из органического стекла (рис. 17), откачка воздуха и запол-

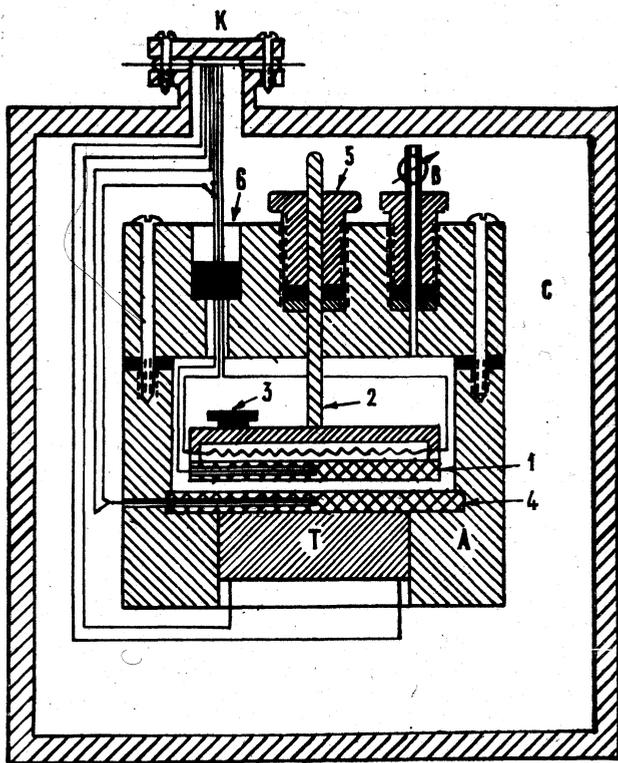


Рис. 17. Автоклав для получения низких тепловых потоков.

нение автоклава аргоном осуществлялись через штуцер с вентилем В, подсоединенным посредством тройника к вакуумному насосу РВН-20 и через редуктор к баллону с аргоном. Горизонтальность установки:

нагревателя, вмонтированного в медный диск (1), контролируется с помощью уровня (3), закрепленного на крышке из органического стекла.

Автоклав заключается в камеру С вакуумного шкафа типа — 0,035, ограниченные габариты которого позволяют поместить для градуировки лишь датчик термометра Т. Размещение этого датчика на продолжении медного холодильника (4) позволяет избежать трудоёмкой операции по установке зазора между нагревателем и холодильником при частой замене калибруемых датчиков.

Для установления рабочего зазора собранный автоклав и вертикальный оптиметр размещаются на поверочной плите. Нагреватель опускается на холодильник до соприкосновения отшлифованных поверхностей. На держатель (2) из органического стекла устанавливается шток вертикального оптиметра так, чтобы можно было видеть показания, соответствующие его крайнему положению. Затем стержень нагревателя приподнимают на 0,8—1,0 мм по шкале оптиметра с последующим закреплением нагревателя на этой высоте крепежным винтом (5). С поверочной плиты автоклав снимается после регистрации положения стержня, зафиксированного крепежным винтом.

Применение вакуумного шкафа и автоклава из теплоизоляционного материала позволило получить устойчивые величины теплового потока порядка 10^{-6} кал/см²·сек, соизмеримые со значениями тепловых потоков Земли. Однако погрешность градуировки, связанная в основном с применением термопар для регистрации малых разностей температур, составляет 18—20%.

В Дагестанском филиале АН СССР разработан способ калибровки скважинных тепломеров, основанный на использовании природных тепловых потоков, создающихся в результате сезонных колебаний температур в приповерхностных участках литосферы (деятельный слой). Смена времени года обуславливает возникновение переменного теплового потока, распространяющегося на глубину по периодическому закону. Затухание годовых колебаний температур поверхности наблюдается на уровне 15—20 м (в ряде случаев несколько глубже). Ниже этого интервала в нормальных условиях отмечается область стабильного теплового потока.

Как было показано ранее, в интервале глубин от поверхности до нейтрального слоя (зона постоянных температур) в любой момент времени имеется достаточно широкий спектр температурных перепадов (геотермических градиентов). Опыт геотермических режимных станций указывает на то, что диапазон колебаний температур в активной зоне составляет 0,00—0,05 град/см и соответствует тепловому потоку от 0,0—до $1,5 \cdot 10^{-4}$ кал/см²·сек.

Исходя из факта практически полного затухания суточных колебаний температур на глубине 1,5—2,0 м, буровые скважины, имеющие большие глубины, можно использовать в качестве высокоточных калориметров для калибровки скважинных тепломеров на слабые тепловые потоки.

Установка для калибровки скважинных тепломеров (рис. 18) собирается на базе нескольких скважин (например, пяти) с глубиной 3, 5, 8, 12, 20—50 м. (А, В, С, Д, Е), пробуренных в однородной толще пород (предпочтительно в глинах). Бурение таких скважин осуществляется со сплошным (по всей глубине скважины) отбором керна. Образцы взятых пород парафинируются для сохранения естественной влажности, далее определяется их коэффициент теплопроводности. Затем составляется теплофизический разрез скважин.

В скважину с максимальной глубиной опускается гирлянда датчиков

температур (1), тщательно отградуированных с помощью эталонных платиновых термометров в ультратермостате Хепплера. Применение термисторовых датчиков типа ММТ-4 и КМТ-4, моста постоянного тока класса 0,05, например, МО-59 и гальванометра с чувствительностью по току порядка 10^{-9} А/дел. позволяет регистрировать температурные изменения с точностью до 0,005 град. Температурные датчики разносятся по стволу скважины с интервалом в 0,5—1,0 м в зависимости от градиентов температуры на конкретной глубине. Регистрирующая аппаратура устанавливается в стационарном помещении, что создает необходимые

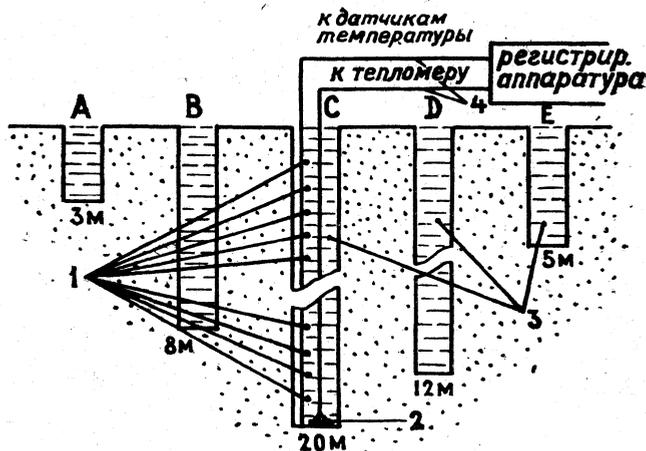


Рис. 18. Схема расположения скважин для градуировки тепломера на естественных тепловых потоках.

условия для выполнения измерений с высокой точностью. Датчики температур основной скважины (с) позволяют фиксировать характер распределения температур на разной глубине. Сведения о геотермическом градиенте и теплопроводности пород дают возможность рассчитать для забоя каждой скважины величину плотности теплового потока в момент осуществления замера.

Калибруемый тепломер (2) опускается на забой скважины, заполненной буровым раствором (3) с высокой вязкостью для исключения конвекции, и включается записывающее устройство. Дистанционность измерений обеспечивается линией связи (4). Показания тепломера снимаются с гальванометра после получения стабилизированного теплового потока. Момент установления стационарного теплового потока на забое скважины и в тепломере определяется по характеру кривой самописца.

Аналогичные операции проводятся и в других скважинах. Тепломер последовательно переносится в скважины с различными значениями теплового потока. Суммарная погрешность калибровочной установки на базе естественных тепловых потоков складывается из погрешности в определении температурного перепада (3%) и погрешности определения коэффициента теплопроводности пород стационарным методом (2—3%). Суммарная относительная ошибка в определении калибровочного теплового потока составляет 5—6%.

Способ калибровки тепломеров на базе естественных тепловых потоков успешно применяется Институтом физики и Институтом геологии Дагестанского филиала АН СССР.

МЕТОДИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОГО РЕЖИМА ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА

Оценка качества и возможности использования геотемпературного материала

Оценка температурных условий недр должна базироваться на качественном температурном материале. С этой точки зрения наиболее важным является анализ условий проведения замера температуры.

В пробуренной скважине естественные условия температуры, существовавшие до бурения, нарушаются, что искажает распределение температур по глубине. Влияние ствола скважин на искажение естественной температуры горных пород отмечается практически во всех работах по геотермии.

Выравненный характер температур обычной термограммы, снимаемой перед спуском колонны в скважину, общеизвестен. Геотермограммы, снятые в необсаженной металлом скважине с продолжительной выдержкой ее перед замером температур, крайне редки. Поэтому обычно за геотермограмму принимается замер температур по стволу обсаженной скважины при длительной выдержке её перед исследованиями. Теплопроводность металла значительно больше теплопроводности горных пород (железо 76 вт/м⁰С, горная порода 2,5—4,0 вт/м⁰С), а условия теплопередачи в глинистом растворе или воде, заполняющих ствол скважины, хуже, чем в окружающих породах. Всё это создает определенные условия выравнивания температур поверхности и забоя через обсадные трубы. Заметное, а порой и сильное влияние поверхностных температур на заполняющую скважину жидкость оказывает многоколонная конструкция скважин, что видно на примере замера температуры на скважине Огни—48 (три колонны и кондуктор) (рис. 19). Скважина перед замером температуры стояла более года. Продолжительный период низких температур поверхности (замер произведен 19 декабря 1951 г.) вызвал повышенный отток тепла в верхней части ствола скважины, и перепад температур на первых 300 м глубины достиг 43°С. Помимо интенсивного оттока тепла в верхней части ствола скважины, под воздействием низких температур поверхности в распределении температур по глубине для остальной части ствола скважины также сказалось выравнивающее влияние многоколонной конструкции. В этой части ствола скважины (300—2200 м) произошло осреднение глубинных температур. Так, если для глубин 300 м зафиксирована завышенная температура 47°С (средняя геотермическая ступень 9 м/1°С), отвечающая пластовым температурам Дагестанских Огней на глубине 420—450 м, то для нижележащей толщи в интервале 300—2200 м зафиксирован прирост температуры всего на 36°С (2200 м—82,4°С). Средняя геотермическая ступень этого интервала 32 м/°С. Это явно говорит о выравненном характере распределения температур в скважине, вызванном наличием трехколонной конструкции скважины для данного интервала глубин. Кроме того, из рис. 19 видно, что охлаждающее влияние поверхностных

температур на заполняющую скважину жидкость находится в прямой зависимости от теплофизических свойств окружающих пород. Интенсивное падение температуры отмечается только для верхних 300 метров ствола, хотя первая техническая колонна спущена на 500 метров. Это охлаждение связано с тем, что в данном интервале глубин залегают

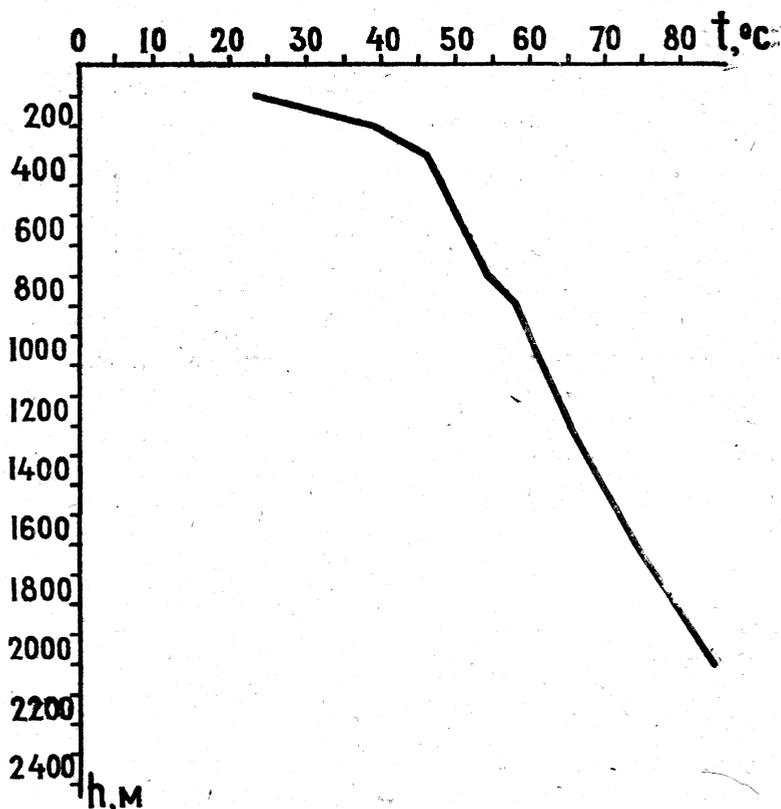


Рис. 19. Распределение температур по стволу скважины Огни-48 многоколонной конструкции, простаивавшей перед замером больше года.

глинистые породы хадума, майкопа и чокрака, не могущие, в силу пониженной теплопроводности, обеспечить компенсацию интенсивного оттока тепла по металлу обсадных колонн. Поэтому повышенные теплопотери через многоколонную конструкцию скважин обеспечивались в основном за счёт высокой теплоёмкости воды, заполнявшей ствол скважины, что и привело к резкому изменению градиента температур на этих глубинах. В обсаженных металлом скважинах максимальное воздействие на выравнивание температур заполняющих скважину жидкостей оказывают колебания температур поверхности. Можно привести противоположный пример повышения температуры воды в верхней части ствола скважины под воздействием поверхностных температур. Скважина № 53 пл. Махачкала стояла перед замером 2,5 месяца. 1 июля 1960 г. для определения дебита термальной воды скважина была пущена в работу, при этом фиксировалась температура изливающихся вод на устье скважины. В первые пять минут работы скважины температура воды фиксировалась каждые 30 сек., в дальнейшем через минуту. Изменение температуры изливающихся вод на устье скважины № 53 Махачкала представ-

лено на рис. 20. Из рисунка видно, что под воздействием высоких поверхностных температур через металл (температура воздуха 1/VII-60 г. 33°C, такие же высокие температуры были и в июне месяце) охлаждение воды после прекращения работы скважины в верхней части ствола скважины было приостановлено. Минимальная температура воды при изливе зафиксирована в 27°C, что на 12°C выше температуры нейтрального слоя, залегающего на глубине 16 метров. Глубина залегания слоя воды минимальных температур до излива, определенная по дебиту скважины, примерно 80 метров, т. е. на этой глубине зафиксировано активное воздействие поверхностных температур через металл крепления ствола скважины. Максимальное воздействие поверхностных температур на температуру воды в скважине отмечено на глубине до 10 метров (температура воды 31°C). Измерения проводились лабораторным малоинерционным ртутным термометром.

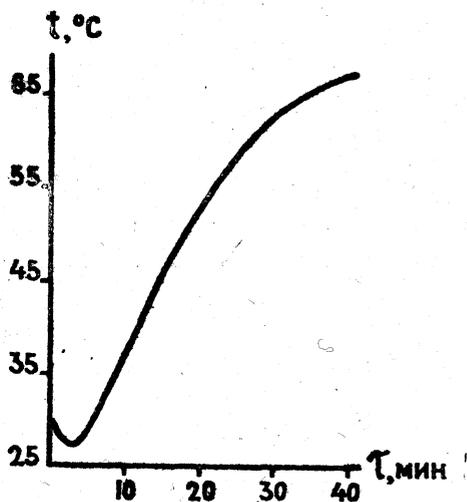


Рис. 20. Изменение температуры изливающейся воды на устье скважины Махачкала-53.

Таким образом, в выстоявшейся перед замером скважине нормальной конструкции все-таки фиксируется определенное выравнивание температур по стволу скважины. Это выравнивание в значительно меньшей степени искажает картину распределения температур по глубине, чем значения «частной геотермической ступени» определенного интервала глубин или литологического комплекса.

Рассмотренные выше примеры показывают, что в обсаженной скважине существует выравнивание температур и прежде чем привлекать имеющийся по ним температурный материал, его следует в первую очередь проанализировать с точки зрения условий проведения замера.

Результаты сравнения пластовых температур и температур для тех же глубин по термограммам приведены в нижеследующей таблице:

Таблица 4.1

№ № скважин	Замеры температур				Расхождение показаний температур, °C Т макс— Т терм.
	пластовые или забойные с установившимся режимом		по окончании бурения (обычные термограммы)		
	глубина, м	Т, °C	глубина, м	Т, °C	
1	2	3	4	5	6

Месторождение Махачкала

7	1547	70	1547	67,4	2,6
56	1516	81	1516	67,7	13,3
105	1800	78	1800	57,1	20,9
140	1905	80	1905	69,2	10,8

1	2	3	4	5	6
175	1484	70	1484	57,8	12,2
195	2018	83	2018	63,4	19,6
205	1643	76	1643	60,2	15,8
Месторождение Тернаир					
29	1623	73	1623	64	9,0
115	1716	83	1690	71,6	11,0
Месторождение Избербаш					
116	1823	74	1823	68,2	5,8
140	1745	76	1745	58,5	17,7
141	1582	71	1582	55,0	16,0
148	1520	71	1520	60,0	10,8
149	1694	78	1694	67	11,0
153	868	51	868	41	10,0
157	1529	65	1529	62	0,0
161	1602	70	1602	50,9	19,1
164	864	50	864	42,5	7,5
167	1724	74	1670	59,4	14,0
168	1507	72	1507	54,3	17,7
176	1637	75	1637	67,8	7,2
178	1798	78	1798	62,9	15,1
182	1649	72	1649	61	11,0
210	1800	76	1800	67	9,0
255	1040	52	1040	42,4	9,6
270	1810	85	1810	57,7	27,3
Месторождение Селли					
1	1340	87	1340	53	34,0
6	1345	84	1345	69,3	14,7
11	1365	85	1330	66	19
18	1260	85	1260	50,2	34,8
Месторождение Дузлак					
27	647	55	640	47,7	7,6
55	642	50	642	30,5	19,5

Замер температуры глинистого раствора в стволе скважины в течение первых суток после окончания проходки показывает, что фиксируемые температуры весьма далеки от пластовых, установившихся температур горных пород на соответствующих глубинах. В среднем температуры разнятся на 10—15°C, в зависимости же от глубины сопоставления и забоя, а также времени выдержки скважины перед замером это расхождение, как видно из табл. 4.1, колеблется от 2 до 35°C. Не вдаваясь в разбор причин, обуславливающих такое значительное отклонение температур обычных термограмм от естественных температур горных пород, можно констатировать, что использование их в геотермических расчетах влечет за собой случайные результаты и искаженные выводы. Однако факты использования такого температурного материала для геотермических построений, в том числе и по Дагестану, имеются, что, естественно, сказывается на качестве этих исследований.

Кроме обычных термограмм и геотермограмм различной достоверности, в большом количестве проводятся замеры температур при промыслово-исследовательских работах на скважинах газонефтяных месторождений, месторождений термальных вод и др. Температурный материал на газонефтяных месторождениях, как правило, представлен замерами пластовых температур. На скважинах термальных вод они дополняются еще замерами температур воды на устье, реже специальными точечными замерами температур по всему стволу работающей или простаивающей скважины.

Изменяющиеся условия замера приводят к тому, что по одному и тому же интервалу глубин значения температур зачастую разнятся, поэтому и для этого температурного материала необходим анализ условий проведения замера. При определенных условиях замера фиксируемые забойные или пластовые температуры близки к естественным, ненарушенным температурам окружающего массива горных пород. В идеальном случае они существуют в комплексе и сводятся к следующим условиям: 1. Скважина, в которой производится замер пластовой температуры, водяная, непереливающаяся, со статическим уровнем у устья, если переливает, то дебит мал; содержание растворенных газов незначительно. Замер произведен вскоре после вызова притока. 2. Исследуемый пласт расположен в естественном или искусственном забое скважины, имеет небольшую мощность. В случае большой мощности вскрыт полностью и продуцирует равномерно по всей вскрытой части. 3. Замер температуры производится в средней части пласта. Если соблюдены все эти условия, то можно считать, что фиксируемая температура соответствует средней температуре исследуемого пласта. Однако такой комплекс условий при замере температуры встречается крайне редко. В подавляющей же массе замеров он не соблюден, что накладывает определенные погрешности на фиксируемые пластовые температуры.

Основная масса замеров пластовых температур связана со скважинами нефтяных месторождений. На исследуемой территории продуктивные пласты имеют небольшую мощность, в интервале глубин залегания которых в скважине температура не изменяется более чем на 1°C; пласты, как правило, расположены в призабойном участке. Замеры температуры, в основном, производятся в кровле пласта, значительно реже против пласта. Изменение забойных температур отмечается лишь в начальный период эксплуатации скважины при низком динамическом уровне в период отбора жидкости из пласта.

Сильно заниженными, по сравнению с начальными (до 20°C), оказались призабойные температуры, замеренные в скважинах компрессорной эксплуатации с близким расположением к пласту подъемных труб. (Старогрозненское месторождение, ЧИАССР).

Таким образом, для геотермических расчетов отбирались в первую очередь замеры, проведенные в начальный период работы пласта в фонтанирующих скважинах, а для скважин насосной эксплуатации — при высоком динамическом уровне.

В последние годы, в связи с развернувшимися работами по использованию подземных термальных вод в народном хозяйстве, быстро стал накапливаться ценный геотемпературный материал, получаемый при проведении промыслово-исследовательских работ на специальных гидротермальных скважинах. Помимо замера пластовых температур, проводятся специальные измерения температуры воды на устье при различных режимах работы скважины, а также точечные равноинтервальные замеры температуры воды по стволу работающей и простаивающей скважин. Пластовые (забойные) температуры в этих измерениях являются

надежными опорными значениями при оценке температурного режима отложений, а комплекс термических измерений в гидротермальных скважинах позволил выявить некоторые закономерности в распределении температур в работающей и простаивающей скважинах. Несомненный интерес при оценке возможности привлечения температуры изливающейся воды на устье для геотермических построений представляет корреляционная связь между производительностью скважины и температурой воды на забое и устье. На рис. 21 показана зависимость между отношением забойной температуры и устьевой от дебита гидротермальных скважин, пробуренных на среднемиоценовые отложения в Предгорном Дагестане.

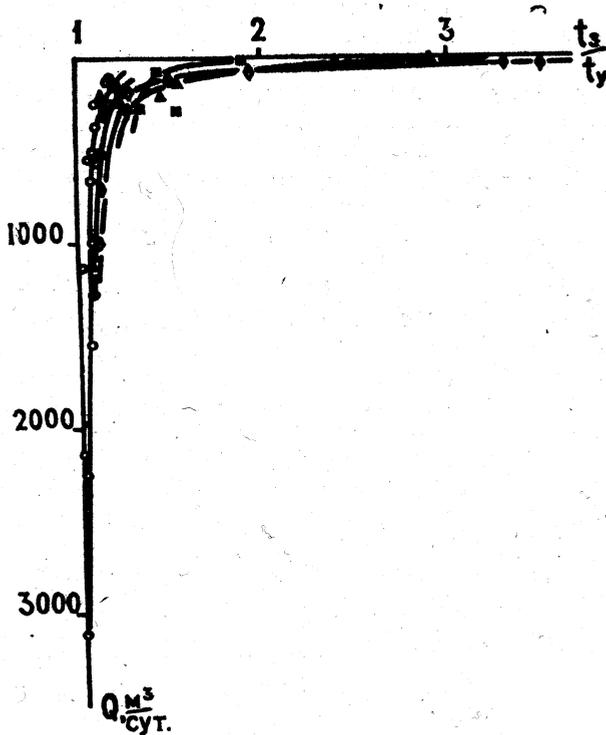


Рис. 21. Отношение забойной температуры к устьевой в зависимости от дебита скважины (по замерам забойных и устьевых температур гидротермальных скважин на площадях Махачкала, Избербаш, Манас, Дербент, Каспийск).

Для группы площадей, представленных на рис. 21, с глубиной залегания продуктивного горизонта от 1,0 до 2,0 км отношение температуры воды на забое к устьевой достигает значения от 4 до 6 при отсутствии притока. Устьевая температура в этом случае равна среднегодовой температуре поверхности (+14°C). При переливах с минимальным дебитом (до 100 м³/с) это отношение достигает значения 3—4; при возрастании дебита скважины до 500 м³/с забойная температура всё ещё будет превышать устьевую в 1,15—1,20 раза. В интервале дебитов (100—500 м³/с) как для скважин, так и для различных площадей наблюдается значительный разнос значений отношения температуры забоя к устьевой при одном и том же притоке, что связано с рядом дополнительных условий и, в первую очередь, с различной глубиной залегания продуктивного

пласта. Это практически исключает выбор расчетного коэффициента для данного интервала дебитов. При дебите скважины порядка 1000 м³/с отношение забойной температуры к устьевой сокращается до значения 1,10, при дебитах 2000—3000 м³/с—до значений 1,09—1,015, а в абсолютных значениях температуры разнятся на 1—3°С, т. е. при дебитах свыше 1000 м³/с возможно уже определение забойных температур по корреляционному коэффициенту, причем в интервале дебитов 1000—1500 м³/с максимальная ошибка определения забойной температуры составит ±3°С, при дебитах свыше 2000 м³/с—±1—2°С. Как было отмечено выше, в кривых рис. 21 не учитывается глубина залегания продуктивного пласта, что при идентичной конструкции и при одном и том же дебите приводит к разной продолжительности остывания движущегося потока воды. К тому же при разной глубине залегания пласта это ведет и к значительному колебанию начальных температур, а следовательно, к различному темпу охлаждения жидкости под воздействием температур окружающих пород и поверхности. Всё это отражается на значениях устьевых температур при одном установившемся дебите.



Рис. 22. Зависимость отношения забойной температуры к устьевой от отношения дебита скважины к глубине залегания продуктивного пласта.

Поскольку глубина продуктивного горизонта всегда известна, то отношение забойной температуры к устьевой было рассмотрено в зависимости не от дебита скважины, а от коэффициента «к», выражающего отношение дебита (м³/с) к глубине пласта (м). Полученные результаты показаны на рис. 22, отражающем более четкую зависимость между выбранными коэффициентами. Отмечающийся на рис. 22 разнос точек может быть объяснен воздействием других факторов (различие в газосодержании, теплофизических коэффициентах горных пород разреза и т. д.), учесть которые трудно. Однако полученная усредненная кривая достаточно надежно отражает зависимость устьевой температуры от забойной при изменении отношения дебита к глубине и может служить основой для расчета забойной температуры.

Таблица 4.2

№ № скв.	Глубина прострела, м	Дебит, м ³ /с	Т, °С забоя	Т, °С устья	Т устья	м ³ /сутки К, глубина, м
----------	----------------------	--------------------------	-------------	-------------	---------	--

М-ние Махачкала

27	1215—1225	151	68	57,3	1,19	0,12
		140	—	56,0	1,81	0,11

1	2	3	4	5	6	7
		237	—	59	1,15	0,19
		500	—	63	1,08	0,41
28	1030—1216	233	58	49	1,18	0,22
		648	—	53	1,03	0,56
		2260	—	56	1,03	1,95
33	1055—1098	510	57	52,8	1,07	0,48
		3120	57	56	1,03	2,92
37	1190—1370	103	64	46	1,39	0,08
43	1450—1480	1320	74	69,5	1,06	0,90
		1200	—	68,0	1,08	0,82
		665	—	67	1,10	0,45
45	1330—1340	155	74	57	1,29	0,12
		95	—	45,5	1,62	0,07
		302	—	64,0	1,15	0,23
53	1420—1460	2000	76	73	1,04	1,39
		1000	76	69	1,10	0,70
		810	—	71	1,07	0,56
		540	—	68	1,12	0,37
		172	—	60	1,26	0,12
63	1116—1148	259	61	51,5	1,18	0,23
		1550	—	57	1,07	1,37
69	1105—1150	560	65	59,5	1,09	0,50
		2260	—	61,8	1,05	2,01
94	1200—1248	259	62	43	1,44	0,21
109	1190—1280	60,5	65	40	1,62	0,05
111	1430—1471	605	77	73,5	1,05	0,45
		1360	—	75,6	1,02	0,94
112	1360—1436	362	75	61	1,23	0,26
		523	—	67,5	1,11	0,37
		608	—	68	1,10	0,48
136	1355—1425	1235	76,5	70	1,09	0,89
		735	—	68,6	1,11	0,52
175	1200—1390	134	69	55	1,25	0,10
190	1340—1460	235	65,5	50	1,31	0,17
		83	—	40,5	1,63	0,06
195	1193—1354	26	нет	30	—	0,21
215	1490—1543	384	68	62	1,09	0,26
		1830	—	64	1,06	1,22
М-ние Избербаш						
15-т	1360—1310	1309	63,5	60	1,05	0,96
13-т	1664—1640	70	—	44	—	0,04
	1430—1440	350	71	59	1,20	0,25
14-3	1492—1455	203	72	58	1,24	0,14
	1283—1270	360	60	51	1,18	0,28
Пл. Манас						
9-т	1530—1510	36	65	27	2,40	0,024
	1448—1420	150	63	41	1,53	0,1
	1478—1463	283	63	49	1,28	0,193
10-т	2068—2020	20	79	27	2,92	0,01
	1561—1547	250	66	53	1,24	0,167

1	2	3	4	5	6	7
	1498—1458	213	64,5	56	1,15	0,145
	1323—1300	216	64	44	1,45	0,165
Пл. Каспийск						
2-т	1922—1848	36	86	26	3,3	0,019
	1649—1599	700	79	69	1,14	0,435
	1492—1487	48	75	21	3,56	0,03
	1481—1441	1115	76	70	1,08	0,77
3-т	1790—1701	126	85	57	1,49	0,07
	1525—1511	1000	78,5	70	1,12	0,67
	1502—1493	78	78,5	40	1,96	0,015
	1482—1472	194	77	60	1,28	0,13
Пл. Дербент						
11-т	1474—1443	290	56	42	1,33	0,2
	1278—1260	102	49	34	1,44	0,08
	1240—1223	314	48,5	31	1,56	0,26
	1027—1009	17	46	24	1,90	0,017

По усредненной кривой рис. 22 для расчета забойных температур принимаются следующие соотношения.

Таблица 4.3

Отношение дебита скважины к глубине залегания пластов	Отношение забойной температуры к устьевой
0,5	1,08
1,0	1,05
1,5	1,04
2,0	1,03
2,5	1,020
3,0	1,01

Забойные температуры, рассчитанные по данной зависимости, использованы в дальнейшем при оценке температурного режима песчано-глинистого комплекса среднего миоцена. На рис. 43 расчетные температуры демонстрируют хорошее совпадение их с фактическими замерами пластовых температур в нефтяных скважинах. Возможное возрастание температуры изливающихся вод на устье скважины, связанное с прогревом околостволовой части скважины, по специальным работам, проведенным на Махачкалинском месторождении термальных вод, оценивается незначительно.

Таким образом, на основании рассмотренных выше примеров влияния условий проведения замера температуры в скважинах на степень достоверности отражения ими естественных температур недр устанавливается полная неприемлемость обычных термограмм скважин для геотермических расчетов. Термограммы, снятые в длительно простаиваю-

щих перед замером скважинах, будут иметь погрешности, определяемые дополнительными условиями замера (конструкция скважины, шаблонирование ствола перед замером, возможность кратковременного перелива при подготовке скважины к замеру). Всё это сказывается на объёме качественного температурного материала, освещающего характер распределения температуры по стволу скважины (по вертикали). Замеры пластовых температур (забойных) в работающих или простаивающих скважинах наиболее близки к естественным температурам на данных глубинах. Но эти замеры, охватывая ограниченный участок ствола скважины и являясь дискретными, не могут заменить собой т. наз. «геотермограммы». Поэтому все представления о распределении температур по вертикали, опирающиеся на обычный геотемпературный материал, являются приближенными. Истинную закономерность распределения температур по глубине можно получить лишь последовательными замерами забойных температур в специальных геотермических скважинах по мере углубления скважины.

В Дагестанском филиале АН СССР бурились скважины глубиной до 100—150 м с замерами температур забоя через метр проходки в геодиатермозоне и через 5—10 м в геотермозоне. Однако снятие такой кривой — трудоёмкий и длительный процесс и, кроме того, по методике работ ограничен глубинами первых сотен метров. Следовательно, основным материалом для изучения температурного режима недр Дагестана являются замеры пластовых температур в скважинах газонефтяных и гидротермальных месторождений.

В нижеследующей таблице приведен объём отобранного температурного материала по скважинам глубокого разведочного и эксплуатационного бурения на нефть, газ и термальные воды, использованный в данной главе.

Таблица 4.4

Кол-во площадей, имеющих замеры глубинных температур	Кол-во скважин, охарактеризованных замерами температур	в том числе использовано		
		термограммы	точные замеры температур по всему стволу	забойные или пластовые температуры
23	297	5	29	276

Для суждения о геотермическом режиме приповерхностных участков использованы точечные (забойные) замеры температур в специальных геотермических (глубиной 30—150 м) и других мелких скважинах 14 площадей Предгорного Дагестана.

**СООТНОШЕНИЯ МЕЖДУ ЛИТОЛОГИЧЕСКИМ СОСТАВОМ,
ПЛОТНОСТЬЮ И ТЕПЛОВЫМИ СВОЙСТВАМИ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД.
ОЦЕНКА ТЕПЛОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД В ЕСТЕСТВЕННОМ
ЗАЛЕГАНИИ.**

Оценка теплофизических свойств пород разреза, как правило, производится по данным экспериментального определения их на образцах изучаемого разреза. Таким образом, геотермические расчёты получают

определенную достоверность, опирающуюся на эксперимент. Однако путь экспериментального определения теплофизических свойств горных пород для геотермических построений трудоемок, особенно возрастает объём работ для областей со значительной пестротой вещественного состава и физических свойств пород разреза. Кроме того, экспериментальный путь в современном состоянии имеет ряд существенных недостатков. К объективным причинам можно отнести слабое освещение разреза экспериментальными определениями теплофизических свойств пород, связанное с ограниченностью и неравномерным распределением интервалов отбора керна, неполнотой его выноса, а также возможностью изготовления образца для определения теплопроводности и др. К субъективным причинам, в основном, относится возможность создания условий проведения эксперимента, близких к естественным условиям залегания образца, а также оценка возможности использования результатов массовых измерений для геотермических расчетов.

Поэтому для оценки теплофизических свойств всего разреза нами предлагается путь нахождения корреляционных связей между теплофизическими и другими характеристиками горных пород с учётом термодинамической обстановки их залегания. В этом случае достоверность теплофизических коэффициентов целиком зависит от качества и объёма привлекаемого геологического материала и надёжности выявленных коррелятивов. Предлагаемый ниже путь, обуславливая более грубую оценку, базируется на выявлении взаимосвязи вещественного состава, плотности и термодинамических условий залегания горных пород с их теплофизическими свойствами. Богатый экспериментальный материал (48, 94, 204, 327—334, 357, 431, 522 и др.) даёт возможность четко наметить основные и второстепенные факторы, определяющие теплофизические параметры горных пород в опыте.

Это позволяет установить необходимую точность определения коррелятивов (вещественного состава и плотности пород, температуры, геостатической нагрузки и поровых давлений в условиях залегания), в пределах которой точность определения теплофизических коэффициентов окажется достаточной для геотермических расчетов.

Теплопроводность

Для нахождения корреляционных связей между вещественным составом, плотностью, водонасыщенностью и теплопроводностью горных пород проанализировано более 700 экспериментальных определений теплопроводности пород по различным источникам. С этой целью для глинистых, песчаных и карбонатных пород, т. е. основных типов пород, слагающих осадочный чехол территории Дагестана, построены графики зависимости теплопроводности от плотности пород. Наиболее характерной чертой графиков «теплопроводность — плотность» является значительный разброс точек. При одной и той же плотности и вещественном составе породы значения коэффициентов теплопроводности, по экспериментальным определениям, существенно отличаются друг от друга. Так, для песчаных пород экспериментальные значения теплопроводности различаются от 4-х (при плотности 1,8—2,0 г/см³) до 3-х раз (при плотности 2,4—2,6 г/см³). Для глинистых пород отмечается 1,5—4,0-кратный разнос точек при одной и той же указанной плотности, для карбонатных пород — в среднем двукратный.

Анализ опубликованных материалов по экспериментальному определению теплопроводности горных пород показывает, что только около

10% образцов имели в опыте водонасыщенность, близкую к полной, а примерно 20% были практически сухими. Остальная масса образцов имела относительную водонасыщенность:

($\omega_{\text{рпн}} = \frac{\omega \text{ в опыте}}{\omega \text{ полного насыщения}}$) от 0,1 до 0,9. Нередко экспериментальное значение коэффициента теплопроводности горной породы указывается ниже значения теплопроводности воды (в пределах 0,2--0,4 вт/м°C).

Чтобы оценить возможность привлечения экспериментальных определений теплопроводности к установлению корреляционной связи между нею и плотностью породы при полном насыщении пор водой (наиболее характерный флюид для естественных условий залегания пород), прежде всего проанализированы условия водонасыщенности образца породы в опыте путем определения его относительной влажности. Относительная влажность образца определялась сравнением приводимой в таблицах весовой или объёмной влажности образца в опыте с расчетной влажностью, которую должен иметь образец породы при данной плотности. Определение расчетной влажности, соответствующей полному насыщению пор образца, производилось по графикам зависимости «плотность—полная пористость», построенным для различных типов осадочных пород по экспериментальным определениям.

В качестве примера приводится зависимость плотности и объёмного веса абсолютно сухих пород от полной пористости для песчаных пород Дагестана (рис. 23), хорошо совпадающая с аналогичными построения-

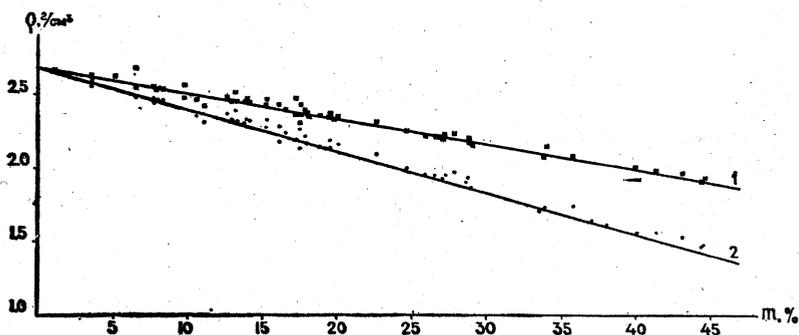


Рис. 23. Зависимость плотности и объёмного веса абсолютно сухих песчаных пород от полной пористости.
1 — плотность; 2 — объёмный вес

ми для Восточного Предкавказья [304]. Рассмотрим влияние степени насыщения образца водой в эксперименте на изменение коэффициента теплопроводности породы. Экспериментально установлено, что теплопроводность конкретного образца породы с увеличением его влажности возрастает. Характер изменения теплопроводности от влажности трактуется различными исследователями по-разному, в частности [85] указывается на зависимость теплового сопротивления песчаника ξ от влажности по закону $\xi = \xi_0 e^{-0,08\omega}$, где ω — влажность, ξ_0 — тепловое сопротивление абсолютно сухого образца. По данной зависимости тепловое сопротивление или обратная ему величина — теплопроводность образца — может значительно изменяться (до 12 раз для песчаника с пористостью 24%).

Дзидзигури и др. [94] на графиках зависимости теплопроводности от влажности, построенных по данным В. Франчука, указывает на линей-

ную зависимость, однако абсолютные значения теплопроводности возрастают незначительно. Например, для песчаника с объёмным весом $1,4 \text{ г/см}^3$ и пористостью 44% теплопроводность возрастает всего от $0,57 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$ до $0,83 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$ при объёмной влажности 25%; известняк с объёмным весом $1,9 \text{ г/см}^3$, пористостью 25% изменяет теплопроводность от $0,87 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$ до $1,04 \text{ Вт/м}^\circ\text{С}$ при изменении объёмной влажности от 6 до 21%.

В. Чермак [431] на основании определения теплопроводности 218 образцов предлагает следующие эмпирические зависимости $\lambda_{\text{нас}} = \lambda_{\text{сух}} e^{0,024 p}$ и $\lambda_{\text{нас}} = \lambda_{\text{сух}} (1 + 0,0278p)$, где p — содержание воды в объёмных процентах. В его опытах максимальное возрастание теплопроводности при насыщении образца водой по отношению к теплопроводности сухого образца отмечено всего лишь в 1,8 раза при объёмной влажности порядка 25%, в основной же массе экспериментов теплопроводность насыщенного образца увеличивается всего на 20—40% по отношению к теплопроводности в сухом состоянии.

Х. Цирфас и др. [357], определяя теплопроводность 87 образцов пород при полном насыщении их газом, водой и керосином, получил возрастание коэффициента теплопроводности от 10—12% при плотности $2,54$ — $2,30 \text{ г/см}^3$ до двукратного увеличения при плотности $1,8$ — $1,7 \text{ г/см}^3$.

Специальные опыты, поставленные В. Самертоном [552] по определению теплопроводности рыхлых и цементированных пород при полном насыщении их воздухом, нефтью, водой и водонефтяной смесью, внесли значительную ясность в рассматриваемый вопрос. Здесь налицо закономерное возрастание $\lambda_{\text{нас}} / \lambda_{\text{сух}}$ от 1,5 при пористости 7% до 4,2 раза при пористости 43%.

Зависимость между теплопроводностью породы и весовым содержанием в ней воды исследовали Хораи и Уеда [568], у которых максимальное значение теплопроводности образца получалось при 14—16% весовой водонасыщенности.

Как видно из перечисленных работ, экспериментальные определения зависимости теплопроводности пород от влагосодержания очень разноречивы, а предлагаемые авторами эмпирические зависимости плохо согласуются между собой. Поэтому нами проведен анализ табличных данных разных авторов с целью определения относительной водонасыщенности образца пород в эксперименте.

Например, в опытах В. Чермака только 30% образцов могли иметь относительную водонасыщенность, равную единице. При оценке степени насыщения в таблицах В. Чермака [431] сразу обращает внимание несоответствие приводимых величин плотности и пористости. Поэтому значение в графе «пористость» приравнялось в расчетах $\phi_{\text{отн}}$ к эффективной пористости, т. е. к объёмной влажности насыщения. В этом случае полная водонасыщенность могла быть только у песчаников с высокой плотностью ($2,6$ — $2,7 \text{ г/см}^3$). Для остальной массы, за исключением трех образцов, отмечена явная недонасыщенность водой, а из 62 образцов глин и аргиллитов только три образца могли иметь полную водонасыщенность. Оценить разные значения теплопроводности абсолютно сухого и полностью насыщенного водой образца не представилось возможным, т. к. по описанию эксперимента «измерения в сухом состоянии проведены на образцах, которые держали несколько дней при комнатной температуре в сухом воздухе». Ясно, что такое состояние образца не отвечает понятию абсолютно сухого.

Такая свободная интерпретация экспериментатором физического понятия абсолютно сухого образца, естественно, и сказалась на установ-

ленной зависимости изменения теплопроводности образца от влажности. Опыты В. Чермака — один из таких примеров.

Массовая недонасыщенность образцов пород отмечается и для экспериментальных определений, приводимых А. Дзидзигури и др. [94], чем также объясняется низкое значение теплопроводности образцов в основной своей массе.

Образцы пород в опытах В. Самертонна [552] и Х. Цирфаса и др. [357] оказались более насыщенными, что отразилось в значительном повышении коэффициента теплопроводности горных пород относительно определений других авторов.

В работах Г. М. Сухарева и др. [329—336] значения теплофизических коэффициентов горных пород даются совместно с данными о плотности (при полном насыщении) и весовой влажности образца в опыте. Это позволило рассмотреть экспериментальный материал в координатах «теплопроводность—плотность породы в опыте» для различных состоя-

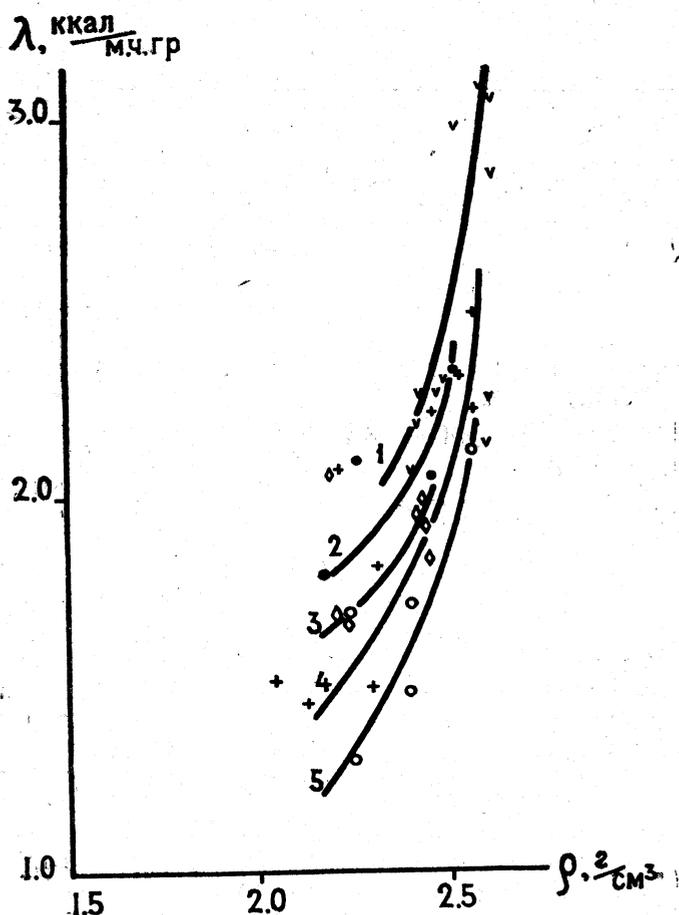


Рис. 24. Зависимость теплопроводности от плотности образца в условиях опыта для песчаных пород из разреза скважин Металлург-2 и Веселовское-10. (Построено по данным Г. М. Сухарева и др.).

Относительная водонасыщенность: 1 — полная; 2 — 0,9—0,6; 3 — 0,6—0,3; 4 — 0,3—0,1; 5 — практически сухие.

ний насыщенности образца (ω отн.). Наиболее четкая зависимость получилась для образцов песчаных пород, взятых из разреза скважины № 2 Metallург и № 10 Веселовское, менее отчетливая — для карбонатных пород из разреза скважины Томиск—1. Зависимость теплопроводности от плотности песчаных пород в опыте при определенной водонасыщенности для песчаных пород приведена на рис. 24.

На график нанесено 36 определений теплопроводности песчаных пород, сгруппированных по значениям относительной влажности. Выделены образцы: сухие, с относительной влажностью 0,1—0,3; 0,3—0,6; 0,6—0,9 и полностью насыщенные. Плотность образца рассчитывалась по насыщенности в условиях опыта. Из графика видно, что почти все определения теплопроводности ложатся в поле, ограниченное значениями ее для сухих и полностью водонасыщенных пород. Разброс значений теплопроводности при одной и той же плотности (в зависимости от относительной водонасыщенности) возрастает с увеличением плотности.

Для полностью насыщенных образцов отмечается резкое возрастание теплопроводности в интервале плотностей 2,5—2,65 г/см³.

Таким образом, и эти экспериментальные работы отчетливо иллюстрируют зависимость коэффициента теплопроводности от влажности образца. Однако, как видно из рис. 24, при приближении к предельной плотности песчаников резко возрастает разброс точек по оси теплопроводности. Так, для плотности 2,6—2,7 г/см³ теплопроводность насыщенных образцов изменяется в пределах —2,1—3,75 ккал/м·час °С. Поскольку значительное расхождение теплопроводности песчаников высокой плотности нельзя объяснить только недонасыщенностью пор водой (т. к. общая пористость мала), то попытаемся оценить наблюдаемые в экспериментах отклонения еще и с точки зрения влияния микротрещиноватости образца. Воздействие трещинной (микротрещинной) ёмкости на определение теплопроводности ограниченного размера образца отличается от воздействия гранулярной пористости. Для ориентировочной оценки количественного воздействия микротрещин в образце на величину коэффициента теплопроводности рассчитана теплопроводность кварцита при развитии в нем микротрещин суммарной шириной от 0,0005 до 0,05 см при заполнении их водой и воздухом. Ориентация трещин принята перпендикулярной тепловому потоку, трещины присутствуют в пределах всей расчетной площади, толщина образца принята равной 1,0 см.

Результаты расчета приведены на рис. 25, где видно, что существенное влияние трещины на экспериментальное определение теплопроводности образца скажется для условия заполнения трещины водой при ширине ее в 0,05 см, а воздухом — уже при ширине 0,005 см (соответственно 0,05 и 0,005 часть толщины образца). При заполнении же воздухом трещины 0,05 см теплопроводность образца упадет в 15 раз по сравнению с монолитом. Но это крайние, идеализированные случаи. На практике естественная микротрещинность плотных пород имеет различную ориентацию и в пределах изготовленного образца может занимать часть площади, через которую замеряется тепловой поток, или вообще быть вне её. Осмотр образцов плотных известняков, песчаников и кварцитов, подготовленных к определению коэффициента теплопроводности в лаборатории теплопроводности Института физики Дагфилиала АН СССР, показал, что почти все они имеют микротрещины, уходящие с торцевой части в глубь образца, а также развиты и на пришлифованной поверхности. Это могут быть как естественные, так и искусственные микротрещины, возникшие при обработке образца или при отборе керна.

Интересную зависимость влияния трещиноватости образца на определение коэффициента теплопроводности иллюстрирует кривая λ/ρ для сухих образцов карбонатных пород (рис. 27). Из рис. 27 видно, что в интервале объёмного веса сухих известняков $2,6\text{--}2,7\text{ г/см}^3$, имеющих в основном трещинную ёмкость, изменяющуюся в этом интервале

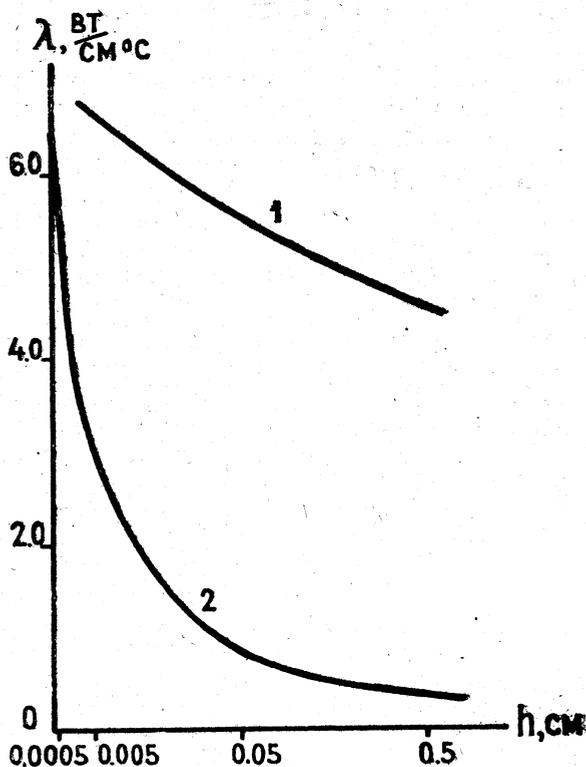


Рис. 25. Влияние суммарной трещиноватости образца кварцита толщиной 1,0 см на его теплопроводность при заполнении трещин водой (1) и воздухом (2).

объёмного веса всего на 2—3%, теплопроводность сухих известняков изменяется на $0,6\text{ Вт/М}^{\circ}\text{С}$. При уменьшении объёмного веса сухих известняков от $2,6$ до $1,4\text{ г/см}^3$, где трещиноватость играет подчиненную роль, а общая пористость изменяется от 5 до 30%, теплопроводность сухих известняков уменьшается всего на $0,3\text{ Вт/М}^{\circ}\text{С}$, т. е. изменяется в этом интервале объёмных весов примерно в 20 раз медленнее. (Градиент коэффициента теплопроводности для сухих известняков в интервале $2,7\text{--}2,6\text{ г/см}^3$ равен $0,06\text{ Вт/М}^{\circ}\text{С}$ на $0,01\text{ г/см}^3$, в интервале $2,6\text{--}1,4\text{ г/см}^3\text{—}0,0025$). Таким образом, эмпирическая кривая для карбонатных пород согласуется с теоретической кривой рис. 25, отмечая значительное влияние трещиноватости горных пород на теплопроводность образца в опыте. Учесть это влияние на конкретном образце можно, только определив количество и ориентацию трещин, их суммарную ширину и площадь в плоскости, перпендикулярной тепловому потоку, и, главное, степень водонасыщенности трещин в опыте. Задача достаточно сложная, но, видимо, выполнимая.

Такова в общих чертах искажающая роль трещиноватости в плот-

ных и массивных породах в отношении теплопроводности горных пород от степени насыщения.

Для уточнения картины зависимости теплопроводности от влажности в лаборатории теплопроводности Института физики Дагестанского филиала АН СССР были проведены специальные исследования. На примере нескольких образцов песчаников (были отобраны песчаники в интервале плотности 2,0—2,5 г/см³, чтобы избежать влияния трещиноватости) произведено определение теплопроводности их при различной степени водонасыщения. На рис. 26 нанесены экспериментальные значения теплопроводности при плотности образца в опыте. Меняя произвольно степень водонасыщенности образца, получили ряд значений теплопроводности одного и того же образца. Экспериментальное определение объёмного веса абсолютно сухого образца, его пористости и др. позволило рассчитать относительную водонасыщенность в каждом опыте, а также плотность, соответствующую полному насыщению. Образец взвешивался до и после эксперимента. По результатам контрольного взвешивания установлено, что замерить теплопроводность в крайних условиях насыщения образца не удалось. На рис. 26 против крайних

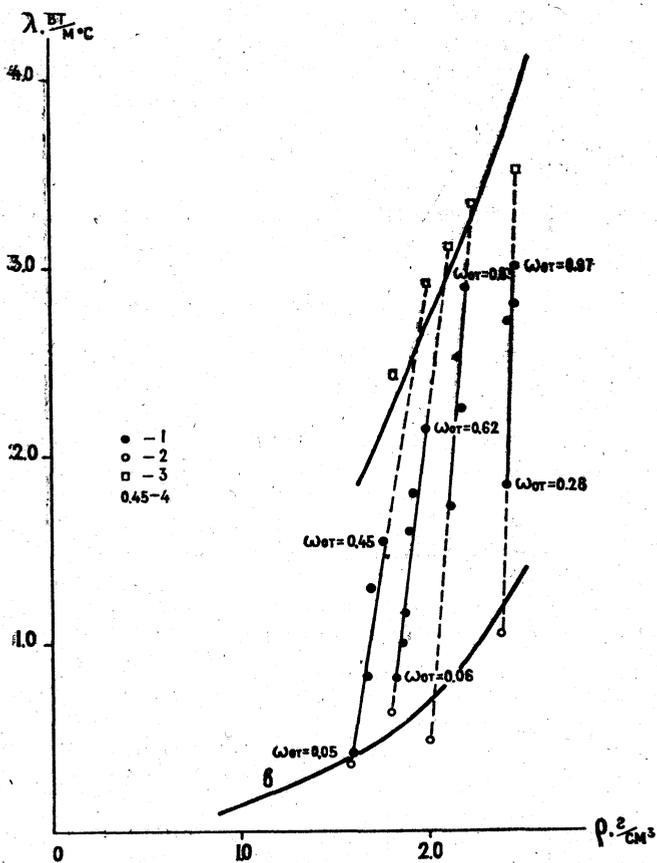


Рис. 26. Зависимость теплопроводности песчаных пород от плотности и относительной водонасыщенности в опыте. 1 — экспериментальные значения, 2 — расчетные для абсолютно сухого состояния, 3 — расчетные для полностью водонасыщенного состояния, 4 — коэффициент относительной водонасыщенности образца в опыте.

значений теплопроводности образца поставлена относительная водонасыщенность его в опыте. В целом она изменялась в эксперименте от 0,05 до 0,97.

Изменение относительной водонасыщенности от 0,5 до 0,45 высокопористого образца (объемный вес в абсолютно сухом состоянии $1,60 \text{ г/см}^3$) изменило его теплопроводность более чем в четыре раза. Для менее пористого образца (объемный вес абсолютно сухого образца $2,4 \text{ г/см}^3$, пористость 10%) изменение относительной водонасыщенности в опыте от 0,28 до 0,97 увеличило его теплопроводность в 1,66 раз. Если рассмотреть ход изменения теплопроводности от влажности образца, то наблюдается закономерное увеличение угла наклона прямой, проведенной через опытные значения, по мере увеличения плотности образца. Возможное изменение теплопроводности образца от абсолютно сухого состояния до полностью водонасыщенного при сохранении намеченного в эксперименте темпа изменения теплопроводности от влажности будет для первого случая семикратное, для второго — трехполовинократное, хотя в абсолютных значениях сохраняется одна и та же разница в $2,5 \text{ Вт/М}^\circ\text{С}$ (от 0,4 до 2,9 в первом и от 1,0 до 3,5 $\text{Вт/М}^\circ\text{С}$ во втором случае).

Примечательно, что если провести через экспериментальные точки прямые, то при продолжении их до значений плотности образца и объемного веса в абсолютно сухом состоянии крайние точки будут находиться вблизи кривых для полностью насыщенных и сухих образцов, построенных по экспериментальным данным других исследователей (204, 329—336, 357, 431, 552 и др.). Это еще раз подтверждает решающую роль водонасыщенности образца при определении его теплопроводности относительно возможных отклонений в минералогическом составе осадочных пород. Таким образом, приведенные пока в небольшом объеме специальные исследования влияния водонасыщенности образца на его теплопроводность указывают на объективный характер аналогичной взаимосвязи, установленной на основании анализа условий опытов других экспериментаторов.

Влияние вещественного состава на теплопроводность горных пород хорошо видно из сравнения теплопроводности порообразующих минералов и практически мономинеральных пород [302 и др.].

Максимальную теплопроводность имеет кварц (\perp) $6,6 \text{ Вт/М}^\circ\text{С}$, а кальцит уже (\perp) $3,5 \text{ Вт/М}^\circ\text{С}$. В такой же последовательности изменяется теплопроводность и практически мономинеральных пород — кварцита $6,5 \text{ Вт/М}^\circ\text{С}$, мрамора $3,0\text{—}3,2 \text{ Вт/М}^\circ\text{С}$, а глинистых сланцев примерно $2,6\text{—}2,7 \text{ Вт/М}^\circ\text{С}$.

Ранее [186] по литературным данным о теплопроводности полностью насыщенных пород был построен график зависимости теплопроводности горных пород от их плотности, на котором четко отражена зависимость теплопроводности от вещественного состава горных пород. Кривые зависимости теплопроводности от плотности пород при полном водонасыщении вначале значительно отличались от основной массы опубликованных экспериментальных значений в этих координатах. В последующие годы с развитием техники эксперимента, при стремлении сохранить максимальную водонасыщенность образца в опыте, появилось достаточное количество определений теплопроводности, подтвердивших отмеченную ранее [186] зависимость.

Анализ условий проведения опыта позволил объяснить отмечающуюся разноречивость экспериментальных значений теплопроводности горных пород не столько различиями в технике эксперимента, сколько различным состоянием образца породы в опыте.

На основании всего фактического материала, подвергнутого анализу, и намеченной закономерности изменения теплопроводности горных пород от вещественного состава, плотности и степени водонасыщенности вновь построены графики «теплопроводность — плотность» для основных типов осадочных пород (в нормальных условиях $P=1$ атм, $T=283-353^{\circ}\text{K}$).

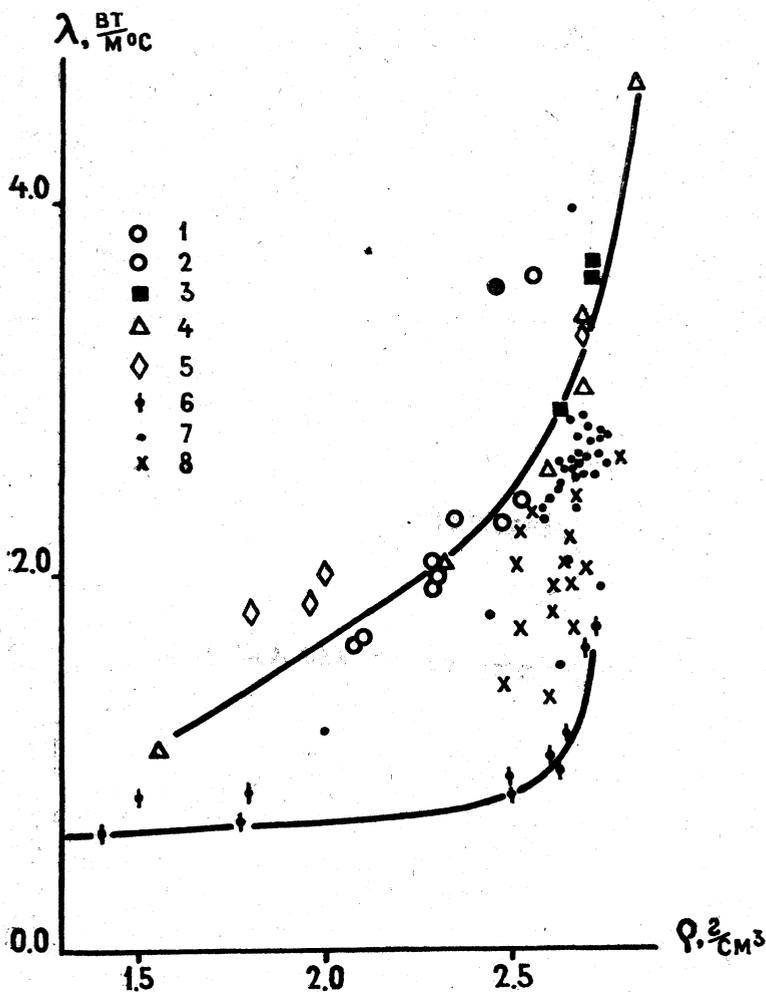


Рис. 27. Изменение теплопроводности карбонатных пород от плотности.

1—5 для полностью водонасыщенных пород по данным: 1—В. Цирфас и др; 2—В. Самертона; 3—Г. М. Сухарева; 4—Ф. Берча и др.; 5—Е. А. Любимовой и др.; 6—абсолютно сухих образцов пород; 7—неполностью водонасыщенных; 8—без указания о степени водонасыщения.

На графиках (рис. 27, 28, 29) нанесены две огибающие кривые: теплопроводность полностью насыщенных и абсолютно сухих пород. Эти кривые контролируются значениями теплопроводности воздуха, воды и породообразующих минералов. Практически в пределах этих огибающих кривых и заключены все экспериментальные значения теплопроводности, отражающие те или иные погрешности опыта.

Для оценки теплопроводности горных пород в естественных условиях залегания принимается кривая λ/ρ для полностью насыщенных пород. Использование для ее построения экспериментальных значений теплопроводности пород из разрезов различных районов земного шара и достаточно высокая сходимость этих результатов указывают на объективный характер кривых и пригодность их для такой оценки.

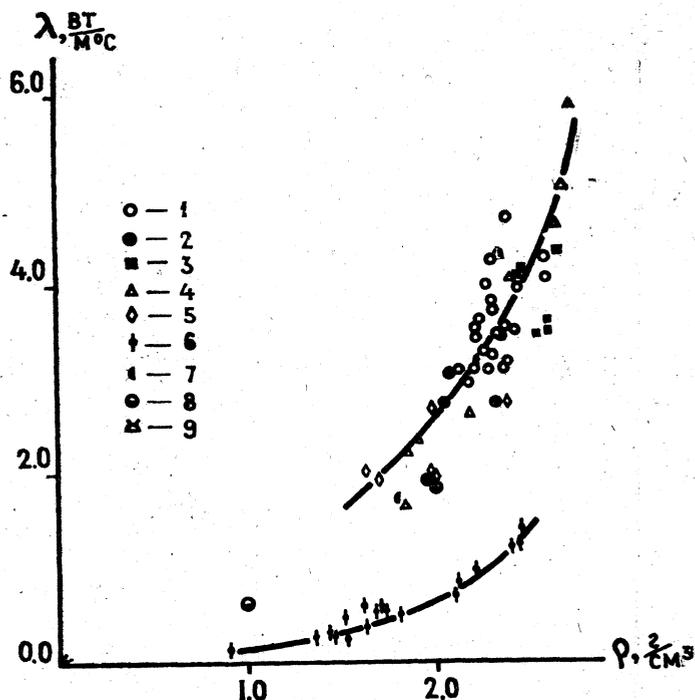


Рис. 28. Изменение теплопроводности песчаных пород от плотности. 1—5 и 7 для полностью водонасыщенных образцов по данным:

1 — Цирфаса и др.; 2 — В. Самертона; 3 — Г. М. Сухарева и др.; 4 — Ф. Берча и др.; 5 — А. А. Дзидзигури и др.; 7 — Х. А. Гаирбекова; 6 — для абсолютно сухих образцов; 8 — теплопроводность воды, 9 — теплопроводность воздуха.

Кривые для абсолютно сухих образцов демонстрируют возможные ошибки экспериментального определения теплопроводности горных пород относительно значений их в естественном залегании (без учета температуры).

Величины теплопроводности, попавшие в поле, ограниченное этими двумя огибающими кривыми, наглядно показывают те фактические погрешности экспериментальных значений теплопроводности, которые связаны в основном с состоянием образца в опыте.

Усредненные значения теплопроводности полностью водонасыщенных пород в зависимости от их плотности, принимаемые для оценки теплопроводности горных пород в естественном залегании по их плотности, приведены ниже.

Из таблицы вытекает, что в нормальных условиях теплопроводность высокопористых карбонатных и глинистых пород вплоть до значения плотности 2,5 г/см³ практически не отличается друг от друга, и только для уплотненных разностей отмечено расхождение. Теплопроводность

Порода	Теплопроводность, $\text{вт/м}^\circ\text{C}$ при плотности г/см^3								
	2,0	2,1	2,2	2,3	2,4	2,5	2,6	2,7	2,8
Песчаники	2,7	2,95	3,2	3,4	3,7	4,0	4,4	—	—
Известняки	1,7	1,9	2,0	2,1	2,3	2,4	2,8	3,2	3,8
Глины и аргиллиты	1,8	1,93	2,05	2,18	2,30	2,43	2,56	2,70	—

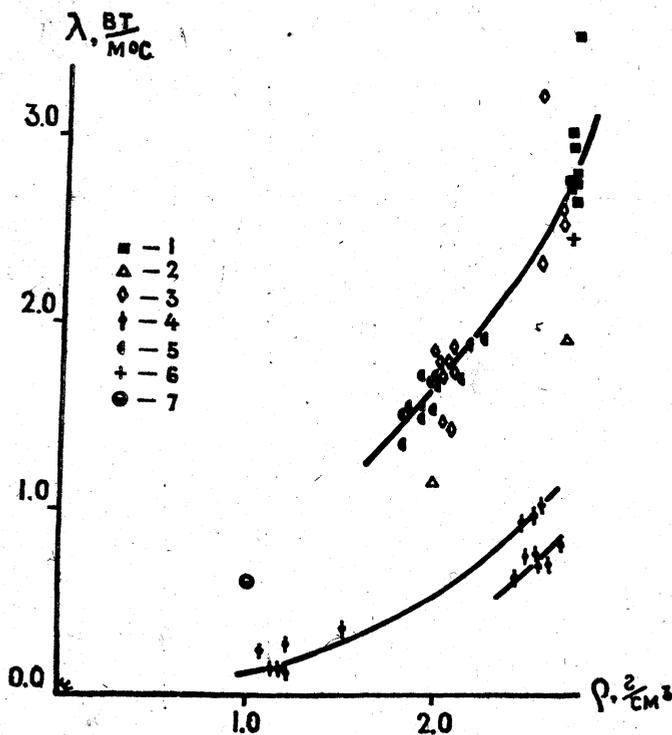


Рис. 29. Изменение теплопроводности глинистых пород от плотности (1—3, 5—6, для полностью водонасыщенных образцов по данным:

- 1 — Г. М. Сухарева и др.; 2 — Ф. Берча и др.; 3 — Е. А. Любимовой и др.; 5 — Х. А. Гаирбекова; 6 — В. Самертона;
 4 — абсолютно сухих образцов глин и глинистых сланцев;
 7 — теплопроводность воды.

песчаных пород примерно на 50% выше карбонатных и глинистых в интервале плотностей 2,0—2,5 г/см^3 и только при плотности 2,6—2,7 г/см^3 возрастает против глин на 70—80%. Интервал плотностей, приведенный в таблице, охватывает породы с пористостью 0—40%, т. е. практически все стадии уплотнения пород осадочного чехла.

Влияние термодинамического фактора на теплопроводность горных пород оценено по литературным источникам [204, 302 и др.]. Роль давления в изменении коэффициента теплопроводности оценивается поправкой $\lambda = \alpha \lambda_0 P$,

где λ_0 — теплопроводность образца при 1 атм;
 P — давление на образцы в опыте;
 a — коэфф. пропорциональности.

Последний характеризуется для горных пород порядка 10^{-6} . Так, для известняка при $T=75^\circ\text{C}$ a равна $6,7 \cdot 10^{-6}$ [29], следовательно, для известняков верхнего мела Дагестана, имеющих такие температуры на глубине залегания порядка 1,2 км с геостатическим давлением около 300 кг/см^2 , поправка составляет $2 \cdot 10^{-3}$ величины, определенной при нормальном давлении. Ясно, что эта поправка будет находиться за пределами существующего масштаба точности определения теплопроводности горных пород.

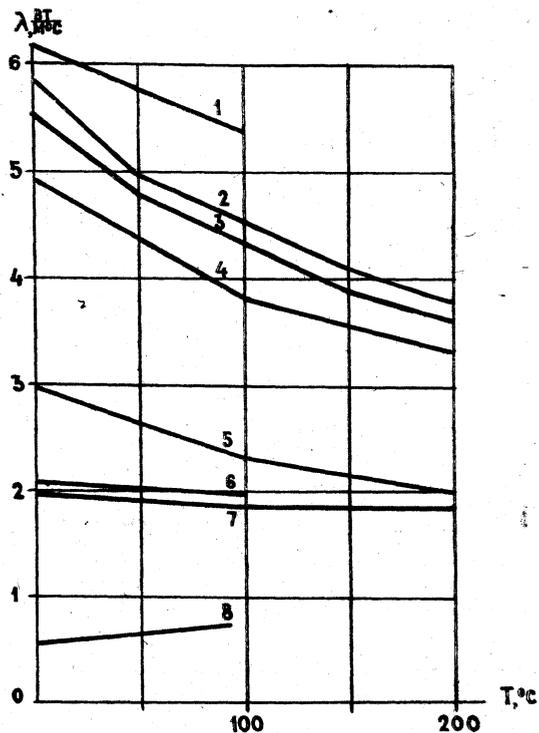


Рис. 30. Влияние температуры на теплопроводность горных пород (по данным Ф. Берча)
 1 — кварцит, 2 — кварцевый песчаник ||, 3 — то же ⊥, 4 — доломит, 5 — известняк, 6 — глина,
 7 — глинистый сланец, 8 — вода.

Более существенна температурная поправка. По приводимым коэффициентам теплопроводности при разных температурах опыта можно приблизительно оценить эту поправку. Характер изменения теплопроводности пород от температуры для некоторых горных пород иллюстрируется рисунком 30, где видно, что в целом теплопроводность горных пород падает с температурой. Общей закономерностью является также изменение температурной поправки в зависимости от температуры. Абсолютное значение поправки зависит от вещественного состава горных пород. В таблице 4.4** приведены температурные поправки [302] к коэф-

фициенту теплопроводности для основных типов пород, слагающих осадочный чехол Дагестана в интервале температур его залегания.

Таблица 4.4**

Горная порода	Температурная поправка, $\text{вт}/\text{м}^{\circ}\text{C}$ на 1°C в интервале температур	
	0—100°C	100—200°C
Кварцит	$1,0 \cdot 10^{-2}$	—
Кварцевый песчаник	$1,2 \cdot 10^{-2}$	$0,9 \cdot 10^{-2}$
Известняк	$0,7 \cdot 10^{-2}$	$0,3 \cdot 10^{-2}$
Аргиллит, глинистый сланец	$0,17 \cdot 10^{-2}$	$0,06 \cdot 10^{-2}$

Из таблицы видно, что влияние температуры на теплопроводность менее всего сказывается на глинистых породах, обладающих меньшей теплопроводностью, значительно сильнее на карбонатных и песчаных породах с повышенной, относительно глинистых пород, теплопроводностью. Следовательно, возрастание температуры с глубиной нивелирует теплофизическую анизотропию разреза.

Теплоёмкость

В литературе имеется довольно обширный материал по теплоёмкости породообразующих минералов в разных термодинамических условиях [302 и др.]. Теплоёмкость пород складывается из теплоёмкости скелета и насыщающего поры флюида.

Поскольку в естественных условиях поры горной породы в основном заполнены водой с растворенными в ней газами, то теплоёмкость породы зависит от весового соотношения воды в скелете породы. Весьма близкое значение величин теплоёмкости основных породообразующих минералов в интервале температур 0—200°C (изменяющееся в пределах 0,7—1,0 $\text{дж}/\text{г} \cdot ^{\circ}\text{C}$) облегчает определение теплоёмкости уплотненных пород. Основные породообразующие минералы и плотные различия горных пород имеют практически совпадающие кривые на графике зависимости теплоёмкости от температуры (рис. 31). Влияние температуры оценивается в среднем поправкой $0,3 \cdot 10^{-2}$ $\text{дж}/\text{г}$ на 1°C в интервале температур 0—

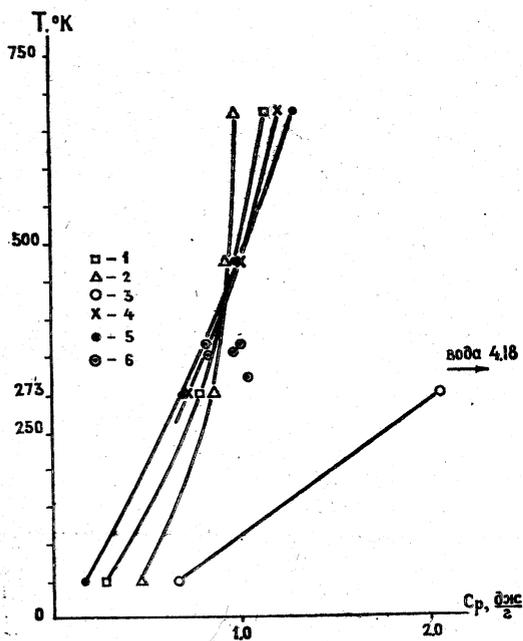


Рис. 31. Влияние температуры на теплоёмкость горных пород и породообразующих минералов (по Ф. Берчу)
1 — кальцит, мрамор, доломит; 2 — каменная соль; 3 — вода; 4 — глина, глинистые сланцы; 5 — кварц, кварциты; 6 — известняк различной степени водонасыщения

200°C. Из рис. 31 видно, что вещественный состав существенно не влияет на теплоёмкость горной породы. Отмечающееся для пористых пород увеличение теплоёмкости в два раза против значений теплоёмкости породообразующих минералов объясняется влиянием поровой воды.

Существенная роль поровой воды объясняется ее высокой теплоёмкостью, превышающей в пять раз значения для минералов. Количественное влияние поровой воды на теплоёмкость горных пород учитывается их ёмкостными свойствами.

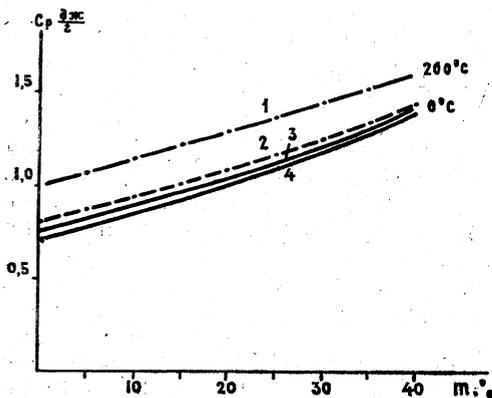


Рис. 32. Зависимость теплоёмкости осадочных горных пород от объёмной влажности (равна полной пористости).

1 — песчаник, 2 — глина, 3 — известняки, 4 — усредненная для всех типов пород при 200°C.

Из рисунка видно, что теплоёмкость высокопористых пород ($m=0,4$) возрастает в 2 раза против теплоёмкости скелета. В естественных условиях залегания пород возрастание температуры с глубиной компенсирует в какой-то мере падение теплоёмкости пород в связи с их уплотнением.

Пример расчета теплофизических свойств горных пород в естественных условиях залегания (по разрезу скважины Караман-термальная)

Специальная геотермическая скважина Караман-термальная, пробуренная для оценки возможности использования гидротерм среднего миоцена в энергетических целях, заложена в приосевой части предгорного прогиба Дагестана. Скважина Караман-термальная вскрыла разрез на глубину 4447 м и была остановлена в чокракских отложениях. Вскрытая часть разреза сложена неогеновыми, плиоценовыми и четвертичными отложениями и в литологическом отношении представлена чередованием глинистых и песчаных пород с явным преобладанием первых. Поверхность фундамента ожидается на глубине 8,5 км.

Плотностная характеристика горных пород до глубины 3,0 км изучена по керновому материалу опорной скважины Караман, а ниже до 4000 метров по керну скв. Караман-термальная. Всего по разрезу этих скважин использовано 494 значения плотности горных пород для установления характера изменения плотности с глубиной. Практически все определения плотности относятся к глинистым породам. Другие породы

Термодинамические условия залегания осадочных пород Дагестана практически не изменяют теплоёмкость воды, определенную в стандартных условиях. К примеру, в верхнемеловых известняках на глубине 2,5 км при усредненной температуре 110°C и поровом давлении 380 кг/см² теплоёмкость воды C_p уменьшается на 0,8% и будет равной 4,15 дж/г·°C.

Возможное изменение теплоёмкости песчаных, карбонатных и глинистых пород в зависимости от объёмной влажности и температуры показано на рис. 32. Из рисунка видно, что теплоёмкость высокопористых пород ($m=0,4$) возрастает в 2 ра-

охарактеризованы единичными замерами плотности или общей пористости и носят случайный характер. Поэтому обобщенная кривая изменения плотности горных пород от глубины залегания принимается по закономерности, установленной для глинистых пород (рис. 33). На рис. 33 ниже глубины фактического вскрытия разреза изменение плотности пород с глубиной залегания рассчитывается на основании установленной выше по разрезу закономерности с учетом имеющихся данных о предельной плотности осадочных пород.

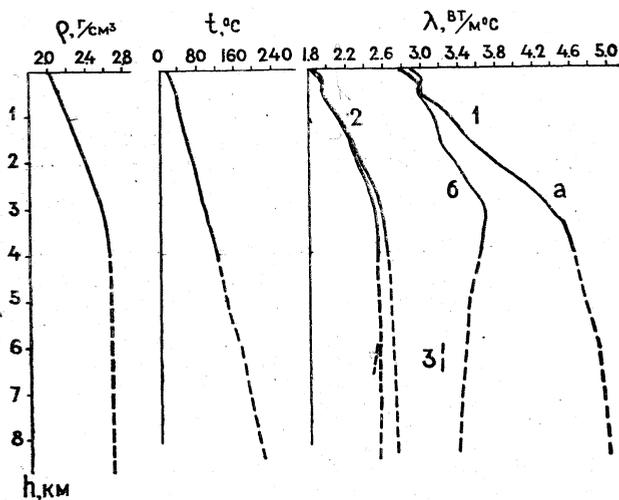


Рис. 33. Изменение плотности, температуры и теплопроводности пород в зоне современного предгорного прогиба Дагестана (скв. Караман-термальная).
1 — песчаник, 2 — глины, 3 — известняк
а) без учета температуры залегания пород, б) с учетом температурной поправки.

Распределение температур во вскрытой части разреза дается на основании многократных замеров температуры по стволу скважины Караман-термальная ртутными максимальными термометрами. Ниже глубины 4500 метров оно рассчитано путем экстраполяции.

На основании изменения усредненной плотности пород от глубины по графикам «теплопроводность—плотность» находятся значения теплопроводности глинистых, песчаных и карбонатных пород в стандартных условиях (на рис. 33 они помечены буквой а). Затем по кривой «температура—глубина» находится температура соответствующего интервала залегания пород и определяется температурная поправка. С учетом температурной поправки значения теплопроводности горных пород в стандартных условиях пересчитываются на условия естественного залегания. В результате получили кривые «теплопроводность—глубина залегания», построенные с учетом плотностной характеристики и температурных условий залегания пород (на рис. 33 обозначены буквой б).

Характерной чертой нижней части разреза осадочного чехла предгорного прогиба, как видно из рис. 33, является регрессивный ход кривой «теплопроводность—глубина», демонстрирующей значительное снижение теплопроводности песчаных и карбонатных пород с глубиной и уменьшение теплофизической анизотропии разреза. Это является следствием незначительного увеличения плотности пород в этом интервале

глубин, приближающейся к предельным значениям при постоянном, практически равномерном, возрастании температуры пород с глубиной.

На основании учета роли отдельных типов пород в строении разреза рассчитаны теплофизические характеристики отдельных литостратиграфических комплексов разреза. До отложений чокрака включительно развитие отдельных типов пород берется на основании фактического материала по скважинам Караман-опорная и Караман-термальная, для более древних комплексов — на основании общих закономерностей, выявленных для прилегающих районов. Полученные результаты и методика расчета отражены в нижеследующих таблицах.

Таблица 4.5

Среднеарифметическая плотность пород стратиграфических единиц в разрезе скважин Караман-опорная, Караман-термальная

Отложения	Количество определений	Среднеарифметическая плотность, г/см ³
Четвертичные	100	2,06
Апшеронские	92	2,19
Акчагыльские	125	2,25
Меотические	120	2,45
Сарматские	57	2,57
Караганские	1	2,60
Чокракские	1	2,75

Как видно из таблицы, полученные средние значения плотности пород для стратиграфических единиц, за исключением карагано-чокракских отложений, вполне надежны.

Определения средней теплопроводности литостратиграфических комплексов разреза предгорного прогиба Дагестана по значениям их средней плотности и литологическому составу отражены в табл. 4.6. Приведенные в таблице значения теплопроводности соответствуют теплопроводности горных пород в стандартных условиях. Без внесения поправки на температуру залегания мы бы имели закономерное, почти двукратное, увеличение теплопроводности нижнего песчано-глинистого комплекса юры по отношению к четвертичным отложениям. Расчет влияния температуры и значения теплопроводности литостратиграфических комплексов в естественном залегании приведены в табл. 4.7.

Теплоёмкость пород в естественном залегании рассчитана по конкретным значениям плотности и температуры пород в разрезе скважины Караман-термальная и Караман-опорная, а ниже — по намеченной закономерности изменения этих параметров с глубиной. Результаты вычислений приведены в табл. 4.8.

Как видно из таблицы 4.8, в целом по разрезу осадочного чехла предгорного прогиба Дагестана средняя теплоёмкость пород комплексов меняется значительно. Так, теплоёмкость сарматских отложений сокращается до 60% её значения для четвертичных. Такое резкое снижение теплоёмкости пород на первых 3—4 километрах глубины залегания (с 1,45 до 0,91 дж/г°С) связано с фактически наблюдаемым падением весового содержания воды в породе (от 21 до 2%), только частично компенсируемое возрастанием температуры. В нижней части разреза, где весовая влажность остается практически постоянной и не превы-

Таблица 4.6

Отложения	Интервал залегания, м	Усредненная плотность, г/см ³			Теплопроводность пород в стандартных условиях, $\frac{\text{вт}}{\text{м} \cdot ^\circ\text{C}}$			% содержание в разрезе		Средняя теплопроводность пород комплекса $\frac{\text{вт}}{\text{м} \cdot ^\circ\text{C}}$
		глин	песч.	изв.	глин	песч.	изв.	глин	песч.	
Четвертичные	0—542	2,06	2,10	—	1,80	2,90	—	87	13	1,95
Апшеронские	542—1260	2,20	2,20	—	1,90	3,10	—	90	10	2,02
Акчагыльские	1260—1870	2,25	2,25	—	2,00	3,30	—	90	10	2,13
Меотические	1870—2600	2,45	2,45	—	2,30	3,85	—	90	10	2,46
Сарматские	2600—3730	2,60	—	—	2,50	—	—	100	—	2,50
Караган-чокракские	3730—4700	2,64	2,60	—	2,56	4,40	—	60	40	3,30
Майкопские	4700—6000	2,68	—	—	2,60	—	—	100	—	2,60
Верхнемеловые + ферраминиферовые	6000—6600	—	—	2,71	—	—	3,20	100%	известн.	3,20
Нижнемеловые + юрские	6600—8500	2,72	2,62	—	2,70	4,70	—	60	40	3,50

Таблица 4.7

Отложения	средняя т-ра ком- плекса °С	темпера- турная поправка к т-ре спыта, °С	Температурная поправка к значению теплопровод- ности, Вт/м°С			Теплопроводность с учетом температурной поправки, Вт/м°С			% содержание пород в разрезе		Средняя теплопро- водность в естест- венном залегании Вт/м°С
			глины	песч.	изв.	глин	песч.	изв.	глин	песч.	
Четвертичные	21	-9	+0,02	+0,12	—	1,82	3,02	—	87	13	1,97
Апшеронские	38	+8	-0,02	-0,10	—	1,98	3,00	—	90	10	2,08
Акчагыльские	57	+27	-0,04	-0,30	—	1,98	3,00	—	90	10	2,08
Меотические	74	+44	-0,07	-0,53	—	2,23	3,32	—	90	10	2,33
Сарматские	100	+70	-0,12	—	—	2,40	—	—	100	—	2,40
Караган-чокракские	130	+100	0,14	-1,09	—	2,42	3,30	—	60	40	2,67
Майкопские	155	+125	-0,15	—	—	2,45	—	—	100	—	2,45
Верхнемеловые + форамини- феровые	175	+145	—	—	-0,70	—	—	2,50	изв. 100%		2,50
Нижнемеловые + юрские	200	+170	-0,18	-1,72	—	2,52	3,00	—	60	40	2,70

Таблица 4.8

Отложения	Средние значения			Теплоёмкость, дж/г°С		
	T, °С	кг/м ³ · 10 ³	весовые %	скелета песч.-глин. пород	скелета известняков	породы
Четвертичные	21	2,06	21	0,73	—	1,45
Апшеронские	38	2,19	15	0,75	—	1,26
Акчагыльские	57	2,25	10	0,77	—	1,11
Меотические	74	2,45	6	0,81	—	1,01
Сарматские	100	2,57	2	0,85	—	0,91
Караган-чокракские	130	2,62	2	0,89	—	0,95
Майкопские + хадумские	155	2,65	1	0,93	—	0,96
Верхнемеловые + фораминиферовые	175	2,70	1	—	0,88	1,01
нижнемеловые + юрские	200	2,68	1	1,00	—	1,03

шает 1—2%, ожидается монотонное возрастание теплоёмкости пород с увеличением температуры, но прирост в абсолютных значениях небольшой (на 1 км примерно 0,1 дж/г°С). Средняя теплоёмкость пород осадочного чехла, полученная с учетом мощности отдельных литостратиграфических комплексов, составляет 1,03 дж/г°С.

Температуропроводность пород, определяя темп охлаждения или прогрева отдельных участков разреза осадочного чехла в зависимости от геологического развития, является также основным теплофизическим коэффициентом в геотермических расчетах. Температуропроводность пород определяется соотношением $a = \frac{\lambda}{\rho \cdot C_p}$ и в системе СИ имеет размерность м² · сек⁻¹. Ниже, в табл. 4.9 приводится расчёт средней температуропроводности отдельных стратиграфических единиц в осевой части предгорного прогиба Дагестана.

Таблица 4.9

Отложения	Средняя плотность кг/м ³ · 10 ³	Средняя теплопроводность Вт/м°С	Средняя теплоёмкость дж/кг°С · 10 ³	$\rho \cdot C_p$ дж/м ³ °С	Средняя температуропроводность а, м ² / сек
Четвертичные	2,06	2,00	1,45	2,90	0,690
Апшеронские	2,20	2,10	1,26	2,64	0,80
Акчагыльские	2,25	2,10	1,11	2,44	0,86
Меотические	2,45	2,30	1,01	2,33	0,99
Сарматские	2,60	2,40	0,91	2,47	0,97
Караган-чокракские	2,64	2,70	0,95	2,50	0,93
Майкопские	2,68	2,45	0,96	2,58	0,95
Верхнемеловые + фораминиферовые	2,70	2,50	1,01	2,73	0,92
Нижнемеловые + юрские	2,70	2,70	1,03	2,78	0,97

Как видно из таблицы, температуропроводность отдельных комплексов разнится весьма ощутимо. Минимальной температуропроводностью обладают четвертичные и плиоценовые отложения, максимальной — меолические и сарматские. Пониженная температуропроводность пород четвертичных и плиоценовых отложений хорошо согласуется с распределением температур в приосевой зоне современного прогиба. Средняя температуропроводность осадочного чехла в прогибе — $0,93 \frac{\text{м}^2}{\text{сек}}$.

Теплофизические коэффициенты, рассчитанные по взаимосвязям с другими физическими параметрами горных пород для условий естественного залегания, хорошо увязываются с современным геологическим строением. Это позволяет полнее осветить теплофизическую неоднородность разреза и влияние ее на тепловой режим осадочной толщи.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Установленная выше взаимосвязь вещественного состава плотности и температуры горных пород с их теплофизическими свойствами использована для создания теплофизической модели осадочной толщи Предгорного Дагестана.

Объем и качество имеющегося здесь геологического и геотермического материала позволяют надежно оценить теплофизические свойства пород до глубин залегания 4,0—5,0 км.

В основу расчетов положены литологическая, плотностная характеристика пород разреза и температурные условия их залегания.

Литологическая характеристика пород конкретного разреза дается на основе имеющегося промыслово-геофизического материала, материалов геологической съёмки, специальных литологических исследований, проведенных в большом объеме по осадочным породам Дагестана.

Фактический материал по плотности осадочных пород Предгорного Дагестана размещен по разрезу и площади весьма неравномерно. Дискретность его не позволяет охарактеризовать каждый разрез только имеющимися фактическими замерами плотности пород. Поэтому там, где не хватает фактического материала по плотности пород конкретного разреза, его плотностная характеристика дается на основе пространственных закономерностей изменения плотности пород осадочной толщи Предгорного Дагестана, к рассмотрению которых мы переходим.

Плотностная характеристика пород мезо-кайнозойских отложений Предгорного Дагестана

Плотностная характеристика осадочных пород дается на основании обобщения обширного фактического материала по территории Дагестана с учетом общих закономерностей и сводных таблиц плотности осадочных пород смежных территорий.

Основная часть фактического материала, положенного в основу построений, приводимых в данной главе, заимствована из производственных и научных отчетов ЦНИЛа Дагнефти, Грозненского нефтяного института, Дагестанской комплексной экспедиции, Института геологии Дагфилиала АН СССР и др. организаций, проводивших геологические и геофизические работы на изучаемой территории.

Ниже, в таблице 4.10, отражен объем фактического материала по отдельным литостратиграфическим комплексам, использованного при изучении плотности осадочных пород Предгорного Дагестана.

Таблица 4.10

Области распространения	Литостратиграфический комплекс	Плиоцен-четвертичный	Верхнемиоценовый	Среднемиоценовый	Верхнепалеоген-нижнемиоценовый	Верхне-меловой-нижнепалеогеновый	Нижне-меловой и юрский
Современный предгорный прогиб	количество площадей	2	3	2	—	—	—
	количество определений	202	261	9	—	—	—
Передовая складчатость	количество площадей	2	10	27	30	21	14
	количество определений	24	246	594	224	659	488

Всего в построениях использовано около 2700 единичных измерений плотности пород 62 районов Предгорного Дагестана (нефтяные месторождения, площади разведочного и структурного бурения, естественные обнажения), достаточно равномерно размещенных на изучаемой территории.

При рассмотрении пространственных закономерностей изменения плотности осадочных пород Предгорного Дагестана были использованы замеры плотности пород Известнякового и Сланцевого Дагестана, выполненные авторами, а также обобщенные данные П. П. Коростылева и др. по плотности осадочных пород Нагорного Дагестана, опирающиеся на 2500 единичных определений; данные М. Н. Смирновой и др. по плотности пород Терско-Каспийского прогиба и Предгорного Дагестана; А. Ф. Лопатина и др. по Восточному Предкавказью около 11000 единичных определений; по территории Предкавказья (Е. И. Стетюха, более 12000 единичных замеров) и другие фондовые и печатные работы.

Для приведения объемного веса пород последних к значениям плотности были использованы графики зависимости между абсолютной пористостью, объемным весом и плотностью, построенные по экспериментальным определениям этих параметров для основных типов осадочных пород Дагестана. Среднее значение удельного веса песчаных пород, соответствующего нулевой пористости, равно 2,66—2,67 г/см³.

Среднее значение минералогической плотности глинистых пород равно 2,76—2,78 см³, карбонатных (верхний мел) — 2,68—2,70 г/см³ и тоже совпадает со значениями их для Предкавказья и Азербайджана [281]. Карбонатные породы неосома и верхней юры имеют в целом завышенные значения при значительном интервале плотностей (2,74—2,89 г/см³). Плотность и абсолютная пористость связываются соотношением для глинистых пород $\rho = 2,78 - 0,018 m$, для песчаных и карбонатных (верхний мел) — $\rho = 2,67 - 0,17 m$ и $\rho = 2,7 - 0,017 m$ соответственно.

Современная плотность породы отражает совокупность естественных факторов, действовавших на нее с момента образования. Общепри-

звано, что к числу важнейших факторов, определяющих плотность пород, относятся литологический состав, глубина залегания и возраст пород, а также процессы метаморфизма и вторичного разуплотнения.

Влияние возрастного фактора лучше всего проследить по значениям плотности пород, отобранных в полосе их выходов или в разрезе неглубоких скважин, т. к. это исключает фактор глубины. С другой стороны, группируя замеры по типу пород, исключаем влияние литологического состава.

Для нахождения количественных соотношений между плотностью и временем необходимо оперировать объективными средними значениями плотности определенных типов пород по абсолютной шкале времени. К сожалению, имеющийся фактический материал по плотности пород в естественных обнажениях Дагестана в силу своей дискретности (как по изученным размерам, так и по месту взятия образца в разрезе) вызывает сомнение в возможности получения объективных значений плотности пород в пределах абсолютной шкалы времени. Кроме того, невозможно полностью учесть влияние разуплотнения пород.

Поэтому для качественной картины и грубой количественной оценки зависимости плотности от геологического возраста в табл. 4.11 приведены только интервалы плотности пород на выходах по стратиграфическим подразделениям.

Таблица 4.11

Геологический возраст отложений	Интервалы плотности пород, г/см ³		
	глины и аргиллиты	песчаники и алевролиты	известняки
Плиоценовые	1,98—2,17	2,08—2,26	—
Верхнемиоценовые	2,22—2,38	—	2,19—2,51
Среднемиоценовые	2,36—2,44	2,32—2,50	—
Нижнемиоцен-верхнепалеогеновые	2,38—2,44	2,48—2,62	—
Нижнепалеогеновые	—	—	2,95—2,70
Верхнемеловые	—	—	2,52—2,74
Нижнемеловые	2,42—2,68	2,36—2,58	2,61—2,74
Верхнеюрские	—	—	2,58—2,84
Среднеюрские	2,54—2,71	2,44—2,67	—
Нижнеюрские (тоар)	2,62—2,80	—	—

Из таблицы видно, что как нижний, так и верхний пределы плотности указывают на закономерное увеличение плотности однотипных пород с возрастом. Так, для глинистых пород она увеличивается (по максимальным значениям) на 0,7 г/см³ в стратиграфическом интервале плиоцен—нижняя юра, для песчаников в этом же временном интервале—на 0,2 г/см³. Для карбонатных пород в стратиграфическом интервале верхний миоцен—верхняя юра значение максимальной плотности в целом возрастает на 0,3 г/см³. Аномально высокая плотность карбонатных пород верхней юры связана с широким распространением доломитизированных известняков и доломитов (минералогический вес доломитов 2,8—2,9 г/см³). Отмеченное низкое значение и большой разнос плотности карбонатных пород верхнего миоцена связаны с присутствием органо-генно-детритусовых известняков, обладающих высокой пористостью не только за счет сложения породы, но и наличия первичных пор в породо-

образующем материале. Следовательно, для карбонатных пород Дагестана, в силу значительного различия в литологическом составе, влияние возраста завуалировано. Наблюдаемая инверсия соотношения плотностей песчаников и глин верхних стратиграфических подразделений (плиоцен — верхний палеоген) связана, по-видимому, со вторичными процессами разуплотнения, протекающими более значительно в глинах. Песчаники за счет цементации обретают повышенную сопротивляемость как к уплотнению под воздействием нагрузок, так и к разуплотнению.

Влияние литологического фактора на плотность пород лучше всего проследить по образцам, отобранным ниже дневной поверхности (в пределах первых сотен метров), где влияние разуплотняющего фактора зоны гипергенеза практически исключается. В качестве примера рассмотрим плотности разновозрастных пород в разрезе скважины Гелли-Параул 47 в зависимости от их литологического состава.

Таблица 4.12

Геологический возраст	Глубина залегания	Интервал плотности (среднее значение плотности)		
		песчаные	глинистые	карбонатные
Нижнемеловой	250—300	2.28—2.46	2.52—2.60	
		2.35	2.38	2.68
Среднеюрский	300—500	2.38—2.54		
		2.50	2.56	

Из таблицы 4.12 видно закономерное увеличение плотности от песчаных к карбонатным породам, а также увеличение плотности с возрастом пород. Для кайнозойских пород имеющийся фактический материал, к сожалению, не позволяет произвести в разрезе одной скважины на малых глубинах сравнение плотности разновозрастных, но литологически разнородных пород. Однако и здесь соблюдается общая тенденция увеличения плотности разноглубинных пород от песчаных к карбонатным.

Изменение плотности по глубине рассматривается на основании изучения плотности kernового материала скважин глубокого разведочного, структурного и др. бурения 32 площадей Предгорного Дагестана с охватом стратиграфического интервала от четвертичных до среднеюрских отложений до глубин 4,5 км. С этой целью имеющиеся замеры плотности были сгруппированы по литологическому составу и возрасту пород и рассмотрены в координатах «глубина — плотность».

Возрастные границы выбраны в пределах выделенных литостратиграфических комплексов. Для кайнозойских отложений (рис. 34) выделены две литологические разности — глинистые и песчаные породы; для мезозойских (рис. 35) — глинистые, песчаные и карбонатные породы.

Из графиков «плотность — глубина» видна неравномерность распределения замеров по глубине (за исключением глинистых пород неоген-четвертичного возраста области современного предгорного прогиба). Для мезозойских пород в целом отмечается лучшая упорядоченность распределения плотности по глубине, позволяющая, например, для глин даже визуально наметить кривую изменения плотности с глубиной.

Несколько больший разброс значений плотности, однако, не затушевывающий достаточно четкой картины увеличения плотности с глуби-

ной, отмечается для карбонатных пород верхнего мела. Для песчаных пород, ввиду значительной дисперсности плотности равноглубинных образцов, наметить усредненную кривую «глубина — плотность» без специальной статистической обработки распределения замеров невоз-

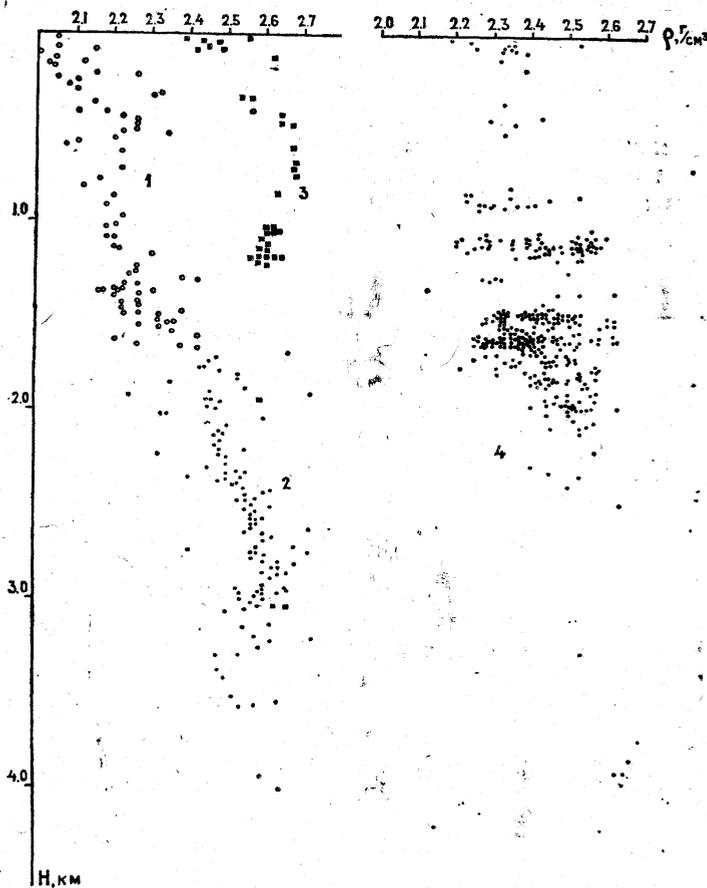


Рис. 34. Распределение плотности по глубине залегания осадочных пород кайнозоя Предгорного Дагестана:

1 — плиоцен — четвертичные глины; 2 — миоценовые глины предгорного прогиба; 3 — неоген — палеогеновые глины; 4 — песчаники среднего миоцена.

можно. Особенно большая дисперсность значений плотности равноглубинных образцов отмечается для песчаных пород среднего миоцена. Часто этот разброс существенно превышает амплитуды средних значений плотности для всего интервала глубин, охарактеризованного замерами. На рис. 34 четко наблюдается зависимость между числом измерений и разбросом значений плотности. Здесь приведены сводные данные по территории, но такая же четкая (качественная пока только) зависимость наблюдается и в пределах отдельных поднятий, что отражено в нижеследующей таблице:

Таблица 4.13

Площадь р-н	Интервал глубин, м	К-во опре- делений	Интервал плотности в гр/см ³	Δρ	Средние значения по площади		
					интервал глубин	интервал плотности	Δρ
Дузлак	100—120	2	2,37—2,42	0,5	100—2000	2,32—2,53	0,21
	650—750	79	2,27—2,65	0,38			
	850—950	42	2,12—2,62	0,50			
	1900	3	2,45—2,58	0,13			
Махачкала— Тернаир	1600±20	44	2,25—2,62	0,37	1450—1800	2,36—2,44	0,08
Избербаш	900±20	9	2,23—2,47	0,24	800—2000	2,38—2,50	0,12
	1800±20	8	2,40—2,53	0,13			

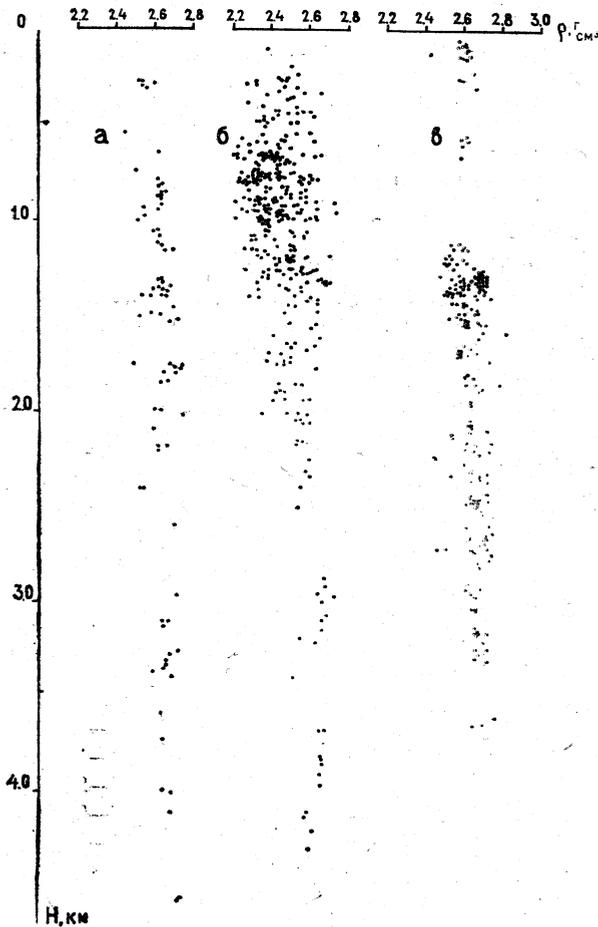


Рис. 35. Распределение плотности по глубине залегания осадочных пород мезозоя Дагестана:

а — нижнемеловые и среднеюрские глины, б — нижнемеловые и среднеюрские песчаники, в — карбонатные породы верхнего мела и палеогена.

Из таблицы видно, что разброс значений плотности зависит от количества определений. Чем больше определений, тем больше дисперсность. Но одновременно увеличение числа замеров плотности обеспечивает наиболее объективное среднее значение ее для данного интервала. Как видно из рисунков, в целом дисперсность плотности песчаных пород больше для молодых отложений. Однако разброс значений плотности песчаных пород зависит не только от числа определений и возраста, но и от глубины отбора образцов, что иллюстрируется таблицей:

Таблица 4.14

Площадь	Скв.	Интервал отбора образцов	Интервал значений плотности	$\Delta\rho$	Возраст
Гаша	29	2950—3230	2,54—2,66	0,12	Сг ₁
Галюгаевская	1-он	5110—5165	2,64—2,72	0,08	Сг ₁
Заузанбаш	3	1830—1980	2,60—2,65	0,05	I ₂
Балхас—Хунук	2	2160—2350	2,56—2,60	0,04	I ₂
Дузлак	100	3858—4323	1,56—2,62	0,06	I ₂

Для глубокозалегающих песчаных пород мезозоя разброс значений плотности резко сокращается при одновременном увеличении абсолютных её значений. Последнее обеспечивает достаточно точное определение средней плотности песчаных пород на больших глубинах.

Для выявления общих закономерностей изменения плотности пород по глубине в разрезе отдельных площадей использованы методы математической статистики (метод наименьших квадратов) с предварительным усреднением значения поинтервальной плотности пород. Особенно эффективным он оказался в применении к песчаным породам. В нижеследующей таблице приведены уравнения, описывающие зависимость плотности или пористости пород от глубины их залегания для некоторых площадей Предгорного Дагестана.

Таблица 4.15

Район, площадь скв.	Породы	Зависимость пористости (m), плотности (ρ) от глубины	Интервал глубин, км
Темиргоё—опорная	глинистые	$m=31,8 - 2,36 h^2$ $m=22,93 - 1,58 h^2$ $m=31,45 - 2,66 h^2$	0,05—1,85 1,85—3,00 0,05—3,00
Караман—термальная	—»—	$\rho = 2,47 - 0,012 h^2$	2,95—4,00
Избербаш	песчаные	$m=17,74 - 1,5 h^2$	0,85—2,5
Махачкала	—»—	$m=17,0 - 7,2 h$	1,4—1,8
Тернаир	—»—	$m=18,8 - 7,6 h$	1,5—1,8
Дузлак	—»—	$m=21,8 - 6,8 h$	0,1—2,0
Гелли—Параул		$\rho = 2,3 - 0,2 h$	0,2—1,3
Эльдама	—»—	$m=9,51 - 1,15 h^2$	0,2—2,2
		$m=12,7 - 4,1 h$	
Селли—Гаша	карбонатные	$m=9,7 - 2,4 h$	1,1—2,9

Интересная зависимость изменения пористости от геологического возраста наблюдается в разрезе опорной скважины Темиргое. В разрезе для глинистых пород этой скважины рассчитаны как общая (на весь интервал глубин), так и частные зависимости пористости от глубины, отражающие дифференцированный характер изменения пористости с глубиной. Линия для плиоцен-четвертичных отложений (глубина 0,05—1,85 км) отражает в основном воздействие современной геостатической нагрузки, в то время как для верхнемиоценовых отложений она дополнительно отражает воздействие палеонагрузок и палеоразмыва. Влияние возраста на плотность пород сказывается в уменьшении градиента уплотнения для равноглубинных образцов с увеличением абсолютного возраста отложений (рис. 36).

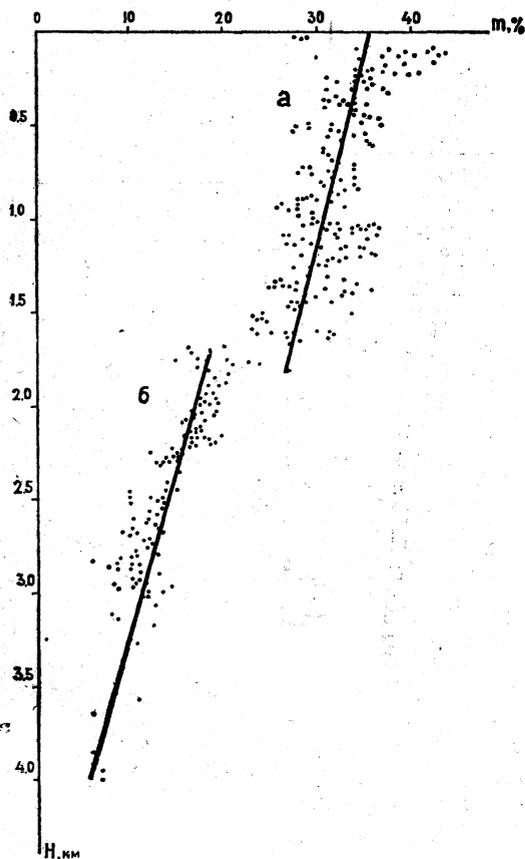


Рис. 36. Скачкообразное изменение пористости глинистых пород в разрезе опорной скважины Темиргое.

а — для плиоцен-четвертичных отложений, б — для миоценовых отложений (ниже 3 км по данным скв. Караман-термальная).

плотностью глин миоцен-четвертичного возраста в осевой части прогиба (кривая 1) и плотностью песчаных пород среднемиоценовых отложений (кривая 2), как наименее уплотненных пород зоны передовой складчатости.

Рассмотренные выше примеры изменения плотности пород от основных факторов показывают, что ни один из них не может быть оценен в чистом виде, т. к. современная плотность отражает суммарное воздействие их на породы. Поэтому для установления общих закономерностей пространственного изменения плотности осадочных пород Предгорного Дагестана потребовалось специальное группирование имеющихся замеров плотности на едином графике.

На рис. 37 нанесены усредненные кривые литологических разностей пород, освещающие изменение их плотности с глубиной во временном интервале средняя юра — четвертичные отложения. Кроме того, на графике отражены особенности изменения плотности пород в двух тектонических зонах: передовой складчатости и современного предгорного прогиба.

На рис. 37 выделяются две области плотностей пород. Область I для пород, слагающих зону современного предгорного прогиба, и область II для пород зоны передовой складчатости. Область I заключена между

Наиболее яркой чертой области I является резкое сокращение интервала плотности с глубиной от $0,35 \text{ г/см}^3$ на поверхности до нуля на глубинах 2,7—2,8 км. Несколько ниже, на глубине 3,0 км, кривая I пересекает уже кривую 3, отражающую изменение плотности с глубиной нижнемеловых и юрских песчаников зоны передовой складчатости, практически совпадая с плотностью глин мезозоя (расхождение составляет на глубине 3,0 км — $0,05 \text{ г/см}^3$, на 4,0 км — $0,03 \text{ г/см}^3$). Следовательно, начиная с глубины 3,0 км, плотность пород в любой точке Предгорного Дагестана будет определяться двумя основными факторами — глубиной залегания и литологическим составом. Возрастной, тектонический и др. факторы с этих глубин на плотности пород сказываются весьма незначительно.

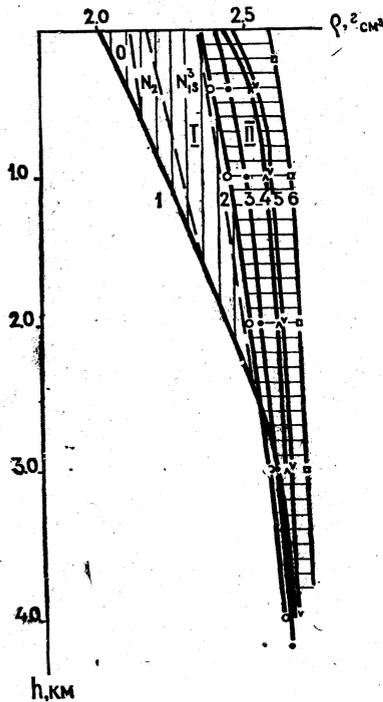


Рис. 37. Изменение плотности с глубиной залегания для осадочных пород Предгорного Дагестана:

1—6 кривые изменения плотности пород с глубиной.

Глинистые породы:

1 — неоген-четвертичные, 4 — палеогеновые, 5 — нижнемеловые среднеюрские.

Песчаные породы:

2 — среднего миоцена, 3 — нижнемеловые и среднеюрские.

Карбонатные породы:

6 — верхнего мела и палеогена.

песчаники среднего миоцена. Глубина залегания этих отложений выше 3,0 км связана уже с зоной современного прогиба, в осевой части кото-

Таким образом, распределение плотности пород в зоне современного прогиба представляется следующим образом. В осевой части прогиба плотность пород верхнемиоцен-четвертичного возраста, представленных в основном глинами (пески до 10%), будет изменяться с глубиной по кривой I, хотя необходимо помнить о сглаженном характере ее из-за скачка плотности на контакте миоцен-плиоценовых отложений. Плотность среднемиоценовых и более древних отложений, залегающих ниже 4,0 км, будет определяться общими закономерностями изменения плотности осадочных пород Предгорного Дагестана.

По мере приближения к зоне передовой складчатости плотностной скачок на границе миоцен-плиоценовых отложений возрастёт до $0,17 \text{ г/см}^3$ (на выходах). Характер изменения плотности пород с глубиной определится мощностью плиоцен-четвертичных отложений и полем их плотности, а также плотностным скачком на контакте миоцен-плиоценовых отложений.

Общая закономерность изменения плотности мезокайнозойских пород в зоне передовой складчатости Предгорного Дагестана иллюстрируется кривыми области II рис. 37. На общем нарастании пористости с глубиной наблюдается четкая и значительная дифференциация плотности пород по литологическому составу, а внутри однотипных пород — незначительная и по возрасту.

Минимальные плотности, изменяющиеся в пределах $2,35—2,56 \text{ г/см}^3$ от поверхности до глубины 3,0 км, имеют

рого (глубина 3,8—4,0 км) песчаники также охарактеризованы замерами плотности (2,62 г/см³). Следовательно, для песчаников среднего миоцена имеются данные о плотности практически в пределах всей глубины залегания. Средняя плотность их на глубине максимального погружения (порядка 5,0 км) по ходу кривой 2 ожидается не более 2,63 г/см³. Таким образом, интервал плотности песчаников среднего миоцена для Предгорного Дагестана составляет 2,35—2,63 г/см³.

Характер изменения плотности глин среднего миоцена для зоны передовой складчатости из-за отсутствия замеров не установлен. Однако, исходя из факта превышения плотности этих глин в осевой части прогиба над плотностью равноглубинных песчаников мезозоя складчатой зоны, можно ожидать, что плотность глин среднего миоцена, за исключением зоны разуплотнения, будет превышать равноглубинную плотность песчаников мезозоя (кривая 3, рис. 37).

Плотность песчаных пород нижнего мела и средней юры изменяется от 2,4 г/см³ на поверхности до значения 2,63 г/см³ на глубине 4,2 км. Повышенный градиент плотности 0,1 г/см³ на 1 км отмечается только на первом километре глубины, ниже он составляет порядок 0,04 г/см³.

Глинистые породы палеогена и мезозоя (кривые 4 и 5), имея практически совпадающие значения плотности равноглубинных интервалов (различие в 0,02 г/см³), образуют следующее поле плотности пород. Плотность глин палеогена изменяется от 2,43 г/см³ на поверхности до 2,63 г/см³ на глубине 3,0 км., ниже замеры плотности отсутствуют. Градиент плотности непостоянен. В зоне разуплотнения (до 0,5 км) градиент резко увеличен (до 0,25 г/см³ на 1,0 км), ниже изменяется в пределах 0,04—0,03. Плотность глинистых пород мезозоя изменяется от 2,47 г/см³ на поверхности до 2,66 г/см³ на глубине 4,0 км. Градиент плотности также непостоянен, отмечаются изменения его от 0,17 г/см³ на 1,0 км до 0,02 при глубине залегания 3—4 км.

Карбонатные породы верхнего мела и нижнего палеогена имеют максимальную плотность для разноглубинных пород (кривая 6). Средняя плотность изменяется практически равномерно от значений 2,59 г/см³ на поверхности до 2,71 г/см³ на глубине 3,8 (градиент плотности порядка 0,03 г/см³). Характерной чертой изменения плотности с глубиной является сближение значений плотности равноглубинных пород различного литологического состава, отраженное в нижеследующей таблице.

Таблица 4.16

Глубина залегания, км	Максимальная плотность (карбонатные породы), г/см ³	Превышение плотности известняков верхнего мела (г/см ³) над:				
		вышележащими отложениями			нижележащими отложениями	
		песчаниками N ₁ ²	глинами N ₁ ²⁻³	глинами N ₁ ¹ +Pg ₃	песчаниками Cr ₁ +J	глинами Cr+J
Поверх.	2,59	0,24	0,24	0,16	0,19	0,13
1,0	2,64	0,21	—	0,08	0,14	0,06
2,0	2,67	0,17	0,21	0,07	0,13	0,05
3,0	2,69	0,12	0,11	0,06	0,10	0,05
4,0	2,71	0,10	0,07	0,06	0,08	0,05

Таблица 4.17

Глубина залегания	Плотность г/см ³	Зона передовой складчатости							Зона современного прогиба					карбонатные ожидаемые C _{T2} +P _{g1+2}		
		песчаные породы			глинистые				песчаные		глинистые					
		по фактическим замерам		ожидаемые для C _{T1} +J	по фактическим замерам		ожидаемые		карбонатные факт. C _{T2} +P _{g1+2}	фак- тиче- ские замер- ы N ₁ ²	ожи- дае- мые для C _{T1} +J	фактические			ожидаемые	
		N ₁ ²	C _{T1} +J		P _{g3} +N ₁ ¹	C _{T1} +J	P _{g3} +N ₁ ¹	C _{T1} +J				Q+N ₂	N ₁ ²⁺³		P _{g3} +N ₁ ¹	C _{T1} +J
В полосе выходов	2,35	2,40		2,43	2,46			2,59	—		2,0—2,17	2,35				
0,4	2,38	2,44		2,52	2,54			2,61	—		2,1—2,2	—				
1,0	2,43	2,50		2,56	2,58			2,64	—		2,22	—				
2,0	2,50	2,54		2,60	2,62			2,67	—		—	2,46				
3,0	2,57	2,59		2,63	2,64			2,69	—		—	2,58				
4,0	—	2,63	—	—	2,66	2,65	—	2,71	2,61	—	—	2,64	2,65			
5,0			2,65				2,68	—	—	2,65	—	—	2,67	—	2,70	
6,0			2,66				2,70			2,66			2,68	2,70	2,71	
7,0			—				—			2,66			—	2,72	2,72	
8,0			—				—			2,66			—	2,73	2,73	

Приведенные данные показывают, что различие в плотности глинистых и песчаных пород мезозоя, например, сокращается от 0,1 г/см³ в приповерхностной зоне до 0,03 г/см³ на глубине 4,0 км. По кривым 2 и 3, 4 и 5 также четко прослеживается увеличение плотности однотипных и равноглубинных пород с увеличением возраста.

Основные закономерности пространственного изменения плотности осадочных пород Предгорного Дагестана отражены в обобщающей таблице 4.17.

ТЕПЛОФИЗИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ ПРЕДГОРНОГО ДАГЕСТАНА

Сложение разреза породами различного вещественного состава и уплотненности, различие в температурных условиях залегания пород и др. вызывают изменчивость теплофизических свойств пород как внутри отдельных литостратиграфических комплексов, так и всего разреза в целом. Наиболее существенное влияние литологического состава на изменчивость коэффициента теплопроводности пород разреза наблюдается внутри терригенных толщ, где имеется четкое подразделение на песчаные и глинистые пачки. Поэтому в осадочном чехле Предгорного Дагестана максимальные колебания коэффициента теплопроводности будут отмечаться внутри песчано-глинистых комплексов среднего миоцена, нижнего мела и средней юры. В карбонатном комплексе верхнего мела и палеогена, сложенном в основном известняками и мергелями, изменение коэффициента теплопроводности в зависимости от литологического состава будет незначительным. В то же время внутри песчано-глинистой толщи максимальная анизотропия теплофизических свойств горных пород, связанная с различной их плотностью, будет приурочена к приповерхностным участкам залегания горных пород. Поскольку повышение температуры нивелирует различие в теплофизических коэффициентах горных пород различного вещественного состава, то и максимальная теплофизическая анизотропия пород разреза также должна проявиться в полосе выходов, где наблюдаются минимальные температуры пород в естественном залегании.

Таким образом, наибольшее воздействие различия вещественного состава плотности и температуры горных пород на их теплофизические коэффициенты проявится в полосе выходов песчано-глинистых толщ.

Ниже, в таблице 4.18, приведены расчетные значения интервала теплопроводности песчаных и глинистых пачек мезо-кайнозойских отложений Дагестана в полосе их выходов.

Таблица 4.18

Отложения	Глины		Песчаники	
	плотность г/см ³	теплопроводность вт/м°С	плотность г/см ³	теплопроводность вт/м°С
Плиоценовые	1,48—2,17	1,6 —1,85	2,08—2,26	2,80—3,30
Среднемиоценовые	2,36—2,44	2,15—2,25	2,32—2,50	3,30—4,0
Нижнемеловые	2,42—2,68	2,20—2,60	2,36—2,58	3,60—4,40
Среднеюрские	2,54—2,71	2,35—2,70	2,44—2,67	3,90—4,80

Приведенные коэффициенты теплопроводности пород соответствуют условиям полной водонасыщенности их, что практически для песчаных плачек наблюдается ниже уровня стояния пластовых вод (базис эрозии).

Если оценить теплофизическую анизотропию песчано-глинистых комплексов отношением минимальной теплопроводности песчаника к максимальной теплопроводности глин, то коэффициент анизотропии порядка 1,5, а в абсолютных значениях превышение теплопроводности песчаников над глинами достигает 1,0—1,2 вт/м²С. Если же коэффициент анизотропии рассматривать по отношению максимальных или минимальных значений теплопроводности, то он в пределах 1,6—1,7, а разница теплопроводности песчаников и глин достигает 1,5—2,0 вт/м²С. Это по сути дела максимальные значения коэффициента анизотропии теплопроводности осадочного чехла Дагестана. Карбонатные породы, имея среднюю теплопроводность между песчаниками и глинами, играют подчиненную роль в создании теплофизической анизотропии разреза.

Нивелирующая роль высоких температур, характерных для условий залегания основной части осадочной толщи Дагестана, существенно уменьшает теплофизическую анизотропию разреза. К примеру, если в разрезе скважины Караман-термальная для плиоцен-четвертичной толщи со средней температурой +35°С отношение теплопроводности песчаников и глин равно 1,5, то для песчано-глинистой толщи нижнего мела и юры, вскрытие которой ожидается на глубине 6,6—8,5 км со средней температурой 200°С, это отношение не превысит значения 1,2. Следовательно, коэффициент теплофизической анизотропии песчано-глинистых комплексов, оцениваемых пока по коэффициенту теплопроводности, будет изменяться в пределах 1,2—1,7, с четко выраженной тенденцией возрастания по мере приближения отложений комплекса к поверхности.

При рассмотрении теплофизической анизотропии всего осадочного чехла нами используются усредненные коэффициенты теплопроводности отдельных литостратиграфических комплексов, выделяемых в пределах того или иного разреза. Средний коэффициент теплопроводности выводится из процентного содержания основных типов пород. Здесь неизбежны определенные усреднения вещественного и плотностного состава комплекса. В частности, маломощные мергельные прослои в отложениях миоцена не выделялись в самостоятельную группу, а ввиду близости значений теплопроводности объединялись с глинами. Плотность пород комплекса для различных условий залегания определялась по обобщенному градиенту зависимости плотности пород от глубины залегания. Как и в случае отдельного комплекса максимальная теплофизическая анизотропия всего разреза при оценке его по усредненной теплопроводности комплексов наблюдается в поверхностных условиях (табл. 4.19). Усредненные значения теплопроводности взяты без учета температуры залегания. Последняя для поверхностных условий меняется на территории Дагестана от +15°С (для приморской равнины) до +10, +5°С (в горных районах). Следовательно, поправка положительного знака к теплопроводности пород за счёт температуры, в принципе, должна возрастать с увеличением возраста пород. Однако небольшие величины поправок, максимум которых для песчаников составляет 0,1—0,15 вт/м²С, а для глин всего 0,01—0,02 вт/м²С, не внесут существенных изменений в усреднение значений теплопроводности выделенных комплексов.

В целом мы наблюдаем увеличение средней теплопроводности с возрастом отложений. Общую закономерность нарушает аномально низкая

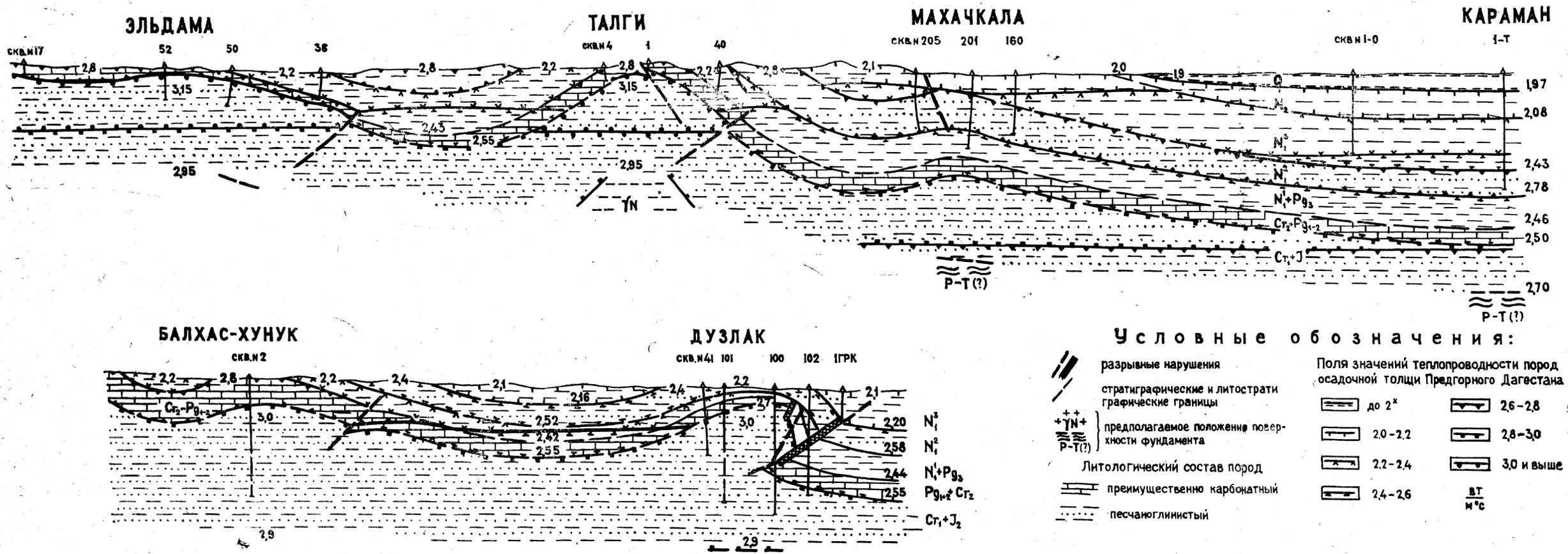


Рис. 38. Геолого-теплофизические профильные разрезы по линиям: Эльдама—Караман, Балхасхунук—Дузлак.

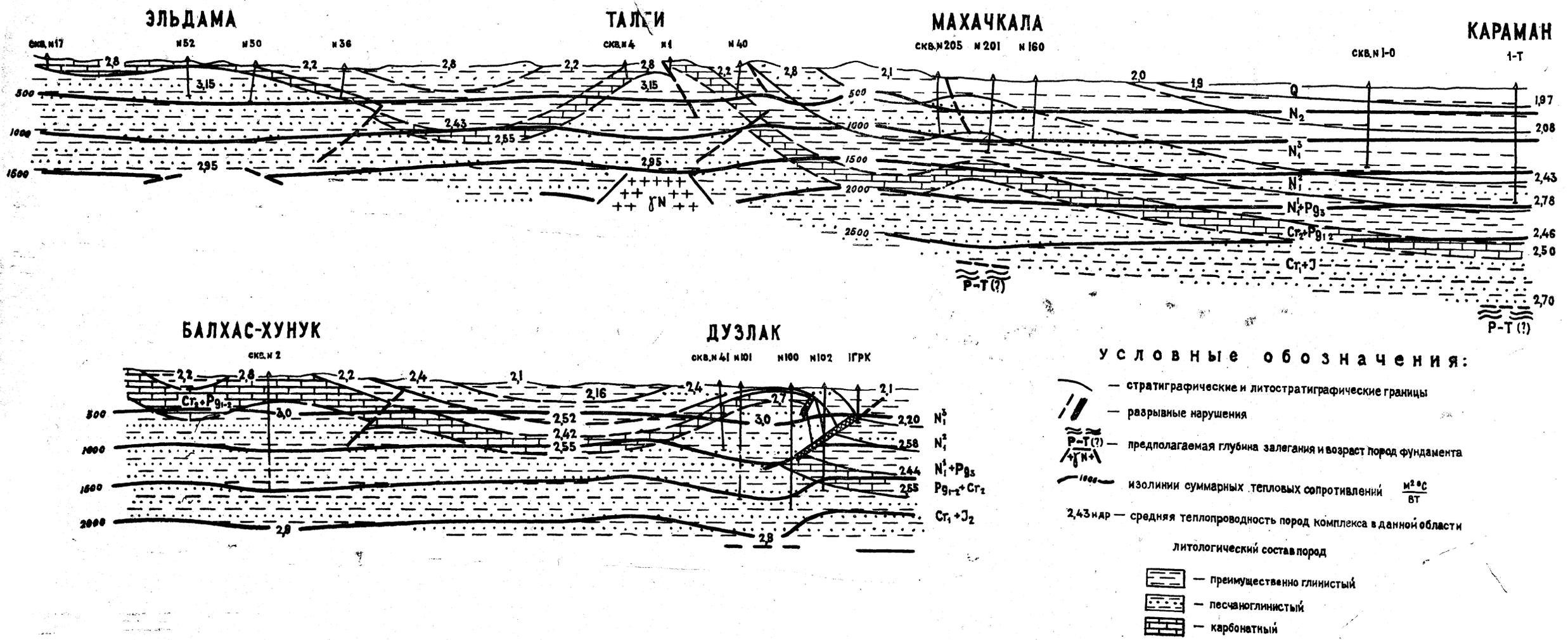


Рис. 39. Суммарное тепловое сопротивление осадочной толщ по линиям: Эльдама—Караман, Балхасхунук—Дузлак.

теплопроводность глинистой толщи неогена, связанная со значительным разуплотнением глин в приповерхностных участках, а также несколько заниженная теплопроводность нижнеюрских отложений, определяемая преимущественно глинистым ее составом.

Таблица 4.19

Район	Отложения (комплексы)	Средний коэффициент теплопроводности Вт/м°С	Отношение максимальной теплопроводности к теплопроводности данного комплекса
Предгорный Дагестан	Олигоцен-четвертичные	2,0	1,65
	Верхнемиоценовые	2,10	1,5
	Среднемиоценовые	2,75	1,20
	Верхнеэоценовые-нижнемиоценовые,	2,20	1,5
	Верхнемеловые, нижнесреднепалеогеновые	2,8	1,2
Нагорный Дагестан	Нижнемеловые (терригенные)	3,0	1,1
	Верхнеюрские, нижнемеловые (карбонатные)	3,2	1,05
	Среднеюрские	3,3	1,0
	Нижнеюрские	3,0	1,1

Такова приближенная оценка неоднородности разреза осадочной толщи Дагестана в отношении его теплопроводности. На коэффициент теплоёмкости пород разреза, как это было показано выше, влияет в основном весовое содержание воды в породе. Исходя из установленных закономерностей изменения плотности (пористости) пород осадочной толщи Предгорного Дагестана, максимальная анизотропия разреза в отношении теплоёмкости пород должна наблюдаться между плиоцен-четвертичными и юрскими отложениями в полосе их выходов (средние значения 1,45 и 0,9 дж/кг°С соответственно). Внутри литостратиграфических комплексов различие в теплоёмкости слагающих пород значительно меньше и быстро убывает по мере погружения комплекса, практически до полного совпадения уже на глубине 3,0 км.

Для выяснения пространственных закономерностей изменения теплопроводности разреза в связи с его конкретным строением и температурными условиями построено два геолого-теплофизических разреза по линиям Эльдама—Караман и Балхасхунук—Дузлак (рис. 38). Ввиду того, что на территории Предгорного Дагестана ни одной скважиной не вскрыт фундамент, его положение дается условно по существующим представлениям развития не вскрытых бурением отложений. Геологическое строение по линии профилей освещается скважинами структурного, глубокого разведочного бурения и опорными скважинами. Максимальные глубины бурения до 5000 метров, наиболее древние породы, вскрытые бурением, — среднеюрские.

Профильный геолого-теплофизический разрез по линии Эльдама—Караман освещает изменение теплопроводности пород практически во всем стратиграфическом объёме осадочного чехла Предгорного Дагестана по линии наиболее сильно проявившихся контрастных движений

на этой территории. На юге он освещает теплофизическое строение осадочного чехла Эльдамо-Талгинского меридионального выступа, на севере — осевой части и южного борта современного предгорного прогиба. Геолого-теплофизический разрез по линии Балхасхунук—Дузлак освещает теплофизическое строение преимущественно мезозойских отложений в наиболее приподнятых участках антиклинальных зон Южного Дагестана и частично кайнозойских отложений морского (поднадвигового) крыла Восточной антиклинальной зоны.

Для построения профилей использованы расчеты теплопроводности горных пород по разрезу 26 скважин и условных сечений профиля с привлечением всего имеющегося фактического материала о литологии, плотности и температурных условиях залегания пород по разведочным и нефтепромысловым площадям.

Расчет теплопроводности пород производился по литологическим комплексам с определением средней теплопроводности пород в их кровлях и подошвах. Таким образом, каждый комплекс в разрезе скважины был охарактеризован крайними значениями теплопроводности на его границах. Предельные значения средней теплопроводности пород на рассмотренных профилях равны 1,9 и 3,15 Вт/м°C. При выделении полей теплопроводности наиболее удачной оказалась градация через 0,2 Вт/м°C, позволившая, с одной стороны, сохранить деятельность, с другой — наиболее наглядно передать общие закономерности изменения теплопроводности разреза.

При рассмотрении профилей обращает внимание значительное превышение теплопроводности мезозойских отложений над кайнозойскими в целом. Исключение представляет только песчано-глинистый комплекс среднего миоцена с высокой средней теплопроводностью. В мезозойских отложениях области передовой складчатости выделяются поля теплопроводности от 2,6—2,8 Вт/м°C до 3,0—3,2 Вт/м°C. Кайнозойские отложения в этой же зоне, за исключением отложений среднего миоцена, имеют теплопроводность 2,1—2,2 Вт/м°C. Характерной чертой геолого-теплофизических разрезов является сохранение литостратиграфических разрезов песчано-глинистых комплексов в качестве границ теплопроводности. Литостратиграфическая граница карбонатного комплекса верхнего мела только в приповерхностных условиях является одновременно и границей теплофизических полей. Распространение полей теплопроводности в пределах рассматриваемых разрезов дает общее представление о теплопроводности пород осадочного чехла Предгорного Дагестана в естественном залегании. Поле теплопроводности до 2 Вт/м°C охватывает четвертичные отложения зоны предгорного прогиба. Поле теплопроводности от 2,00 до 2,2 Вт/м°C охватывает полностью плиоценовые и частично верхнемиоценовые отложения до 0,7 км глубины залегания. Поле теплопроводности 2,2—2,4 Вт/м°C охватывает в основном глинистую толщу майкопских отложений, залегающую до глубины 1,5 км.

Поле теплопроводности 2,4—2,6 Вт/м°C почти повсеместно объединяет (с глубины 1,5 км) глинистую толщу майкопских отложений и карбонатную толщу верхнего мела и палеогена. Причем, если на глубине 1,5 км теплопроводность их различается почти на 0,2 Вт/м°C, то при значительном попружении за счет высоких температур расхождение в средней теплопроводности комплексов нивелируется вплоть до полного совпадения. По профилю Балхасхунук—Дузлак в поле теплопроводности 2,4—2,6 Вт/м°C попадают и среднемиоценовые отложения, что связано с резкой их глинизацией в южной части Предгорного Дагестана. Теплопроводностью 2,6—2,8 Вт/м°C характеризуются повсеместно

песчано-глинистые отложения среднего миоцена, а также карбонатные отложения верхнего мела — до глубины 1,5 км. Песчано-глинистый комплекс нижнего мела и средней юры, залегающий на глубинах более 7,0 км, также будет иметь теплопроводность до 2,8 вт/м[°]С, выше его теплопроводность увеличивается, достигая в сводах поднятий Эльдама и Талги 3,15 вт/м[°]С. Основной объём этого комплекса заключен в поле теплопроводности 2,8—3,0 вт/м[°]С. Именно нижний песчано-глинистый комплекс играет главную роль в формировании тангенциального теплового потока и создании термического эффекта свода, обуславливая значительное сокращение теплового сопротивления осадочных образований в сводах мезозойских структур.

Чтобы оценить влияние теплового сопротивления осадочного чехла на перераспределение глубинного теплового потока и формирование температур в осадочной толще, были рассчитаны суммарные тепловые сопротивления толщи по средним значениям теплопроводности комплексов и их мощности профилей Эльдама—Караман и Балхасхунук—Дузлак (рис. 39). Изолинии суммарных тепловых сопротивлений проведены через 500 м[°]С/вт. Конфигурация изолиний прекрасно иллюстрирует роль нижнего песчано-глинистого комплекса в перераспределении глубинного теплового потока. На фоне общего погружения изолиний от осевой части современного предгорного прогиба к зоне передовой складчатости участки антиклинального залегания комплекса характеризуются более значительным, а порой резким (поднятие Дузлак) опусканием изолиний. Опускание изолиний суммарного теплового сопротивления как бы уменьшает мощность покрывки. Так, резкое опускание изолинии 2000 м[°]С/вт в своде поднятия Дузлак эквивалентно снятию примерно 850 метров покрывки усредненной теплопроводности по сравнению с положением этой изолинии в поднадвиговом крыле. Такое поведение изолиний суммарного теплового сопротивления в пределах мезозойских поднятий Предгорного Дагестана, вместе с приподнятым положением пород фундамента в этих районах, обуславливает относительную тепловую раскрытость недр на этих участках. Учесть влияние суммарного теплового сопротивления на перераспределение теплового потока внутри осадочной толщи Предгорного Дагестана помогают карты суммарного теплового сопротивления отложений, покрывающих теплопроводящие комплексы. Карты суммарного теплового сопротивления для территории Предгорного Дагестана построены для отложений, покрывающих песчано-глинистый комплекс среднего миоцена, карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена, песчано-глинистый комплекс нижнего мела и юры.

Для построения карт рассчитаны тепловые сопротивления по разрезу наиболее глубоких скважин каждой площади. Всего расчет теплового сопротивления пород в различных стратиграфических объёмах произведен по 40 скважинам 22 площадей Предгорного Дагестана. Величины суммарного теплового сопротивления рассматриваемых частей разреза приведены в таблице 4.20.

Значения удельного теплового сопротивления отдельных покрывок, полученные путем деления суммарного сопротивления на мощность покрывки, меняются сравнительно мало, в то время как для всей осадочной толщи их изменения значительны (от 0,35 до 0,5 м[°]С/вт). Удельное тепловое сопротивление надсреднемиоценовой толщи колеблется в пределах 0,45—0,485 м[°]С/вт, а толщи пород, залегающей над карбонатным комплексом верхнего мела и палеогена,—от 0,385 до 0,44 м[°]С/вт, отложений же, покрывающих нижний песчано-глинистый комплекс,—от 0,35 до 0,43 м[°]С/вт. Для условий вскрытия доюрского фундамента в Предгорном Дагестане на глубинах от 4 до 8,5 км удельное тепловое

Таблица 4.20

Площадь	№№ скважин	Суммарное тепловое сопротивление $\frac{M^2 \text{ } ^\circ C}{BT}$					
		над кровлей нижнего мела		над мезозойской толщи *		над среднемиоценовой толщи	
		глубина, м	сопротивление $\frac{M^2 \text{ } ^\circ C}{BT}$	глубина, м	сопротивление $\frac{M^2 \text{ } ^\circ C}{BT}$	глубина, м	сопротивление $\frac{M^2 \text{ } ^\circ C}{BT}$
		1	2	3	4	5	6
Караман	1-г	6600	2820	6000	2580	3740	1730
Адиль-Отар	1	—	—	5600	2470	3570	1630
Куруш	4	—	—	—	—	3470	1530
Хасавюрт	1-г	—	—	5400	—	3220	1510
Миатлы	8	770	295	230	100	—	—
Шамхал-булак	1	—	—	2230	860	—	—
Исти-Су	8	—	—	2820	1100	—	—
Талги	1	500	175	—	—	—	—
Заузанбаш	3	1450	580	710	290	—	—
Чубар-Арка	4	2240	820	1130	480	—	—
Иргартбаш	1	250	90	—	—	—	—
Махачкала	201	—	—	3300	1320	750	355

* без отложений фораминиферовой свиты (P_{1-2}).

Продолжение таблицы 4.20

1	2	3	4	5	6	7	8
Али-Су	141	3870	1510	3002	1150	—	—
Избербаш	243	4165	1650	3490	1370	440	215
Каякент	6-т	—	—	2960	1240	1015	470
Селли	25	1890	710	1260	510	—	—
Гаша	29	2870	1070	1950	765	—	—
Берикей	21	900	365	490	210	—	—
Дузлак	100	720	290	290	125	надвиг	
—»—	—»—	3490	1265	2700	955	поднадвиг	
Даг. Огни	48	450	180	280	120	—	—
Дербент	2	—	—	2270	960	960	445
Арабляр	2	—	—	2540	1075	900	416
Хошмензил	27	500	200	385	160	—	—
Рубас	4	600	235	380	140	—	—

сопротивление покрывающей толщи ожидается в пределах 0,33—0,41 м°С/вт. Таким образом, интервал значений удельного теплового сопротивления толщи растет по мере увеличения её стратиграфического интервала, а следовательно, и увеличения разнообразия литологического строения, плотности пород, температурных условий залегания. Минимальные значения удельного теплового сопротивления осадочной толщи Предгорного Дагестана ожидаются для участков минимальной мощности. На наиболее высокое положение фундамента в пределах Предгорного Дагестана ожидается в сводах поднятий Талги и Эльдама (на глубине порядка 4 км.). Здесь осадочная толща будет сложена в основном нижним песчано-глинистым комплексом мезозоя с высокой средней теплопроводностью порядка 3,0 вт/м°С. По мере погружения поверхности фундамента удельное тепловое сопротивление осадочной толщи растет. Так, для р-на Дузлак, где фундамент ожидается на глубине порядка 6,0 км, оно возрастет до 0,35 м°С/вт, а для района Караман—Термальная — до 0,41 м°С/вт (при мощности покрывки 8,5 км).

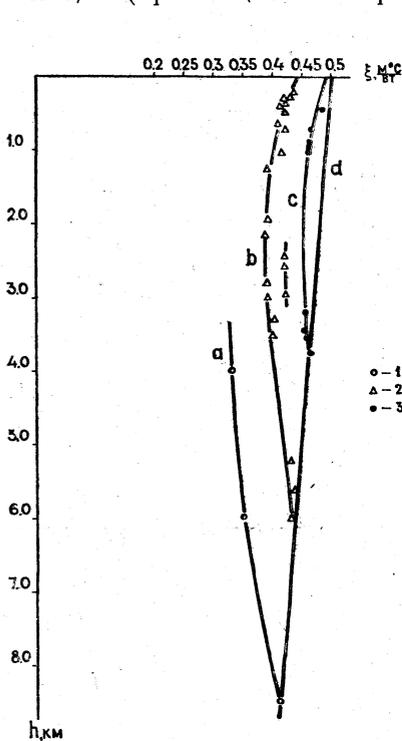


Рис. 40. Изменение удельного теплового сопротивления пород от мощности отложений:

а — всего осадочного чехла, б — покрывающих песчано-глинистый комплекс средней юры и нижнего мела, с — покрывающих карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена, д — изменение удельного теплового сопротивления с глубиной для отложений зоны Предгорного прогиба Дагестана.

особенности теплофизического строения осадочной толщи изучаемой территории.

Удельное тепловое сопротивление осадочных толщ, покрывающих более высокие стратиграфические поверхности, растет по мере снижения возраста отложений. Зависимость удельного теплового сопротивления от мощности покрывки графически выражается вогнутыми к оси мощностей кривыми. Для зоны современного предгорного прогиба, сложенного вверху мощной толщей слабоуплотненных плиоцен-четвертичных отложений, отмечается сокращение удельного теплового сопротивления с увеличением мощности покрывки. Основные закономерности изменения удельного теплового сопротивления осадочной толщи Предгорного Дагестана отображены на рис. 40. Используя эти закономерности и карты глубин залегания поверхностей нижнего мела, фораминиферовых слоев и среднего миоцена, построены карты суммарного теплового сопротивления покрывающих их отложений (рис. 41, 42, 43).

Наиболее характерной чертой карт суммарного теплового сопротивления является довольно четкое отражение структурно-геоморфологических особенностей строения изучаемой территории. Ниже мы рассмотрим карту суммарного теплового сопротивления толщи пород, покрывающих отложения нижнего мела, наиболее полно отражающую

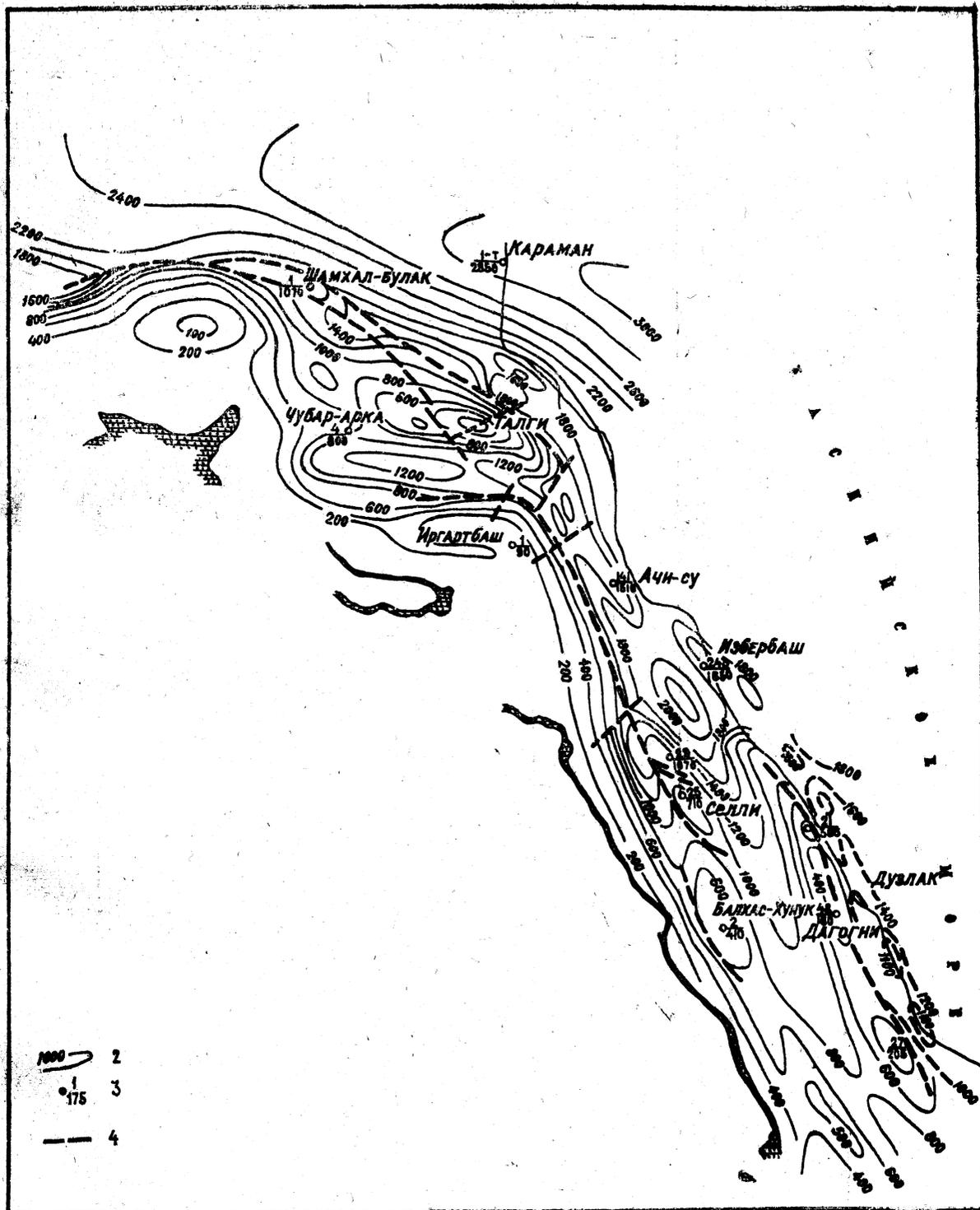


Рис. 41. Схематическая карта суммарного теплового сопротивления толщи пород, покрывающих отложения нижнего мела Предгорного Дагестана.

1 — полоса выходов на поверхность отложений нижнего мела, 2 — изолинии суммарного теплового сопротивления, 3 — числитель: номер скважины, знаменатель: суммарное теплое сопротивление, 4 — разрывные нарушения.

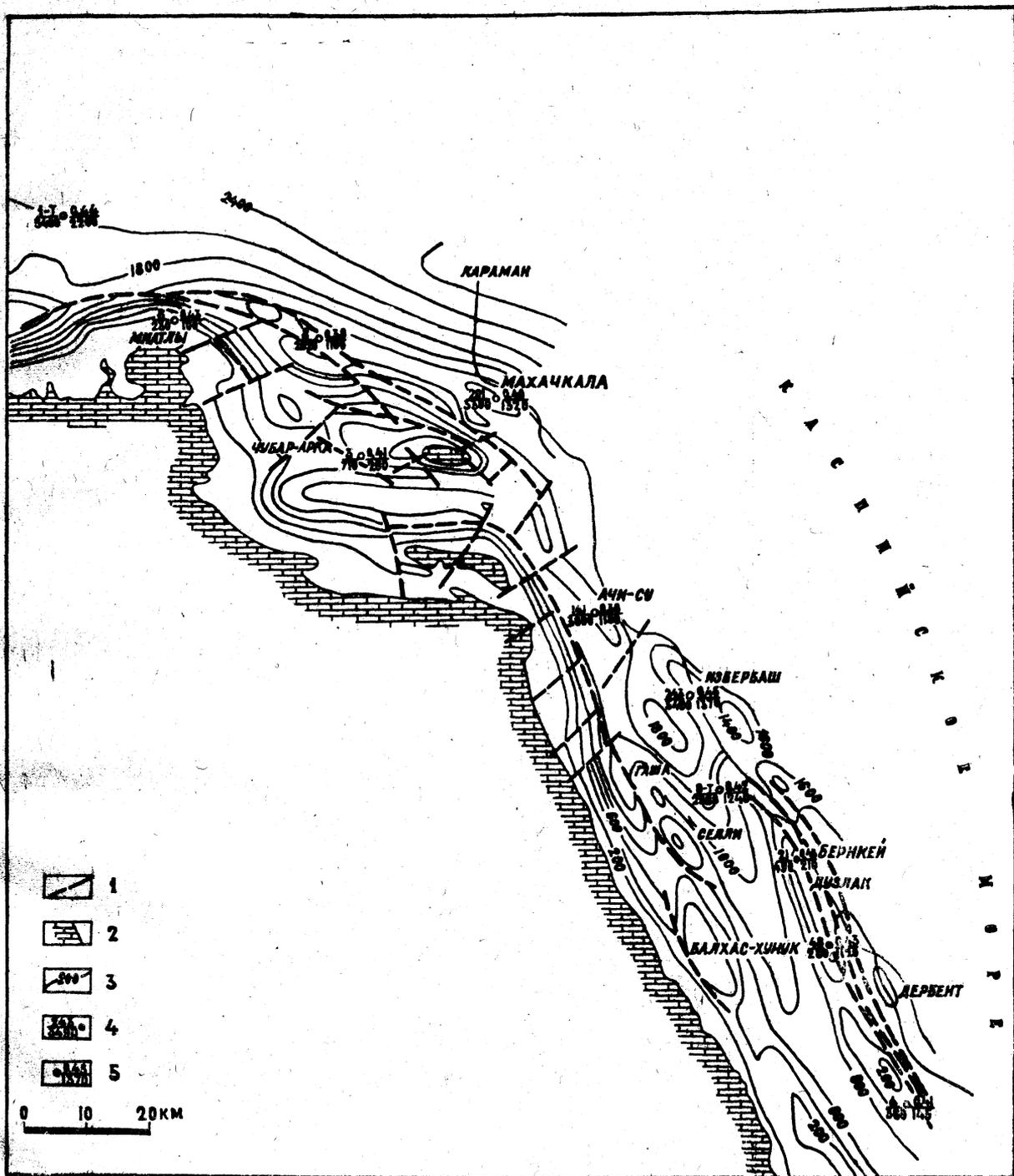


Рис. 42. Схематическая карта суммарного теплового сопротивления отложений, покрывающих карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена Предгорного Дагестана.

1 — разрывные нарушения, 2 — полоса выхода карбонатных отложений на дневную поверхность, 3 — изолинии суммарного теплового сопротивления, 4 — числитель: номер скважины, знаменатель: глубина залегания кровли, 5 — тепловое сопротивление; числитель: удельное, знаменатель: суммарное.

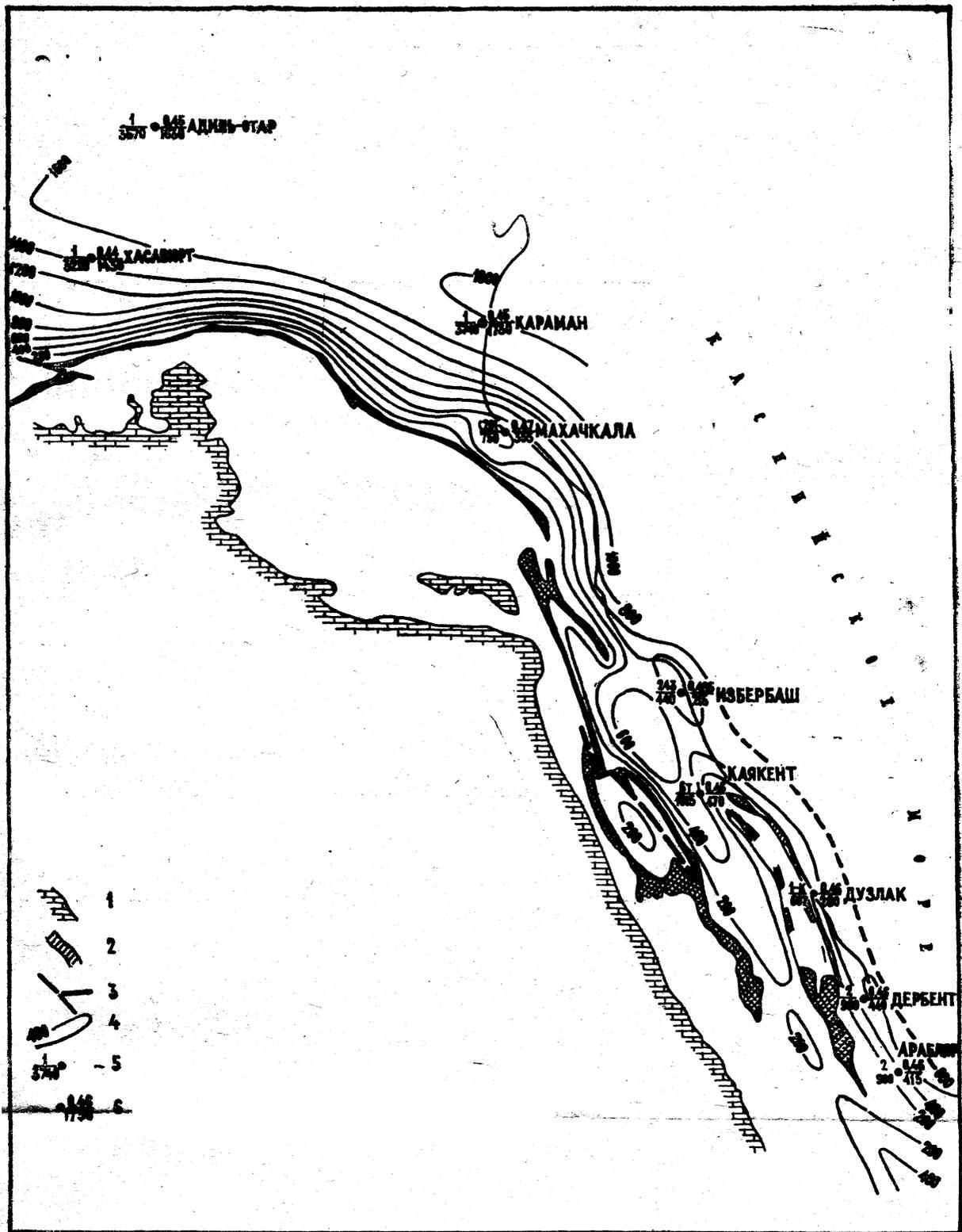


Рис. 43. Схематическая карта суммарного теплового сопротивления верхнемиоцен-четвертичных отложений Предгорного Дагестана.

1 — выходы на поверхность отложений верхнего мела, 2 — то же пород среднего миоцена, 3 — разрывные нарушения, 4 — изолинии суммарного теплового сопротивления, 5 — числитель: номер скважины, знаменатель: глубина залегания кровли среднего миоцена, 6 — тепловое сопротивление; числитель: удельное, знаменатель: суммарное.

Для района Дагестанского клина минимальные сопротивления, связанные с областью раскрытого залегания отложений верхнего мела, изменяются для купола Хадум от нуля в каньоне р. Сулак до $400 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$ на погружении купола. Очень резко нарастает суммарное тепловое сопротивление толщи наднижнемеловых пород в пределах Талгинского поднятия. Если в своде поднятия (скважина Талги-1) оно порядка $175 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$, то на северо-восточном крыле, на расстоянии 7—8 км от скважины, тепловое сопротивление возрастает до $1200 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$. Здесь особенно сильно проявляется взаимосвязь суммарного теплового сопротивления с геологическим строением, так как прирост теплового сопротивления превышает интенсивность прироста глубины залегания комплекса (мощности покрывки), что объясняется включением в состав покрывки на погружении все более и более молодых отложений. Максимальные сопротивления ожидаются для района синклиналей Буйнакской ($1000\text{—}1200 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$) и Хапчаубашской порядка $1600 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$, а в прогибе под горой Тарки-Тау более $1800 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$. Таким образом, в области Дагестанского клина на фоне значительных суммарных тепловых сопротивлений толщи пород, покрывающих нижнемеловые отложения (до $1800 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$), сводовые участки поднятий Эльдама—Иргартбаш, Талги и Хадум являются практически раскрытыми в тепловом отношении для нижнемеловых отложений, что приводит к существенному снижению температур кровли нижнего мела и к увеличению геотермического градиента в нижней части разреза. В области современного предгорного прогиба тепловое сопротивление покрывки монотонно возрастает от 2000 до $3000 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$.

В южной части Предгорного Дагестана максимальные тепловые сопротивления (до $2200 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$) ожидаются в пределах Каранай-аульской мульды. Вся Восточная антиклиналь оконтуривается изолинией $600 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$, а отдельные её поднятия — изолинией $400 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$. Поднадвиговое крыло Восточной антиклинали имеет минимальные сопротивления порядка $1000 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$, которые возрастают к поднятию Инчхе-море до $1800 \text{ м}^2 \text{ } ^\circ\text{C}/\text{вт}$. Резкое возрастание суммарного теплового сопротивления над нижним песчано-глинистым комплексом в поднадвиге и крутые углы залегания пород обеспечивают благоприятные условия для создания дополнительного тангенциального теплового потока к своду, чем и объясняются аномально высокие температуры локальных поднятий Восточной антиклинальной зоны Южного Дагестана.

Используя карты суммарного теплового сопротивления, геоизотерм и глубин залегания по кровле определенного комплекса, можно составить карту плотности теплового потока через покрывающие его отложения. Построение аналогичных карт по ряду поверхностей открывает путь к изучению теплового баланса осадочного чехла.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА КАК ОТРАЖЕНИЕ ЕГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО И ТЕПЛОФИЗИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Распределение температур в осадочной толще зависит от регионального фона температур фундамента и поверхности, мощности осадочного чехла и его литологической выраженности, структурных и других условий, перераспределяющих глубинный тепловой поток. Поэтому в скважине можно получить распределение температур по вертикали, отвечающее закономерности в конкретном ограниченном участке.

В складчатых областях в силу резкой изменчивости основных факторов, влияющих на характер распределения температур по верти-

кали, необходимо достаточно большое количество геотермограмм, характеризующих распределение температур практически в пределах всех структур изучаемой территории. Практика показывает, что даже в сравнительно хорошо разбуренных районах, охватывающих большие территории, объём качественного геотемпературного материала, освещающего распределение температур по разрезу скважины, невелик. Термограммы, которые по степени отражения естественного распределения температур в разрезе скважины могут быть приравнены к геотермограмме, как правило, насчитываются единицами.

В условиях, когда трудно расчленить и количественно учесть влияние многочисленных факторов на ход изменения температур по вертикали, необходим другой подход в изучении теплового режима осадочного чехла. Этим методом является установление закономерности распределения температур внутри определенного литологического комплекса по мере его погружения. Он диктуется фактическим наличием и характером распределения в разрезе осадочного чехла качественных замеров температур, наиболее полно отражающих естественное распределение температур недр. Преимущества такого подхода при оценке геотермического режима осадочной толщи в следующем: к определенным литостратиграфическим комплексам в пределах большого района, а иногда и целого региона приурочено основное количество замеров температур, охватывающих значительный интервал глубин залегания, что ставит его в исключительное положение. При этом влияние литологического фактора уменьшается, т. к. замеры температур приурочиваются к определенному литологическому комплексу, мало изменяющему свой состав в пределах отдельных локальных структур. Далее, имеется возможность учесть влияние структурных условий, т. к. замеры температур проводят в скважинах, расположенных в разных частях структуры. На многопластовых месторождениях по замерам пластовых температур легко установить закономерность их изменения в определенном интервале глубин по вертикали. Влияние граничных условий залегания комплекса можно учесть, зная общий ход теплового процесса в осадочном разрезе изучаемого района и теплофизические свойства пород.

Исследования проводятся в три этапа. Первый — выявление характера изменения температур в пределах одной структуры и количественная оценка геотермического эффекта свода. Второй — выявление общей закономерности распределения температур данного комплекса в пределах его развития на изучаемой территории. Третий — установление общей закономерности распределения температур в осадочном чехле более крупной геоструктурной единицы на основе выявленных частных закономерностей распределения температур в отдельных литостратиграфических комплексах и учета влияния граничных условий их залегания.

Распределение температур литостратиграфического комплекса в пределах локальной структуры

Температуры, отобранные после анализа условий проведения замеров, группируются по отдельным структурам (площадям, месторождениям) и служат материалом для последующих геотермических построений.

Для выявления закономерности распределения температур по вертикали внутри комплекса подбираются скважины, в которых по стволу имеется ряд качественных замеров. В тех случаях, когда в скважине имеется только один качественный замер, для выявления этой законо-

мерности берется ряд близ расположенных скважин, в которых замеренные температуры относятся к разным интервалам глубин (разным пластам) данного комплекса. В качестве примера, иллюстрирующего хорошие результаты, получаемые при таком подходе к выявлению закономерностей распределения температур комплекса по вертикали, может служить подбор скважин на месторождении Избербаш. Здесь сгруппирован ряд морских скважин, пробуренных с одного основания, замерах пластовых температур в которых охарактеризован значительный интервал глубин. Распределение температур по глубине в песчано-глинистом комплексе среднего миоцена в сводовой части нефтяного месторождения Избербаш приведено в таблице 4.21.

Из таблицы видно, что в интервале глубин 818—1760 м температура отложений среднего миоцена изменяется от 49 до 76,5°C, а геотермическая ступень возрастает с глубиной залегания от 22,8 до 27,8 м на 1°C.

Таким образом, качественные замеры температуры среднего миоцена на разных глубинах в шести скважинах практически заменили собой шесть замеров температуры в одной скважине и дают возможность четко наметить закономерность её изменения по глубине. Скважины, сгруппированные по другим частям структуры, дают возможность выявить данную закономерность в других интервалах глубин и структурных условиях. Сравнивая ход температур внутри изучаемой толщи для различных участков месторождения, выявляют влияние структурных условий, их качественное и количественное воздействие на распределение температур внутри толщи.

Влияние структурного фактора на величину фиксируемой температуры комплекса в координатах «температура — глубина залегания» лучше всего проследить по замерам пластовых температур на месторождении Махачкала. На Махачкалинской площади пробурено 124 разведочные и эксплуатационные скважины на нефть и газ и десяток скважин на термальные воды. Большинство из них охарактеризовано термограммами. Однако термограммы не отражают (как это показано) естественного распределения температур разреза. Следовательно, для геотермических построений они не пригодны. В этих целях могут быть использованы замеры забойных температур при промыслово-исследовательских работах на нефтяных и специальных гидротермальных скважинах. После анализа условий проведения замера и связанной с ним ошибки измерения определялась пригодность каждого замера для геотермических построений. Отобранные замеры температур сведены в таблицу 4.22.

Из таблицы 4.22 видно, что, несмотря на некоторый разброс значений температур для одинаковых глубин, каждая группа скважин достаточно обособлена и характеризует закономерности изменения температур внутри комплекса в разных структурных условиях. Четко прослеживается картина возрастания температур комплекса на одинаковых глубинах к своду складки (геотермический эффект свода). Аномально высокие значения температур, полученные в скважинах северо-западного погружения складки, объясняются влиянием громадного синклинального останца, выраженного в рельефе в форме горы Тарки-Гау (700 метров над уровнем моря), что и вызвало значительный прирост глубинных температур данного участка.

Усредненные кривые, характеризующие изменение температур караган-чокракских отложений по глубине в разных участках Махачкалинской складки, приведены на рис. 44, где видно закономерное схождение температурных кривых с увеличением глубин (аномальный северо-западный участок не рассматривается). Верхняя часть кривой «температу-

Таблица 4.21

№№ скв.	Забой, м	Интервал прострела, м	Замерено		Замер отнесен		Средняя геотермическая ступень
			глубина, м	температура, °С	по стволу, м	по вертикали, м	
195	867	813—861	860	49	836	818	22,8
265	900	892—894	894	51	894	869	22,8
116	1296	1259—1283	1279	61	1279	—	24,4
156	1650	1541—1577	1641	74	1641	—	26,6
225	1775	1732—1738	1740	75	1735	1680	27,2
210	1815	1761—1773	1798	76,5	1798	1760	27,8

ра — глубина залегания» для несводовых скважин в интервале 1200—1400 м построена по расчетным значениям пластовых температур, полученным, в свою очередь, по значениям дебита и температуры воды на устье ряда скважин. Расчет производился по эмпирической зависимости отношения $\frac{t_{\text{заб.}}}{t_{\text{уст.}}}$ от дебита скважины и глубины пласта, полученной для площади Махачкала.

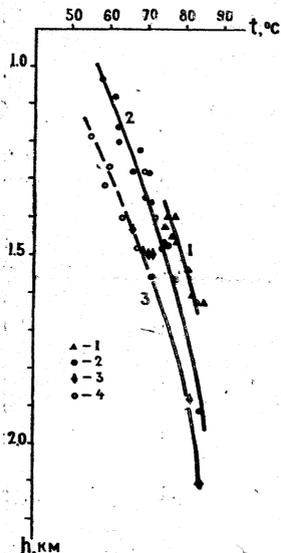


Рис. 44. Распределение температуры в среднемиоценовых отложениях поднятия Махачкала.

1 — северо-западное погружение, 2 — сводовая часть, 3 — юго-западное и юго-восточное крылья, 4 — пластовые температуры, рассчитанные по температуре изливающихся вод на устье.

Хорошее совпадение расчетных с фактическими забойными температурами позволяет достаточно надежно экстраполировать температурную кривую для несводовых скважин до глубины 1200 м.

Таким образом, если брать температуры с усредненных кривых, то термический эффект свода в среднемиоценовых отложениях Махачкалинской складки проявляется значительно (табл. 4.23).

Установление темпа нарастания температур по мере погружения комплекса позволяет проводить экстраполяцию вплоть до тех глубин, где конкретная структура расплывается на фоне более крупного структурного элемента. Очевидно, что глубина экстраполяции для сводовых участков определяется соотношением мощности комплекса и амплитудой складки.

Кривые рис. 44 позволяют установить также значение частной геотермической степени для разных интервалов глубин залегания комплекса и определить горизонтальный градиент. Последние величины очень важны для пересчета фактических температур при построении карт геоиотерм отдельного горизонта внутри комплекса. Построение карт геоиотерм по отдельным продуктивным горизонтам месторождения помогает в решении многих задач нефтепромышленной геологии. В других случаях они слу-

Таблица 4.22

Группирование скважин по расположению их на структуре	№ № скважин	Глубина замера температуры, м	Температура, °С	Средняя геотерм. степень, м/°С
1	2	3	4	5
	180	1926	84	27,2
	39	1470	74	24,6
	175	1480	74	24,6
		1350	69	24,6
Присводовые	99	1475	74	24,6
		1355—1366	71	24,0
		1293—1250	70	23,7

1	2	3	4	5
	109	1280	65,3	25,0
	94	1200	62	25
	27	1220	68	22,6
	69	1162	62	24,2
	63	1080	61,5	22,7
	28	1030	58,0	23,4
	111	1632	84	23,3
		1430	77	22,7
Северо-западный участок	123	1629	83	23,6
	121	1609	81	24,0
	136	1540	80,5	22,3
	43	1465	74	24,3
	53	1450	76	23,4
	45	1435	74	24,0
		1400	77	22,3
	112	1400	75	23,0
На погружении	195	2018—2015	83	29,2
	42	1882	81	28,2
	7	1500	70	26,8
	83	1499	71	26,4
	190	1440	66	27,4

жат для оценки подземных термальных вод. В частности, «Карта геоизотерм по кровле свиты «В» района Махачкала» легла в основу первоначального проекта использования термальных вод в городе.

Таблица 4.23

Глубина залегания	Температура, °С		Разность т-р	Термический эффект свода $\frac{T_{\text{св}}}{T_{\text{погр.}}} = K_t$
	свода	на погружении		
1200	64	56	8	1,14
1500	75	69	6	1,09
1800	82,5	79	3,5	1,04
2100	85	83	2	1,02

Таким образом, установление закономерности изменения температур комплекса для сводовых участков приближенно по вертикали и для несводовых по глубине погружения позволяет примерно оценить термический эффект свода в пределах данного комплекса, а в области схождения температурных кривых поднятия получить закономерность изменения температур для более крупной структурной единицы в этом интервале глубин.

Распределение температур литостратиграфического комплекса в пределах региональных структур

В пределах отдельного поднятия при изучении влияния структурного фактора на перераспределение температур комплекса выявляется закономерность второго порядка, поскольку сами поднятия являются вторичными по отношению к общему структурному плану региона, в пределах которого развивается данный комплекс. Так как до настоящего времени основной объем температурного материала связан с замерами в разведочных и эксплуатационных скважинах на нефть и газ, то большинство их тяготеет к сводовым участкам отдельных поднятий. Поэтому при рассмотрении общей закономерности распределения температур в пределах комплекса надо по возможности исключить влияние термического эффекта свода в температурном материале отдельных поднятий. Поскольку сводовые участки поднятия являются аномальными в температурном отношении, то для рассмотрения общей закономерности распределения температур следует опираться на замеры температур крыльевых участков. Они будут характеризовать определенные интервалы глубин залегания исследуемых отложений той крупной структурной единицы, к которой приурочены поднятия. Такой обобщающей структурной единицей для локальных поднятий и антиклинальных зон предгорного Дагестана является зона передовой складчатости, слагающая южный крутой борт современного Предкавказского прогиба.

Различное площадное и глубинное положение точек замера температур в локальных структурах дает пространственные закономерности распределения температур комплекса в пределах основной структуры. На рис. 45 приведена обобщающая кривая изменения температуры отложений среднего миоцена Предгорного Дагестана по мере их погружения от полосы выходов к осевой части предгорного прогиба. При проведении обобщающей кривой учтены и другие (неструктурные факторы), вызывающие местные температурные аномалии. Так, учтены повышенные температуры северо-западного погружения Махачкалинской складки, связанные с геоморфологическим фактором. Для поднятия Избербаш учтены пониженные температуры части складки, находящейся в море, где для верхнего интервала глубин залегания среднемиоценовых отложений усредненная температурная кривая поднятия проведена ближе к температурам свода, расположенного в море, которые сливаются с температурами периклинального окончания складки на суше. Учтена также пониженная температурная аномалия комплекса на Дербентской площади, связанная, по нашим представлениям, с резкой глинизацией разреза среднего миоцена и т. д.

В целом обобщающая кривая опирается на замеры температур в интервале глубин залегания среднего миоцена от 200 до 4300 метров и контролируется температурой поверхности в полосе их выходов и в осевой части предгорного прогиба. В интервале глубин 4700—3750 м она характеризует распределение температур внутри комплекса среднего миоцена по вертикали в осевой части предгорного прогиба. Выше она отражает изменение температур комплекса по мере его погружения. Будучи проведена через усредненные кривые площадей Избербаш, Ачи-Су, Манас, Махачкала, Тернаир, она практически характеризует распределение температур отложений среднего миоцена южного крыла современного предгорного прогиба Дагестана. Отмечаемые на рис. 45 отдельные аномалии находят свое объяснение. Заниженные температуры среднего миоцена поднятия Ачи-Су объясняются раскрытым залеганием их в условиях расчлененного рельефа и отсутствием теплоизолирующей покрыв-

ки. Температурная аномалия комплекса на Каспийской площади не может быть объяснена ни структурными, ни литологическими условиями и, по-видимому, связана с гидрогеологическим фактором. М. К. Курба-

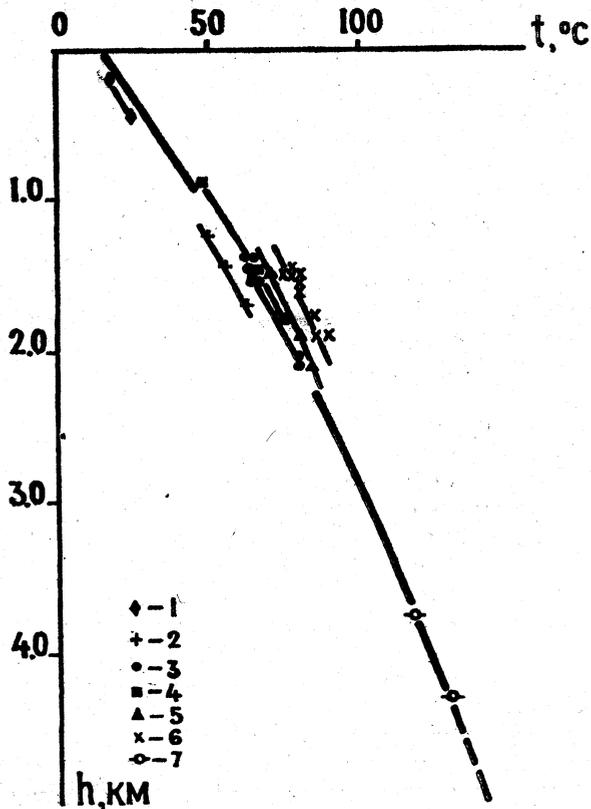


Рис. 45. Распределение температуры в отложениях среднего миоцена Предгорного Дагестана.

Площади: 1 — Ачи-су, 2 — Дербент, 3 — Махачкала (крыло), 4 — Избербаш, 5 — Махачкала (свод), 6 — Каспийск, 7 — Караман.

нов отмечает возможность перетока здесь более нагретых, высокоминерализованных вод карбонатного комплекса верхнего мела в вышележащие отложения, чем обусловлено резкое возрастание минерализации пластовых вод среднего миоцена по сравнению с соседними районами. Таким образом, в обобщенной кривой отражена региональная закономерность распределения температур определенного комплекса, на фоне которой структурные и др. факторы создают температурные аномалии. Объективность её вытекает из возможности проведения анализа условий замера температур и привлечения для построения кривой только тех значений, которые действительно отражают региональные закономерности.

Изучение температурного режима отдельного литостратиграфического комплекса завершается построением карты геозотерм по его кровле. При построении карты используются фактические замеры температур на отдельных структурах (площадях) и установленные для этих площадей закономерности изменения температур внутри комплекса. Интерпо-

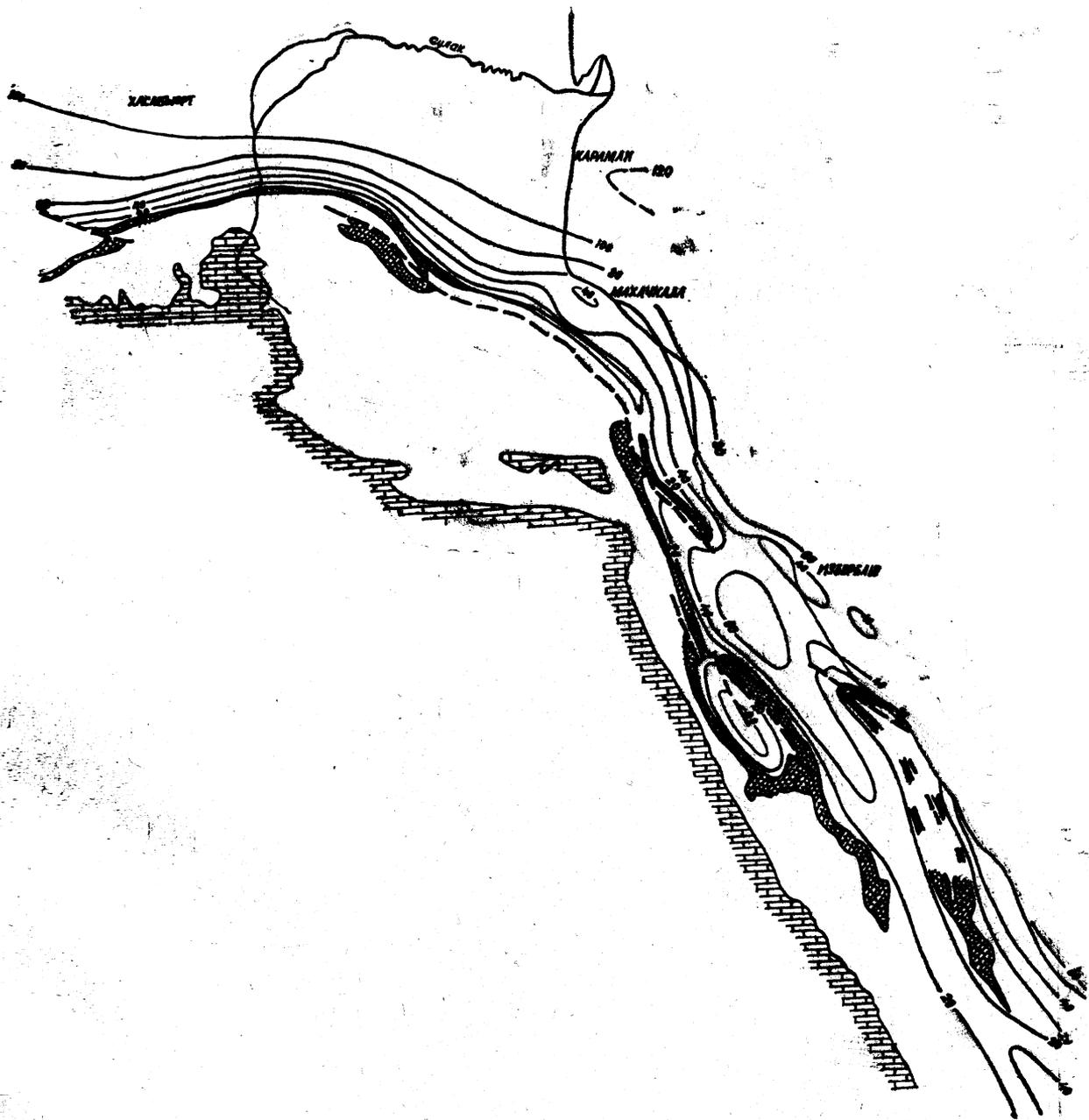


Рис. 46. Карта изотерм по поверхности отложений среднего миоцена Предгорного Дагестана.

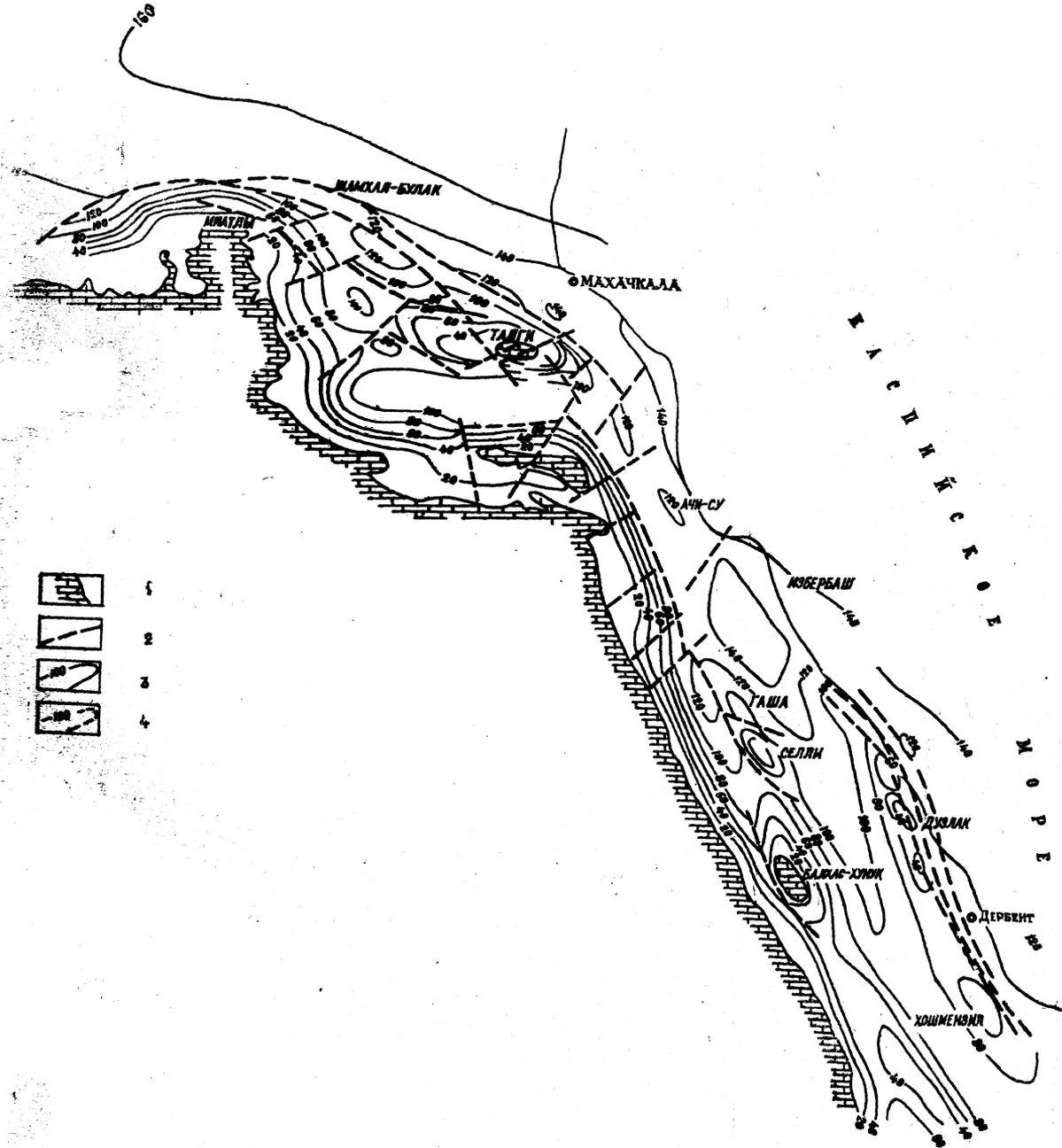


Рис. 47. Карта изотерм по поверхности отложений карбонатного комплекса Предгорного Дагестана.

ляция температур на территорию, расположенную между площадями, имеющими фактические замеры, так же как и экстраполяция температур на еще не охваченные измерениями глубины, проводится на основе обобщающей кривой с учетом выявленных геотемпературных аномалий. Таким образом, общая закономерность распределения температур комплекса в пределах региона увязывается со структурным планом. Это значительно облегчает прогнозирование температур.

На рис. 46 и рис. 47 приведены карты геоизотерм по поверхности карбонатного комплекса и кровле отложений среднего миоцена соответственно. Геоизотермы по кровле песчано-глинистого комплекса среднего миоцена отражают региональный структурный план по поверхности этих отложений. Максимальные температуры до 120°C ожидаются в осевой части прогиба, температура кровли комплекса в зоне прогиба — от 80 до 120°C. В полосе Нарат-Тюбинской моноклинали температуры достигают 60°C. Из структурных элементов зоны передовой складчатости Предгорного Дагестана четко оконтуриваются изотермами поднятия Махачкала, Избербаш и Катын-таусская мульда. Поднятие Махачкала оконтуривается изотермой 40°C, а синклинальный прогиб под г. Тарки-Тау — изотермой 50°C. Изотерма 40°C оконтуривает в отдельности поднятия Избербаш и Инче-море, а изотермой 50°C объединяются оба поднятия. Каранай-аульская мульда замыкается изотермой 60°C, в Бильгадинской синклинали ожидаются температуры от 20 до 50°C. Остальные структурные элементы Предгорного Дагестана на карте геоизотерм по кровле среднемиоценовых отложений (с сечением через 10°C) представлены незначительным осложнением на фоне регионального возрастания температур к осевой зоне предгорного прогиба или не проявляются совсем, как это имеет место для поднятий Аксай, Куруш, Адиль-Отар и др.

На карте геоизотерм, проведенных через 10°C по поверхности карбонатного комплекса, структурный план этого комплекса вырисовывается значительно полнее. Температура кровли комплекса изменяется от 10—12°C в полосе выхода на поверхность до 170°C в осевой части предгорного прогиба (скважина Караман-термальная). Основные структурные элементы четко выделяются на карте изотерм серией замкнутых изолиний: локальные поднятия оконтуриваются, как правило, одной, реже — двумя изотермами. Крупное куполовидное поднятие Талги оконтуривается изотермой 80°C, в пределах которого замыкаются две изотермы 60°C, соответствующие участкам Талги и Заузанбаш. Свод поднятия Ачи-Су вырисовывается изотермой 120°C, а изотерма 130°C оконтуривает его юго-восточную периклинал и крылья. Поднятия Избербаш и Инче-море выделяются изотермой 130°C. В наиболее опущенной части Каранай-аульской мульды температура карбонатного комплекса несколько больше 140°C.

Восточная антиклинальная зона (надвинутая часть) оконтуривается изотермой 80°C, поднятие Берикей — изотермой 60°C, Дузлак и Дагогни — общей изотермой 50°C, а каждое поднятие — изотермой 40°C. Поднятие Хошмензил оконтуривается изотермой 60°C. В поднадвиговой части температура кровли комплекса порядка 110—120°C, возрастающая до 140°C на дальнем погружении.

Закономерности распределения температур осадочной толщи в пределах региона

Наложение карт геоизотерм по нескольким литологическим комплексам, с охватом отложений в 2—3 тысячи метров мощности, воссоздает

пространственную картину распределения температур в интервале глубин залегания комплексов. Анализ пространственного распределения температур по кровле и подошве отдельных комплексов позволяет оценить влияние структурных и граничных условий залегания на формирование их температур, которые необходимо учитывать при экстраполяции теплового режима на неохваченные замерами глубины.

В изотропной, в теплофизическом отношении, среде структурный фактор практически не скажется на изменении нормального к поверхности потока тепла. В то же время одна теплофизическая анизотропия разреза не может создать тангенциального потока без изменения плоскопараллельного залегания среды бесконечной протяженности структурным осложнением. Следовательно, образование тангенциального теплового потока есть результат нераздельного воздействия структурного и теплофизического строения осадочной толщи на глубинный тепловой поток.

Совместное влияние их на перераспределение глубинного тепла в осадочной толще Предгорного Дагестана сказалось в наблюдаемом многообразии значений температур на одинаковых глубинах. Это хорошо видно при сведении в единый график кривых изменения температур по глубине для нескольких комплексов. На рис. 48 нанесены кривые для песчано-глинистого комплекса среднего миоцена, карбонатного комплекса верхнего мела. Усредненная кривая каждого комплекса исключает аномалии, связанные с локальными структурами. Поэтому они отражают региональную зависимость распределения температур комплекса по глубине.

Самой общей закономерностью, наблюдаемой на рис. 48, является закономерное увеличение частной геотермической ступени комплекса с глубиной. В то же время темп изменения температур по глубине погружения для этих комплексов значительно разнится. Наиболее интенсивное изменение температур по глубине, а следовательно, и наибольшая кривизна усредненной кривой наблюдаются для карбонатного комплекса, в результате на глубине 2,0 км его температура превышает на 20°C температуру среднемиоценового комплекса. С дальнейшим погружением комплекса это расхождение уменьшается, достигая на глубине 4,0 км уже 15°C. Если сравнить изменение температур карбонатного комплекса в региональном плане и изменение температур по вертикали в приосевой части современного прогиба, то расхождение будет еще разительней. Так, расхождение на 20°C будет уже на глубине 1,0 км, а на глубине 2,0 км достигнет 32°C. С дальнейшим погружением оно уменьшится до 15°C на глубине 4,0 км. Значительно меньшей кривизной обладает укрупненная кривая среднемиоценового комплекса. Расхождение её температур с кривой для приосевой части прогиба достигает максимума на глубине 2,0 км и равно 11°C, ниже происходит сближение кривых вплоть до их полного сливания. Качественно различие в кривизне геотемпературных кривых можно увязать с пространственным развитием комплексов в пределах основной структуры.

Песчано-глинистый комплекс среднего миоцена, имея меньшее площадное развитие и превышение отметок полосы выходов над залеганием в области передового прогиба (порядка 5 км против 7—7,5 км для карбонатного комплекса), обладает более равномерным изменением прироста температур с глубиной. Другой пространственной особенностью залегания комплекса является перекрытие песчано-глинистого комплекса среднего миоцена одной теплоизоляционной толщей, а карбонатного комплекса — уже двумя с определенной глубины погружения. Существование над этими участками дополнительного тангенциального потока

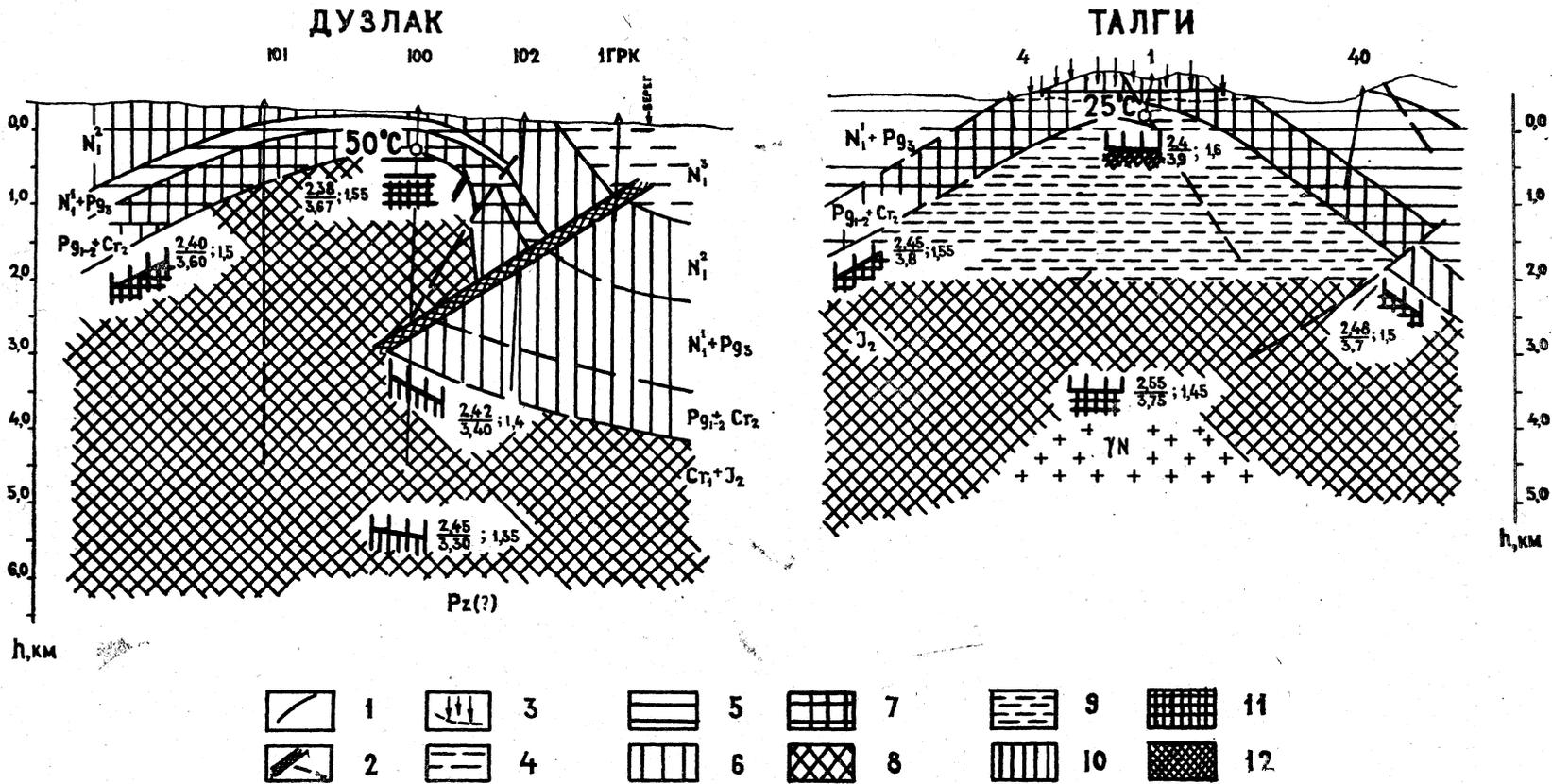


Рис. 49. Влияние теплофизической неоднородности разреза и поверхностных факторов на создание термического эффекта свода.
 1 — стратиграфические границы, 2 — разрывные нарушения, 3 — зона активного тепло-массообмена, 4—12 средняя теплопроводность (вт/м °С):
 4 — 2,0—2,2; 5 — 2,2—2,4; 6 — 2,4—2,6; 7 — 2,6—2,8; 8 — 2,8—3,0; 9 — 3,0—3,2; 10 — 3,4—3,6; 11 — 3,6—3,8; 12 — 3,8—4,0.

тепла по верхнему теплопроводящему комплексу приводит к уменьшению суммарных теплотерь нижележащей толщи и некоторому выравниванию ее температур. Неслучайно наиболее интенсивное снижение температур карбонатного комплекса начинается с глубин, где он перекрывается практически только одной теплоизолирующей глинистой толщей майкопа (глубины 0—1,5 км). Геотермическая ступень комплекса

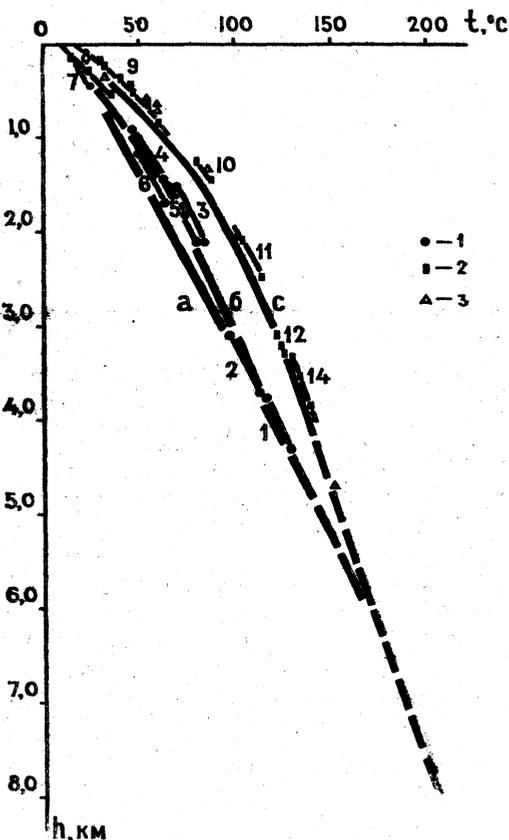


Рис. 48. Распределение температур в мезокайнозойских отложениях Предгорного Дагестана.

а — в зоне современного предгорного прогиба, б — усредненная кривая для отложений карбонатного комплекса.

Площади:

1 — Караман, 2 — Адиль-отар, 3 — Каспийск, 4 — Тернаир, 5 — Избербаш, 6 — Махачкала, 7 — Ачи-Су, 8 — Гелли, Балхас-Хунук, Миатлы, 9 — сводовая часть восточной антиклинали, 10 — Селли, 11 — Гаша, 12 — Ачи-Су, 14 — Избербаш.

в этом интервале глубин в два раза меньше средней геотермической ступени аналогичных глубин в разрезе осевой части прогиба. В тех же участках, где в разрезе появляются в полном объеме верхний теплопроводящий комплекс, частично перекрытый верхней теплоизоляционной толщей (сарматские глины), геотермическая ступень карбонатного комплекса значительно превышает среднее значение ее для разреза зоны

современного прогиба по вертикали. Это отчетливо наблюдается уже с глубины залегания карбонатного комплекса, равной 3—4 км.

Изменение геотермической ступени с глубиной для рассматриваемых комплексов, а также и по вертикали в приосевой зоне предгорного прогиба отражено в таблице 4.24.

Таблица 4.24

Глубина залегания, км	Приосевая часть прогиба, скв-на Караман-термальн.		Песчано-глинист. комплекс среднего миоцена		Карбонатный комплекс верхнего мела	
	температура, °С	геотермическая ступень, м/°С	температура, °С	геотермическая ступень, м/°С	температура, °С	геотермическая ступень, м/°С
0,0	14		14		10	18
1,0	42	36	49	28,5	65	29,5
2,0	68	38,5	77	35,7	99	47,7
3,0	94	38,5	101	41,6	120	55
4,0	122	38,5	122	47,5	139	
4,3	129	43	129	43		

Такое неравномерное изменение температур комплексов по глубине залегания, обусловленное совместным воздействием структурного фактора и теплофизической анизотропии разреза, вызывает схождение температурных кривых в нижнем интервале глубин залегания комплекса. Интересно в этом отношении сопоставить значения температур комплексов в осевой части современного прогиба, рассчитанные двумя способами: по неизменному значению геотермической ступени комплекса на максимальных глубинах замера и по неизменному значению ступени нижнего интервала глубин замера температур в приосевой части прогиба. Расчетные значения температур приведены в табл. 4.25.

Учитывая общую закономерность увеличения геотермической ступени с погружением, расчет температуры по неизменному значению ступени последнего интервала замера температур дает несколько завышенные результаты. Чтобы получить более правильные значения температур, необходимо учитывать интенсивность изменения геотермической ступени комплекса в нескольких нижних интервалах замера температур или общий ход изменения температур комплекса, отраженный в обобщающей температурной кривой.

Ниже в таблице 4.26 приведены значения температуры кровли комплекса в осевой части прогиба, вычисленные с учетом изменений геотермической ступени комплекса с глубиной.

Из таблицы 4.26 видно, что при учете возрастания геотермической ступени с глубиной экстраполяция температур карбонатного комплекса до глубины 6,0 км может иметь ошибку порядка 1,5—6% абсолютного значения температуры. Если вместо среднего значения геотермической ступени, принятого для осевой части прогиба, учесть фактическое возрастание ее для интервала глубин экстраполяции температур, то имеющееся незначительное расхождение температур сократится до практического их совпадения.

Другой общей закономерностью распределения температур осадочного чехла Предгорного Дагестана, вытекающей из наблюдаемого схождения температурных кривых с глубиной, является уменьшение с глуби-

Таблица 4.25

Литостратиграфический комплекс	Последний интервал замера, м	Значение температур, °С	Геотермическая ступень в интервале замера, м/°С	Средняя геотермическая ступень в интервале глубин 0—4300 приосевого прогиба	Расчетные данные						Расхождение расчетных температур по	
					глубина залегания комплекса в осевой части прогиба		температура по неизменному значению геотермической ступени, °С					
					кровля	подошва	комплекс		осевой части прогиба		кровле	подошве
							кровля	подошва	кровля	подошва		
Песчано-глинистый среднего миоцена	3750—4300	117—129	45,7	37,5	3750	5000	—	143	—	147	—	4
Карбонатный верхнего мела и палеогена	3300—3850	130—139	55,5		6000	6600	178	188	174	190	4	2

ной искажающего влияния структурного и теплофизического факторов на перераспределение потока тепла. Интересные результаты дает расчет температуры поверхности доюрского фундамента в районе скважины Караман-термальная, произведенный путем экстраполяции температурных кривых рассматриваемых комплексов до глубины залегания фундамента. Результаты расчета приведены в табл. 4.27.

Несмотря на то, что частная геотермическая ступень комплексов принималась и для расчета температур всей нижележащей толщи, расчетные значения температуры поверхности доюрского фундамента имеют хорошее совпадение. Существенное расхождение отмечается только для значения температуры фундамента, рассчитанной по средней геотермической ступени верхней части осадочной толщи прогиба (0—4,3 км), принятого неизменным на глубину экстраполяции. Это расхождение лишний раз подтверждает самый общий вывод: изменение температур осадочного чехла по глубине не подчиняется линейной зависимости, а имеет тенденцию к уменьшению интенсивности прироста температур с глубиной.

Второй зоной, где четко наблюдается схождение температурных кривых различных комплексов, является область неглубокого их залегания (до 0,6—0,8 км), ниже которой практически не сказывается влияние поверхностных факторов (среднегодовая температура поверхности, рельеф, теплообмен выше базиса эрозии и др.). Но, как видно из рис. 48, влияние поверхностных условий, а также теплофизического фактора на этих глубинах максимально.

Таблица 4.27

Литостратиграфический комплекс или часть разреза, по температурам которого проводится экстраполяция	Максимальная глубина замера	Замеренная температура, °С	Расчетная температура комплекса, °С	Геотермическая ступень в интервале замера, м/°С	Глубина залегания фундамента, км	Интервал глубины экстраполяции температур, км	Ожидаемая температура поверхности фундамента в прогибе
Песчано-глинистый, среднего миоцена	4,3	129	—	45,7	—	4,3—8,4	219
Карбонатный, верхнего мела	3,85	139	—	55,5	—	3,85—8,4	221
в разрезе осевой части прогиба (скв-на Караман)	4,3	129	—	38*	8,4	4,3—8,4	238
По температурам кровли верхнего мела и среднего миоцена в осевой части прогиба	3,7	117	—	43,5	—	6,0—8,4	223
		—	170	на 6 км.			

Влияние теплоизоляционной покрывки на формирование температурного режима теплопроводящего комплекса отчетливо видно при сравнении температур карбонатного комплекса Восточной антиклинальной зоны, где он перекрыт глинистой толщей майкопа и чокрака, и тем-

* Среднее значение для интервала глубин 0—4,3 км.

ператур участков раскрытого залегания или вблизи выходов карбонатного комплекса на поверхность. Данные сопоставления отражены в таблице 4.28.

Как видно из таблицы, температура карбонатного комплекса на одинаковых глубинах залегания для Восточной антиклинальной зоны на 10—13°C выше, чем для области практически раскрытого его залегания. Относительное превышение температур карбонатного комплекса Восточной антиклинали над температурами в области раскрытого залегания составит: на глубине 200 м—1,55, 400 м—1,42, 600 м—1,29, т. е. до глубин 0,6 км сохраняется значительная разница температур этих зон. Таким образом, влияние глинистой толщи майкопа и чокрака с пониженной теплопроводностью на сохранение аномально высоких температур карбонатного комплекса Восточной антиклинальной зоны проявляется весьма наглядно.

Влияние теплофизической неоднородности разреза на создание термического эффекта свода прекрасно иллюстрируется теплофизическим строением осадочной толщи в р-не Дузлака (рис. 49). Надвинутое крыло, в пределах которого располагается свод складки, сложено в основном породами средней юры, они же повторяются в той части поднадвига, которая расположена под сводом складки.

По данным скважины Дузлак № 100, 101, разрез осадочной толщи в сводовой части поднятия сложен в основном (около 90%) песчано-глинистой толщей средней юры, обладающей высокой теплопроводностью (коэффициент теплопроводности 2,9—3,0 вт/м°C). В то же время восточнее свода (по данным скважин № 102 и I ГРК Дузлак) разрез осадочной толщи (надвиг и поднадвиг) сложен преимущественно глинистыми породами кайнозоя, имеющими пониженную теплопроводность (от 2,0 вт/м°C до 2,4 вт/м°C). Залегающие ниже породы карбонатного и нижнего песчано-глинистого комплекса также будут иметь пониженную теплопроводность сравнительно с породами этих же комплексов в сводовой части, что связано с существенным влиянием высоких температур комплексов на их теплопроводность в данных условиях залегания.

Таким образом, средняя теплопроводность пород осадочной толщи в пределах свода поднятия больше, чем за пределами свода (2,9 вт/м°C на своде, 2,3 вт/м°C в поднадвиге). Кроме того, чередование в разрезе средней юры и нижнего мела пачек песчаников и аргиллитов создает значительную теплофизическую неоднородность этой части разреза. Средняя теплопроводность песчаных пачек в естественных условиях залегания изменяется от 3,67 до 3,30 вт/м°C, а глинистых — от 2,48 до 2,45 вт/м°C. Превышение коэффициента теплопроводности песчаных пачек над глинистыми достигает 1,3 вт/м°C, или в 1,5 раза превышает теплопроводность глин. Достаточно крутые углы залегания пород создают благоприятные условия для возникновения тангенциального теплового потока, за счет которого создается весьма значительный термический эффект свода. На глубине 500 м температура пород 50°C, что значительно превышает температуру на этой глубине в любой другой точке Предгорного Дагестана. С другой стороны, охлаждающее влияние теплового переноса, связанное с инфильтрационными водами, на температуру водоносного комплекса хорошо иллюстрируется температурами в сводовых и присводовых участках раскрытых структур. Это влияние хорошо прослеживается по замеру температуры в скважине Гелли I, расположенной у выхода на поверхность карбонатного комплекса в ядре крупной Эльдама-Иргартбашской складки.

Таблица 4.28

В области раскрытого залегания							Восточная антиклинальная зона Южного Дагестана								
по замерам на площадях				по усредненной кривой			по замерам на площадях						по усредненной кривой Вост. ант. зоны		
Площадь (р-н), скважина	Глубина замера, м	Т-ра, °С	Геотерм. ступень, м/°С*	Глубина, м	Температура, °С	Геотерм. ступень, м/°С	Площадь (р-н)	Интервал глубин замеров, м	Интервал т-р, °С	Геотерм. ступень комплекса	Геотерм. ступень по вертикали*	Глубина, м	Т-ра, °С	геотермическая ступень, м/°С	
														ком-плекса	по вертикали*
Гелли—1	140	16	35	200	20	18,2	Дузлак	205—230	31—33	12,5	12,0	200	31	15,4	12,0
Балхас—															
Хунук—1	280	25	23	400	31	20,0	Хошмензил	370	41	—	14	400	44	22,2	13,5
Миатлы—8	520	37	21	600	41		Берикей	650—830	56—61,5	33	15,5—17,5	600	61	25,0	15,5

* Среднегодовая температура поверхности в районе Гелли—12°С, Балхас Хунук—13°С, Миатлы—12°С, Дузлак—14°С, Дагогни, Берикей, Хошмензил—15°С.

Здесь карбонатный комплекс, выходя на обширной площади, имеет сильно расчлененный рельеф с активным теплообменом в комплексе выше базиса эрозии (максимальная отметка купола приблизительно 600 м, базис эрозии +120 м). Это обусловило значительное охлаждение комплекса на первых сотнях метров глубины залегания. В скважине Гелли—I, где карбонатный комплекс уже перекрыт майкопскими глинами небольшой мощности, температура его на глубине 140 метров равна всего 16°C, т. е. геотермический градиент приповерхностных участков здесь в три раза меньше, чем для аналогичных глубин Восточной антиклинальной зоны.

Влияние раскрытого залегания теплопроводящих комплексов в ядре складки также хорошо прослеживается по замеру температур в четко выраженных поднятиях Талги и Ачи-Су. В скважине Талги—I (рис. 49), расположенной в своде крупного поднятия с выходом на поверхность отложений верхнего мела, температура нижнемеловых отложений на глубине 520 м всего 25°C, т. е. в два раза ниже, чем на аналогичных глубинах залегания этих же отложений в поднятии Дузлак). Такое резкое охлаждение слагающих свод Талгинского купола отложений также надо увязать с интенсивным теплообменом, предопределяемым движением инфильтрационных вод выше базиса эрозии в трещиноватых коллекторах верхнего мела и фораминиферовых слоев (отметка базиса эрозии 180 м, отметка выходов 600—900 м) и теплофизическим строением разреза. В чокракских отложениях поднятия Ачи-Су, слагающих Айри-Тюбинский хребет, по замерам в длительно простаивающих скважинах, также отмечены низкие температуры (17—18°C на глубине 200 м). Разобранные примеры показывают, что, наряду с положительным термическим эффектом свода, отмеченным для структур, перекрытых теплоизоляционной толщей, существует и отрицательный термический эффект свода, отмеченный для структур, в ядре которых обнажается теплопроводящий комплекс с хорошими условиями теплообмена.

Таким образом, воздействие теплофизического, структурного, геоморфологического и гидрогеологических факторов на установление темпа охлаждения верхней части осадочного чехла под влиянием поверхностных температур проявляется весьма четко.

Неоднородность теплофизического строения осадочной толщи в районе поднятия Дузлак вызвала и наблюдаемую картину изменения плотности теплового потока с глубиной для данного района. Высокие температуры кровли нижнего песчано-глинистого комплекса обусловили большие градиенты температур в покрывающих его отложениях и существование аномально высоких значений плотности теплового потока в пределах свода (рис. 50).

Аномально высокие значения плотности теплового потока в пределах сводовых частей поднятий Восточной антиклинальной зоны были отмечены при проведении специальных площадных геотермических работ по изучению вариации плотности теплового потока в приповерхностных участках на территории Дагестана. В частности, рассчитанные значения плотности теплового потока через осадочную толщу, покрывающую карбонатный комплекс надвинутого крыла поднятия Дузлак, хорошо согласуются с данными [311] площадных измерений плотности тепловых потоков приповерхностных участков для сводовой части поднятия Дузлак (4,8 и 4,9 · 10 кал/см² · сек соответственно).

На основании рассмотренных пространственных закономерностей распределения температур в осадочной толще Предгорного Дагестана и его теплофизической модели произведена в первом приближении оценка теплового режима верхней части осадочного чехла этой территории.

Поскольку температура поверхности геотермозоны практически равна среднегодовой температуре поверхности, то в результате использования кривых (рис. 48) рассчитаны значения средней величины геотермического градиента для толщи пород, покрывающих отложения среднего мио-

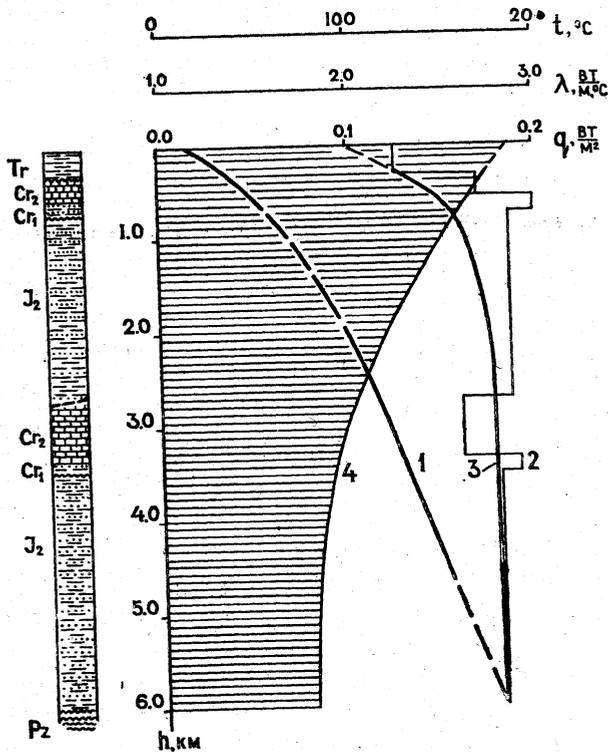


Рис. 50. Изменение теплового потока через осадочную толщу в сводовой части поднятия Дузлак.

1 — распределение температуры по глубине, 2 — усредненная теплопроводность пород стратиграфических подразделений, 3 — изменение усредненной теплопроводности по глубине, 4 — изменение теплового потока с глубиной.

цена, а также карбонатного комплекса верхнего мела и палеогена. Кривые рис. 40, освещающие изменение удельного теплового сопротивления покровов различного стратиграфического объема, трансформированы в кривые средней теплопроводности пород соответствующих покровов в зависимости от их мощности и условий залегания.

На рис. 51 показана зависимость средних значений геотермического градиента и теплопроводности толщи пород, покрывающих карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена, от мощности, строения и условий залегания покровы. Из рисунка видно, что геотермический градиент изменяется с глубиной значительно интенсивнее, чем теплопроводность. Кривая теплопроводности имеет тенденцию незначительного возрастания до глубин 2—3 км, затем убывания. Кривая среднего геотермического градиента покровы с глубины залегания комплекса порядка 1,0 км имеет устойчивую тенденцию к уменьшению. При меньших же глубинах залегания комплекса наблюдаются прямо противоположные тенденции (кривые 1 и 2 рис. 51): для области моноклинального и раскрытого за-

распределения температур в осадочной толще Предгорного Дагестана легания карбонатного комплекса (кривая 1) геотермический градиент покрывающих отложений возрастает с увеличением его мощности; для закрытого залегания комплекса (кривая 2) отмечается очень резкое возрастание геотермического градиента, наоборот, при уменьшении мощности покрывки. Наблюдаемое различие в поведении среднего геотермического градиента в этих условиях залегания комплекса вполне объясняется особенностями теплофизического строения разреза.

Таким образом, изменения в значениях среднего геотермического градиента покрывающих отложений и будут в основном определять вариации плотности теплового потока через покрывку.

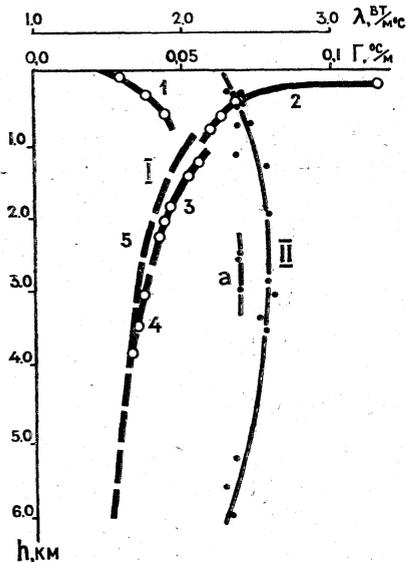


Рис. 51. Изменение средней теплопроводности пород и геотермического градиента от мощности отложений, покрывающих карбонатный комплекс Предгорного Дагестана.

I — изменение геотермического градиента от мощности покрывки:

1 — вблизи раскрытого залегания карбонатного комплекса; 2 — поднятия: Дагогни, Дузлак, Хошмензил, Берикей; 3 — поднятия: Селли, Гаши; 4 — поднятия: Ачи-Су, Изербаш.

II — Изменение средней теплопроводности покрывающих пород от их мощности. а — то же для поднадвиговой части Восточной антиклинальной зоны.

теплового потока, порядка $0,06-0,07$ $\text{вт}/\text{м}^2$, соответствуют зоне современного прогиба и участкам, прилегающим к полосе выходов карбонатного комплекса. Средняя плотность теплового потока в толще, покрывающей меловые отложения в Изербаше, Ачи-Су, Махачкале, — порядка $0,09$ $\text{вт}/\text{м}^2$ ($0,086$, $0,092$ и $0,08$ $\text{вт}/\text{м}^2$ соответственно).

Поле плотности теплового потока $0,1-0,15$ $\text{вт}/\text{м}^2$ получает основное развитие в пределах Дагестанского клина, Западной и Восточной антиклинальных зон. Причем в первых двух участках максимальные значе-

Аналогичные построения выполнены и для отложений, покрывающих песчано-глинистый комплекс среднего миоцена. Кривая «теплопроводность — глубина» сохраняет такую же тенденцию, как и для отложений, покрывающих карбонатный комплекс, а средний геотермический градиент убывает по мере возрастания мощности покрывки.

На основе рис. 51 и карты глубин залегания поверхности карбонатного комплекса верхнего мела и палеогена построена карта плотности теплового потока через покрывающие его отложения (рис. 52). Таким же путем построена карта плотности теплового потока через толщу пород, покрывающих отложения среднего миоцена (рис. 53).

На карте плотности теплового потока через отложения, покрывающие карбонатный комплекс, выделено три поля: до $0,1$ $\text{вт}/\text{м}^2$, от $0,1$ до $0,15$ $\text{вт}/\text{м}^2$ и более $0,15$ $\text{вт}/\text{м}^2$. На поле плотности теплового потока до $0,1$ $\text{вт}/\text{м}^2$ приходится две трети площади рассматриваемой территории, включающей в себя область современного предгорного прогиба, внутренние синклинали третичных предгорий, сложенные с поверхности миоценовыми и более молодыми отложениями, а также узкую полосу палеогеновых отложений.

Минимальные значения плотности теплового потока, порядка $0,06-0,07$ $\text{вт}/\text{м}^2$, соответствуют зоне современного прогиба и участкам, прилегающим к полосе выходов карбонатного комплекса. Средняя плотность теплового потока в толще, покрывающей меловые отложения в Изербаше, Ачи-Су, Махачкале, — порядка $0,09$ $\text{вт}/\text{м}^2$ ($0,086$, $0,092$ и $0,08$ $\text{вт}/\text{м}^2$ соответственно).

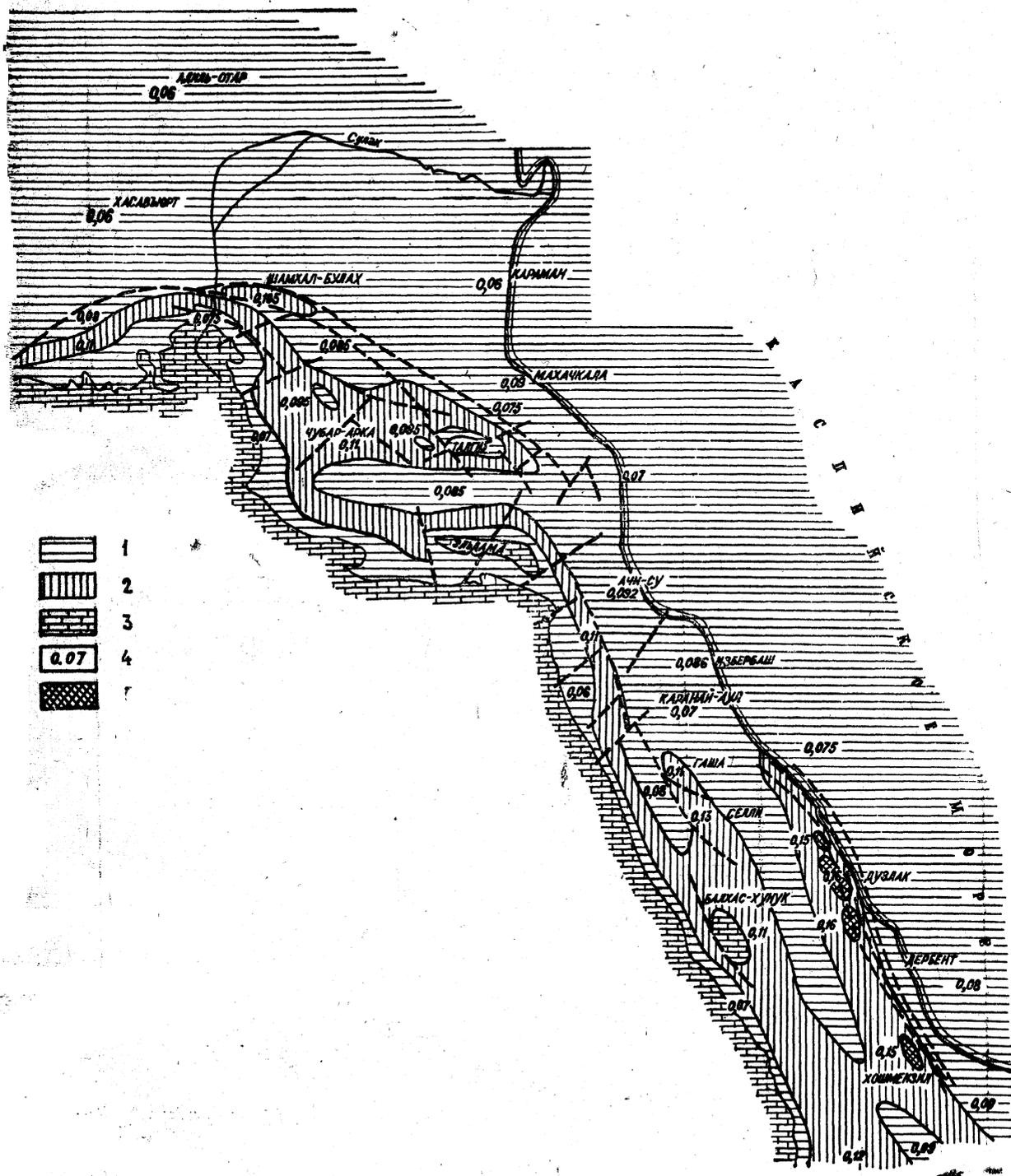


Рис. 52. Схематическая карта плотности теплового потока через отложения, покрывающих карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена Предгорного Дагестана. Поля теплового потока с плотностью: 1 — до $0,1 \text{ Вт/м}^2$, 2 — от $0,1$ до $0,15 \text{ Вт/м}^2$, 3 — более $0,15 \text{ Вт/м}^2$, 4 — по-
доса выходов на поверхность верхнего мела, 5 — расчетная плотность теплового потока по скважинам.

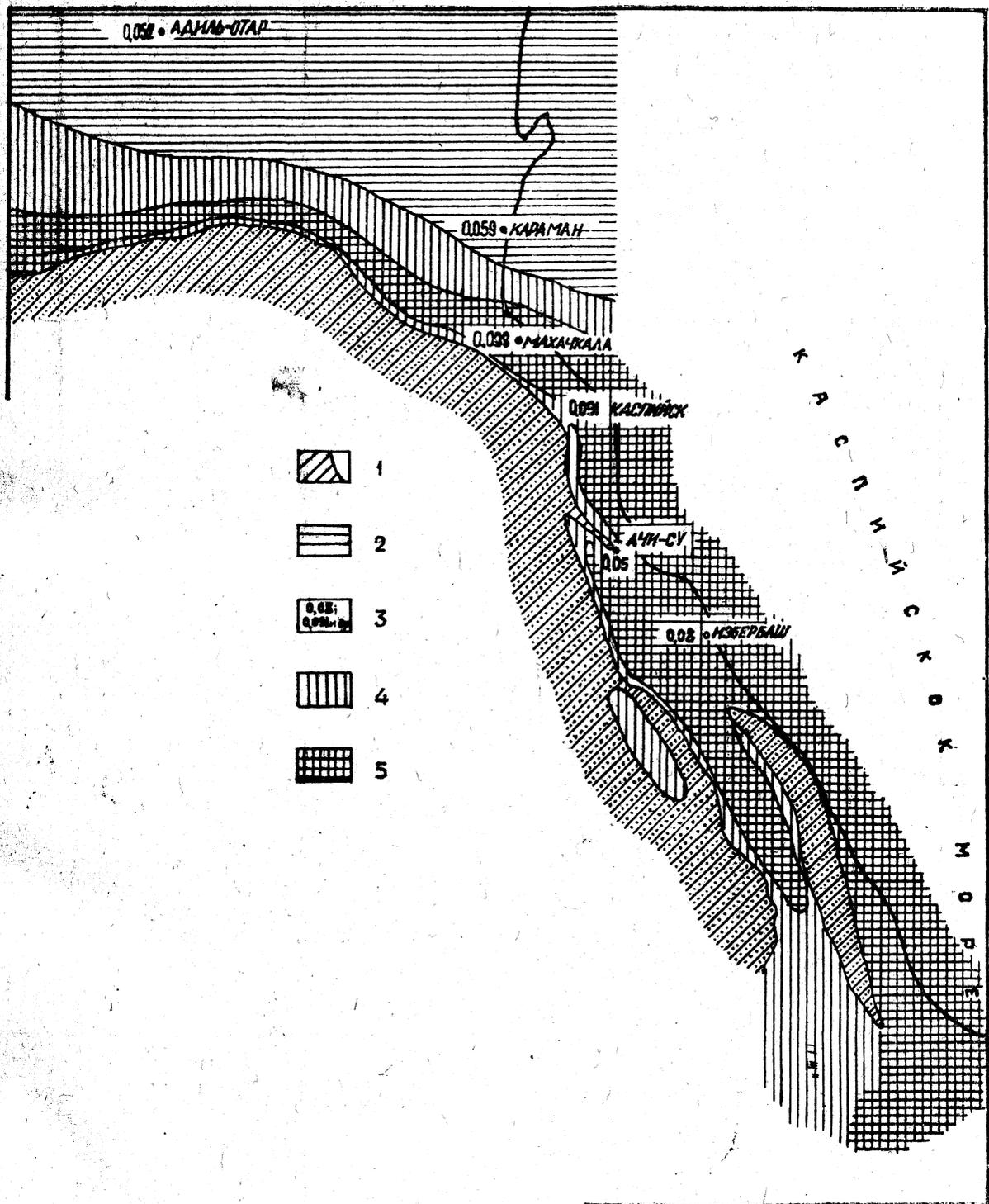


Рис. 53. Схематическая карта плотности теплового потока через толщу верхнемиоцен-четвертичных отложений Предгорного Дагестана.

1 — полоса выходов отложений среднего миоцена. Поля теплового потока с плотностью: 2 — до 0,06 $\text{вт}/\text{м}^2$, 4 — 0,06—0,07 $\text{вт}/\text{м}^2$, 5 — более 0,07 $\text{вт}/\text{м}^2$, 3 — расчетные значения плотности теплового потока по скважинам.

ния плотности теплового потока не превышают $0,11 \text{ вт/м}^2$ и лишь для района Селли достигают $0,13 \text{ вт/м}^2$.

В пределах надвинутого крыла Восточной антиклинальной зоны выше карбонатного комплекса средняя плотность теплового потока достигает $0,16 \text{ вт/м}^2$. Максимальные значения ($0,16—0,155 \text{ вт/м}^2$) отмечаются лишь в пределах локальных поднятий Берикей, Дузлак, Дагогни и Хошмензи. Поле с плотностью теплового потока более $0,15 \text{ вт/м}^2$ не превышает 1% общей площади рассматриваемой территории. На остальной части надвинутого крыла Восточной антиклинали плотность теплового потока через покрывающие карбонатный комплекс отложения колеблется в пределах $0,1—0,15 \text{ вт/м}^2$. В пределах поднадвигового (морского) крыла Восточной антиклинальной зоны плотность теплового потока изменяется от $0,075$ до $0,09 \text{ вт/м}^2$.

Такова в общих чертах картина распределения средней плотности теплового потока в толще, покрывающей карбонатный комплекс верхнего мела и палеогена Предгорного Дагестана.

На карте плотности теплового потока через толщу пород, покрывающих отложения среднего миоцена Предгорного Дагестана (рис. 37), также выделено три поля: менее $0,06 \text{ вт/м}^2$, от $0,06$ до $0,07 \text{ вт/м}^2$ и более $0,07 \text{ вт/м}^2$. Поле с плотностью теплового потока менее $0,06 \text{ вт/м}^2$ захватывает только осевую часть и платформенный склон современного прогиба. Поле с плотностью теплового потока от $0,06$ до $0,07 \text{ вт/м}^2$ захватывает, в основном, приосевую часть прогиба. Основная площадь распространения среднемиоценовых отложений рассматриваемой территории расположена в пределах поля с плотностью теплового потока более $0,07 \text{ вт/м}^2$. Максимальное значение ($0,098 \text{ вт/м}^2$) отмечается для поднятия Махачкала.

Такова в общих чертах картина распределения плотности теплового потока в надсреднемиоценовых отложениях Предгорного Дагестана.

Карты на рис. 52 и 53 демонстрируют характер изменения плотности теплового потока в разных стратиграфических объемах осадочной толщи Предгорного Дагестана. Наложением этих карт получены приближенные данные теплового баланса отложений среднего миоцена и майкопской свиты общей мощностью до 2,5 тысячи метров.

Сопоставление производится в пределах территории, ограниченной полосой выходов отложений среднего миоцена и осевой зоной современного предгорного прогиба в междуречье Аксай-Самур, общей площадью 5000 км^2 .

Суммарная величина теплотери через отложения, покрывающие карбонатный комплекс, равна $415 \cdot 10^6 \text{ вт}$, удельное значение плотности теплового потока через них— $0,083 \text{ вт/м}^2$. Через толщу, покрывающую отложения среднего миоцена, суммарные тепловые потери равны $360 \cdot 10^6 \text{ вт}$, удельное значение плотности теплового потока— $0,072 \text{ вт/м}^2$.

Таким образом, суммарные теплотери надсреднемиоценовой толщи на $55 \cdot 10^6 \text{ вт}$ меньше, чем потери толщи, покрывающей карбонатный комплекс, а удельное значение плотности теплового потока соответственно меньше на $0,011 \text{ вт/м}^2$. Полученный дефицит плотности теплового потока и суммарных теплотерий может быть объяснен как поглощением тепла толщей отложений среднего миоцена и майкопской свиты, так и существованием значительного тангенциального теплового потока в этой толще, что скорее всего можно связать с песчано-глинистым комплексом среднего миоцена.

Первые представления о тепловом режиме для всего объема осадочной толщи можно составить по данным, полученным в наиболее глубо-

жих скважинах Предгорного Дагестана — Дузлак 100 и Караман-термальная.

В скважине Дузлак 100 породы доюрского фундамента ожидаются на глубине порядка 6,0 км. Фактически разрез вскрыт почти на глубину 5,0 км. Общие закономерности изменения температур, плотности и вещественного состава пород, установленные во вскрытой (преобладающей) части осадочного чехла, позволяют провести надежную экстраполяцию их и на оставшуюся часть разреза. На рис. 50 приведено изменение плотности теплового потока в разрезе скважины Дузлак 100, рассчитанное по характеру изменения температур в стволе скважины до глубины 4750 м и расчетной теплопроводности пород. Наиболее характерной чертой рис. 50 является увеличение плотности теплового потока по мере приближения к поверхности. Особенно резко увеличивается тепловой поток в надвинутой части.

Если для мезозойских отложений, слагающих поднадвиг, (глубина 2,7 км и более) плотность теплового потока изменяется от 0,08 до 0,1 вт/м², то в надвинутой части (2,7 км и выше) она изменяется от 0,1 до 0,2 вт/м². Столь резкое увеличение

плотности теплового потока в своде поднятия Дузлак можно объяснить существованием значительного тангенциального теплового потока в пределах всего разреза, слагающего поднятие, что хорошо иллюстрируется рис. 49.

Таким образом, на примере скважины Дузлак 100 мы видим возможность создания аномально высоких значений плотности теплового потока в осадочном чехле при наличии благоприятных структурных и теплофизических условий.

В районе скважины Караман-термальная доюрские образования ожидаются на глубине примерно 8,5 км. Фактически разрез вскрыт на глубину 4,5 км. Скважина Караман-термальная располагается в области спокойного (пологого) залегания пород. Имеющиеся замеры температур и расчетные значения теплопроводности пород во вскрытой части разреза показывают, что плотность теплового потока будет здесь практически постоянной (от 0,055 вт/м² на поверхности до 0,06 вт/м² на глубине 4450 метров). Монотонное возрастание температур во вскрытой части

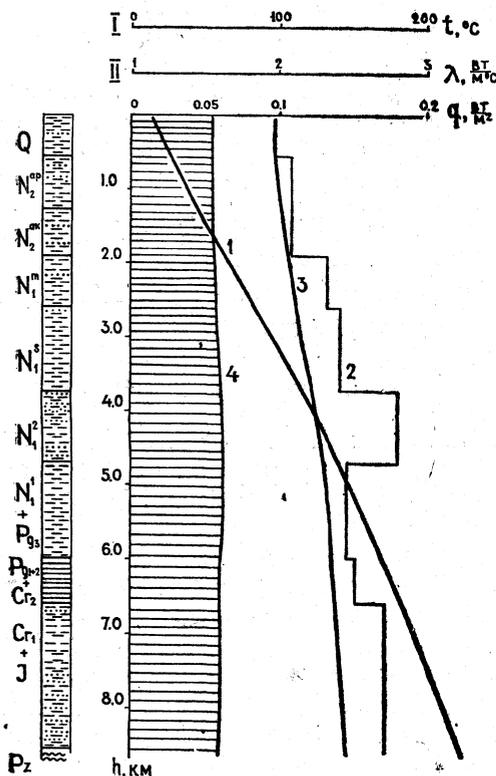


Рис. 54. Плотность теплового потока через осадочную толщу в зоне современного предгорного прогиба Дагестана.

1 — распределение температуры по глубине, 2 — усредненная теплопроводность стратиграфических единиц, 3 — усредненная теплопроводность по глубине, 4 — изменение теплового потока с глубиной.

разреза позволяет экстраполировать их и на оставшуюся часть разреза осадочной толщи. Литологический состав и плотность пород не вскрытой части разреза в условиях ожидаемых высоких температур залегания (140—220°C) обуславливает сравнительно узкий интервал (2,5—2,7 вт/м²С) средней теплопроводности пород нижних литостратиграфических комплексов.

Расчет плотности теплового потока для нижней части разреза показывает, что она будет практически постоянной и равна 0,06 вт/м² (рис. 54).

Таким образом, для осевой зоны прогиба, где отмечается пологое залегание пород при наличии значительной дифференциации разреза по теплопроводности пород, плотность теплового потока остается практически постоянной. Это, в первую очередь, надо связать с отсутствием или слабым развитием тангенциального теплового потока в разрезе осадочного чехла этой зоны.

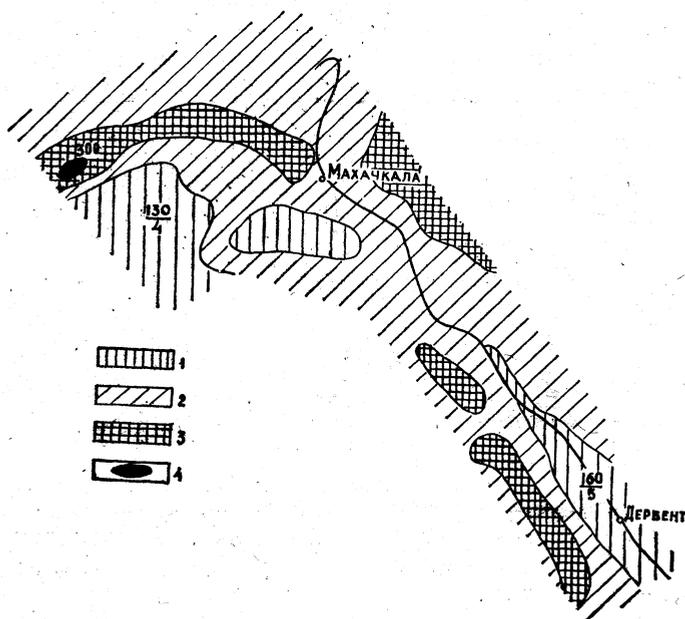


Рис. 55. Схематическая карта температур поверхности палеозойского фундамента Дагестана.

1 — до 200°C, 2 — 200—250°C, 3 — 250—300°C, 4 — более 300°C.

Намеченные закономерности изменения температур осадочного чехла и его теплофизическая модель позволяют получить и первые схематические представления о температуре поверхности палеозойского фундамента и пространственной картине изменения плотности теплового потока через всю осадочную толщу Предгорного Дагестана.

На рис. 55 представлена схематическая карта геозотерм по поверхности фундамента. На ней выделены поля температур: до 200°C, 200—250°C, 250—300°C.

Примерно половину площади изучаемой территории занимает поле с температурами кровли фундамента от 200 до 250°C. Участки с температурой поверхности фундамента от 250 до 300°C и менее 200°C занимают примерно по 25% территории. Участки с ожидаемой температурой поверхности фундамента до 200°C охватывают Восточную антиклиналь-

ную зону и районы, прилегающие к Талгинскому куполу и Сулакскому выступу.

Минимальные температуры ожидаются в сводах поднятий Хадум, Талги и оцениваются в $130\text{--}140^\circ\text{C}$ соответственно. Максимальные температуры ожидаются в осевой части предгорного прогиба, где они достигнут 300°C .

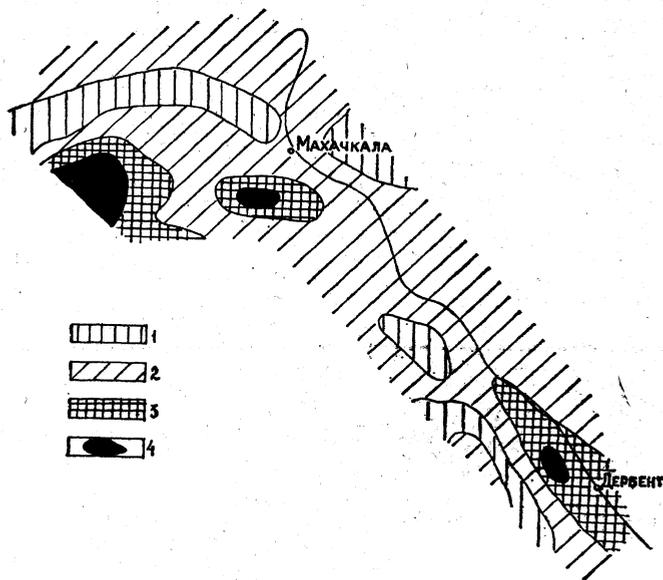


Рис. 56. Схематическая карта плотности теплового потока через осадочную толщу Предгорного Дагестана; поля плотности теплового потока: 1 — до $0,06$ $\text{вт}/\text{м}^2$, 2 — $0,06\text{--}0,07$ $\text{вт}/\text{м}^2$, 3 — $0,07\text{--}0,08$ $\text{вт}/\text{м}^2$, 4 — более $0,08$ $\text{вт}/\text{м}^2$.

На схематической карте средней плотности теплового потока через осадочную толщу Предгорного Дагестана (рис. 56) выделяются 4 поля: до $0,06$; $0,06\text{--}0,07$; $0,07\text{--}0,08$ и более $0,08$ $\text{вт}/\text{м}^2$. Минимальные расчетные значения плотности теплового потока равны $0,056$ $\text{вт}/\text{м}^2$, максимальные значения — $0,083$ $\text{вт}/\text{м}^2$.

Таким образом, весьма значительные колебания мощности осадочного чехла в Предгорном Дагестане (от $4,0$ до $12,0$ км) не вызывают столь существенной дифференциации средней плотности теплового потока через весь чехол (рис. 52, 53).

Это подтверждает высказанное ранее предположение о решающем влиянии нижнего песчано-глинистого комплекса мезозоя на формирование локальных температурных аномалий за счёт развития тангенциального теплового потока.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Важная роль в повышении производительности геологоразведочных работ принадлежит разработке и широкому практическому использованию новых методов исследования, применение которых в конкретной геологической обстановке обеспечивает наибольший экономический эффект. Накопленный к настоящему времени материал указывает на возможность успешного использования геотермических данных при исследовании полезных ископаемых. Геотермическая разведка является одним из геофизических методов поисков и разведки полезных ископаемых, в ее основе лежит естественный тепловой поток — важный геофизический параметр. Пертурбирующее воздействие различных видов полезных ископаемых на естественное тепловое поле Земли было отмечено еще во второй половине прошлого века. На протяжении столетия исследователи различных стран мира пытались найти наиболее рациональное решение вопроса использования этой закономерности в целях поисков и разведки полезных ископаемых, что послужило основой для развития и становления терморазведки.

Начало систематическому изучению проблемы взаимосвязи теплового режима земных недр с их геологическим строением было положено в 1926 г. в США. Геотермические исследования здесь проводились в нефтегазоносных районах многими нефтяными организациями под руководством Ван-Орстранда и Хэлла. Результаты этих и более поздних исследований нашли отражение в работах Ван-Орстранда [573], Хавтофа [469], Хилда [470], Кутчина [444], Гюйо [462], Никхолса [536] и др. Существенный вклад в разработку теоретических и практических основ терморазведки внесли отечественные исследователи Д. В. Голубятников [73], А. П. Кириков [138, 139], С. С. Ковнер [144 и др.], Н. Н. Коротникова [157], М. Ф. Беляков [24 и др.], В. Н. Дахнов и Д. И. Дьяконов [84, 85 и др.].

В истории развития геотермической разведки как геофизического метода исследования полезных ископаемых известны два направления (способы равноглубинных геотермических градиентов и температур), позволяющие дать качественную характеристику тепловой аномалии. Подобная оценка термических проявлений в силу своих особенностей не является точной, что ограничивает сферу самостоятельного применения качественных методов терморазведки.

На количественной характеристике теплового режима недр базируется разрабатываемый в Дагестанском филиале АН СССР новый геотермический способ — метод площадных вариаций теплового потока (МВП) [311, 312, 314, 315, 316 и др.], создающий основу для более полной и точной оценки тепловых аномалий, а следовательно, более одно-

значной интерпретации естественных тепловых проявлений их принадлежностью к тем или иным геологическим осложнениям. Разработке количественного геотермического метода — теплоразведки МВТП способствовало бурное развитие геотермических исследований, отмеченное в последнее десятилетие, и, особенно, совершенствование методики измерения плотности теплового потока. Метод вариаций теплового потока, с одной стороны, унаследовал элементы, накопленные в процессе совершенствования качественных методов терморазведки, с другой — ассимилировал новейшие методические достижения в области исследования плотности теплового потока.

Комплексная геотермическая разведка включает в свой состав качественные методы — равноглубинных температур (ТРТ) и геотермических градиентов (ТРГГ) — и количественный — метод вариаций теплового потока (МВТП). Два первых метода являются наименее трудоёмкими и их постановка предшествует более точной и относительно дорогой теплоразведке МВТП.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ РАЗВЕДКИ ПРИ ИЗУЧЕНИИ РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУР

Формирование естественного теплового поля доступных глубин происходит под влиянием тепла, поступающего из внутренних областей земных недр, чем объясняется общность теплового фона для крупных регионов, соответствующих определенным тектоническим зонам. Тепловые вариации в пределах этих регионов могут быть результатом воздействия глубинного процесса избирательного выплавления и дифференциации материала в нижних горизонтах земной коры и в верхних частях мантии. В подобных процессах В. В. Белоусов находит причину положительных и отрицательных структурных форм. Исходя из этого механизма, можно полагать, что крупные поднятия, в противоположность прогибам, получают более высокие порции тепла вследствие входящего перемещения расплавленного вещества.

В осадочном чехле при складчатом залегании пород дополнительные количества тепла получают поднятиями также благодаря относительно пониженному сопротивлению пород вдоль их напластования, переносу тепла по водоносным пластам из областей глубоких погружений и ряду других факторов. Таким образом, тепловой поток, поступающий с больших глубин в верхних слоях земной коры, претерпевает перераспределение, происходящее на общем для региона тепловом фоне. Характер и интенсивность вариаций тепловых потоков находятся в соответствии с амплитудой погружения или воздымания одноименных комплексов пород.

Исследования величины теплового потока через приповерхностные участки (0,1—0,5 км), проведенные на территории Дагестана, позволили установить общие закономерности взаимосвязи характера вариаций величины этого параметра с глубинным строением региона, что нашло отражение на схематической карте тепловых потоков Дагестана (рис. 57).

Детальные исследования характера поведения величин теплового потока в Предгорном Дагестане показали отчетливую связь последних с глубинным строением региона. В районах резкого воздымания всего мезокайнозойского комплекса пород отмечается нарастание величин плотности теплового потока (достигающих на ряде площадей трехкрат-

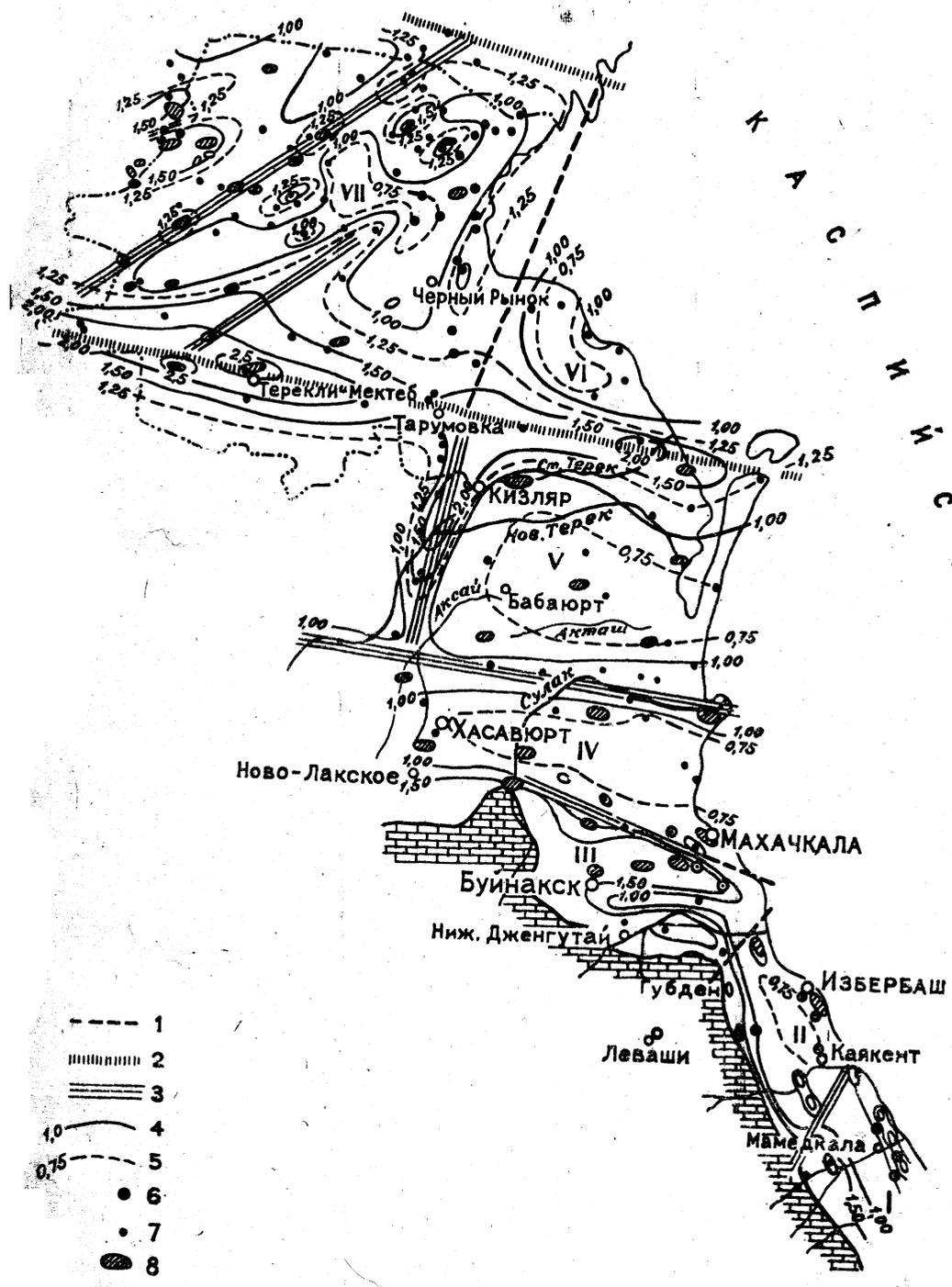


Рис. 57. Схематическая карта тепловых потоков Дагестана.

1 — условные границы блоков. 2 — глубинные разломы. 3 — предполагаемые глубинные разломы. 4 — изолинии тепловых потоков, проведенные через $0,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. 5 — изолинии тепловых потоков, проведенные через $0,25 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек. 6 — специальные геотермические скважины. 7 — глубокие скважины. 8 — структуры.

ных превышений над нормальными значениями). Глубокие минимумы величин плотности теплового потока тяготеют к областям, характеризующимся быстрым погружением осадочных толщ. Основные экспериментальные данные по тепловому потоку через приповерхностные участки различных районов Дагестана отражены в таблице 5.1.

Аналогичная картина наблюдается в районах Северного Дагестана. На этой территории по характеру распространения и соотношению термических зон с теми или иными величинами теплового потока можно выделить четыре самостоятельных участка (Предгорный, Терско-Сулакский, Северо-Восточный и Северо-Западный), имеющих определенную тектоническую приуроченность. Предгорный и Терско-Сулакский участки в структурно-тектоническом отношении соответствуют Предкавказскому предгорному прогибу, причем первый из них отвечает максимальному погружению, второй — южному обрамлению платформенного склона. Самым широким распространением в пределах предгорного

Таблица 5.1

№№ пп	Место расположения скважины	Глубина скважины	Глубина замера	Т°С на глу- бине за- мера	Т°С поверх- ности	Г · 10 ⁻⁴ °С СМ	λ · 10 ⁻² кал см · сек · °С	q 10 ⁻⁶ кал см · сек
1	2	3	4	5	6	7	8	9
1	СШ 44°59'—ВД 46°32'	297	250	25,1	13,6	4,6	3,06	1,40
2	СШ 45°01'—ВД 46°23'	240	235	21,3	13,0	3,5	2,80	0,98
3	СШ 44°57'—ВД 46°28'	278	193	21,2	13,6	4,0	3,06	1,23
4	СШ 44°55'—ВД 46°38'	322	261	21,6	14,0	2,9	3,06	0,88
5	СШ 44°56'—ВД 46°07'	248	205	20,7	13,0	3,7	2,65	0,98
6	СШ 44°55'—ВД 46°24'	302	228	25,5	13,9	4,0	2,78	1,11
7	СШ 44°39'—ВД 46°28'	300	217	22,7	14,0	3,9	2,96	0,98
8	СШ 44°55'—ВД 45°52'	286	274	22,7	12,0	3,9	2,99	1,16
9	СШ 44°40'—ВД 46°01'	196	190	22,1	14,0	4,2	2,80	1,17
10	СШ 44°52'—ВД 46°15'	202	201	20,4	—	3,4	2,78	0,94
11	СШ 44°49'—ВД 45°34'	284	273	24,9	12,0	4,7	3,23	1,52
12	СШ 44°42'—ВД 45°33'	311	185	23,3	12,0	6,1	3,19	1,95
13	СШ 44°46'—ВД 46°25'	196	190	20,9	14,0	3,6	3,28	1,12
14	СШ 44°45'—ВД 46°42'	301	149	18,5	14,0	3,0	3,10	0,93
15	СШ 44°40'—ВД 45°30'	320	301	23,2	12,0	3,7	3,19	1,18
16	СШ 44°46'—ВД 45°56'	304	298	23,9	13,5	3,5	2,89	1,01
17	СШ 44°40'—ВД 46°00'	220	195	26,2	14,0	6,2	3,28	2,03
18	СШ 44°40'—ВД 46°30'	300	290	20,3	14,0	2,2	2,80	0,62
19	СШ 44°40'—ВД 46°00'	314	307	22,4	—	2,4	2,86	0,69
20	СШ 44°40'—ВД 46°00'	213	203	21,64	14,0	3,7	2,96	1,09
21	СШ 44°40'—ВД 46°30'	296	221	27,6	14,0	6,1	2,66	1,61
22	СШ 44°42'—ВД 46°38'	313	296	27,8	—	4,7	2,66	1,25
23	СШ 44°20'—ВД 46°30'	168	165	19,9	14,0	3,6	2,80	1,01
24	СШ 44°20'—ВД 44°30'	280	269	20,7	14,0	2,5	2,89	0,72
25	СШ 44°20'—ВД 45°30'	315	212	21,6	13,8	3,6	3,21	1,15
26	СШ 44°20'—ВД 45°30'	291	278	20,9	14,0	2,5	3,53	0,87
27	СШ 44°36'—ВД 45°43'	204	202	20,4	13,8	3,2	3,69	1,17
28	СШ 44°20'—ВД 46°00'	170	165	19,8	14,0	3,5	4,23	1,48
29	СШ 44°20'—ВД 45°30'	290	253	21,5	14,0	3,0	3,69	1,11

1	2	3	4	5	6	7	8	9
30	СШ 44°20'—ВД 46°00'	147	35	19,5	—	8,4	2,86	2,40
31	СШ 44°20'—ВД 46°00'	223	210	22,3	—	3,9	2,86	1,12
32	СШ 44°20'—ВД 46°30'	149	149	22,0	—	4,3	3,05	1,31
33	СШ 44°20'—ВД 45°00'	244	240	23,2	14,0	3,9	3,21	1,25
34	СШ 44°20'—ВД 45°30'	195	164	19,2	14,0	4,0	2,90	1,16
35	СШ 44°20'—ВД 46°00'	215	205	22,7	—	4,3	2,86	1,23
36	СШ 44°20'—ВД 46°00'	149	143	22,4	—	5,1	2,69	1,37
37	СШ 44°20'—ВД 46°00'	281	266	20,4	14,0	2,4	2,76	0,66
38	СШ 44°31'—ВД 46°06'	230	206	20,2	14,0	3,0	2,62	0,78
39	СШ 44°20'—ВД 45°30'	262	194	20,0	14,0	3,2	3,21	1,03
40	СШ 44°20'—ВД 46°00'	—	206	22,0	14,0	3,9	2,62	1,02
41	СШ 44°28'—ВД 43°27'	196	190	21,9	—	4,6	2,80	1,29
42	СШ 44°20'—ВД 46°30'	302	291	23,7	14,0	3,3	3,33	1,09
43	СШ 44°20'—ВД 46°30'	170	158	19,9	—	3,9	3,33	1,30
44	СШ 44°20'—ВД 46°00'	240	230	22,3	—	3,6	2,80	1,01
45	СШ 44°00'—ВД 46°00'	178	172	20,7	—	3,8	3,33	1,26
46	СШ 44°00'—ВД 46°30'	273	260	20,6	14,0	2,5	2,67	0,66
47	СШ 44°00'—ВД 46°30'	284	255	21,1	—	2,7	3,00	0,81
48	СШ 44°00'—ВД 45°00'	251	244	30,4	14,0	6,7	4,36	2,92
49	СШ 44°00'—ВД 46°00'	256	247	21,9	14,0	3,2	2,95	0,94
50	СШ 44°00'—ВД 46°30'	228	160	21,0	14,0	4,3	3,32	1,43
51	СШ 44°00'—ВД 45°30'	192	153	27,5	14,0	8,9	4,11	3,66
52	СШ 44°00'—ВД 45°30'	260	250	34,8	13,9	8,3	4,11	3,41
53	СШ 44°00'—ВД 46°30'	221	—	22,1	—	4,0	3,54	1,41
54	СШ 44°00'—ВД 46°00'	260	165	21,2	14,0	4,4	3,54	1,56
55	СШ 43°00'—ВД 47°30'	357	352	21,5	11,0	3,0	2,83	0,85
56	СШ 43°40'—ВД 46°30'	143	141	22,2	13,0	6,5	3,53	2,29
57	СШ 43°00'—ВД 47°00'	195	179	20,4	14,0	3,3	3,18	1,04
58	СШ 43°00'—ВД 47°00'	289	228	22,3	14,0	2,5	2,68	0,67
59	СШ 43°00'—ВД 46°30'	242	237	21,4	12,4	3,1	2,70	0,84
60	СШ 43°15'—ВД 47°01'	170	141	17,4	14,0	2,4	4,02	0,88
61	СШ 43°20'—ВД 47°00'	346	257	21,5	11,0	4,0	2,87	0,86
62	СШ 43°00'—ВД 47°00'	301	205	18,5	—	2,2	2,71	0,60
63	СШ 43°20'—ВД 46°00'	286	233	25,3	12,0	5,3	2,77	1,47
64	СШ 43°20'—ВД 46°00'	280	202	18,0	11,9	3,0	2,66	0,79
65	СШ 43°40'—ВД 46°30'	356	200	21,4	—	3,4	2,8	0,98
66	СШ 43°15'—ВД 47°17'	202	179	17,8	14,0	2,1	3,18	0,67
67	СШ 43°00'—ВД 46°30'	93	90	15,0	12,0	3,3	2,77	0,91
68	СШ 44°00'—ВД 46°00'	275	251	21,5	14,0	3,0	4,69	1,40
69	СШ 43°20'—ВД 47°00'	365	365	27,6	14,0	3,7	2,81	1,04
70	СШ 44°20'—ВД 46°30'	310	291	22,4	14,0	2,9	3,33	0,96
71	СШ 44°00'—ВД 45°30'	254	230	22,3	—	3,6	3,32	1,19
72	СШ 43°21'—ВД 46°28'	370	270	26,2	12,0	4,2	2,77	1,16
73	СШ 43°34'—ВД 47°09'	386	233	20,3	—	2,7	2,75	0,74
74	СШ 43°47'—ВД 47°27'	350	350	29,9	14,0	4,7	2,70	1,26
75	СШ 43°27'—ВД 47°17'	260	235	20,4	—	2,7	2,81	0,75
76	СШ 43°26'—ВД 46°29'	251	202	21,5	11,9	4,1	2,70	1,11
77	СШ 43°53'—ВД 47°42'	532	517	31,1	11,0	3,9	2,93	1,14
78	СШ 43°23'—ВД 47°08'	227	200	20,3	—	3,1	3,67	1,13
79	СШ 43°27'—ВД 47°30'	341	240	20,9	14,0	2,9	3,70	1,07
80	СШ 43°17'—ВД 46°36'	143	90	15,9	13,0	3,2	2,70	0,86

1	2	3	4	5	6	7	8	9
81	СШ 43°22'—ВД 47°17'	—	200	20,0	—	3,0	3,67	1,10
82	СШ 43°23'—ВД 46°45'	150	144	17,9	13,5	3,1	3,67	1,13
83	СШ 43°37'—ВД 46°30'	—	168	22,2	12,0	6,0	3,08	1,85
84	СШ 43°57'—ВД 46°34'	—	213	22,6	13,9	4,1	3,50	1,43
85	СШ 43°58'—ВД 46°35'	—	213	23,1	13,0	4,2	2,73	1,02
86	СШ 44°06'—ВД 45°37'	253	250	33,1	14,0	7,6	4,11	3,12
87	СШ 44°13'—ВД 45°35'	—	250	26,5	—	5,0	3,53	1,76
88	СШ 44°47'—ВД 45°37'	—	273	23,7	12,0	4,3	3,23	1,39
89	СШ 43°46'—ВД 47°18'	505	450	30,0	14,0	3,5	2,93	1,02
90	СШ 43°59'—ВД 47°22'	510	450	30,2	11,0	4,2	2,93	1,23
91	СШ 44°34'—ВД 46°40'	312	270	22,7	—	3,2	2,80	0,90
92	СШ 44°12'—ВД 46°03'	300	251	22,5	—	3,4	4,62	1,58
93	СШ 43°51'—ВД 46°50'	302	285	20,8	14,0	2,5	3,53	0,87
94	СШ 44°03'—ВД 46°31'	—	200	22,9	—	4,4	3,54	1,55
95	СШ 44°55'—ВД 46°39'	—	261	27,6	14,6	4,2	3,06	1,28
96	СШ 43°48'—ВД 46°35'	—	141	22,4	12,9	6,7	3,53	2,36
97	СШ 44°28'—ВД 45°37'	—	212	24,1	—	4,9	3,21	1,57
98	СШ 44°42'—ВД 45°37'	—	180	22,8	12,0	6,0	3,19	1,91
99	СШ 43°25'—ВД 46°40'	635	417	27,7	—	3,7	2,70	1,00
100	СШ 43°24'—ВД 47°27'	618	514	33,1	14,0	3,7	2,81	1,04
101	СШ 43°16'—ВД 47°31'	682	500	32,0	—	3,6	3,18	1,14
102	СШ 44°12'—ВД 45°17'	558	500	36,5	13,0	4,7	4,36	2,04
103	СШ 43°58'—ВД 46°50'	492	337	30,4	14,0	4,9	3,50	1,71
104	СШ 44°45'—ВД 46°35'	301	300	21,0	14,0	2,3	3,10	0,71
105	СШ 44°46'—ВД 46°49'	300	300	24,0	—	3,3	2,80	0,92
106	СШ 44°43'—ВД 46°47'	320	310	24,2	14,0	3,2	3,10	0,99
107	СШ 44°44'—ВД 46°44'	310	310	23,1	14,0	2,9	3,10	0,89
108	СШ 44°31'—ВД 46°33'	—	270	23,7	—	3,4	2,80	0,99
109	СШ 44°04'—ВД 47°06'	300	250	20,5	—	2,6	2,93	0,76
110	СШ 44°28'—ВД 46°37'	—	149	22,0	—	4,3	3,05	1,31
111	СШ 44°51'—ВД 45°24'	256	228	25,3	14,0	5,0	2,78	1,39
112	СШ 44°47'—ВД 46°35'	300	300	22,0	14,0	2,6	3,10	0,80
113	СШ 44°43'—ВД 46°29'	300	217	23,9	14,0	4,6	2,66	0,22
114	СШ 44°45'—ВД 46°25'	368	360	26,1	14,0	3,3	3,28	1,08
115	СШ 44°41'—ВД 46°43'	301	217	23,9	14,0	4,6	2,66	1,22
116	СШ 44°50'—ВД 46°28'	330	320	24,2	14,0	3,2	3,20	1,05
117	СШ 44°47'—ВД 46°33'	346	340	23,4	14,0	2,7	3,10	0,83
118	СШ 44°44'—ВД 46°40'	370	370	27,7	14,0	3,7	3,10	1,15
119	В 4 км к ю.-з. от с. Сергокала	18	18	13,3	10,7	14,2	1,46	2,07
120	В 3 км к востоку от с. Сергокала	25	25	12,1	10,7	5,5	1,82	1,00
121	В 2 км к востоку от с. Маджалис	18,0	18,0	13,8	—	4,5	4,53	2,04
122	С. Леваша (режимная станция)	48,4	48,4	10,5	9,5	2,3	1,82	0,42
123	Нижний Дженгутай	14,5	14,5	11,5	—	5,8	3,45	2,00
124	В 10 км к западу от г. Махачкалы	25,0	25,0	14,4	13,9	2,0	4,90	0,98
125	В 3 км к северу от с. Кая- кент (Каранайаульская синклиналь)	25,0	25,0	14,6	13,9	3,2	2,20	0,70

1	2	3	4	5	6	7	8	9
126	В 2 км к с.-в. от с. Ачи-су	23,0	23,0	14,3	13,6	3,0	3,85	1,15
127	В 3 км к с.-в. от кур. Талги	36,5	35,0	19,5	13,9	16,0	1,25	2,00
128	В 2,5 км к ю.-в. от кур. Талги («Газовая долина»)	101,0	100,0	19,8	—	7,06	2,23	1,57
129	В 1,5 км к ю.-з. от г. Махач- калы, гора Тарки-Тау	—	27,0	15,1	14,0	4,1	1,70	0,70
130	В 10 км к югу от кур. Талги	—	50,0	15,8	13,8	4,0	2,23	0,89
131	Скв. глубокого бурения Селли № 1	1387	100,0	20,9	—	6,8	2,23	1,52
132	Скв. глубокого бурения Гаша № 12	—	100,0	16,2	—	2,3	3,59	0,82
133	Скв. глубокого бурения Гаша № 4	—	100,0	19,5	—	5,6	2,19	1,23
134	Скв. структурного бурения, Салтабак № 99	—	25,0	14,5	—	4,1	4,90	2,02
135	Скв. структурного бурения, Губден № 39	—	25,0	14,7	—	4,9	4,90	2,40
136	Эльдама № 4 (Скв. глубо- кого бурения)	2504	100,0	18,0	—	5,0	4,95	2,47
137	Скв. глубокого бурения Заузенбаш № 3	2237	100,0	17,7	—	4,2	5,00	2,10
138	Скв. глубокого бурения, Шура-Озень	—	100,0	16,3	—	2,5	3,72	0,93
139	Скв. структурного бурения № 101, Карабудахкент	—	25,0	14,6	13,5	4,6	4,83	2,22
140	Скв. глубокого бурения, Аджинаур, № 13	—	30,0	14,8	13,0	6,2	3,40	2,11
141	Скв. глубокого бурения Аджинаур № 23	—	30,0	15,2	13,0	7,5	3,38	2,54
142	Скв. глубокого бурения Эжендиль № 44	—	30,0	14,9	13,0	6,5	3,38	2,20

прогиба отличается зона с величинами поверхностного теплового потока менее $1,0-10^6$ кал/см²·сек, что особенно характерно для наиболее погруженного участка. По мере воздымания фундамента в Терско-Сулакском участке зоны с пониженными значениями тепловых потоков сокращаются за счет расширения зон с величинами теплового потока от $1,0$ до $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек и появления еще более теплонапряженных областей.

Восточной части Прикумской области соответствуют северо-западный и северо-восточный участки, выделенные по соотношению зон с различными тепловыми потоками. В тектоническом отношении эта территория представляет собой северную часть платформенного склона Предкавказского прогиба и обладает чертами, характерными для платформ. Указанная область отличается умеренным распределением тех или иных термических зон. Так, например, в северо-западном участке на зоны с величиной теплового потока выше и ниже $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек приходится примерно одинаковые площади (соответственно 43,62 и 51,38%).

Таким образом, исходя из соотношения различных термических зон, можно констатировать: наиболее высокие тепловые потоки характерны для областей максимального подъема фундамента (Ю. Дагестан и Дагестанский клин). На характере тепловых проявлений отражается по-

грудение Каранайаульского участка, входящего в это обрамление, где зафиксированы относительно низкие значения тепловых потоков. Минимальные величины теплового потока отмечены в районе Предкавказского предгорного прогиба и особенно в его наиболее погруженном участке, где полностью отсутствует зона с величиной теплового потока выше $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Заметное повышение теплового режима наблюдается по мере подъема фундамента в северном направлении, что прослеживается по расширению зон со значениями теплового потока, превышающими $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Отчётливая индивидуальность теплового режима отдельных тектонических районов позволила высказаться в поддержку идеи блокового строения фундамента рассматриваемого района, а выделенные термические участки отнести к соответствующим блокам. При определении границ блоков мы руководствовались наличием на их стыках устойчивых, незаживающих швов между жесткими глыбами. Эти швы создают наиболее благоприятные условия для интенсивного вертикального переноса тепла с больших глубин к поверхности, образуя на всем их протяжении непрерывную зону аномальных тепловых потоков. Подобная зона прослеживается, например, по известному глубинному разлому, проходящему через районы с.с. Крайновка и Терекли-Мектеб. Вдоль этого разлома отмечена непрерывная зона с величиной теплового потока, превышающей $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Тепловая многозональность, отмеченная в пределах отдельных блоков, является отражением многообразия тектонических форм мелкого порядка, что позволило сделать заключение о возможности использования величины теплового потока в качестве поискового критерия.

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ПРИ ПОИСКАХ ЛОКАЛЬНЫХ, НЕГЛУБОКО ЗАЛЕГАЮЩИХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ СТРУКТУР

Мировая практика геотермических исследований нефтегазоносных районов показывает, что структурные элементы, содержащие залежи нефти и газа, как правило, характеризуются наличием тепловых максимумов.

В случае солянокупольной тектоники, а также погребенных выступов метаморфических пород тепловые аномалии объясняются главным образом большим различием тепловых свойств облекаемых и облекающих образований. При складчатом залегании пород повышенный тепловой режим положительных структур является результатом воздействия ряда факторов, среди которых важная роль отводится активному гидрогеологическому режиму, способствующему переносу тепла из глубоких прогибов к приподнятым участкам. Дополнительный поток тепла по крыльям складок осуществляется также благодаря тепловой анизотропии пород, выражающейся в большей теплопроводности их вдоль напластования. Ядра антиклиналей сложены более древними, а следовательно, и более теплопроводящими по отношению к крыльям породами, что повышает интенсивность переноса тепла с глубин к поверхности. Благоприятные условия для вертикального движения тепла восходящими токами воды и газа создаются повышенной трещиноватостью, имеющей место в сводовых участках поднятий. Значительная роль в переносе тепла флюидами из глубоких зон принадлежит крупным разломам, часто сопутствующим региональным поднятиям. Некоторый тепловой эффект в структурах может быть также результатом экзотермических реакций,

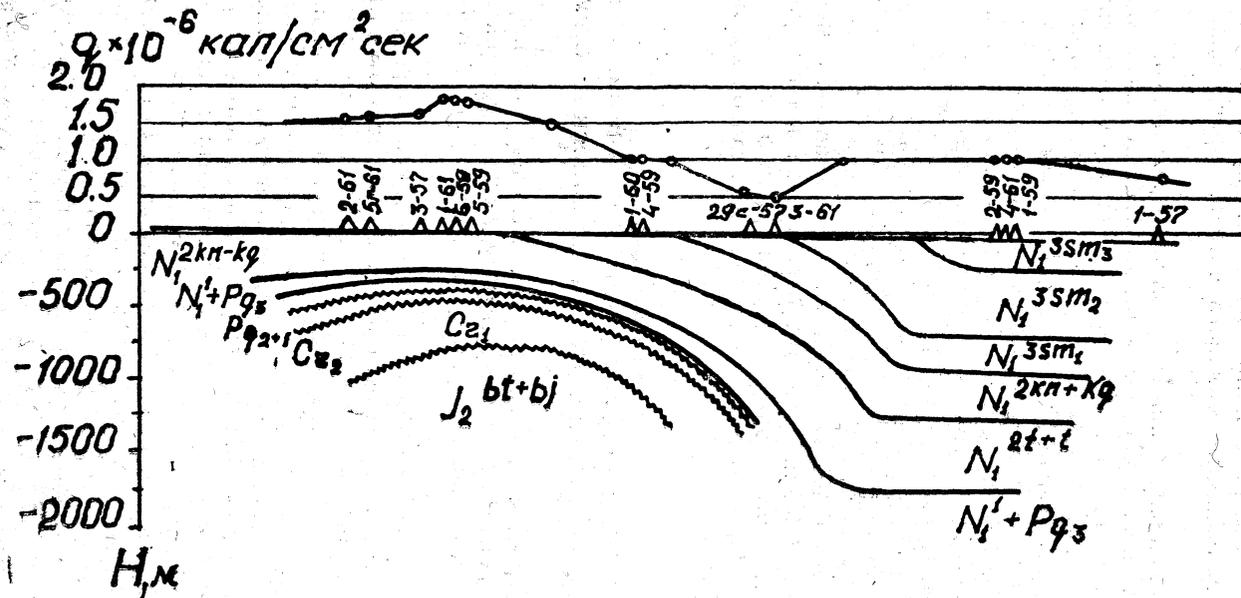


Рис. 58. Связь теплового потока с характером залегания отдельных элементов складок.

протекающих в недрах. В частности, указывается на процессы анаэробного восстановления сульфата бактериями в присутствии углеводов. Дополнительные порции тепла могут иметь место при сжатии газа в результате повышения пластового давления при тектонических подвижках.

Исследования по выявлению степени приемлемости терморазведки как поискового (на нефть и газ) метода и разработке нового вида терморазведки МВТП были начаты на хорошо изученной в геологическом отношении Восточной антиклинальной зоне Южного Дагестана. Этот участок характеризуется отчетливо выраженными положительными структурами и равнинным рельефом, близкими по абсолютным отметкам к нулевым. Наиболее приподнятому участку Восточной антиклинальной зоны соответствует Дузлакское и Огнинское поднятия. К юго-востоку от последнего располагается небольшая Рукельская и далее более крупная Хошмензильская складки. В северо-западном направлении от Дузлакского поднятия прослеживаются Берикейская и Каякентская положительные структуры.

Характер распределения равноглубинных температур, геотермических градиентов и величин теплового потока изучался на крыльях и сводах структур, кроме того, для каждого поднятия определялся и естественный тепловой фон. В результате проведенных исследований было установлено, что на всех поднятиях проявляется общая закономерность, заключающаяся в возрастании всех тепловых параметров (температуры геотермического градиента, теплового потока) над сводами структур. В ряде случаев отмечена тесная связь теплового поля с характером залегания отдельных элементов складок (рис. 58).

Исходя из теоретических предпосылок и экспериментальных данных, наиболее точную характеристику тепловых аномалий дает терморазведка МВТП; последняя, как правило, фиксирует и наибольший тепловой эффект свода поднятий по отношению к их закрыльевым участкам. Сравнительная эффективность методов равноглубинных температур, геотермического градиента и МВТП отражена в таблице 5.2 (эффективность МВТП принята за 100%).

Таблица 5.2.

Структуры	Эффективность в %		
	Метод равноглубинных температур (ТРТ)	Метод равноглубинного геотермического градиента (ТЕГГ)	Метод вариаций теплового потока (МВТП)
Хошмензил	22	73	100
Огни	12	58	100
Дузлак	12	83	100
Берикей	13	141	100
Каякент	22	100	100

Из приведенных данных следует, что минимальным термическим эффектом свода структур относительно их прикрыльевых участков, а следовательно, и сравнительно небольшой эффективностью обладает метод равноглубинных температур. Кроме того, при определенных условиях этот метод может давать искаженное отражение теплового эффекта тектонических форм, усиливая или ослабляя его.

В целях установления перспектив применения терморазведки в закрытых районах с широким распространением слабо выраженных, ма-

Эффективность МВТП при поисках локальных структур в районах
Предгорного и Северного Дагестана

Поднятия	Тепловой поток свода	Региональный тепловой фон	Прирост теп- лового потока	Тепловой эф- фект свода в %	Локальный теп- ловой фон	Прирост теп- лового потока	Тепловой эффект сво- да в % %
	в мк · кал/см ² сек.				в мк · кал/см ² сек.		
Предгорный Дагестан							
Хошмензил	2,20	1,29	0,91	41,3	1,04	1,16	52,7
Рубас	2,88	1,29	1,59	55,2	1,04	1,84	60,4
Огни	4,91	1,29	3,62	73,7	1,23	3,68	74,7
Дузлак	4,94	1,29	3,65	73,8	1,07	3,87	78,3
Берикей	4,38	1,29	3,09	71,4	1,07	3,31	75,5
Каякент	3,40	1,29	2,11	62,0	0,99	2,41	70,8
Северный Дагестан							
Русский Хутор	1,61	1,19	0,42	26,1	1,00	0,61	37,9
Сухокумск	1,92	1,19	0,73	38,0	1,04	0,88	45,8
Ю. Сухокумск	1,8	1,19	0,61	33,9	0,97	0,83	46,1
Сев. Кочубей	1,6	0,6	1,0	62,5	0,6	1,0	62,5
Кочубей	1,2	0,6	0,6	50,0	0,4	0,8	66,6
Черный Рынок	1,1	0,6	0,5	45,4	0,3	0,8	72,7
Кумская	1,9	0,6	0,3	68,4	0,6	1,3	68,4
Прострельная	1,3	0,6	0,7	53,8	0,6	0,7	53,8
Южная Калмыкия							
Гайдукская	2,1	0,7	1,4	66,6	0,7	1,4	66,6
Приморская	1,5	0,7	0,8	53,3	0,5	1,0	66,6
Шапшурская	1,3	0,7	0,6	46,7	0,5	0,8	61,4
Джилкитинская	1,2	0,7	0,5	41,7	0,5	0,7	58,3
Старобирюзакская	0,9	0,6	0,3	33,3	0,5	0,4	44,4

лоамплитудных поднятий платформенного типа, перекрытых мощным чехлом недислоцированных пород (порядка 1,6—1,7 км), был осуществлен комплекс геотермических исследований на хорошо изученных, по данным глубокого бурения, погребенных структурах Сухокумского нефтегазоносного района: Русский Хутор, Южносухокумской и Сухокумской.

Анализ данных, полученных по трем различным поднятиям, позволил констатировать тесную связь положительных аномалий теплового потока с участками максимального подъема складок. Кроме того, было отмечено, что в большинстве случаев значения геотермического градиента также возрастают над участками складок с максимальным подъемом и сокращаются на крыльях, т. е. в общих чертах повторяют аномалии теплового потока поднятий, но ввиду сильной изменчивости теплофизических характеристик отмеченная закономерность не является правилом. На рассматриваемой территории зафиксированы участки и с инверсионным характером поведения геотермического градиента.

Результаты апробирования терморазведки и, главным образом, метода вариаций теплового потока на структурах Сухокумского нефтегазоносного района показали достаточную эффективность геотермической разведки при картировании погребенных структур, отраженных в неотектонических и современных движениях (табл. 5.3.). Кроме того, было отмечено, что эффективность МВТП не снижается с увеличением глубины погребения поднятий. Это послужило основанием для принятия в качестве рабочей гипотезы гравитационно-тектонического механизма формирования тепловых аномалий, согласно которому вся толща, испытывающая в современную эпоху восходящие движения, эмиссирует тепло.

Исходя из результатов применения геотермической разведки на известных структурах Сухокумского нефтегазоносного района, исследования были перенесены на участок, примыкающий к Кизлярскому заливу (восточная часть Прикумского вала). Для этого района работами Предкавказского отряда НИЛ Зарубежгеологии был выявлен ряд новейших поднятий, в частности, Чернорынковское, Кочубеевское, Кумское и Простреленное. Было также установлено, что новейшие поднятия, распространенные на Терско-Кумской впадине, являются отражением погребенных (до 3-х км) локальных деформаций и имеют с ними тесную взаимосвязь.

Проведенные работы по применению комплексной терморазведки (методы равноглубинной температуры, геотермического градиента и МВТП) на территории восточной части Прикумского вала показали удовлетворительное совпадение данных этих методов. По МВТП подтверждено и уточнено положение выделенных структурно-геоморфологическими методами новейших поднятий: Простреленного, Кумского, Чернорынковского (I) и Кочубеевского (II) (рис. 59). Максимумом теплового потока отмечен также Северокочубеевский выступ, выделенный ранее по данным КМПВ. В районе исследований выявлены тепловые аномалии: Восточночернорынковская, Северочернорынковская, Центральная и Восточнокочубеевская, — которые возможно связаны с наличием активных тектонических подвижек положительного знака. Этим тепловым аномалиям могут соответствовать в плане одноименные погребенные поднятия, не известные ранее.

Положительные результаты применения геотермической разведки в районах Дагестана с различным геологическим строением позволили провести работы с использованием этого геофизического метода в про-

изводственных масштабах. В 1970 г. была проведена комплексная геотермическая разведка в пределах юго-восточной Калмыкии.

Исследованная территория располагается в пределах Предкавказской эпигерцинской платформы на участке сочленения вала Карпинского с Восточно-Манычским прогибом. Граничащая с областями доказан-

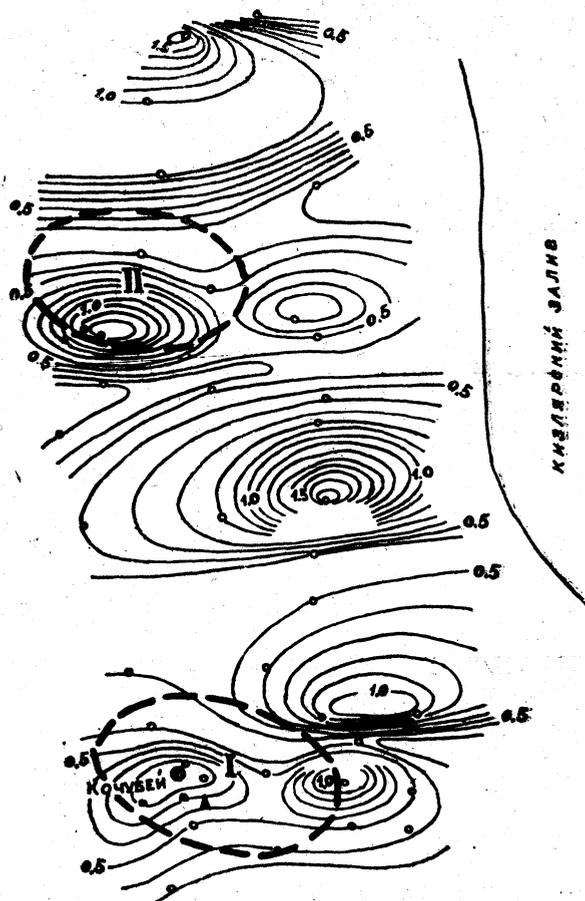


Рис. 59. Схематическая карта тепловых потоков юго-восточной части Прикумского вала.

ной нефтеносности Ставрополя и Северного Дагестана и обладающая благоприятными условиями формирования нефтяных и газовых залежей, территория юго-восточной Калмыкии является одним из перспективных участков для поисков месторождений этих полезных ископаемых.

Подготовка площадей под поисковое бурение на территории Калмыцкой АССР, как и во многих других районах Восточного Предкавказья, производилась в основном с помощью сейсморазведки МОВ. Существенная часть выявленных поднятий в силу своей незначительной амплитуды обусловила низкую эффективность этого метода при поисках погребенных локальных структур.

Как показал опыт применения теплоразведки МВТП на поднятиях Северного Дагестана, этот метод достаточно четко фиксирует локальные деформации независимо от глубины их погребения. Одним из условий

применения теплоразведки МВТП на данном этапе ее разработки является активизация структур древнего заложения в новейшее время.

В районах Южной Калмыкии работами НИЛЗарубежгеологии выявлена унаследованность новейших структур от более древних, кроме того, на основе глубокого бурения совпадение структурных планов по различным горизонтам установлено на большинстве месторождений нефти и газа и разведочных площадях южного склона вала Карпинского. Все это послужило обоснованием постановки поисковых работ с применением теплоразведки МВТП в указанном районе.

На территории исследования был проведен комплекс геотермической разведки, включающий все ее виды: терморазведку методом равноглубинных температур (ТРТ) и методом разноглубинных геотермических градиентов (ТРИГ) и теплоразведку методом вариаций теплового потока (МВТП), причем первые два вида, как наиболее простые и вместе с тем наименее точные, использовались в процессе полевых работ для предварительной оценки тепловых аномалий и выбора наиболее рациональной сетки станций наблюдения.

С целью привязки к известным структурам был отработан профиль от границ с Дагестаном до пересечения с Каспийским поднятием Калмыцкой АССР. В пределах исследованной территории выявлены три крупные тепловые аномалии: Гайдукская, Приморская и Шапшурская, которые могут соответствовать локальным поднятиям (рис. 60). Кроме того, небольшая аномалия подобного типа установлена на участке, частично входящем в состав территории Дагестанской АССР. Восточной половине этого максимума соответствует оконтуренное ранее структурно-геоморфологической съёмкой Старо-Бирюзьякское поднятие. К востоку от Шапшурской аномалии намечается Джилькитинский тепловой максимум, простирающийся, вероятно, в акваторию Каспийского моря, подобно Каспийскому поднятию.

Самая крупная Гайдукская аномалия теплового потока зафиксирована в 20 км к запад-северо-западу от ст. Артезиан. Установлена лишь восточная часть аномалии, размеры которой предположительно могут быть 15×30 км (по контуру теплового потока, равного $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек). Наибольшая величина теплового потока на Гайдукской площади составляет $2,1 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек. Аномалия имеет эллиптическую форму, отмечается тенденция к сгущению изолиний этого геотермического параметра в северной ее части.

Характер распределения теплового потока на Гайдукской площади позволяет высказать мнение о наличии здесь брахиантиклинальной складки, по форме соответствующей контуру изолиний теплового потока. На карте это предполагаемое поднятие вписывается в междуречье р.р. Кумы и Гайдук.

Вторая по интенсивности проявления теплового потока аномалия располагается в 35 км к юго-востоку от ст. Артезиан, она получила название Приморской. Подобно Гайдукской, эта аномалия теплового потока изучена недостаточно. Исследована лишь часть аномалии, располагающаяся на суше. Максимальный тепловой поток Приморской площади составляет $1,5 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, что более чем в два раза превышает фоновый ($0,7 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек).

Размеры Приморской аномалии (с учетом возможного простираения в акваторию моря) могут составить 36×18 км. Ее форма близка к прямоугольнику, вписанному в полуостров такой же конфигурации, который обязан своими очертаниями двум глубоко вдающимся в сушу заливам.

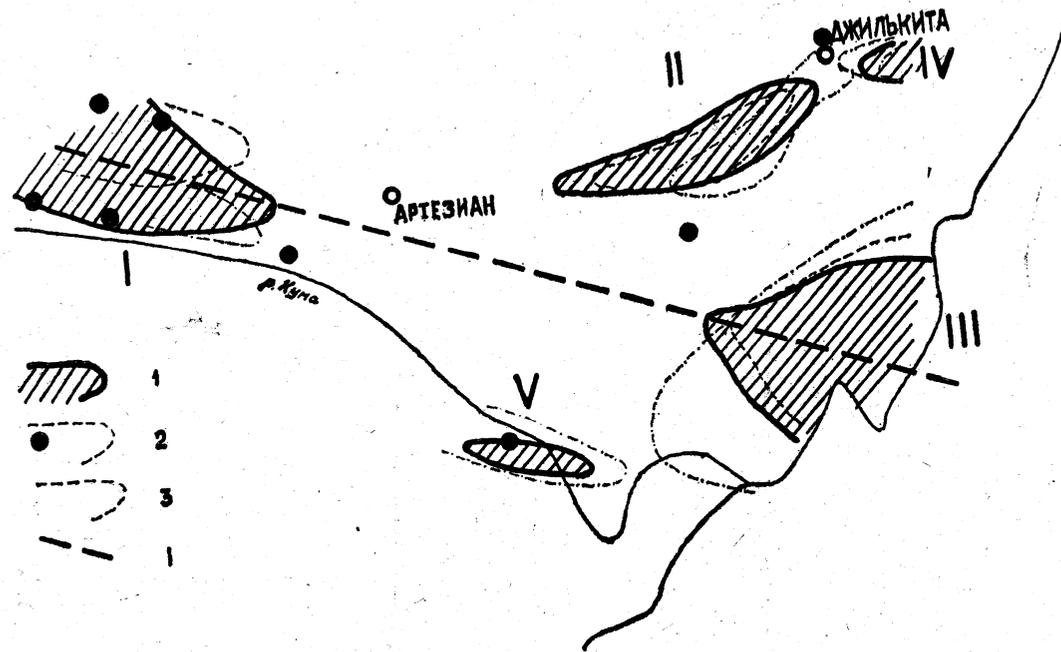


Рис. 60. Геотермическая съемка юго-восточной части Калмыцкой АССР.
 1 — тепловые потоки. 2 — равноглубинные геотермические градиенты. 3 — среднегодовые температуры поверхности. 4 — глубинный разлом.
 Структуры: 1 — Гайдукская; II — Шашпурская; III — Ставро-Бирюзакская; IV — Джиликтимская; V — Южно-Артезианская.

Приморскому тепловому максимуму может соответствовать поднятие, близкое по форме конфигурации изолинии теплового потока $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек.

Шапшурская тепловая аномалия зафиксирована в 20 км к северо-востоку от ст. Артезиан на участке кут. Шапшур. Эта площадь расположена между с. Артезиан и Джилькита. Максимальный тепловой поток, равный $1,33 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, отмечен в районе кут. Шапшур.

Размеры Шапшурского максимума по изолинии теплового потока $1,0 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек составляют 22×6 км. Эта аномалия имеет грушевидную форму с обращенной к северо-востоку расширяющейся частью. Аналогичную конфигурацию может иметь соответствующее этой аномалии поднятие.

К востоку от Шапшурского теплового максимума, на продолжении последнего, намечается обособленная Джилькитинская аномалия, имеющая тенденцию к развитию в направлении акватории моря. Наибольшие величины теплового потока и свод Джилькитинского поднятия могут приходиться на остров, лежащий в направлении развития тепловой аномалии.

Старо-Бирюзьянская аномалия по характеру проявления теплового потока является наименее выраженной, в пределах исследованной территории. Частично это объясняется более низким тепловым фоном района ($0,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек). Максимальный тепловой поток, зафиксированный на этой площади, лишь на $0,3 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек превышает фоновый (см. таблицу 5.3).

По размерам Старо-Бирюзьянская площадь значительно уступает рассмотренным выше (14×4 км), тем не менее поднятие, соответствующее выявленному тепловому максимуму, может представлять определенный интерес с точки зрения поисков нефтяных залежей.

Теплоразведка МВТП позволила уточнить положение ранее установленного геофизическими работами (КМПВ) дизъюнктивного нарушения в фундаменте, по которому вал Карпинского сочленяется с Восточно-Маньчжунским прогибом. Соответствующая этому нарушению тепловая аномалия узкой полосой протягивается через всю центральную часть исследованного района, наиболее контрастно проявляясь в области распространения низкого теплового потока (порядка $0,5-0,6 \times 10^{-6}$ кал/см²сек). Здесь тепловой поток резко возрастает, достигая двух-трехкратных величин. Такой скачок значений теплового потока отмечается на отрезке в несколько сот метров. Резкое изменение теплового потока в зоне глубинного разлома позволило сделать привязку последнего на местности с достаточно высокой точностью.

Учитывая близкое положение района исследований к крупным месторождениям северной части Дагестана и Ставрополя и сходство мощностей и фаций юрских отложений, а также результаты опробования Артезианской опорной скважины (приток нефти дебитом около 100 л/сутки из нижней юры в интервале 3489—3498 м), можно считать для предполагаемых структур эти отложения высокоперспективными. Кроме того, высокоперспективными являются также и нижнемеловые отложения, в частности породы апта, нефтегазоносность которых доказана на месторождениях Краснокамышинско-Каспийской группы. Не исключается возможность открытия месторождений нефти и газа в верхнемеловых отложениях. Все это следует учитывать при проектировании разведочного бурения на предполагаемых поднятиях.

Проведение в комплексе с теплоразведкой МВТП терморазведки ТРТ и ТРГГ позволило установить эффективность последних двух методов относительно первого.

Вследствие незначительного на глубинах измерения колебания коэффициента теплопроводности пород геотермических параметров, представленных на исследованной территории в основном песком, суглинком и супесью, реже глиной, отклонения контуров тепловых максимумов по геотермическому градиенту и по тепловому потоку незначительны (см. рис. 60). Это обстоятельство позволяет рекомендовать применение терморазведки (ТРГГ) в аналогичных условиях при геотермической съёмке 1 : 200000 и более мелкого масштаба. Подобные работы могут предшествовать детальным исследованиям с применением более точной, но и более сложной теплоразведки МВТП.

Анализ результатов терморазведки методом равноглубинных температур (РТГ) указывает на инверсионный характер температурных аномалий: максимумам теплового потока соответствуют температурные минимумы, причем экстремальные значения этих параметров несколько смещены в плане. Таким образом, положительные аномалии равноглубинных температур отнюдь не всегда могут однозначно интерпретироваться принадлежностью их к участкам повышенного теплового потока, что ограничивает сферу самостоятельного применения этого вида терморазведки.

Результаты геотермических исследований, проведенных в различных геологических условиях Дагестана и Калмыкии как на участках резко выраженных, неглубоко погруженных структур, так и погребенных (до 3000 м) малоамплитудных поднятий платформенного типа, показали достаточную эффективность геотермической разведки, особенно МВТП, при простоте и доступности ее, а также относительно невысокой стоимости.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ

Работы, связанные с поисками положительных структур, благоприятных для накопления нефти и газа с применением тепло- и терморазведки, можно разделить на два этапа. Первый этап включает в себя исследования характера распределения величин теплового потока в региональных масштабах. Конечным результатом этого этапа является составление карты теплового фона для обширной территории. Второй этап является органическим продолжением первого этапа и определяет собственно поиски, осуществляемые на локальных участках.

На первом этапе исследований используется информация как геологического, так и метеорологического характера. Метеорологические данные позволяют судить о тепловом режиме земной поверхности, знание которого является необходимым элементом при дальнейших построениях. Сбор и обработка метеорологических данных завершается составлением карты средних годовых температур земной поверхности. При этом, помимо материалов о средних годовых температурах почвы, могут быть использованы и температурные замеры, сделанные ниже нейтрального слоя, в случае неглубоких скважин. Одним из условий является обязательная однородность разреза (примерное постоянство коэффициента теплопроводности пород).

Температурные данные исследуемых скважин наносятся на график и соединяются линией; полученная линия геотермического градиента продолжается до нулевых глубин. Температурная точка, найденная таким образом на нулевой глубине, с достаточной точностью отвечает ее

средней годовой температуре. Данные, характеризующие средние годовые температуры поверхности Земли, наносятся на карту и соединяются изолиниями. Подобная карта изотерм земной поверхности при дальнейших исследованиях делает возможным по одной температурной точке на глубинах ниже подошвы годовых теплооборотов рассчитать геотермический градиент до поверхности. При определении по описанному способу геотермических градиентов максимально используется фонд ранее пробуренных скважин (включая и артезианские) глубиной от 25 м и более. В случае переливающихся артезианских скважин температура водоносного горизонта определяется с введением экспериментальных поправок, рассчитанных на основе данных о глубине залегания этого горизонта и дебита.

Геотермический градиент в приповерхностных слоях (Γ_n) рассчитывается по формуле:

$$\Gamma_n = \frac{t_{н.с.} - t}{h_{н.с.}}$$

где $t_{н.с.}$ — температура на глубине, превышающей уровень нейтрального слоя ($h_{н.с.}$), $t_{с.п.}$ — средняя годовая температура земной поверхности. Зная разрез скважин, по которым определялся геотермический градиент, можно, пользуясь соответствующей формулой, вычислить среднюю величину коэффициента теплопроводности многослойной среды, а затем рассчитать значение теплового потока из известного соотношения (3.14). Точность конечных результатов при характеристике теплового режима тех или иных участков зависит от надежности исходных данных о коэффициенте теплопроводности пород, слагающих регион. Желательно, чтобы основные типы пород, распространенные на исследуемой территории, были охарактеризованы непосредственными определениями их теплофизических свойств лабораторным путем. При отсутствии таких данных на первых порах можно пользоваться табличными, но конечные результаты рассчитанных величин теплового потока будут в известной степени ориентировочными.

На основе полученных таким путем предварительных данных о геотермических градиентах и величинах средних коэффициентов теплопроводности для многослойной среды производится вычисление теплового потока для каждой точки отдельно. Эти данные наносятся на карту и соединяются изолиниями. Полученная схематическая карта тепловых потоков приповерхностных зон региона позволяет выявить общие тенденции в площадных изменениях тепловых полей. Области аномальных величин теплового потока подлежат исследованию в аспекте возможности наличия тектонических осложнений как пликативного, так и дизъюнктивного характера. Региональные карты распределения величин теплового потока могут служить основой при проведении работ по поискам или подтверждению структурных форм антиклинального типа и крупных разрывных нарушений, составляя при этом тепловой фон.

Второй этап включает комплекс более тщательных исследований величин теплового потока на ограниченных площадях, конечным результатом этих работ является заключение о возможном наличии структуры. Локальные участки для постановки поисковых работ по методу тепловых потоков намечаются как по результатам анализа схематической карты тепловых потоков приповерхностных зон региона, так и на основе геоморфологических, геофизических и др. данных.

Работы по поискам подпитий с применением геотермической разведки состоят из комплекса полевых и лабораторных исследований. Поле-

вые работы складываются из бурения скважин и изучения в них характера распределения температур, в частности поведения геотермического градиента на различных участках структур. Лабораторные исследования сводятся в основном к определению коэффициента теплопроводности образцов горных пород, отобранных в интервалах изучения геотермического градиента.

Специальные геотермические скважины бурятся по заблаговременно разработанной сетке или профилям, количество скважин и густота их расположения определяются размерами поискового объекта и конкретной обстановкой. Интервалы между скважинами продольных и поперечных профилей выбираются с таким расчетом, чтобы в первый период бурения, по крайней мере, по одной скважине пришлось на свод, крыло и закрыльевую часть структуры. Скважины, пробуренные за пределами поднятия, позволяют определить тепловой фон структуры, обычно соответствующий данным региональных исследований, проведенных на первом этапе работ. Максимумы величин теплового потока, как правило, отвечают скважинам, расположенным на участках наибольшего воздымания складки. После предварительной оценки температурного и кернового материала производится сгущение сетки, конечной целью которого является оконтуривание теплового максимума.

Специфика работ в необсаженных скважинах при длительном пребывании прибора на забое предъявляет особые требования к термометру. При этом основным условием являются минимальные размеры его и достаточная прочность подводющих проводов. Корпус одного из вариантов разработанного в Дагестанском филиале АН СССР термометра и его основные части изготавливаются из красной меди, что является необходимым условием для снижения инерционности прибора. Особое внимание обращено на гидроизоляцию токовых контактов термодатчика. Подводящий провод вводится в вакуумную трубку и вместе с ней затягивается в уплотнительную камеру. Вращением нажимной головки термометра резиновая трубка раздавливается, надежно герметизируя подводящий провод в теле корпуса. Два других провода трехжильного кабеля (КТШ—0,3) впиваются в головку термометра, обеспечивая хороший контакт с массой. Нижний конец термометра герметизируется гильзой с впаянным в нее термистором типа ММТ-4. Крепление гильзы к корпусу осуществляется при помощи накидной гайки. Съёмные гильзы позволяют в полевых условиях без какого-либо специального инструмента и приспособлений осуществлять быструю замену вышедших из строя датчиков новыми, заблаговременно отградуированными в лабораторных условиях.

В последние годы применяется конструкция термометра, хорошо зарекомендовавшего себя в условиях распространения песков-пльвунов. С целью сокращения размеров прибора пришлось отказаться от сальной системы гидроизоляции, придающей термометрам громоздкость. В новой конструкции вопрос гидроизоляции был решен в принципиально ином плане. При изготовлении термометра используется заготовка (пруток) из меди или латуни необходимого диаметра (10—12 мм). В заготовке сверлится отверстие для размещения в нем термистора, подпаянного к проводу марки П—275. Заключенный в гильзу датчик температуры с подводящими проводами заливается полиэфирными смолами. Провод, свернутый в виде цифры «8», фиксируется в гильзе двумя винтами. Такая конструкция отличается простотой и высокой надежностью. Габариты этого термометра (длина 150 мм, диаметр 10—12 мм) позволяют без особых трудностей извлечь его из необсаженных скважин даже после месячного пребывания в ней.

Продвижение прибора в скважине ввиду его незначительного веса производится в ряде случаев с помощью приспособления принудительного опускания термометра. Основной частью приспособления принудительного опускания термометра (ППОТ) является вращающийся блок и устройство автоматического освобождения термометра (рис. 61) ППОТ опускается на буровых штангах на забой скважины, при этом разматывается тонкий стальной трос, перекинутый через блок. К одному из концов троса зацепляется кольцо термометра, второй конец остается свободным (намотанным на лебедку). Закрепление осуществляется посредством зажима, в конструкции которого предусмотрено автоматическое освобождение кольца термометра при достижении им заданного уровня (обычно забоя).

Одним из важных вопросов, связанных с применением термо- и тепло-разведки, является выбор оптимальных глубин геотермических исследований. Исходя из экономических соображений, глубину этих исследований необходимо выбирать по возможности минимальной, в то же время следует считаться с фактом нарушения глубинного теплового потока поверхностными явлениями. Из последних во всех случаях следует учитывать, по крайней мере, наличие зоны активного теплообмена, простирающейся до глубины так называемого «нейтрального слоя», где годовые колебания температур сокращаются до величин, соизмеримых с заданной точностью применяемых термометров.

Оптимальной глубиной исследования при использовании геотермической разведки можно считать уровень, на котором поверхностные тепловые возмущения на порядок ниже аномалий теплового потока, вызванных структурно-тектоническими или другими геологическими факторами. Оптимальная глубина геотермических скважин устанавливается для каждого региона отдельно из конкретной геофизической обстановки.

С целью определения этого уровня на исследуемой площади бурится параметрическая скважина, изучение температурного хода в которой ведется по методике замеров во временных забоях с шагом дискретности 1—2 м. Глубина нейтрального слоя определяется по характеру кривой. Уточнение положения зоны постоянных температур проводится путем повторных измерений в конце полевого сезона (рис. 62). При этом следует руководствоваться тем обстоятельством, что максимальная амплитуда колебаний соответствует периоду в половину года.

Экономические показатели терморазведки во многом зависят также и от точности

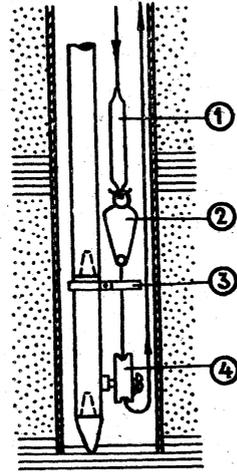
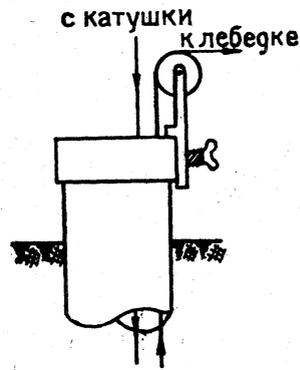


Рис. 61. Приспособление принудительного опускания термометра (ППОТ).

1 — термометр. 2 — пружина захвата термометра. 3 — разжимное кольцо. 4 — блок.

применяемых приборов. Использование высокоточных термометров дает возможность сократить разнос точек в скважине при определении геотермического градиента, а следовательно, и глубину бурения скважин.

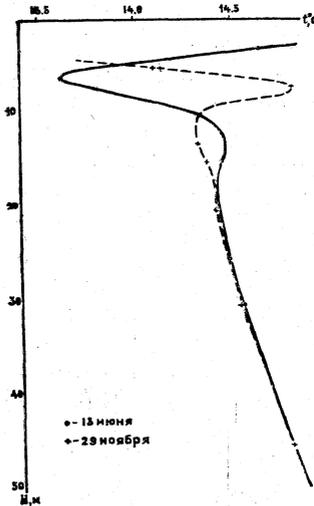


Рис. 62. Термограмма параметрической скважины Кочубей 7.

приборов необходимо иметь эталонный термометр, тщательно отградуированный с помощью образцовых термометров (например, платиновых) в ультратермостате Хелера. Исходя из специфики работ (незначительные глубины исследования, узкий интервал измеряемых температур), мы применяли описанную выше методику калибровки термометров на основе естественного теплового поля.

Термометрические работы проводятся по методике точечных замеров с шагом дискретности по глубине в 3,0—5,0 м. Наиболее приемлемые глубины измерения геотермического градиента устанавливаются экспериментально на основании данных параметрических скважин, и, как показывает практика, эти глубины редко превосходят уровень 50 м.

При бурении скважин в интервале измерения геотермического градиента осуществляется сплошной отбор керна для определения теплопроводности пород. В случае, когда для этих целей берется один или два образца (при однородном разрезе), измерения геотермического градиента обязательно приурочиваются к интервалу взятия проб.

Время выдержки скважин перед замером определяется опытным путем посредством непрерывных наблюдений температур в двух или более точках по стволу параметрической скважины (от забоя до нейтрального слоя). В результате экспериментальных работ установлено, что для стабилизации геотермического градиента после четырехчасового бурения скважины необходима выдержка ее в покое до 35—40 часов. Гораздо большая экспозиция требуется для установления стационарных температур (с заданной точностью 0,01°). Опыт показал, что в этом случае требуется 85—90 часов, т. е. более чем в 20 раз продолжительнее процесса

Для получения корректных результатов определения теплового потока необходима точность термометров не ниже 0,01°. Такая точность может быть обеспечена применением термисторов типа ММТ-4 и КМТ-4 с номиналом 10—40 ком, моста постоянного тока класса 0,05 и гальванометра с чувствительностью по току 10^{-9} А/дел. Измерения температур с точностью 0,01° позволяют уменьшить интервал исследования геотермического градиента до 3,5—5,0 м и обеспечить возможность сокращения глубины наблюдений в скважинах до 40 м.

В целях ликвидации простоев буровой бригады и более эффективного использования рабочего времени методикой проведения поисковых работ с применением терморазведки предусматривается одновременное использование нескольких термометров, ввиду чего одной из наиболее ответственных операций является их калибровка и взаимная увязка. Для достижения высокой точности калибруемых

бурения (рис. 63). Контроль за стабилизацией температур в каждой скважине осуществляется посредством многократных измерений.

Продолжительная циркуляция бурового раствора при промывке в период подготовки к геофизическим исследованиям может привести к нежелательному эффекту глубокого прогрева стенок скважины, поэтому

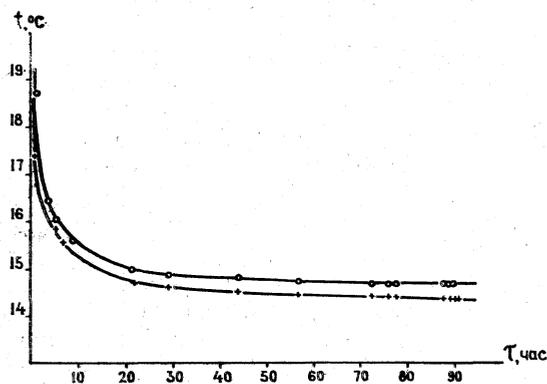


Рис. 63. Термограммы контроля за установлением естественного теплового поля.

опускание прибора на забой осуществляется без ее предварительной обработки. В случае затруднительного прохождения по стволу скважины измерительного прибора при постановке его на забой используется специальное приспособление принудительного опускания термометра (ППОТ).

За время нахождения измерительного прибора на забое в скважине происходит постепенное обволакивание его выпадающим из бурового раствора шламом, а в случае преобладания в разрезе песка-пльвуна или слабосцементированных пород — оплывание и прихват прибора, что создает максимальный контакт его с окружающими породами. После замера температуры на забое термометр поднимается на уровень, необходимый для измерения геотермического градиента с заданной точностью. На этой глубине термометр выдерживается в течение времени, необходимого для преодоления тепловой инерции прибора и установления стационарного температурного поля, нарушенного в результате перемещения прибора. Экспозиция определяется для каждой точки отдельно — по трем идентичным показаниям термометра, отмеченным в течение 45 минут.

Для определения плотности теплового потока отдельным методом при проведении терморазведки МВТП необходимо знание теплопроводности пород, в которых производятся геотермические измерения. В практике исследования коэффициента теплопроводности широко применяются простые и относительно точные методы регулярного режима и успешно разрабатываемый в последнее время метод линейного мгновенного источника.

Часто приповерхностные горизонты представлены не только твердыми породами, но также и сыпучими и переувлажненными (песок-пльвун) образованиями; в этих случаях целесообразно применять универсальную установку для определения теплопроводности подобных типов пород, основанную на методе плоского слоя в стационарном тепловом

поле (видоизмененный прибор Амирханова Х. И., Адамова А. П.). Эта установка, как показал опыт, позволяет производить измерения теплопроводности образцов различных пород с предельной погрешностью 3%.

Результаты измерений коэффициента теплопроводности нескольких десятков образцов песка-пльвуна, глин и супесей отражены на рис. 64. Как следует из приведенного графика, при плотностях образцов менее $1,9 \text{ г/см}^3$ коэффициенты теплопроводности глин, супесей и песков практически одинаковы, т. е. при данной плотности разброс их значений не превышает ошибки измерения. Только при плотности $1,9 \text{ г/см}^3$ теплопроводность глин заметно снижается по отношению к теплопроводности песков.

При поисках нефтегазоносных структур с использованием тепло- и терморазведки предполагается одновременное сосредоточение на месте двух отрядов: бурового, производящего бурение скважин, подготовку их для геотермических исследований и ликвидацию прихвата приборов в скважинах, отбор проб и др.; измерительного, осуществляющего измерение геотермических параметров. Эффективность поисковых работ во многом зависит от системы координации деятельности этих отрядов. В принципе максимальное использование рабочего времени обоих отрядов, а следовательно, и большой экономический эффект метода связы-

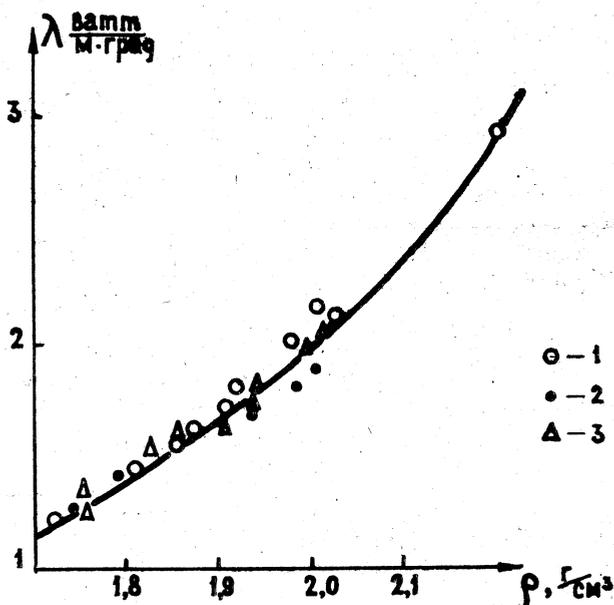


Рис. 64. Зависимость теплопроводности пльвунов от плотности в опыте.

1 — пески. 2 — суглинки. 3 — супеси.

ваются с сокращением вынужденных простоев буровой и измерительной техники. Бурение скважин глубиной до 50 м и работы, связанные с опусканием измерительного прибора на забой, задерживают буровую установку на каждой точке примерно три-четыре часа. В то же время опущенный в скважину термометр остается в покое в соответствии с методикой измерения абсолютных величин температур не менее 80 часов. Таким образом, этот прибор может быть помещен в следующую сква-

жину лишь через четверо суток. В то же время буровая бригада имеет возможность подготовить для измерения в течение рабочего дня две скважины. Чтобы избежать вынужденных простоев буровой бригады в ожидании приборов, их количество должно составлять 10—12 штук, причем один из термометров является подменным, другой — контрольным. Последний применяется для периодического контроля рабочих термометров, что способствует своевременному предотвращению появления систематических ошибок измерения. Ввиду необходимости увеличения экспозиции скважин перед замером вводятся в работу новые термометры по два на каждый день дополнительной выстойки скважин. Следовательно, для бесперебойного ведения работ желательно иметь соответствующее количество термометров.

Эффективность геотермических методов, в частности МВТП, как и любого другого геофизического метода, определяется: а) степенью совершенства методики исследования и б) степенью совершенства техники измерения. Выше давалось обоснование достоинствам геотермической разведки как поискового метода на нефть и газ. Степень совершенства методики исследования и техники измерения указывает: насколько методически правильно и технически точно реализуются преимущества метода. Как правило, при изучении того или иного явления получают данные, имеющие определенную степень приближения. Несоответствие значений исследуемых параметров их истинным величинам составляет погрешность измерения. Погрешности, связанные с методикой изучения, называют методическими погрешностями, в отличие от погрешностей, определяемых техникой измерения и называемых точностью измерения. В общем случае точность измерения температур зависит от случайных и систематических ошибок. С целью выявления систематических ошибок при измерении температур использовалась контрольная измерительная схема, и периодически в скважины с рабочими термометрами опускался эталонный.

Для оценки случайных ошибок и определения точности измерения температур был проведен цикл повторно-контрольных измерений в объеме, равном 15% общего количества исследованных скважин. Для каждой контрольной скважины средняя квадратичная ошибка (δ) подсчитывалась по формуле:

$$\delta = \sqrt{\frac{\sum (\Delta T)^2}{2n}}$$

где ΔT — разность температур основного и контрольного замеров;
 n — число контрольных точек.

Результаты повторных измерений на участке работ, прилегающем к Кизлярскому заливу, приведены в таблице 5.5. Из этих данных следует, что точность измерения температур составляет $\pm 0,003^\circ$. Разброс тем-

Таблица 5.5

Результаты повторно-контрольных измерений температуры

№№ скважин	Район	Глубина	Температура		ΔT	$(\Delta T)^2 \cdot 10^{-4}$	δ , град. С
			t_1	t_2			
12	Р	41,50	14,246	14,231	+0,015	2,25	$\pm 0,005$
		39,80	14,249	14,242	+0,007	0,49	
		35,00	14,164	14,168	-0,004	0,16	

1	2	3	4	5	6	7	8
		30,00	14,094	14,097	-0,003	0,09	
		24,80	14,014	14,015	-0,001	0,01	
		41,25	14,313	14,307	+0,006	0,36	
		35,00	14,266	14,265	+0,001	0,01	
11	P	30,00	14,359	14,360	-0,001	0,01	±0,001
		24,20	14,130	14,122	+0,008	0,64	
		20,00	14,104	14,102	+0,002	0,04	
		41,10	14,076	14,072	+0,004	0,16	
		37,50	13,982	13,982	0,000	0,00	
13	P	34,50	13,925	13,923	+0,002	0,04	±0,003
		29,70	13,893	13,897	-0,004	0,16	
		24,50	13,827	13,832	-0,005	0,25	
		40,90	13,829	13,826	+0,003	0,09	
		37,00	13,594	13,590	+0,004	0,16	
14	P	34,00	13,526	13,522	+0,004	0,16	±0,003
		30,00	13,464	13,457	+0,007	0,49	
		25,00	13,410	13,405	+0,005	0,25	
			13,392	13,394	-0,002	0,04	
		36,74	14,293	14,295	-0,002	0,04	
1	Кумская (Петраков)	39,5	14,463	14,466	-0,003	0,09	±0,002
		37,0	14,201	14,204	-0,003	0,09	
		36,74	14,293	14,295	-0,002	0,04	
		35,00	14,269	14,271	-0,002	0,04	
№ 3	Кумская (Золотарев)	32,50	14,197	14,199	-0,002	0,04	±0,005
		30,00	14,144	14,136	+0,008	0,64	
		25,10	14,003	13,991	+0,012	1,44	
		40,00	14,720	14,729	+0,009	0,81	
№ 7	Кочубей (режимная)	30,00	14,553	14,548	-0,005	0,25	±0,008
		25,00	14,482	14,471	-0,011	1,21	

$$\delta_{pc} = \pm 0,003^{\circ}C$$

температурных точек, полученный по данным повторных измерений, отражен на соответствующей диаграмме (рис. 65). На основании повторно-кон-

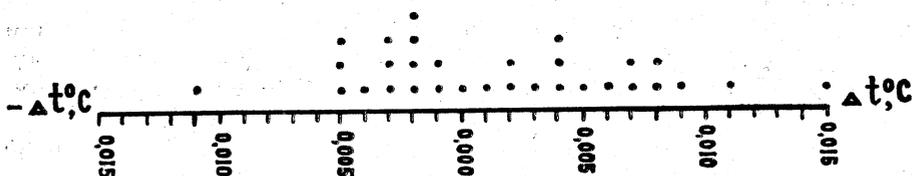


Рис. 65. Диаграмма результатов повторно-контрольных измерений.

трольных измерений геотермического градиента (табл. 5.6) была высчитана относительная ошибка, составившая примерно 5%. Такой же порядок относительной ошибки установлен при повторном цикле измерений коэффициента теплопроводности. Таким образом, исходя из соотношения:

$$\delta_b = \delta_r + \delta_\lambda, \quad (5.3)$$

где $\delta\Gamma$ — погрешность измерения геотермического градиента и $\delta\lambda$ — погрешность определения коэффициента теплопроводности, получаем суммарную погрешность при определении теплового потока δ_λ , равную 10—12%. Как показал опыт, такой точности вполне достаточно для выявления тепловых аномалий, сопутствующих локальным поднятиям.

Основные данные по тепловому потоку на участке восточного окончания Прикумского вала отражены в таблице 5.1.

Экспериментальные геотермические данные используются при построении карт геоизотерм, средних величин геотермического градиента и теплового потока. Анализ характера распределения тепловых аномалий и их интенсивность позволили судить о природе возмущающих объектов и осуществлять их поиск.

Карта геоизотерм строится по максимальной глубине исследований (45—50 м), для этого уровня предварительно рассчитываются (с целью сокращения искажений, вносимых случайными ошибками) температуры по всем скважинам. Расчетные температуры, как правило, отличаются от замеренных не более чем на 0,02°. Для обеспечения большей достоверности карт геоизотерм последние могут быть проведены через 0,1°.

Таблица 5.6

Результаты повторно-контрольных измерений геотермического градиента

№№ скважин	Район	Н, м	Γ_1 °С/м	Γ_2 °С/м	$\Delta\Gamma$ °С/м	δ , %
1	2	3	4	5	6	7
11	Прибрежный	41,25				
		35,00	0,0075	0,0067	+0,0008	10,6
		35,00				
		30,00	0,0186	0,0190	-0,0004	2,1
		30,00				
		24,20	0,0394	0,0410	-0,0016	3,8
12	Прибрежный	39,80				
		35,00	0,0177	0,0154	+0,0033	18,0
		35,00				
		30,00	0,0140	0,0142	-0,0002	1,4
		30,00				
		24,80	0,0153	0,0157	-0,0004	2,6
13	Прибрежный	41,10				
		37,50	0,0261	0,0250	+0,0011	4,2
		37,50				
		34,50	0,0190	0,0196	-0,0006	3,0
		34,50				
		29,70	0,0066	0,0054	+0,0012	18,1
		29,70				
		24,50	0,0126	0,0125	+0,0001	0,7

1	2	3	4	5	6	7
		40,90				
		37,00	0,0602	0,0605	-0,0003	0,4
		37,00				
14	Прибрежный	34,00	0,00226	0,0220	0,0000	0,0
		34,00				
		30,00	0,0155	0,0162	-0,0007	4,3
		30,00				
		25,00	0,0108	0,0104	+0,0004	3,7
1	Кумский	39,5				
		37,0	0,1048	0,1048	0,0000	0,00
		36,74				
		35,00	0,0132	0,0132	0,00000	0,0
		35,00				
3	Кумский (Золотарев)	32,50	0,0288	0,0288	0,0000	0,0
		32,50				
		30,00	0,0212	0,0252	-0,0040	15,8
		30,00				
		25,10	0,0287	0,0295	-0,0008	2,7
7	Кочубеев- ский	40,00				
		30,00	0,0167	0,0181	-0,0014	7,7
		30,00				
		25,00	0,0142	0,0154	-0,0012	7,7

δ ср. ≈ 5%

Для построения карт равноглубинных значений геотермического градиента используются его средние величины, рассчитанные для интервала глубин от нейтрального слоя до забоя скважины.

СОВЕРШЕНСТВОВАНИЕ ТЕРМО- И ТЕПЛОМЕТРИЧЕСКОЙ АППАРАТУРЫ

Как отмечалось, для измерения температур и геотермических градиентов широкое распространение получили полупроводниковые термодатчики-термисторы, выгодно отличающиеся незначительными размерами и малой тепловой инерцией при высоком температурном коэффициенте (от 2,4 до 6,0% на град.). Использование мостовой схемы с применением классных мостов постоянного тока и высокочувствительных гальванометров в совокупности с термисторами типа ММТ-4 или КМТ-4 позволяет производить измерения температур с высокой точностью (до 0,01°).

Как отмечалось выше, в последние годы в Дагестанском филиале АН СССР ведутся работы по конструированию и применению скважинных тепломеров, дающих возможность измерять все основные геотермические параметры: температуру, геотермический градиент, коэффициент теплопроводности пород и плотность теплового потока. Такая универсальность скважинного тепломера достигнута благодаря сочетанию в одном приборе двух датчиков: теплового потока (термостолбики из «сплава Иоффе») и температуры (термисторы КМТ-4). Для регистрации сигнала, генерируемого в тепломере при протекании через него тепло-

вого потока, служит гальванометр, аналогичный используемому в мостовой термометрической схеме.

При проведении комплексных геотермических исследований, связанных с применением термо- и теплоразведки полезных ископаемых, возможны ситуации, при которых возникает необходимость в одновременном применении однотипных приборов. Причем часто требуется быстрая смена вида измерений. Монтаж и демонтаж разборных схем различного целевого назначения отнимает много времени, создает неудобства, а также вносит погрешности за счет несовершенства контактов соединительных проводов.

Использование в различных схемах однотипных приборов и узлов позволило разработать единую тепло-термоизмерительную схему и создать пульт управления геотермическими измерениями (рис. 66).

Пульт управления геотермическими измерениями (ПУГИ) состоит из трех блоков — питания, термометрии и теплотермии, а также вспомогательных устройств, позволяющих осуществлять ночные наблюдения, контролировать горизонт приборов и их температуру.

Блок питания. Питание пульта управления геотермическими измерениями является универсальным, оно может осуществляться от сети переменного тока — 220 в (сетевое), от аккумулятора автомобиля с напряжением 12 в (бортовое) и от внутреннего источника — батарей типа «Девиз», расположенных внутри пульта управления (автономное). Включение питания осуществляется с помощью клавишного переключателя (Π_1), имеющего положения: сеть, бортовое, внутреннее и выключено (рис. 66).

Автономное питание включается клавишей «внутреннее», при этом загорается индикаторная лампа (L_1). Напряжение от четырех последовательно соединенных батарей «Девиз» (B_1) подается на подсветку (L_2) гальванометра, включение которой производится с помощью тумблера (B_1). Одновременно от батарей (B_2) подводится напряжение к мосту постоянного тока (МО-59) и регулируется примененным резистором г. Контроль за питанием моста осуществляется по вольтметру v.

Автономное питание используется главным образом в полевых условиях при отсутствии других источников тока, в частности бортового. Внутреннего питания достаточно на 700 часов непрерывной работы, т. е. на полевой сезон из трех-четырёх месяцев.

Бортовое питание является основным видом снабжения потребителей электрической энергией, поскольку пульт управления обычно монтируется на автомобиле (ГАЗ-69, УАЗ-450 и т. п.). Подключение бортового питания (Ак) к пулту управления осуществляется посредством специального шнура (с полюсными вилками на концах), включаемого в штепсельную розетку автомобиля и соответствующие гнезда на панели пульта. Включается бортовое питание нажатием клавиши «бортовое», при этом загорается индикаторная лампа (L_1). Ввиду того, что освещение схемы моста рассчитано на напряжение 6 в, то в цепь бортового питания подключается гасящее сопротивление (R) с номиналом 21 ом.

При использовании пульта управления в лабораторных условиях (калибровка термометров и тепломеров) или вблизи источников переменного тока 220 в целесообразно осуществлять питание от внешней сети. Для подключения ПУГИ к этому источнику тока имеется шнур со штепсельными вилками, а на панели пульта соответствующие гнезда с маркировкой 220 в. Включение сетевого питания производится нажатием клавиши «сеть». О наличии тока в цепи свидетельствует индикаторная лампа (L_3). При введении одного из штырьков штепсельной

вилки происходит размыкание цепи индикаторной лампы (L_1) бортового и внутреннего питания с помощью ключа (K_1). В цепь переменного тока 220 в включен понижающий трансформатор (Тр) на 6,5 в. Источником питания моста во всех случаях является отдельная батарея (B_2) с напряжением 6 в. Выключение питания осуществляется нажатием клавиши «выключено».

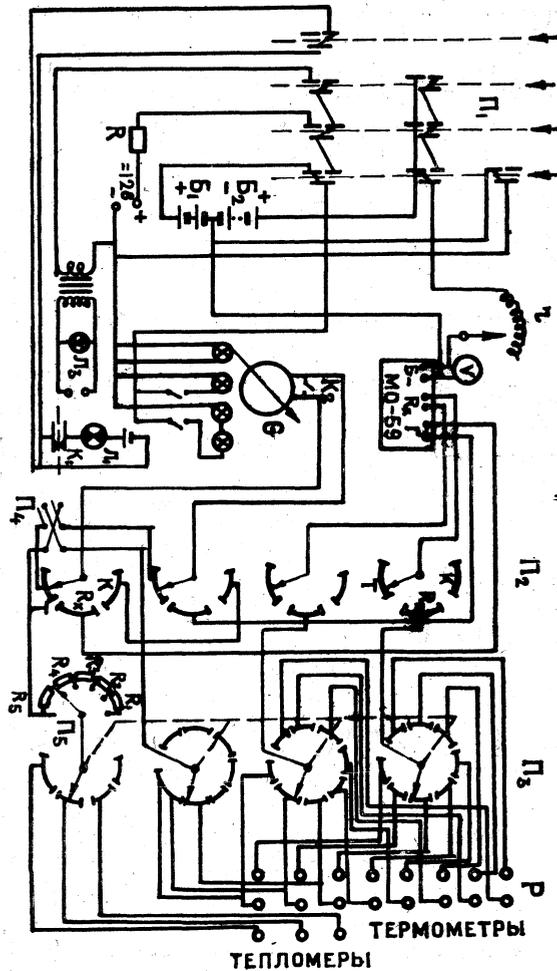


Рис. 66. Схема пульта управления геотермическими измерениями (ПУГИ).

Блок термометрии. Пульт управления рассчитан на использование в качестве датчиков температуры термометров сопротивления, в частности типа КМТ-4 и ММТ-4. Для измерения активных сопротивлений этих датчиков применена мостовая схема, в которую входят: мост постоянного тока (МО-50) класса 0,05, гальванометр (G), выполняющий функции нуль-прибора, с чувствительностью по току 10^{-9} А/дел. (тип 167300). Переключатель Π_3 позволяет производить последовательное подключение к мосту постоянного тока восьми датчиков температуры (в том числе трех от тепломера). При измерении температуры переключатель (Π_2) должен находиться в положении (R_x).

Блок теплотрии. В этот блок входит регистрирующий прибор — гальванометр (G) и приборы коммутации и регулирования. ПУГИ допускает одновременное подключение трех тепломеров, осуществляемое с помощью разъёмов, используемых в термометрической схеме. Выводы от разъёмов подпаиваются к переключателю (Π_2), с помощью которого производится последовательное подключение к регистрирующему прибору каждого из трех тепломеров. При измерении теплового потока переключатель (Π_2) должен находиться в положении (Т), при использовании тепломера в режиме термометра — в положении (R_x). В положении (К) переключателя (Π_2) гальванометр арретирован. Успокоение стрелки гальванометра осуществляется ключом (K_2). При измерении теплового потока возникает необходимость в смене полярности поступающего на регистрирующий прибор сигнала (с целью учета паразитных ЭДС), что производится с помощью переключателя (Π_4).

Исследование теплового потока в почве и неглубоких скважинах в деятельном слое связано с резкими колебаниями величин этого параметра (от 0 до 10^{-2} кал/см²сек), соответственно изменяется и сила сигнала, поступающего на регистрирующий прибор. С целью удержания стрелки гальванометра в пределах шкалы и выбора оптимального для надежной регистрации сигнала служит набор гасительных сопротивлений $R_1; R_2; R_3; R_4; R_5$ с номиналом от 1 до 1000 ом. Подбор нужного сопротивления осуществляется с помощью переключателя (Π_5).

Для повышения точности отсчета показаний гальванометра предусмотрена увеличивающая линза, свободно передвигающаяся по шкале прибора. Контроль за температурой измерительных приборов ведется с помощью вмонтированного в панель пульта управления термометра, имеющего шкалу с делениями от -10 до $+50^\circ\text{C}$. Шкала подсвечивается с помощью лампы (L_4), включаемой тумблером (B_2). Для ночных измерений предусмотрен осветитель из двух последовательно соединенных ламп (L_5 и L_6) по 3,5 в, включение которых осуществляется тумблером (B_3). Установка нуля гальванометра производится по уровню, закрепленному на верхней панели ПУГИ.

Использование пульта управления геотермическими исследованиями в различных условиях (лабораторных и полевых) с применением как термометров, так и тепломеров показало, что он прост, удобен в обращении, надежен в работе и достаточно транспортабелен.

Перспективы применения автоматической регистрации тепловых потоков в теплоразведке МВТП

Как уже указывалось, классическим методом изучения тепловых потоков является способ отдельного определения основных компонентов этого геотермического параметра — температурного градиента и теплопроводности пород, отобранных в интервале его измерения. Несмотря на то, что метод отдельного определения теплового потока при выполнении всех методических норм и использовании высокочувствительной аппаратуры обеспечивает достаточную точность измерения, он является сравнительно трудоёмким, что ограничивает сферу его применения в целях геотермической разведки полезных ископаемых. Особенно затруднительно его использование в теплоразведке МВТП, где требуются массовые измерения теплового потока.

Вопрос повышения экономических показателей теплоразведки МВТП поставил на повестку дня задачу изыскания более дешёвых, высокопроизводительных и технологически простых способов измерения тепловых

потоков. Важно оградить получаемые результаты от элемента субъективности посредством введения автоматической записи показаний датчиков теплового потока. Одним из таких способов явилось нераздельное определение теплового потока с помощью сконструированного в Институте физики Дагфилиала АН СССР скважинного тепломера. Применение этого прибора открыло перспективы для автоматической регистрации тепловых потоков на забое скважин.

Схема автоматической регистрации тепловых потоков составлена из отечественных приборов серийного производства: измерительного усилителя постоянного тока И 37 и работающего с ним в комплекте переносного самопишущего миллиамперметра Н 37.

Измерительный усилитель И 37 предназначен для усиления малых сигналов постоянного тока. Этот прибор является довольно неприхотливым к внешним условиям и может вполне удовлетворительно работать в диапазоне температур от -10 до $+50^{\circ}\text{C}$ при относительной влажности до 80%. На компенсационных пределах усиления 50 мкв $+$ 50 мв и 0,25 мка—50 мка усиливаемый сигнал подается непосредственно на вход усилительной схемы. На пределах усиления 0,1—50 ма и 0,1—50 в (расширенных) применяются внутренние высокоомные делители и низкоомный шунт. Коэффициент усиления прибора, предельные погрешности коэффициента усиления, а также значения входных сопротивлений на компенсационных пределах усиления приведены в таблицах 5.7 и 5.8. Усилитель обеспечивает также усиление знакопеременных сигналов и сигналов, содержащих начальную составляющую. Питание прибора Н 37 универсальное: от сети переменного тока 220 в (40—60 гц) или источника постоянного тока 9—14 в. Прибор компактен, его габариты 170 \times 244 \times 305 мм, вес 9 кг.

Регистрирующий прибор схемы — переносный самопишущий миллиамперметр постоянного тока магнитоэлектрической системы (Н 37) — рассчитан для записи чернилами на диаграмме в прямоугольных координатах. Нормальная работа прибора обеспечивается при температуре воздуха от -5 до $+50^{\circ}\text{C}$ и относительной влажности до 80%. Миллиамперметр Н 37 имеет следующие пределы измерения: 1; 2; 5; 10; 15; 30; 50; 75; 100; 150 и 300 ма. Класс точности прибора — 1,5. Лентопротяжный механизм рассчитан на применение диаграммной ленты (без перфорации) с шириной рабочей части $100\pm 0,01$ мм. Для привода диаграммы применяется синхронный двигатель ДСМ (375 об/мин), питающийся от сети переменного тока 127 или 220 в. Смена пары шестерен обеспечивает шесть скоростей движения диаграммы: 20, 60, 180, 1800, 4300. Прибор имеет небольшой вес (5 кг) и габариты 163 \times 180 \times 265 мм.

Таблица 5.7

Наименование параметров	Значения параметров для пределов усиления, мв									
	0,05	0,1	0,25	0,5	1	2,5	5	10	25	50
Коэффициент усиления	100	50	20	10	5	2	1	0,5	0,2	0,1
Входное сопротивление не менее (Мом)	0,02	0,04	0,1	0,2	0,4	1,0	2	4	10	20
Погрешность коэффициента усиления (%)	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2

Таблица 5.8

Наименование параметров	Значение параметров для предела усиления МКА								
	0,25	0,5	1,0	2,5	5	10	25,6	50	
Коэффициент усиления	20·10 ³	10·10 ³	5·10 ³	2·10 ³	1·10 ³	5·10 ²	2·10 ²	10 ²	
Входное сопротивление не более (ом)	5	3	2	1	1	1	1	1	
Погрешность коэффициента усиления (%)	0,5	0,5	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	0,2	

Погрешность измерения при автоматической регистрации теплового потока определяется погрешностью усилителя γ_1 , выходного прибора γ_2 и погрешностью, вносимой блоком компенсации γ_3 . На чувствительных компенсационных пределах усиления учитывается также эффект, вызываемый термоЭДС усилителя и измерительной схемы γ_4 и смещением нуля усилителя γ_n .

Вероятная погрешность измерения γ_v составляет:

$$\gamma^B = \sqrt{\gamma_1^2 + \gamma_2^2 + \dots + \gamma_n^2}$$

При небольшом числе составляющих погрешность измерения может быть определена предельной погрешностью $\gamma_{пр}$:

$$\gamma_{пр} = |\gamma_1| + |\gamma_2| + \dots + |\gamma_n|$$

Внедрение тепломера на термостолбиках из «сплава Иоффе», имеющих высокий выходной сигнал, позволяет использовать небольшие коэффициенты усиления, а следовательно, и применение глубокой обратной отрицательной связи, что в значительной степени сокращает погрешность дрейфа нуля. При этом даже длительная запись тепловых потоков обеспечивает снижение погрешности, вносимой усилителем до 5%.

С целью обеспечения возможности использования приборов И 37 и Н 37 в полевых условиях были разработаны системы амортизации для транспортировки и стабилизации. Кроме того, предусмотрено пылезащитное устройство из органического стекла, герметизирующее приборы и позволяющее производить наблюдения в условиях повышенной относительной влажности и запыленности воздуха. Станция автоматической регистрации тепловых потоков в силу своей компактности может быть смонтирована на легковом автомобиле высокой проходимости типа ГАЗ-69.

Контрольные измерения путем сопоставления данных о тепловом потоке, полученных посредством автоматической регистрации и отдельным способом, а также цикл повторных измерений, проведенных на режимной геотермической станции Института физики Дагфилиала АН СССР, позволили установить погрешность схемы автоматической записи тепловых потоков, не превышающую 11%.

Как показал опыт применения терморазведки МВТП, в различных районах Дагестана при поисках локальных структур, благоприятных для накопления нефти и газа, термический эффект свода относительно теплового фона составляет в среднем 50—60%. Следовательно, тепловые аномалии, являющиеся основным поисковым критерием, в значительной степени превосходят погрешность предлагаемой схемы автоматической регистрации тепловых потоков.

Эта схема позволяет существенно упростить процесс поисковых работ ввиду того, что отпадает необходимость в сплошном отборе керна во всех скважинах для лабораторных исследований теплофизических характеристик пород. Подобные работы проводятся лишь для контроля измерений в 5% общего числа скважин.

Таким образом, автоматическая регистрация тепловых потоков позволяет не только упростить измерения при сохранении достаточной точности, но и значительно сократить объем работ по проведению терморазведки МВТП, повысив тем самым экономическую эффективность метода.

К ВОПРОСУ РАЗРАБОТКИ ТЕПЛОМЕРОВ ДЛЯ ТЕПЛОРАЗВЕДКИ МВТП В АКВАТОРИИ ВОДНЫХ БАССЕЙНОВ

Поисковые работы на нефть и газ с применением терморазведки МВТП, проведенные в прибрежной зоне Кизлярского залива (Северный Дагестан), показали существенную горизонтальную неоднородность теплового поля приповерхностных горизонтов, что связывается главным образом с тектоническими особенностями района [312]. Можно с достаточным основанием полагать, что тепловые потоки для крупных водных бассейнов на глубинах, исключая воздействие колебания поверхностных температур, также в значительной степени могут находиться под влиянием геологического строения участка. Накопленный к настоящему времени фактический материал по тепловому потоку дна акваторий указывает на значительную горизонтальную нерегулярность в распределении величины этого параметра, его значения варьируют от $0,08 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [570] до $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек [504]. Частично такой разброс можно объяснить погрешностями измерения, в то же время величины, составляющие $6-8 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек, достаточно часты и вероятны. В частности, они характерны для осевых частей хребтов Атлантического и Тихого океанов (среднее арифметическое и геометрическое теплового потока по Мировому океану оцениваются соответственно в 1,62 и $1,27 \cdot 10^{-6}$ кал/см²сек). Известно, что аналогичный характер распределения теплового потока наблюдается и в Индийском океане [505]. На связь теплового потока с крупными тектоническими элементами указывает также Любимова Е. А. [206].

Таким образом, изучение пространственных вариаций теплового потока акваторий открывает перспективу получения дополнительной информации об их геологическом строении. Не исключено, что, наряду с исследованием крупных тектонических деформаций, возможно выявление относительно небольших геологических осложнений, с которыми связываются месторождения таких полезных ископаемых, как нефть и газ.

Эффективное использование теплоразведки МВТП в акватории водных бассейнов в значительной мере связано с разработкой аппаратуры, позволяющей быстро и с достаточной точностью фиксировать тепловой поток.

В настоящее время наиболее распространенным является метод раздельного определения теплового потока, используемого с первых шагов исследования этого геотермического параметра в морских условиях. Так, при изучении теплового потока дна Тихого океана Ревелл Р. и Максвелл А. [543] применили специально разработанную аппаратуру, позволившую заглубиться в грунт на 3 м и исследовать температуру, а затем отобрать образцы донных осадков для определения их тепло-

проводности. Подобные работы в Атлантическом океане были проведены Буллардом-Е. [425], применившим специальные зонды с датчиками температур, закрепленными на расстоянии 4,6 м друг от друга. Для изучения теплопроводности среды отбирались колонки прунта.

В настоящее время отмечается быстрое развитие морских геотермических исследований, способствующих совершенствованию методики измерений и измерительной аппаратуры. Интенсивному расширению исследований теплового потока в морях и океанах способствует ряд преимуществ перед континентальными измерениями и, в частности, то обстоятельство, что океанические исследования не связываются с бурением скважин, так как мягкие донные осадки обеспечивают достаточное проникновение в грунт геотермического зонда, чем в значительной степени облегчаются измерения.

В Советском Союзе изучение теплового потока на море начато в 1964 г. Институтом физики Земли АН СССР с применением приборов, изготовленных ИФЗ АН СССР в содружестве с СКБ Института радиоэлектроники АН СССР [206]. В основу методики проводимых ИФЗ АН СССР исследований теплового потока также положен наиболее распространенный раздельный метод по геотермическому градиенту в донных осадках и их теплопроводности.

Несмотря на достигнутую разработанность раздельного метода определения теплового потока дна водных бассейнов, он имеет некоторые недостатки, ограничивающие возможность применения этого метода для массовых геотермических измерений, имеющих место в теплоразведке МВТП. В подобных случаях целесообразно использовать принцип прямого, нераздельного измерения теплового потока с помощью чувствительных тепломеров. Известен опыт исследования теплового потока в неглубоких озерах (до 2—4 м) посредством дисковых тепломеров ЛТИХП с целью определения кондуктивной составляющей от воды ко дну водоёма. Измерение же глубинного теплового потока дна водных бассейнов с применением тепломеров возможно лишь на участках, в придонной области которых соблюдаются условия термической стабильности. Правда, некоторыми авторами [216] указывается на возможность существования в придонном слое воды температурного градиента, превышающего адиабатический, что при определенных условиях вызывает свободную тепловую конвекцию, а следовательно, и флуктуации температур. Однако применение в регистрирующей схеме высокоточных самописцев позволяет осуществлять контроль за стабильностью теплового потока и учитывать его колебания.

В Дагестанском филиале АН СССР разработана конструкция трехсекционного тепломера для изучения площадных вариаций теплового потока на дне крупных водных бассейнов — ДТ-3. Корпус донного тепломера выполнен из нержавеющей стали в форме усеченного конуса с меньшим основанием, обращенным в направлении объекта исследования (дна бассейна). В корпусе на осях закреплены три подвижные опоры, наружные концы которых шарнирно соединяются с датчиками теплового потока, выполненными в виде диска. Внутренние концы опор оканчиваются зубчатым сектором, входящим в зацепление с центральным штоком, который через устройство стопорного механизма осуществляет выведение из зацепления и раскрытие опор при соприкосновении штока с субстратом. Опоры, поднятые вверх в транспортном положении, выполняют роль стабилизаторов при движении тепломера сквозь толщу воды. В момент достижения тепломером твердого основания подвижные опоры раскрываются и прижимают диски датчиков теплового потока к поверхности дна. Одновременно освобождаются сложенные колена об-

разно нижний и верхний стержни термоградиентометра. Нижний конец опорного штока снабжен пробоотборником для взятия образца грунта для определения его теплопроводности.

С целью осуществления дистанционных геотермических измерений была использована классическая компоновка измерительной схемы: датчики теплового потока и температуры — линия связи — регистрирующее устройство (рис. 67). В качестве датчика теплового потока использовались три батареи (T_1, T_2, T_3) соединенных последовательно

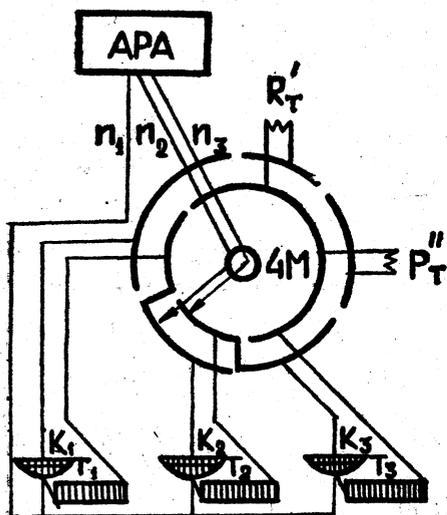


Рис. 67. Схема дистанционных измерений тепловых потоков дна водоёмов.

батареи дифференциальных термодпар, а также отбирать образцы придонных осадков. Переключение программы производится с помощью коммутационной схемы тепломера и часового механизма (4 М). Полный цикл автоматической записи по 6 программам осуществляется в течение одного часа. Перерывы между программами, составляющие две минуты, позволяют проконтролировать и записать нулевое положение самописца.

С целью исключения записки искаженного теплового потока вследствие непараллельности датчиков дну предусмотрены блокировочные контактные устройства (K_1, K_2, K_3), подключающие датчики к измерительной цепи только при условии их горизонтальности. Эти устройства выполнены в виде полусферы, в нижнюю часть которой встроен один из проводов, идущих от датчика теплового потока, конец второго провода зафиксирован на некотором расстоянии от первого. Оба контакта замыкаются ртутью, заполняющей часть полусферы только при горизонтальном положении датчика. К нижнему контакту полусферы подключается также одна из свободных жил кабеля (Π_1), служащая для фиксирования момента достижения прибором дна и приведения датчиков тепломера в рабочее положение.

Тепло- и термометрическая информация от датчиков тепломера ДТ-3 передается в регистрирующую аппаратуру (АРА) по жилам кабеля (Π_2 и Π_3).

Один из вариантов донного тепломера прошел успешные испытания на морских эстакадах Избербашского нефтяного промысла.

термостолбиков из «сплава Иоффе». Размеры секций и количество термозлементов в батарее определяются заданной чувствительностью тепломера. Функцию линии связи выполняет трехжильный шланговый кабель КТШ-0,6. Регистрация теплового потока осуществляется с помощью хорошо зарекомендовавшего себя комплекта, состоящего из измерительного усилителя И37 и самопишущего миллиамперметра Н349.

Донный тепломер позволяет вести автоматическую запись теплового потока от каждого из трех автономных датчиков (T_1, T_2, T_3), регистрировать суммарный сигнал трех датчиков одновременно, измерять градиент температуры придонной области с помощью термисторов ($R_{T'}^1$ и $R_{T'}^{11}$) или

ТЕПЛОВЫЕ ЭФФЕКТЫ, ПРЕДШЕСТВОВАВШИЕ И СОПУТСТВОВАВШИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЮ В ДАГЕСТАНЕ В 1970 г., КАК ПРОЯВЛЕНИЕ СОВРЕМЕННОЙ ТЕКТониКИ И ОТРАЖЕНИЕ ИНТЕНСИВНЫХ СОВРЕМЕННЫХ ДВИЖЕНИЙ

Естественный тепловой поток земных недр — это ёмкий геотермический параметр, формирующийся в результате разнообразных геолого-геохимических процессов и предопределяющий многие из них. Энергетическая сущность этого параметра создает благоприятные предпосылки для использования его проявлений в качестве косвенного способа изучения процесса накопления напряжений.

Перспективы прогнозирования землетрясений, исходя из темпа накопления напряжений и контроля их уровня, в значительной степени связываются с поисками путей фиксации низких величин деформации порядка 10^{-6} — 10^{-5} . Известно, что зоны новейших тектонических движений характеризуются аномальными значениями теплового потока [23, 237, 384], для этих же областей характерна и повышенная сейсмичность. Очевидно, что все эти явления генетически связаны друг с другом.

На протяжении ряда лет в Дагестанском филиале АН СССР проводятся площадные геотермические исследования зон новейших тектонических движений положительного знака. На этих участках, как правило, фиксируются отчетливые аномалии теплового потока (рис. 68).

С 1968 года организованы систематические наблюдения за характером поведения теплового потока на геотермической режимной станции (г. Махачкала) с целью регистрации возможных вариаций этого параметра во времени. Исследования осуществлялись с помощью высокочувствительного тепломера (конструкция Дагфилиала АН СССР), помещенного на забой режимной скважины. Уровень, на котором расположен тепломер, исключает возможность проникновения тепловых волн, вызванных суточными и годовыми колебаниями температур на земной поверхности. Скважина заполнена вязким раствором, предотвращающим возникновение конвективных токов.

В качестве датчика, отвечающего требованиям измерения низких тепловых потоков, были использованы материалы типа «сплава Иоффе». Необходимая для надежной регистрации низких тепловых потоков сила выходного сигнала достигается последовательным соединением нескольких десятков полупроводниковых термостолбиков, составляющих чувствительный элемент тепломера.

Схема автоматической записи тепловых потоков составлена из комплекта отечественных приборов серийного производства, описанных выше.

По истечении некоторого времени с начала наблюдений была отмечена тенденция к возрастанию величины теплового потока (рис. 69). Правда, эти изменения на первых порах были незначительны и с трудом выделялись на кривых, соответствующих отрезку времени до одного месяца. К тому же монотонный рост теплового потока осложнялся его короткопериодными флуктуациями, природа которых является предметом дальнейших исследований, что затрудняло интерпретацию полученных данных. Лишь при сопоставлении величин теплового потока за годовой период можно было явно проследить постепенное возрастание значений этого параметра. Так, с февраля 1968 года по февраль 1969 года тепловой поток возрос в 1,5 раза, а к тому же периоду 1970 года он увеличился в 3,4 раза по сравнению с начальными значениями. Достигнув максимума перед землетрясением, тепловой поток резко сократил свою величину во время основных толчков; при последующем возрастании он достиг уровня 1968 года только через 4 суток после этих

толчков. В дальнейшем рост теплового потока отмечен на протяжении двух деkad с последующим спадом до нормальных величин.

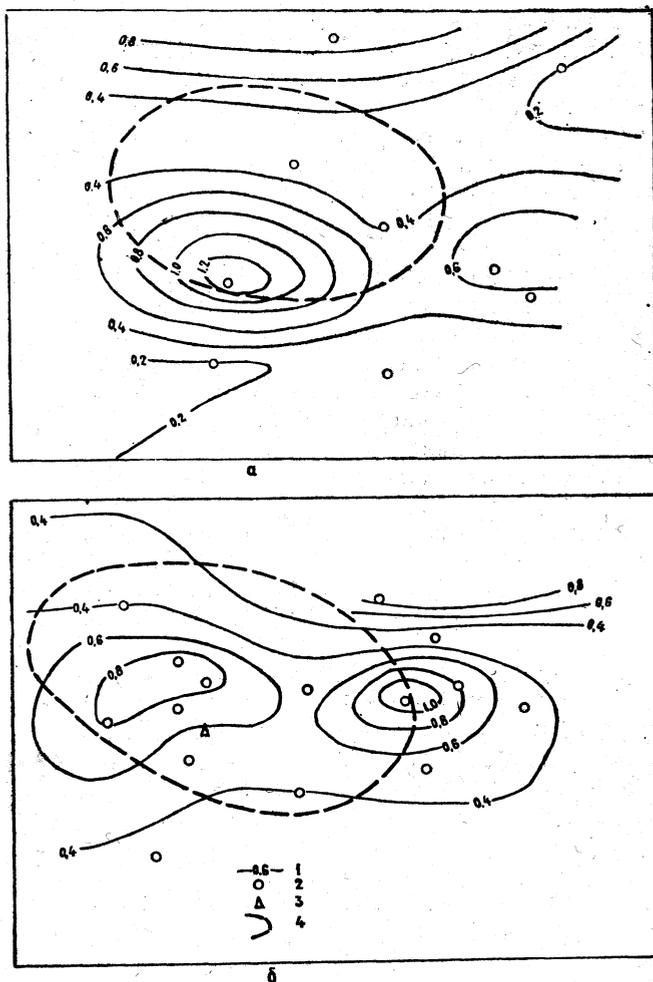


Рис. 68. Тепловые аномалии на участках новейших поднятий: а) Северо-Кочубеевское; б) Кочубеевское.

1 — изолинии тепловых потоков. 2 — геотермические скважины. 3 — скважины глубокого бурения. 4 — результаты геоморфологической съемки.

Повторные толчки сопровождались тепловыми эффектами, однозначная интерпретация которых затруднительна. Продолжительность протекания этих эффектов различна, нет строгой согласованности между силой толчков и интенсивностью их теплового проявления, но все они, как правило, характеризуются тенденцией к снижению общего уровня теплового потока после толчка.

Расчеты показывают [206], что для областей с очень сильной сейсмичностью поток сейсмической энергии $(8,7-0,9) \cdot 10^{-2}$ дж/м² сек соизмерим с нормальным тепловым потоком Земли, равным $5 \cdot 10^{-2}$ дж/м² сек ($1,2 \cdot 10^{-6}$ кал/см² сек). Таким образом, в аналогичных областях нормальный тепловой поток Земли может удвоить свою величину, что

и подтверждается практикой изучения этого параметра на срединных океанических валах, в рифтовых зонах и т. п.

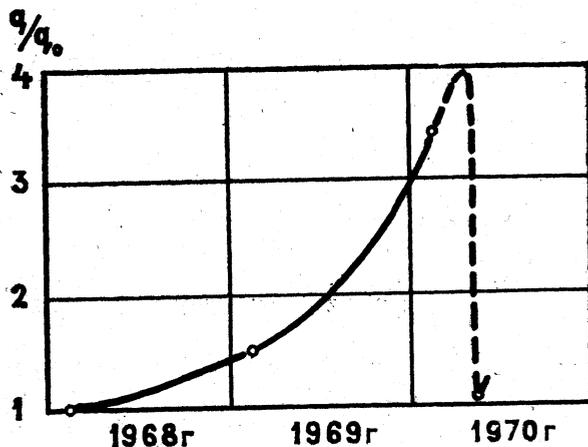


Рис. 69. Тепловые аномалии режимной скважины Махачкала-1.

Важным обстоятельством, вытекающим из проведенных исследований, является то, что возможны относительно кратковременные колебания теплового потока в довольно широких пределах (для одной точки наблюдений). Характер выявленных закономерностей дает основание выделять их в качестве предвестников землетрясения, что может оптимистически рассматриваться с точки зрения перспектив прогнозирования этого грозного явления природы. Для дальнейшего развития указанного направления необходимо создание сети геотермических режимных станций в областях с высокой сейсмической активностью; материалы, полученные на этих станциях, позволят с большим основанием ответить на поставленные вопросы.

Результаты проведенных наблюдений проливают свет на механизм формирования локальных тепловых аномалий, приуроченных к участкам новейших поднятий, (рис. 68) что позволяет ставить теплоразведку МВТП в разряд перспективных методов изучения неотектоники и связанных с ней зон формирования или разрушения залежей нефти и газа.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Тепловой поток является наиболее полным выражением геотермического режима исследуемых объектов. Поэтому изучение пространственного распределения плотности теплового потока может рассматриваться как наиболее кардинальный способ изучения всего многообразия тепловых процессов, протекающих в недрах Земли.

Наиболее важным результатом проведенных исследований является установление весьма значительных пространственных изменений плотности теплового потока через осадочную толщу на сравнительно небольших площадях, что связывается с интенсивным возмущающим воздействием осадочной толщи на глубинный тепловой поток.

Особого внимания и дальнейшего пристального изучения заслуживает факт установления значительного изменения плотности теплового потока во времени, отмеченный при непрерывной регистрации его на режимной геотермической станции «Махачкала». Более чем трехкратное увеличение этого параметра за два года, предшествовавшие Дагестанскому землетрясению 14 мая 1970 года, говорит о нестационарности теплового потока и о возможности значительных по амплитуде короткопериодных его флуктуаций. Это ставит на повестку дня вопрос о необходимости изучения пространственно-временного изменения плотности теплового потока. Такие исследования могут быть поставлены путем бурения сети скважин для режимных геотермических наблюдений. Она должна обеспечить наблюдения за вариациями плотности теплового потока во времени на основных структурных элементах исследуемой территории.

Самостоятельный интерес представляют и некоторые частные выводы, полученные при изучении теплового режима осадочной толщи Дагестана, а также некоторые методические приемы и построения, примененные при этом.

Отчетливо прослеживается главенствующая роль структурного фактора в формировании температурных и тепловых аномалий в осадочной толще. Крупные геоструктурные элементы находят четкое отражение в тепловых потоках через приповерхностные участки. Структуры более мелкого порядка на тепловом фоне крупного тектонического элемента характеризуются значительной дифференциацией теплового потока в соответствии со структурной выраженностью, размерами и знаком этих структур. Зоны глубинных разломов, создающие благоприятные условия для интенсивного переноса тепла восходящими флюидами, четко фиксируются в виде узких зон аномальных величин плотности теплового потока. Сказанное позволяет рассматривать эту величину в качестве одного из отправных критериев при решении некоторых

геолого-структурных задач, положив начало планомерной разработке нового геотермического вида поисков полезных ископаемых — метода вариаций теплового потока (МВТП). Последний вышел из стадии экспериментальных разработок и рекомендуется к внедрению в комплексе с другими геофизическими исследованиями.

Перспективы дальнейшего прироста нефтегазоносных площадей Дагестана связываются с освоением акватории Каспийского моря и, в частности, Кизлярского залива. Проведение сейсмических работ на море может пагубно отразиться на состоянии ихтиофауны. Условия мелководья Кизлярского залива создают благоприятные предпосылки для разработки и всесторонней проверки методики проведения теплоразведки МВТП и в шельфовой зоне крупных водных бассейнов.

Широкие перспективы для экспериментального изучения теплового потока Земли открывает нераздельный метод измерения этого параметра с помощью скважинных тепломеров. Последние тепломеры позволяют осуществить автоматическую регистрацию теплового потока, что улучшает качество замеров, облегчает процесс измерений и повышает эффективность применения терморазведки МВТП. Создание высокочувствительных скважинных тепломеров и разработка надежной системы регистрации низких тепловых потоков позволяет также фиксировать вариации этого параметра во времени. Это создает возможность изучения амплитуды колебаний теплового потока, вызванных активизацией сейсмических процессов, что открывает путь к осуществлению прогнозирования землетрясений.

Оценка теплового режима мощной (до 12 км) осадочной толщи Предгорного Дагестана проведена благодаря применению ряда специфических приемов и построений.

Изучение геотермического режима базируется на установлении закономерностей распределения температур отдельных литостратиграфических комплексов с построением карт геозотерм по их поверхности. Пространственная картина распределения температур в определенном объеме осадочного чехла воссоздается путем наложения серии карт геозотерм.

Оригинальными в настоящей работе явились геолого-теплофизические профильные разрезы, карты суммарного теплового сопротивления и др., направленные на создание приближенной теплофизической модели осадочной толщи.

Показанная на примере Дагестана корреляция литологического и плотностного строения осадочного чехла, а также его температурного режима с тепловыми свойствами пород разреза может быть рекомендована в качестве своеобразного приема оценки теплофизических констант осадочных образований в их естественном залегании.

Карты геозотерм и карты глубин залегания поверхности ряда литостратиграфических комплексов позволили установить зависимость среднего геотермического градиента в покрывающих толщах пород и средней теплопроводности отдельных покровов от их мощности и строения.

Выявленные закономерности позволили получить пространственные представления о плотности теплового потока через осадочную толщу с построением соответствующих карт. Последние открывают путь к изучению теплового баланса осадочного чехла.

ЛИТЕРАТУРА

1. Алексин А. А., Дьяконова Е. А. Геотермическая обстановка Прикаспийской впадины. — Труды второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.
2. Алиев А. Г., Акаева В. П. Петрография юрских отложений Юго-Восточного Кавказа. Баку, 1957.
3. Алиев С. А., Мехтиеv Ш. Ф. Некоторые вопросы геотермии Кавказа. — В сб.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968.
4. Амирханов Х. И. К методике определения коэффициента теплопроводности горных пород. — Труды Азерб. ФАН СССР. Сер. физ.-хим., т. 28, 1936.
5. Амирханов Х. И. и др. Геотермические исследования в Дагестане. — В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, II. М., Изд-во АН СССР, 1961.
6. Амирханов Х. И. Исследование теплопроводности закиси меди. — Изв. АН Азерб. ССР, № 4, 1946.
7. Амирханов Х. И., Адамов А. П. Теплопроводность воды и водяного пара около критической области. — Теплоэнергетика, № 10, 1963.
8. Амирханов Х. И., Адамов А. П., Гасанов Г. Д., Гасанов С. С., Гаирбеков Х. А. Теплопроводность углекислого газа в критическом состоянии. Тезисы докл. на Всесоюз. конф. «Теплофизические свойства веществ, новые схемы и циклы энергетических установок», 1964.
9. Андриевский А. И., Волощенко В. И., Мищенко М. Т. О химических примесях в закиси меди. — Научные записки Львовск. сельскохоз. ин-та, т. 4, 1954.
10. Андриевский А. И., Мищенко М. Т. Некоторые вопросы кинетики и процесса окисления меди. — ЖТФ, XXII, вып. II, 1952.
11. Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе. — Избр. труды II. Изд-во АН СССР, 1954.
12. Архаров А. М. Стабилизация ТЭДС термопар. — Измерительная техника, № 3, 1957.
13. Ахмамедов А. Некоторые особенности геотермических условий месторождения Кошун-Тепе. — Труды Туркм. филиала Всесоюзн. нефтяного н.-и. ин-та, вып. 9, 1967.
14. Багинская Е. Н., Булгакова И. А., Гоев В. И. Новые данные о строении Терско-Каспийского прогиба по результатам региональных геофизических исследований. — Тезисы конф. по пробл. «Геология и полезные ископаемые заруб. стран». НИЛЗарубежн. геол. М., 1969.
15. Байдюк Б. В. Механические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. М., Гостоптехиздат, 1963.
16. Бацевич Л. Геологическое описание Апшеронского полуострова. — Материалы по геологии Кавказа. Вып. II; 1881.
17. Бегунькова А. Ф., Киссин И. Г. Определение тепловых свойств горных пород на образцах малых размеров. — В сб.: Термальные и минеральные воды Северного Кавказа. М., «Наука», 1965.

18. Бедчер А. З. Характеристика геотермического градиента на нефтяных месторождениях Кубани и применение термических исследований для решения нефтепромысловых задач.— В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. I. Изд-во АН СССР, 1959.
19. Беккер Д. А., Грин С. Б., Пирсон Г. Л. Свойства и применения термисторов — термочувствительных сопротивлений. — УФН, т. 45, вып. 2, 1951.
20. Белоусов В. В. Большой Кавказ. Опыт геотектонического исследования. Труды ЦНИГРИ, I, вып. 108, 1938; II, вып. 121, 1940; III, вып. 126, 1939.
21. Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материалов. М., «Наука», 1966.
22. Беликов Б. П. Упругие свойства горных пород. Изд. АН СССР, сер. геол., № 11, 1961.
23. Белоконь В. Г. Геотермические проявления и колебательные движения в Донбассе.— В сб.: Материалы по геологии Донецкого бассейна. М., «Недра», 1968.
24. Беляков М. Ф. Геотермические аномалии соляных куполов Эмбы.— Докл. АН СССР, нов. сер., т. 68, № 6, 1949.
25. Беляков М. Ф. О связи геоизотерм с докембрийским рельефом Русской платформы.— Докл. АН СССР, т. 64, № 2, 1949.
26. Беляков М. Ф. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. М., Гостоптехиздат, 1955.
27. Беляков М. Ф. Геотермические аномалии Днепровско-Донецкой впадины.— Природа, № 11, 1951.
28. Беляков М. Ф. Геотермические измерения в Белоруссии.— Нефтяное хозяйство, № 1, 1954.
29. Берч Ф. Радиогенное тепло.— В сб.: Ядерная геология. М., Изд-во ИЛ, 1956.
30. Благоднаров Н. С. Температурные условия Майкопских отложений Предкавказья.— В сб.: Труды Грозн. нефт. ин-та, № 29. М., «Недра», 1968.
31. Богомолов В. З., Чудновский А. Ф. Метод определения термических характеристик почвогрунтов в их естественном состоянии. — ЖТФ, IX, вып. 14, 1939.
32. Богомолов Г. В., Цибуля Л. А. Геотермическая зональность на территории БССР и ее связь с геологическими структурами.— В сб.: Строение и физика глубин. недр Зап. региона СССР. Минск, «Наука и техника», 1969.
33. Богомолов Г. В. Изучение геологических структур методами геотермии.— Докл. АН БССР, № 2, 1968.
34. Богомолов Ю. Г. О геотермии Сибирской платформы.— В сб.: Доклады на IV конфер. мл. научн. сотр. и аспирантов геол. ин-та АН СССР. М., «Наука», 1966.
35. Бондаренко В. М., Лю Шу-дунь, Тархов А. Г. Новые средства подземной геофизической разведки.— В сб.: Методика, техника и результаты геофизической разведки. М., «Недра», 1967.
36. Брод И. О., Успенская Н. Ю. Геологическая карта Дагестанской нефтеносной области. Грозный, 1937.
37. Брод И. О., Успенская Н. Ю. Нефтяные месторождения Дагестанской АССР. Межд. геол. конгр., XVII сессия, 1937.
38. Будыко М. И. Тепловой баланс земной поверхности. Л., Гидрометеоиздат, 1956.
39. Бунин Г. Г. Сейсмичность Дагестана и ее связь с неотектоническим развитием.— Тезисы докл. III конф. по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968.
40. Варгафтик Н. Б., Зимина Н. Х. Теплопроводность аргона при высоких температурах.— Теплофизика высоких температур, т. 2, № 5, 1967.
41. Вассоевич Н. Б. Среднемиоценовый цикл осадконакопления в Терско-Дагестанской нефтяной провинции.— Нефтяное хозяйство, № 6, 1962.
42. Викторов Б. Н. Некоторые закономерности изменения плотности пород

и их связь с геологической историей региона.— Прикладная геофизика, вып. 16, Гостоптехиздат, 1957.

43. Виноградов А. Б. Химическая эволюция Земли. М., Изд-во АН СССР, 1959.

44. Виноградов А. П., Ярошевский А. А. Динамика зонного плавления и некоторые геохимические следствия.— Геохимия, № 12, 1967.

45. Вишневский Е. Е. Импульсный метод определения теплофизических характеристик влажных материалов. Труды Всесоюз. н.-и. кинофотоинститута. Сушильная техника, вып. 2, 1958.

46. Власова С. П., Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К. К вопросу о величине тепловых потоков в некоторых районах Большого Кавказа и Предкавказья.— Нефть и газ, № 5, 1966.

47. Власова С. П., Тарануха Ю. К. Геотермическая характеристика разреза мезокайнозойских отложений и полигеотермические условия Предкавказья.— Труды второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.

48. Власова С. П. Теплофизические свойства метаморфических и осадочных пород докембрийско-палеозойских и мезо-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья.— Труды Грозн. нефт. ин-та, № 30, 1967.

49. Войткевич Г.—В. Радиогеология и ее значение в познании истории Земли, М., Гостеолтехиздат, 1956.

50. Волобуев Г. П. О температурном факторе метаморфизации подземных вод мезозойских отложений Предкавказья.— Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.

51. Воскобойников М. Е. К вопросу о зависимости горных пород от условий их формирования.— Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 3, 1948.

52. Воейков А. И. Метеорология. СПб., 1904.

53. Выборных С. Ф. Промышленное геофизическое оборудование и аппаратура. М., Гостоптехиздат, 1958.

54. Гаджиев Р. М. Плотность осадочных пород Восточного Азербайджана.— Азерб. нефтяное хозяйство, № 1, 1960.

55. Галина А. А. История геологического развития Предгорного Дагестана в плиоценовое время.— Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.

56. Галин В. Л. Основные этапы геотектонического развития и возраст складчатости Дагестана.— Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 26. Новые данные по нефтяной геологии, геотермии и геофизике Центрального и Восточного Кавказа. М., «Недра», 1968.

57. Галин В. Л. Морфогенетические типы складчатости альпийского (мезокайнозойского) осадочного чехла в Дагестане. Труды ин-та геологии, вып. 7. Материалы по геологии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала, 1968.

58. Геодекян А. А., Макаренко Ф. А. Опыт глубинной экстраполяции температуры в области Южно-Каспийского тектонического прогибания.— Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Недра», 1967.

59. Геология и нефтегазоносность юга СССР. Дагестан.— Труды КЮГЭ. Л., Гостоптехиздат, 1959.

60. Геологическое строение восточной части Северного склона Кавказа.— Труды КЮГЭ. Л., Гостоптехиздат, 1959.

61. Геотермические исследования. Сб. статей под ред. Е. А. Любимовой. М., «Наука», 1964.

62. Герашенко О. А., Федоров В. Г. Термические и тепловые измерения. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1955.

63. Герашенко О. А., Федоров В. Г. Галетные датчики теплового потока. ГОСИНТИ, ПНТПО, № 26—64—1028/54. М., 1964.

64. Герашенко О. А., Федоров В. Г. Спиральный датчик теплового потока. ГОСИНТИ, ПНТПО № 26—64—1029/54. М., 1954.

65. Герашенко О. А., Ионова Н. И. Новый прибор для определения коэффициента теплопроводности. Теплофизические свойства вещества. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1966.

66. Глаголев В. И., Альперович З. З. Измеритель малых тепловых потоков для плоских поверхностей.— Холодильное дело, № 6, 1936.

67. Глюзман А. М. Стационарное тепловое поле Земли вблизи куполообразных структур.— Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 3, 1966.

68. Гмид Л. П. К литологии глинистых пород чокрака и карагана Северо-восточного Кавказа.— Геол. сб. I. Труды ВНИГРН, вып. 83, 1955.

69. Голубятников В. Д. Третичные отложения Дагестана. Труды по геол. и полезным ископаемым Сев. Кавказа. СКГУ, вып. 2, 1933.

70. Голубятников В. Д. О тектонике Предкавказья. Труды совещ. по тектонике альпийск. геосинкл. областей юга СССР. Баку, 1956.

71. Голубятников В. Д. Геология и полезные ископаемые третичных отложений Дагестана. Труды ЦНИГРИ, вып. 131, 1940.

72. Голубятников Д. В. Берикейская нефтеносная площадь. Изв. Геол. Комитета, 1906.

73. Голубятников Д. В. Геотермические наблюдения на Биби-Эйбате и в Сурахане. Детальная геологическая карта Апшеронского полуострова. Биби-Эйбат.— Труды геол. комитета, ч. II, нов. сер., 141, 1916.

74. Головачев Ю. А. Связь геотермических условий с геологическим строением Крымского полуострова. (На примере Октябрьского нефтяного месторождения).— В сб.: Тезисы докл. II конф. молодых специалистов Укр. н.-и. ин-та природных газов. Харьков, 1966.

75. Голянд М. М., Карпов В. И. Автоматизированные приборы для определения коэффициента теплопроводности изоляционных материалов.— В сб.: Труды Ленинградск. ин-та холодильной и молочной промышленности. Пищпромиздат, т. 4, 1953.

76. Горбенко Л. А. Термометр сопротивления для полевой геотермической разведки.— Бюлл. Нов. нефт. техн. № 1, Азнефтеиздат, 1936.

77. Горбенко Л. А. Результаты применения геотермической разведки в Азербайджане. Бюлл. Нов. нефт. техн. № 1, Азнефтеиздат, 1936.

78. Гордеев Д. И. Академические экспедиции второй половины XVIII в. и их роль в развитии гидрогеологических знаний в России.— Труды лаб. гидрогеол. проблем, т. I. Изд. АН СССР, 1948.

79. Гордиенко В. В. Геотермические условия и тепловые свойства пород Крымского полуострова. Автореф. канд. дисс., Киев, 1967.

80. Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Методика изучения тепловых свойств горных пород и расчет величины теплового потока Крыма.— Геофиз. сб. АН СССР, вып. 24, 1968.

81. Гордиенко В. В., Кутас Р. И. Тепловые поля советских Карпат и соседних территорий.— Доловиди АН УССР, Б, № 11. Киев, 1968.

82. Гросгейм В. А. К палеогеографии Дагестана в караганское время.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1952.

83. Гутенберг Б. Физика земных недр. Изд-во «Мир», 1963.

84. Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термометрия скважины при поисках, разведке и разработке месторождений нефти и газа.— В сб.: «Термометрические методы увеличения нефтеотдачи и геотермия нефт. месторождений». М., 1967.

85. Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И. Термические исследования скважин. М., Гостоптехиздат, 1952.

86. Дергунов И. Д. Методика геотермических исследований.— В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, I. М., Изд-во АН СССР, 1959.

87. Дергунов И. Д., Горожанкин И. И. К вопросу измерения температур верхних слоев земной коры.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 4, 1954.

88. Джамалов С. А., Левкович Р. А. Термальные воды среднего миоцена Дагестана и их использования.—Труды ин-та геол. Даг. ФАН СССР, т. I. Махачкала, 1958.
89. Джамалов С. А., Левкович Р. А. Закономерности изменения температур по глубине.—Труды ин-та геол. Даг. ФАН СССР, т. II. Махачкала, 1961.
90. Джамалов С. А., Кудрявцева К. А., Левкович Р. А., Курбанов М. К. Подземные воды Дагестана. Махачкала, 1961.
91. Джамалов С. А., Левкович Р. А., Суетнов В. В. Тепло Земли и его практическое использование. Изд-во «Наука», 1965.
92. Джамалов С. А., Суетнов В. В. Некоторые закономерности глубинных температур третичных отложений в Прибрежной полосе Дагестана.—Труды ин-та геол. Дагфилиала АН СССР, т. I, 1958.
93. Джибути С. С. Гидротермы Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна и их участие в переносе и распределении подземного тепла.—В сб.: Материалы к V конф. мл. научн. сотр. и аспирантов. Лаб. геол. проблем АН СССР, 1960.
94. Дзидзигури А. А., Дуганов Г. В., Оннани Ш. И., Сарычев Р. А., Кухарев В. Н. Теплофизические характеристики горных пород и методы их определения. Тбилиси, 1966.
95. Диев Н. П., Кочнев М. Н. О структуре медной ожаины и механизме окисления меди.—Докл. АН СССР, т. 35, № 3, 1952.
96. Добрынин В. М. Физические свойства нефтегазовых коллекторов в глубоких скважинах. М., «Недра», 1965.
97. Дробышев Д. В. Верхний мел и карбонатные отложения палеогена на северном склоне Кавказа. М.—Л., Гостоптехиздат, 1951.
98. Дружинин А. В. Пример аномального распределения глубинных температур в пределах Юго-Восточного склона Русской платформы.—Геология нефти и газа, № 7, 1967.
99. Дружинин А. В. Геотермическая характеристика пород Самарской Луки.—Геология нефти и газа, № 6, 1963.
100. Дружинин А. В. Геотермические условия Куйбышевского Поволжья.—Труды Куйбыш. н.-и. ин-та нефт. пром., вып. II, 1962.
101. Дубинский Л. Я. Геотермический режим Предкавказья и соседних территорий.—В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, I. М., Изд-во АН СССР, 1959.
102. Дуганов Г. В., Кухарев В. В. Вентиляция и кондиционирование воздуха при разработке круто падающих пластов.—Холодильное дело, № 6, 1936.
103. Дудник Д. М. Малоинерционный измеритель локальных тепловых потоков.—Труды конф. по перспективам развития и внедрения холодильной техники в народном хозяйстве СССР. Госторгиздат, 1963.
104. Дучков А. Д., Серяков В. А. Скважинный термометр.—Разведочная геофизика. «Недра», вып. 27, 1968.
105. Думанский С. Г. Применение геотермических исследований для поисков глубинных структур в Предкарпатском прогибе.—Тезисы докл. на втором совещании по геотермическим исследованиям в СССР. М., 1964.
106. Дульнев Г. Н. Руководство по определению тепловых свойств горных пород и строительных материалов по усовершенствованным методам регулярного режима. ЛИМТО отчет по теме 57458Ч1, 1959.
107. Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. Изд-во Гостоптехиздат, 1958.
108. Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А. Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., «Недра», 1969.

109. Ерофеев В. Ф. О природе тепловых аномалий Волго-Уральского нефтегазозоного бассейна.— Советская геология, № 5, 1969.
110. Ермоленко В. Д. Определение термических коэффициентов влажных материалов. ЖТФ, XXV, вып. 5, 1955.
111. Емченко М. П. Метод определения термических коэффициентов анизотропных тел.— Сб. трудов ЛИТМО, вып. 20, 1956.
112. Есьман Б. И., Дедусенко Г. Я., Яншинков Е. Л. Влияние температуры на процесс бурения глубоких скважин. М., Гостоптехиздат, 1962.
113. Жарков В. Н. Физика ядра Земли.— Труды ин-та физики Земли АН СССР, № 20, 187, 1962.
114. Жарков В. Н. О коэффициенте теплопроводности оболочки Земли. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1958.
115. Жарков В. Н. Термодинамика оболочки Земли. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1959.
116. Жеваго В. С. Основные закономерности распределения тепла в верхней части земной коры на территории Казахстана.— Труды ин-та гидрогеологии и гидрофизики АН Каз. ССР, I, 1968.
117. Жданов А. С. О возможности сохранения коллекторских свойств песчано-глинистых пластов на больших глубинах.— Труды ГНИ, № 29, Изд-во «Недра», 1968.
118. Залкинд Н. А., Кормер Н. М., Ананьин А. В. Малоинерционный тепломер ОРГРЕС.— Теплоэнергетика, № 7, 1960.
119. Застежко Ю. С., Терещенко В. А., Лурье А. Н., Кривошея В. А. Геотермические условия Днепровско-Донецкой впадины в связи с решением вопросов гидрогеологии и нефтегазозоности.— Нефтегазозоносн., геол. и геофиз. Научно-технич. сб., № 12, 1965.
120. Завельский В. С., Завельская Ф. С. Тепловой мост.— Автоматика и телемеханика, № 2, 1951.
121. Застежко Ю. С., Терещенко В. А., Лурье А. И. Новые данные о геотермических условиях Днепровско-Донецкой впадины.— Изв. АН СССР, сер. геол., № 11, 1965.
122. Застежко Ю. С., Лурье А. И. Некоторые особенности геотермических условий Тебелинского газового месторождения.— Нефтяная и газовая промышленность. Информ. научн.-техн. сб., № 3(23), 1965.
123. Зуев Ю. Н., Пашковский В. Н., Рахимов Н. В. О геотермических условиях мезокайнозойских отложений некоторых нефтегазозоных областей Узбекистана. Нефт. и газ. пром. Средн. Азии, № 6, 1966.
124. Зуев К. П. К методике исследования электропроводности ТЭДС закиси меди в твердом и жидком состоянии.— Труды Ставропольск. сельскохоз. ин-та, вып. IX, 1960.
125. Ингерсолл Л. Р., Зобель О. Дж., Ингерсолл А. К. Теплопроводность, ее применение в технике и геологии. Машгиз. М.—Л., 1959.
126. Иоффе А. В., Иоффе А. Ф. Простой метод измерения теплопроводности, ЖТФ, XXII, вып. 12, 1952.
127. Иоффе А. Ф. Физика полупроводников. М., Изд-во АН СССР, 1959.
128. Каганов М. А., Розеншток Ю. Л. Об измерении тепловых потоков с помощью тепломеров.— Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 8, 1961.
129. Казанский А. Б. К вопросу об интерпретации температурных измерений в скважинах.— В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. Изд-во «Наука», 1967.
130. Кантер К. Р. Об одном методе мгновенного источника тепла для определения термических характеристик.— ЖТФ, т. XXV, вып. 3, 1955.
131. Карслоу Г. С. Теория теплопроводности. М.—Л., Гостехиздат, 1947.
132. Кашкай М. А. Роль сопряженных поперечных и продольных структур

в геотермическом режиме Кавказа.—Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., Изд-во «Наука», 1967.

133. Кашпур Я. Н. Некоторые закономерные особенности геотермического режима Донбасса.—Геолог. журн., 17, № 4, 1967.

134. Кашпур Я. Н. Об измерении температуры в Очереминской скважине Донбасса.—Доповиди АН УССР, № 8, Киев, 1960.

135. Кикнадзе Р. А. Методы исследования тепловых коэффициентов горных пород. Автореф. канд. дисс., Тбилиси, 1960.

136. Киссин И. Г. Геотермический режим и величина теплового потока в Центральном и Восточном Предкавказье.—В сб.: Труды второго совещания по геотермическим исследованиям в СССР. М., Изд-во «Наука», 1967.

137. Киссин И. Г. Восточно-Предкавказский артезианский бассейн. М., Изд-во «Наука», 1964.

138. Кириков А. Б. О развитии геотермии в течение второй пятилетки. Изд-во Стандартизации и рационализации, вып. 3, 1932.

139. Кириков А. Б. Состояние и практическое развитие радиометрических и геотермических методов разведки.—Труды Первой геофиз. конфер. Л.—М., 1932, 1933.

140. Кириллова И. В., Люстих Е. Н., Растворова В. А., Сорский А. А., Хаин В. Е. Анализ геотектонического развития и сейсмичности Кавказа. М., Изд-во АН СССР, 1960.

141. Кобранова В. Н. Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962.

142. Козлов Н. А. Использование термисторов ММТ-4 при геотермических измерениях.—В сб.: Тепло- и массообмен в мерзлых горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

143. Козырин А. К., Бабенков В. Е. Некоторые результаты геотермических работ в Челябинской области.—Труды Свердл. горн. ин-та, вып. 41, 1962.

144. Ковнер С. С. К теории термической разведки.—Докл. АН СССР, т. 32, № 6, 1941.

145. Ковнер С. С. К обоснованию термического метода разведки.—Докл. АН СССР, т. 37, № 3, 1942.

146. Ковнер С. С. К теории термической разведки. Влияние Артинского массива на склоне гравитационного максимума.—Докл. АН СССР, т. 42, № 6, 1944.

147. Ковнер С. С. Теоретическое обоснование термического метода разведки. Ин-т теоретической геофизики. Рефераты научно-исслед. работ АН СССР. 1943—1944. Отдел физ.-мат. наук, 1945.

148. Ковнер С. С., Шнеерсон Б. Л. К вопросу о сопоставлении термического метода разведки с гравитационным и электрическим.—Докл. АН СССР, т. 47, № 1, 1945.

149. Ковнер С. С. Математическая теория теплового режима n -слойной среды.—Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., 1937.

150. Ковнер С. С. Качественный анализ термической аномалии антиклинали.—Докл. АН СССР, т. 55, № 7, 1947.

151. Ковнер С. С. Расчет величины термической аномалии антиклинали.—Докл. АН СССР, т. 56, № 5, 1947.

152. Ковнер С. С. Геотермические аномалии Ишимбаевских месторождений.—Докл. АН СССР, нов. сер., т. 64, № 3, 1949.

153. Колесников А. Г., Спиранская А. А. Прибор для определения тепловых потоков.—Изв. АН СССР, сер. геофиз., II, 1958.

154. Кондратьев Г. М. Приборы для скоростного определения тепловых свойств. Ленмашгиз, 1949.

155. Кондратьев Г. М. Регулярный тепловой режим.—Гос. изд. техн.-теор. лит., 1954.

156. Конюхов И. А. Литология и коллекторские свойства нижнемеловых отложений Южного Дагестана.—Вестник МГУ, № 12, 1950.

157. Корытникова Н. Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур.—Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 3, 1943.

158. Корытникова Н. Н. Влияние водных бассейнов на тепловой режим прилегающих участков земной коры. — Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., № 1, 1940.

159. Коростелев Н. А. Климат Дагестана. М.—Л., Гос. сельхоз. издат., 1931.

160. Коростелев П. П., Тимаков А. М., Квят З. Г. Сводный отчет о результатах работ Восточно-Дагестанской региональной геофизической партии за 1964—67 гг.—Фонды СКГУ, Ессентуки, 1968.

161. Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным.—Бюлл. Минп, отд. геол., нов. сер., т. XII, вып. 4, 1958.

162. Корценштейн В. Н. Геотермический режим Предкавказья, Прикарабазья и Западного Узбекистана в связи с проблемой использования термальных вод. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.

163. Котов В. С., Матвиенко В. Н. Геотермические условия и ресурсы термальных вод Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.

164. Краев О. А. Метод зависимости теплопроводности от температуры за один опыт. — Теплоэнергетика, № 4, 1956.

165. Кравченко К. Н. Количественное соотношение мощностей отложений как один из элементов тектонических исследований. Докл. АН СССР, т. 189, № 1, 1969.

166. Красковский С. А., Никифоровская Н. А. Тепловые потоки в Земле. Л. БАН, 1966.

167. Красковский С. А., Мехтиев Ш. Ф. О термальном режиме нефтяных месторождений.—Изв. АН Азерб. ССР. Отд. геол.-хим. наук и нефти, вып. 1 и 2, 1946.

168. Красковский С. А. О термальных условиях соляных куполов. — Разведка недр. № 3, 1937.

169. Кулаков М. В. К определению термических коэффициентов твердых теплоизоляторов, ЖТФ, т. XXII, вып. 7, 1952.

170. Кульчицкий Д. И., Осадчий В. Г. Тепловой режим Западно-Украинской нефтегазоносной области. — Нефть и газ. промышленность, № 2(38), 1968.

171. Кутас Р. И. Условия формирования геотермического режима земной коры. Автореф. канд. дисс., Киев, 1965.

172. Кутас Р. И. Особенности геотермического режима Советских Карпат. — Геофиз. и астрон. информ. бюлл., № 7, 1967.

173. Кутас Р. И. Некоторые особенности геотермического режима Карпат в связи с тектоникой. — В сб.: Материалы II и III научн. техн. конф. молодых геофизиков Украины, 1966—1968. Киев, Изд-во «Наукова думка», 1968.

174. Кутасов И. М. Тепловые процессы в буровых скважинах. Автореф. канд. дисс. М., 1965.

175. Кутасов И. М. Восстановление температурного поля пород после бурения скважин. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1964.

176. Кутасов И. М., Любимова Е. А., Фирсов Ф. В. Скорость восстановления температурного поля в скважинах Кольского полуострова. — В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. Изд-во «Наука», 1966.

177. Кутасов И. М. Уточнение зависимости сопротивления термисторов от температуры. — В сб.: Тепло- и массообмен в мерзлых почвах и горных породах. М., Изд-во АН СССР, 1961.

178. Кутасов И. М., Девяткин В. Н. Экспериментальное исследование термического режима неглубокой конвектирующей скважины. — В сб.: Тепловые процессы в мерзлых горных породах. М., «Наука», 1964.

179. Лахтионов М. О., Тархов А. Г. Опыт терморазведки на колчеданных месторождениях Урала. — Изв. Высш. уч. завед. Геология и разведка. № 5, 1967.

180. Лебедев Т. С., Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Геотермическая характеристика Крымского полуострова и некоторых районов Восточных Карпат. — В сб.: Строение и физика глубинных недр Зап. региона СССР. Минск, Изд-во «Наука и техника», 1969.
181. Лебедев Т. С., Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Геотермические условия советских Восточных Карпат и Крыма. — В сб.: Геофиз. исследования строения земной коры Юго-Восточной Европы. Верхняя мантия, № 5. М., «Наука», 1967.
182. Левин Б. Ю. Происхождение Земли и вопросы ее строения и состава. — Вестник АН СССР, № 2, 1962.
183. Левин Б. Ю., Маева С. В. О термической истории Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1960.
184. Левкович Р. А. Термодинамические условия верхнемеловых отложений Предгорного Дагестана. — Тезисы докл. I конф. молодых ученых Дагестана. Махачкала, 1963.
185. Левкович Р. А. Опыт изучения геотермических условий складчатых районов на примере Дагестана. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 5, 1964.
186. Левкович Р. А. К оценке теплофизических свойств горных пород в естественном залегании. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 5, 1964.
187. Левкович Р. А. К распределению температур в верхнемеловых и фораминиферовых отложениях Южного Дагестана. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 5, 1964.
188. Левкович Р. А. К вопросу использования гидротерм среднего миоцена предгорного прогиба Дагестана. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 5, 1964.
189. Линдроп Н. Т. Связь между содержанием парафина Грозненских районов и температурой пластов. — Азерб. нефт. хоз., № 45, 1922.
190. Литолого-фациальные особенности и трещиноватость мезозойских карбонатных пород в связи с их нефтегазоносностью. Под ред. проф. Конюхова И. А. Изд-во МГУ, 1966.
191. Личков Б. Л. Природные воды Земли и литосферы. М.-Л., Изд-во АН СССР, 1960.
192. Лобов В. А. Геотермические условия Среднего Поволжья. — Труды Куйбышевск. н.-и. ин-та нефт. пром., вып. I, 1960.
193. Ломтадзе В. Д. Результаты экспериментального изучения уплотняемости глин под действием гравитационной нагрузки. — В сб.: Материалы по геологии, минералогии и использованию глин в СССР. Изд-во АН СССР, 1958.
194. Лотиев Б. К., Стерленко Ю. А., Станулис В. А. Тектонические зоны центральной части северного склона Кавказа, Центрального и Восточного Предкавказья (в связи с оценкой перспектив нефтегазоносности). — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.
195. Лотиев Б. К., Стерленко Ю. А., Станулис В. А. Соотношение структурных планов палеозойских и мезокайнозойских отложений в Чечено-Ингушетии. — Сов. геология, № 7, 1968.
196. Лыков А. В., Ауэрман Л. Я. Теория сушки. Пищепромиздат, 1946.
197. Лыков А. В. Теплопроводность нестационарных процессов. Госэнергоиздат, 1948.
198. Лыков А. В. Термодинамические исследования массообмена во влажных материалах. — Теплоэнергетика, № 6, 1954.
199. Лыков А. В. Явления переноса в капиллярно пористых телах. М., Гостехиздат, 1954.
200. Лыков А. В. Теория теплопроводности. М., Гостехтеориздат, 1952.
201. Любимова Е. А. Тепловая история Земли и ее геофизические последствия. — В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.

202. Любимова Е. А. Распределение термоупругих напряжений внутри Земли и скорость их накопления — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 3, 1969.
203. Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений. В сб.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964.
204. Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П. Теплофизические исследования горных пород. — В сб.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964.
205. Любимова Е. А. Оценка распределения глубинного теплового потока для Юга Европейской части СССР. — В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1968.
206. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968.
207. Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П. Определение поверхностного теплового потока в Старой Магесте. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1960.
208. Любимова Е. А. Влияние радиоактивного распада на тепловой режим Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 2, 1952.
209. Любимова Е. А. О нагревании земных недр в процессе образования Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 5, 1955.
210. Любимова Е. А. Влияние перераспределения радиоактивных источников на тепловую историю Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1956.
211. Любимова Е. А. Роль температуропроводности в тепловом режиме Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 6, 1953.
212. Любимова Е. А., Люсова Л. Н., Фирсов Ф. В. Определение теплового потока в районе Кривого Рога. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 9, 1964.
213. Любимова Е. А., Фирсов Ф. В. Определение теплового потока в некоторых районах Средней Азии. — В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966.
214. Любимова Е. А., Попова А. К. Применение метода шарового зонда к измерению теплопроводности донных отложений. Изв. АН СССР, сер. физика Земли, № 5, 1967.
215. Любимова Е. А., Удинцев Г. Б. Измерение теплового потока через дно океанов. — В сб.: Океанологические исследования № 13. М., «Наука», 1965.
216. Любимова Е. А., Фон Герцен Р., Удинцев Г. Б. О теплообмене через дно океанов. — В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. Изд-во «Наука», 1966.
217. Любимова Е. А., Шелягин В. А., Шушпанов А. П. Аппаратура для определения глубинного теплового потока. Изд-во «Наука», 1966.
218. Любимова Е. А., Томара Г. А., Деминицкая Р. М., Карасик А. М. Измерение теплового потока через дно Северного Ледовитого океана в области срединного хребта Гаккеля. — Докл. АН СССР, 186, № 6, 1969.
219. Любимова Е. А. Тепловая аномалия в области Байкальского рифта. — В сб.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968.
220. Любимова Е. А. Морские геотермические исследования и данные о тепловом потоке в бассейне Черного моря. — В сб.: Строение Черноморской впадины. М., «Наука», 1966.
221. Мазур Н. Н., Лажыка Ю. Ф., Милянч М. В. Применение геотермических методов для поисков глубинных структур в условиях Днепровско-Донецкой впадины. — Труды Укр. н.-и. геолого-разв. ин-та, вып. 16, 1968.
222. Мазур Н. Н. Температурный режим Днепровско-Донецкой впадины как критерий поисков глубинных структур. — Бюлл. научн.-тех. информ. М-во геол. СССР, сер. геол. месторожд. полезн. ископ. регион. геол., № 14, 1968.
223. Маева С. В. О термической истории Земли. Изв. АН СССР, сер. физики Земли, № 3, 1967.

224. Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Изд. «Недра», 1965.
225. Макаренко Ф. А., Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Геотемпературное поле на территории СССР. — В сб.: Геологические результаты прикладной геофизики. М., «Наука», 1968.
226. Макаренко Ф. А. Термальные воды СССР как источник тепловой энергии. — Сб.: Проблемы гидрогеологии. М., Госгеолтехиздат, 1960.
227. Макаренко Ф. А. Некоторые общие закономерности формирования термальных вод и их распределение на территории СССР. — В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, 1961.
228. Макаренко Ф. А., Чихрадзе Ш. Г. Глубинный тепловой поток в Колхидской низменности. — Докл. АН СССР, т. 160, № 4, 1965.
229. Макаренко Ф. А. Карта распределения температуры в основании платформенного осадочного чехла территории СССР. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. Изд-во «Наука», 1967.
230. Макаренко Ф. А. Геотермические условия Кавказских минеральных вод. — Труды Лаборат. гидрогеол. проблем АН СССР, т. I, 1948.
231. Маракушев А. А. Теплоёмкость, энтропия и химическая связь в минералах — В сб.: Очерки физико-химической петрологии, т. I. М., «Наука», 1969.
232. Маловицкий Я. П. Оценка перспектив нефтегазоносности Каспия (на основе анализа его глубинной структуры). — Геология нефти и газа, № 6, 1964.
233. Матвиенко В. Н. О величине геотермического градиента в майкопских отложениях Западного Предкавказья. — В сб.: Геол. нефт. и газ. месторождений Урало-Поволжья, Кавказа и Средней Азии. М., «Недра», 1966.
234. Матвиенко В. Н. К вопросу применения геотермии в региональной геологии (на примере Западного Предкавказья). — Труды Краснодарского филиала Всесоюз. нефтегаз. н.-и. ин-та, вып. 17, 1966.
235. Матвиенко В. Н. Некоторые вопросы формирования теплового режима Азово-Кубанского нефтегазоносного бассейна. — В сб.: Нефтегазовая геология и геоф., № 2, 1968.
236. Машкович К. А., Зингер А. С., Плотников Ю. К. Опыт интерпретации данных о естественном тепловом поле в Нижнем Поволжье. Геология нефти и газа, № 9, 1965.
237. Меньшиков В. С., Сейфулин Р. С. О термическом режиме верхней части земной коры Юго-Восточного Забайкалья. — Изв. Забайк. отд. геогр. об-ва СССР, 1, № 3, 1965.
238. Мехтиев Ш. Ф. О геотермической ступени нефтяных месторождений Апшеронского полуострова. — Изв. Азерб. ФАН СССР, № 1, 1941.
239. Мехтиев Ш. Ф. Измерение температур в нефтяных скважинах. Изв. Азерб. ФАН СССР, № 11, 1944.
240. Мехтиев Ш. Ф. Новые данные по геотермии Апшеронского полуострова. — Изв. Азерб. ФАН СССР, 1945.
241. Мехтиев Ш. Ф. Геотермические наблюдения в глубоких скважинах. — Изв. Азерб. ФАН СССР, № 2, 1945.
242. Мехтиев Ш. Ф. Геотермические наблюдения максимальным термометром. — Азерб. нефт. хоз., № 2—3, 1946.
243. Мехтиев Ш. Ф. Геотермические наблюдения на Апшеронском полуострове. — Труды ин-та геол. АН Азерб. ССР, т. 14, 1951.
244. Мехтиев Ш. Ф. и др. Тепловой режим нефтяных и газовых месторождений. Азнефтеиздат, Баку, 1960.
245. Миснар А. Теплопроводность твердых тел, жидкостей, газов и их композиций. М., «Мир», 1968.
246. Мирошников М. В., Воробьева К. И. Геотермические особенности мезокайнозойских отложений и перспективы использования термальных вод Ставро-

польского края. — Тезисы докл. на втором совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. Изд-во «Наука», 1964.

247. Мирошников В. М., Воробьева К. И. Геотермические особенности мезокайнозойских отложений и перспективы использования термальных вод Ставропольского края. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.

248. Михайлов Л. А. Коллекторские свойства мезокайнозойских отложений Восточного Предкавказья в связи с их литологическими особенностями. Автореф. канд. дисс., 1955.

249. Михеев М. А. Основы теплопередачи. М., Гостехиздат, 1949.

250. Моисеенко У. И., Соколова Л. С. Тепловой поток по двум скважинам столбовской структуры Восточной Камчатки. — Геология и геофизика, № 6, 1967.

251. Моисеенко У. И., Соколова Л. С. Тепловой поток Земли по скважинам Южно-Минусинской впадины. — Геология и геофизика, № 1, 1967.

252. Муров С. И. Измерение теплопроводности сравнительным методом. Сборник ВНИИХИ. «За передовую холодильную промышленность», № 4, 1936.

253. Назаров С. Н., Чарушников В. Н. Геотермическая характеристика Северо-Восточного борта Ферганской депрессии на примере Нарынской моноклинали. — Узб. геол. журн., № 6, 1966.

254. Непримеров Н. Н., Пудовкин М. А., Марков А. И. Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Изд-во Казанск. Университета, 1968.

255. Николаев В. М. Геотермические условия в пластах Махачкалинского нефтяного месторождения. — Нефт. хоз., № 6, 1949.

256. Овнатанов С. Т., Тамразян Г. П. Термальные условия и их значение для выяснения глубинной тектоники южной части Апшеронского полуострова и прилегающего побережья. — Докл. АН СССР, т. 135, № 2, 1960.

257. Овчинников А. М. Проблемы изучения терм. — Труды МГРИ, т. XX, 1940.

258. Овчинников А. М. О геотермическом изучении месторождений минеральных вод. — В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, 1, 1959.

259. Огильви А. Н. Вопросы теории геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М., Изд-во АН СССР, т. 1, 1959.

260. Огильви А. Н. Термометрия как метод гидрогеологических исследований. М.—Л., Геол. изд. ГГРУ, 1931.

261. Огильви Н. А. Роль поверхностных факторов в формировании геотемпературного поля. — Тезисы докл. на втором совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1964.

262. Осадчий В. Г. Оценка перспектив нефтегазоносности по геотермическим данным. — Нефт. и газ. пром. Информ. научно-техн. сб., № 3(23), 1965.

263. Осадчий В. Г. К вопросу о природе геотермических аномалий над нефтяными залежами. — Доповиди АН УССР, № 1, 1966.

264. Остроумов Г. А. Свободная конвекция в условиях внутренней задачи. М.—Л. ГИТТЛ, 1952.

265. Пах Э. М. Геотермия как один из методов познания геологических явлений на угольных месторождениях Кузбасса. — В сб.: Новые данные по геологии и полезным ископаемым Зап. Сибири, вып. 3, Томский ун-т, 1968.

266. Пашковский В. Н., Зуев Ю. Н., Рахимов Н. В. Геотермические условия продуктивной толщи мезозоя Бухаро-Хивской нефтегазоносной области. — В сб.: Материалы к научн. сессии по вопросам геол., добычи и трансп. газа в Средней Азии. Ташкент, 1966.

267. Пац В. М. Краткий геологический очерк бассейна р. Шаро-Аргун на Се-

верном Кавказе. (Чечено-Ингушская АССР). — Труды по геол. и полезн. ископаемым Сев. Кавказа, вып. 1, 1938.

268. Петухов Б. С. Опытное изучение процессов теплопередачи. М., Энергоиздат, 1952.

269. Плотников А. А. Определение коэффициента теплопроводности керамических материалов. — Заводская лаборатория, № 9, 1950

270. Плотников М. С., Мирзоев Д. А., Бснъяминов И. Б., Голяков В. А., Полосин Г. А. Корреляция, номенклатура и нефтегазоносность пластов-коллекторов юрских и нижнемеловых отложений Восточного Предкавказья. Дагест. книжн. изд., Махачкала, 1968.

271. Позин Л. З. Дифференциальная термометрия нефтяных и газовых скважин. М., «Недра», 1964.

272. Покровский В. А. Геотермические особенности основных геологоструктурных элементов на территории Европейской части СССР. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.

273. Поляк Б. Г. Опыт оценки, отбора и обобщения данных при региональных геотермических исследованиях (на примере изучения Русской платформы). М., 1959.

274. Поляк Б. Г. Об изменчивости геотермического градиента. — В сб.: Материалы к V конф. мл. научн. сотр. и аспирантов. Лаборат. гидрогеол. проблем АН СССР. М., Изд-во АН СССР, 1960.

275. Поляк Б. Г., Смирнов Я. Б. Тепловой поток на континентах. — Докл АН СССР, 168, № 1, 1966.

276. Попов В. В. О релаксации температурных напряжений в верхних слоях Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 10, 1963.

277. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. — Труды I Всесоюзн. совещ. по геотермическим проблемам, 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.

278. Проблемы глубинного теплового потока. — Сб. ст. под ред. Хитарова Н. И. М., «Наука», 1966.

279. Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, II. М., Изд-во АН СССР, 1961.

280. Прозорович З. А. К вопросу о факторах уплотнения осадочных горных пород. — Труды АЗНИИ ДН, вып. IV. Вопросы геологии, геофизики и геохимии. Азнефтеиздат, 1956.

281. Прозорович З. А. Удельный вес (минералогическая плотность) песчано-глинистых пород мезокайнозойских отложений Азербайджана. — В сб. научно-тех. информ., вып. II, АЗИНТИ.

282. Ребиндер П. А. Физико-химическая механика. — Знания, сер. IV, № 39(4). М., 1958.

283. Родионов П. Ф., Софронов Н. И. К вопросу о возможности применения термометрии к поискам сульфидных залежей. — Проблемы сов. геологии, т. 5, вып. 8, 1935.

284. Романов Б. С., Юнев А. Ю. Тектоника Северного Каспия по данным морских геофизических исследований. — Геотектоника № 6, 1968.

285. Ротт И. В. Закономерности распределения температур и проявления термальных вод в Причерноморье. — В сб.: Тезисы докл. III конф. молодых специалистов Укр. н.-и. ин-та природных газов, 1966, Харьков.

286. Салажев В. М. Тектоника и перспективы нефтегазоносности мезозойских отложений Восточной антиклинальной зоны. Автореф. канд. дисс. Махачкала, 1967.

287. Сафронов В. С. О первоначальной температуре Земли. — Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 1959.

288. Сафронов В. С. Исследование происхождения и начального состояния Земли. Автореф. докт. дисс. М., 1967.

289. Сендецкий А. А. Исследование неоднородных тепловых потоков при определении теплопроводности строительных материалов. Автореф. канд. дисс. Коммунарск, 1964.

290. Семенов Л. А. Определение теплофизических коэффициентов материалов при квазистационарном тепловом состоянии. — Труды Ростовского инженерно-строительного ин-та, вып. IV, 1955.
291. Саница С. М. О соотношении между тепловым потоком и юрскими движениями в докембрийском фундаменте Восточного Забайкалья. — Вопросы геологии Прибайкалья и Забайкалья, вып. 2(4). Чита, 1967.
292. Скарятин В. Д. Субмеридиональная зона повышенной трещиноватости на Северо-Восточном Кавказе и приуроченность к ней нефтегазопроявлений. — В сб.: Глубинные разломы. Госгеолтехиздат, 1964.
293. Скворцов А. А. Вопросы методики исследования строительных материалов на теплопроводность. — Строительная промышленность, № 10, 1951.
294. Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд-во АН СССР, 1962.
295. Смирнов Я. Б. Тепловой поток на дне акваторий. — Докл. АН СССР, 168, № 2, 1966.
296. Смирнов Я. Б. Исследование генетических связей теплового поля со строением и развитием земной коры. — Докл. АН СССР, 177, № 1, 1967.
297. Смирнова М. Н. О причинах землетрясений на Северном Кавказе и роли глубинных разломов в сейсмичности. М., «Недра», 1968.
298. Смирнова М. Н., Яковлева Г. В. Плотностные и магнитные свойства кристаллических пород Центрального Кавказа. — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.
299. Соколов А. П. О внутреннем состоянии Земли в связи с ее радиоактивностью. — Изв. ин-та при Моск. научн. ин-те и ин-те биофизики, 1, вып. 4, 1920.
300. Соловьев А. О. Об особенностях геотермии Рыбальского месторождения. — В сб.: Тезисы докл. II конф. молодых специалистов Укр. н.-н. ин-та природных газов, 1966. Харьков, 1966.
301. Сафронов Н. И. Термометрический метод поисков сульфидных залежей. ОНТИ, 1936.
302. Справочник физических констант горных пород. М., «Мир», 1969.
303. Справочник геофизика, т. 5. Гравиразведка. М., «Недра», 1968.
304. Стетюха Е. И. Уравнения корреляционных связей между физическими свойствами горных пород и глубиной их залегания. М., «Недра», 1964.
305. Стопневич А. Д. Геотермические измерения. — Труды Ставропольского об-ва для изучения Сев. Кав. края, вып. 2, 1913.
306. Стопневич А. Д. Величина геотермического градиента в нефтяных областях. — Труды Бак. отдел. русск. тех. об-ва, т. XXVII, вып. 3—4, 1913.
307. Стопневич А. Д. Геотермические измерения в глубокой скважине в Ставропольской губернии. — Изв. АН, сер. VI, т. 12, № 6, 1918.
308. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза, т. 1, 2. Изд-во АН СССР, 1960.
309. Стрижев И. Н. Западный район Грозненского нефтяного месторождения. Грозный, 1912.
310. Суетнов В. В. О некоторых закономерностях изменения температур в приповерхностных участках земной коры. — Труды ин-та геологии Дагфиллиала АН СССР, вып. 5, 1964.
311. Суетнов В. В. К вопросу поисков структур по плотности теплового потока. — Труды ин-та геологии Дагфиллиала АН СССР, вып. 5, 1964.
312. Суетнов В. В. Комплексная геотермическая разведка нефтяных и газовых месторождений. — Экспресс-информация, сер. региональная, разведочная и промышленная геофизика, № 52, ВИЭМС. М., 1970.
313. Суетнов В. В. Плотность теплового потока как критерий оценки региональных и локальных теплоэнергетических ресурсов недр (на примере Дагестана). — В сб.: Материалы межвуз. научн. конф. по компл. изучению и использованию геотермических ресурсов Дагестанской АССР. Махачкала, 1966.

314. Суетнов В. В. К методике нефтепоисковых работ по вариации теплового потока. — Сб. ст. Очерки геологии, гидрогеологии, геохимии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала, 1966.
315. Суетнов В. В. К вопросу изучения региональной структуры фундамента по данным теплового потока. — Сб. ст. Очерки геологии, гидрогеологии, геохимии и нефтегазоносности Дагестана. Махачкала, 1966.
316. Суетнов В. В. Перспективы применения метода тепловых потоков при решении некоторых тектонических задач. — Труды ВНИГНИ, вып. 63, 1967.
317. Суетнов В. В., Гаирбеков Х. А. К вопросу эффективности метода вариации теплового потока при поисках локальных нефтегазоносных структур. — Тезисы докл. III конф. по геол. и полезным ископаемым Сев. Кавказа. Ессентуки, 1968.
318. Суетнов В. В. Результаты экспериментальных исследований гелиотермозоны в Дагестане. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 7. Махачкала, 1968.
319. Суетнов В. В. Тепловой поток из недр Дагестана. — Труды ин-та геологии, вып. 7. Махачкала, 1968.
320. Суетнов В. В. Особенности температурного поля нефтегазоносных площадей Предгорного Дагестана. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 7. Махачкала, 1968.
321. Суетнов В. В. К вопросу исследования гелиотермозоны на геотермических режимных станциях. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 7. Махачкала, 1968.
322. Суетнов В. В., Мудуев М. К вопросу унитарного измерения теплового потока. — Труды ин-та геологии Дагфилиала АН СССР, вып. 7. Махачкала, 1968.
323. Суетнов В. В. К вопросу о современных тепловых потерях земной коры в пределах Дагестана. — Сб. ст. молодых ученых. Махачкала, 1969.
324. Сухарев Г. М. Геотермические особенности Терско-Дагестанской нефтегазоносной провинции. М., Гостехиздат, 1948.
325. Сухарев Г. М., Мацевич М. М. Коллекторские свойства мезозойских отложений Восточного Предкавказья и Нижнего Поволжья. — Нов. нефт. техн., № 1, 1953.
326. Сухарев Г. М. Гидрогеология мезозойских и третичных отложений Терско-Дагестанской области и Нижнего Поволжья. М., Гостоптехиздат, 1954.
327. Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П. Новые данные о геотермических особенностях нефтяных и газовых месторождений Кавказа. — Докл. АН СССР, т. 146, № 5, 1962.
328. Сухарев Г. М., Мирошников М. В. Подземные воды нефтяных и газовых месторождений Кавказа. М., Гостоптехиздат, 1963.
329. Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. Теплофизические свойства горных пород и величины тепловых потоков некоторых районов Большого Кавказа и Предкавказья. — Докл. АН СССР, 161, № 1, 1965; 171, № 4, 1966.
330. Сухарев Г. М., Барцев О. Б. Геотермические особенности и теплофизические свойства горных пород, слагающих разрезы нефтегазовых месторождений Сахалина. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.
331. Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Цогоев В. В., Власова С. П. Гидрогеологические и геотермические условия района Кармадонских минеральных источников. — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29, М., «Недра», 1968.
332. Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Цогоев В. В., Власова С. П. Гидрогеологические и геотермические условия района курорта Тамиск (Северо-Осетинская АССР). — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29, М., «Недра», 1968.
333. Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К., Власова С. П., Цогоев В. В. Геотермические условия недр Северо-Осетинской АССР. — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29, М., «Недра», 1968.
334. Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. Теплофизиче-

ские свойства магматических и метаморфических горных пород Большого и Малого Кавказа. — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.

335. Сухарев Г. М., Власова С. П. Теплофизические свойства пород и плотность теплового потока по Александрийской опорной скважине. — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.

336. Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. Теплофизические свойства горных пород и величины плотности теплового потока по скв. 10 Веселовского поднятия Центрального Предкавказья. — Труды Грозн. нефт. ин-та, сб. № 29. М., «Недра», 1968.

337. Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К. К вопросу о величине тепловых потоков некоторых районов Большого Кавказа и Предкавказья. — Труды Грозн. нефт. ин-та, № 30, 1967.

338. Сухарев Г. М., Тарануха Ю. К. К вопросу о геотермической характеристике разреза третичных отложений Азербайджана. — Нефть и газ, № 4, 1962.

339. Сухарев Г. М., Барцев О. Б. О температурных условиях и теплофизических свойствах горных пород, слагающих разрезы нефтегазовых месторождений Сахалина. — Геология нефти и газа, № 7, 1965.

340. Сысоев Н. Н. О тепловом потоке со дна Черного моря. — Докл. АН СССР, т. 121, № 6, 1961.

341. Сысоев Н. Н. Геотермические измерения в осадках дна океанов и морей. — Океанология, т. 1, вып. 5, 1961.

342. Термальные воды СССР и вопросы их теплофизического использования. М., Изд-во АН СССР, 1963.

343. Тихонов Л. И. О влиянии радиоактивного распада на температуру земной коры. — Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., № 3, 1937.

344. Турпаева Г. Е. Типы коллекторов верхнего мела Северного Кавказа и Предкавказья. — Труды ВНИГНИ, вып. XI, 1964.

345. Успенская Н. Ю. Особенности тектонического строения окраинных зон платформ, граничащих с альпийскими складчатыми системами в связи с их нефтегазоносностью (на примере Предкавказья). — Докл. сов. геол. на XX Сессии Междунар. геол. конгр. Изд-во «Наука», 1964.

346. Уткин И. А., Руденко А. П., Михайлова В. Д., Буркин Л. Г. Технология бурения разведочных скважин глубиной до 7000 м в Прикаспийской впадине. — Сб. Методика и техника разведки, № 35, 1962.

347. Филлимонов И. Д. Краткий геологический очерк бассейна р. Андийское Койсу в Дагестане. — Труды по геол. и полезн. ископ. Сев. Кавказа, вып. 1, 1938.

348. Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны (на примере Юго-Запада СССР). — Труды лаборат. гидрогеол. проблем АН СССР, 1962.

349. Фролов Н. М. О влиянии солнечной радиации на температурный режим земной коры. — Докл. АН СССР, 1436, № 4, 1962.

350. Фролов Н. М. Роль солнечной энергии в температурном режиме земной коры. — Тезисы докл. на втором совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1964.

351. Фролов Н. М. Факторы, определяющие качество термометрической информации по скважинам. — В сб.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Наука», 1966.

352. Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Азнефтеиздат. Баку, 1954.

353. Хлопин В. Г. Радиоактивность и тепловой режим Земли. — Изв. АН СССР, № 2, 1937.

354. Хребтов А. Н. Термальные воды Северного Кавказа и задачи их практического использования. — Труды второго совещ. по геотермическим исследованиям в СССР. М., «Наука», 1967.

355. Хребтов А. И. Природа внутреннего тепла нефтегазоносных площадей. —

В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.

356. Циммельзон И. О. Глубинное строение земной коры и тектоника Азербайджана по данным геофизических исследований. — Сов. геол., № 4, 1965.

357. Цирфас Х., Ван дер Внит Г. Лабораторные исследования теплопроводности осадочных пород. Пер. с англ. Промысловая геофизика, № 2, 1960.

358. Чарушников В. Н. О температурных условиях Кызыл-Алминской структуры. — Изв. Высш. уч. завед. Нефть и газ, № 7, 1967.

359. Чарушников В. Н. Геотермические условия нефтегазового месторождения Избаскисб (с.-в. Фергана). — Изв. Высш. уч. завед. Нефть и газ, № 3, 1969.

360. Череменинский Г. А. Влияние допалеозойского фундамента на тепловое состояние пород осадочного чехла Западно-Сибирской низменности. — Изв. высш. уч. завед. Геология и разведка, № 10, 1965.

361. Череменинский Г. А. Результаты геотермических исследований в Сибири. — В сб.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли, 1. М., Изд-во АН СССР, 1959.

362. Черников О. А. Преобразование песчано-алевритовых пород и их пористость. М., «Наука», 1969.

363. Четвериков Н. С. Логическая структура методов и показателей теории корреляции, изложенная в векторном отображении. АН СССР. Ученые записки по статистике, т. III, 1957.

364. Чиркин В. С. Теплопроводность промышленных материалов. М. Машгиз 1957.

365. Чудновский А. Ф. Теплофизические характеристики дисперсных материалов. М., Физматгиз, 1962.

366. Чудновский А. Ф. Теплообмен в дисперсных средах. Гостехиздат, 1954.

367. Чудновский А. Ф. Физика теплообмена в почве. Гостехиздат, 1948.

368. Чудновский А. Ф. О механизме и роли внутрипочвенной конденсации. ЖТФ, т. XXV, вып. 1, 1955.

369. Чудновский А. Ф. Методы определения термических характеристик материалов. — ЖТФ, т. XXIII, вып. 12, 1953.

370. Чудновский А. Ф. Заморозки. Гидрометиздат, 1949.

371. Чудновский А. Ф. Обоснование методики изучения термического режима в грунте. — ЖТФ, т. XVI, вып. 2, 1946.

372. Шабанов В. В., Голямин Е. П. Тепломер для определения тепловых потоков в почве. Автор. свид. № 147819.

373. Шайдеров А. М. Геотермические наблюдения в Новогрозненском районе. — Азерб. нефт. хоз. № 4, 1929.

374. Шатский Н. С. Геологическое строение Восточной части Черных гор и нефтяные месторождения Миатлы и Дылым. — Труды Грозн. НИИ, вып. 4, 1929.

375. Шашков А. Г. Терморезисторы и их применение. М., «Энергия», 1967.

376. Шванк О. А. Некоторые результаты определения плотности горных пород на Кавказе. — Прикладная геофизика, вып. 4, Гостоптехиздат, 1948.

377. Шванк О. А. Распределение плотности горных пород в геологическом разрезе и ее связь с другими физическими параметрами.

378. Шварцбах М. Мартик. Климаты прошлого, М., ИЛ, 1955.

379. Швец И. Т., Геращенко О. А., Дыбан Е. П. Теплообмен и гидродинамика. Изд-во АН УССР, 1958.

380. Шевельков В. Л. Нестационарные методы определения тепловых свойств изоляции промышленных сооружений и материалов. — Труды конференции по современным проблемам строительной теплофизики. М. 1955.

381. Шилов Ю. С. Влияние геологических структур на перераспределение плотности теплового потока. — Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., № 6, 42, 1967.

382. Шихалибейли Э. Ш. Геологическое строение и развитие Азербайджанской части южного склона Большого Кавказа. Изд-во АН Азерб. ССР, Баку, 1956.
383. Шмидт О. Ю. Четыре лекции о теории происхождения Земли. М., Изд-во АН СССР, 1958.
384. Шушпанов А. П. О тепловом режиме Карпатской области СССР.— В сб.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966.
385. Шушпанов А. П. Инструментальные погрешности термометрических измерений в скважинах.— В сб.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. Изд-во «Наука», 1966.
386. Шушпанов А. П. Анализ погрешностей электрических схем измерения температуры в глубоких скважинах.— Сб.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964.
387. Энгельгард В. Поровое пространство осадочных пород. М., «Недра», 1964.
388. Якимов В. В. Изучение геотермического режима Западного Донбасса (г. Новомосковск — ст. Межевая). — Труды Укр. н.-и. геологоразвед. ин-та, вып. 10, 1965.
389. Ячевский Л. А. Материалы по геотермике.— Изв. Русск. геогр. об-ва, т. X, VIII, вып. I, 2, 3, 1912.
390. Alföldi L., Galfi I. Hydrogeological and geophysical investigations of a geothermal anomaly in Hungary. Part 1. Methodological problems of geothermal measurements. — «Bull. Assoc. internat. hydrol. scient.» 11, N 1, 1966.
391. Anderson E. M. Earth contraction and mountain building. — «Gerlands Beiträge zur Geophysik», Bd 42, H. 2/3, 1934.
392. Beck A. Lightweight borehole temperature measuring equipment for resistant thermometers. — «J. Sci. instr.» 40, 452, 1963.
393. Beck A. E. Terrestrial flow of heat near Flin-Flon, Manitoba. — «Nature», vol. 195, N 4839, 1962.
394. Beck A. E., Logis Z. Terrestrial flow of heat in the Brent Crater (Canada). — «Nature», 201, N 4917, 1963.
395. Beck A. E., Beck Julia M. On the measurement of the thermal conductivities of rocks by observations on a divided for apparatus. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 39, N 6, 1958.
396. Beck A. E. Techniques of measuring heat flow on land. — In: Terrestrial heat flow. Washington, D. C., Amer. Geophys. Union, 1965.
397. Bell M., Roy F. Heat flow and gravity measurements at Ajo, Arizona. — «Carnegie. Isstn. Washington Year Book, 1965—1966», Baltimore, Md. s. a.
398. Benfield A. E. A heat flow value for a well in California. «Amer. J. Sci.», vol. 245, N 1, 1947.
399. Benfield A. E. Terrestrial heat flow in Great Britain. — «Proc. Roy. Soc. London.», Ser. A, vol. 173, N 955, 1939.
400. Birch F. Flow of heat in the Front Range, Colorado. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 61, N 6, 1950.
401. Birch F. Temperature and heat flow in a near Colorado Springs. — «Amer. J. Sci.», vol. N 12, 1947.
402. Birch F. Thermal conductivity, climatic variation, and heat flow near Calumet, Michigan.— «Amer. J. Sci.», vol. 252, N 1, 1954.
403. Birch F., Clark H. An estimate of the surface flow of heat in the West Texas Permian basin.— «Amer. J. Sci.», vol. 243A, 1945.
404. Birch F. The effects of pleistocene climatic variations upon geothermal gradients. — «Amer. J. Sci.», vol. 246, N 12, 1948.
405. Birch F. Energetics of core formation.— «J. Geophys. Res.», 70, N 24, 1965.
406. Birch F., Halunen A. J. Jr. Heat flow measurements in the Atlantic Ocean, Indian Ocean, Mediterranean Sea, and Red Sea. — J. Geophys. Res.», 71, N 2, 1966.

407. Birch F., Clark H. The thermal conductivity of rocks and its dependence upon temperature and composition. — «Amer. J. Sci.», 238, 1940.
408. Blackwell D. D. Heat flow determinations and crustal structure in the northwestern United States. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 48, N 1, 1967.
409. Þodvarsson G. Terrestrial heat balance in Iceland. — «Timarit verkfræðingafélags Íslands», 39, N 6, 1954.
410. Boldizsár T. Terrestrial heat flow in the Carpathians. — «J. Geophys. Res.», 69, N 24, 1964.
411. Boldizsár T. Heat flow in the Hungarian basin. — «Nature», 202, N 4939, 1964.
412. Boldizsár T. Terrestrial heat flow in Hungary — «Nature», vol. 178, N 4523, 1956.
413. Boldizsár T. Terrestrial heat flow in Hungary. — «Geofisica pura e applicata», vol. 34, 1956.
414. Boldizsár T. Measurement of terrestrial heat flow in the coal mining district of Komló. — «Acta techn. Acad. sci. hungaricae», t. 15, fasc. 1—2, 1956.
415. Boldizsár T. New terrestrial heat flow values from Hungary. — «Geophysica pura e applicata», vol. 39, N 1, 1958.
416. Boldizsár T. Geothermic investigations in the Hungarian Plain. — «Acta Geol. Acad. sci. hungaricae», t. 5 fasc. 2, 1958.
417. Boldizsár T. Geothermal measurements in the twin shafts of Hosszúhétény. — «Acta techn. Acad. Sci. Hungaricae», t. 47, fasc. 3—4, 1964.
418. Boldizsár T. Ergebnisse irdischer Wärmestrommessungen in Ungarn. — «Freiberger Forschungshefte», Reiche C, N 45, 1958.
419. Bullard E. C. The magnetic field within the Earth. 6 «Proc. Roy. Soc. London». Ser. A, vol. 197, 1949.
420. Bullard E. C. The interior of the earth. — In: The earth as a planet. Chicago, Univ of Chicago press, 1954.
421. Bullard E. C. Heat flow in South Africa. — «Proc. Roy. Soc. London», Ser. A, vol. N 955, 1939.
422. Bullard E. C. The time necessary for a bore hole to attain temperature equilibrium. — «Monthly notices of the R. astron. soc.», Geophys. suppl., 5, N 5, 1947.
423. Bullard E. C. Day A. The flow of heat through the floor of the Atlantic ocean. — «Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 4, special vol., 1961.
424. Bullard E. C. Niblett E. R. Terrestrial heat flow in England. — «Monthly notices of the R. astron. soc.», Geophys. suppl., vol. 6, N 4, 1951.
425. Bullard E. C. The flow of heat through the floor of the Atlantic ocean. — «Proc. Roy. Soc. London» Ser. A, 222, N 1150, 1954.
426. Bullard E. C., Maxwell A. E., Revelle R. Heat flow through the deep sea floor. — In: Advances in geophysics. 3, New York, Acad. press. 1956.
427. Burgassi R., Cataldi R., Mounton Y., Scandellari F. Prospettione delle anomalie geotermiche e sua applicazione alla regione Amiatina. — «Ind. mineraria», 16, N 5, 1965.
428. Burns R. E. Sea bottom heat flow measurements in the Andaman Sea. — «J. Geophys. Res.», 69, N 22, 1964.
429. Byerly P. E. Geothermal surveys in sedimentary rocks near Grants and Laguna, New Mexico. — «Geophysics», 30, N 3, 1965.
430. Carte A. E. Heat flow in the Transvaal and Orange Free State. — «Proc. Physical Soc.», Sect. B, 67, N 9, 1954.
431. Cermac V. Coefficient of thermal conductivity of some sediments its dependence of density and Water-content of rocks, — «Cemik der erde». Bd. 26, N 4, 1967.
432. Cecelin V. Geotermika v geofyzikalni praxi. — «Geol. pruzkum», 4, N 8, 1956.
433. Chadwick P. Heat flow from the earth at Cambridge. — «Nature», 178, N 4524, 1956.

434. Clark S. P., Niblett E. R. Terrestrial heat flow in the Swiss Alps.—«Monthly notices of the R. astron. soc.». Geophys. suppl., 7, N 4, 1956.
435. Clark S. P. Heat flow at Grass Valley, California.—«Trans. Amer. Geophys. Union», 38, N 2, 1957.
436. Clark S. P. Variation of density in the Earth and the melting curve in the mantle.—In: The Earth Science. Univ. Chicago press, 1963.
437. Clark S. P. Heat flow in the Austrian Alps.—«Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 6, 1961.
438. Chermak V. Terrestrial heat flow in the Alpine-Carpatian fore deep in South Moravia.—«J. Geophys. Res.», 73, N 2, 1968.
439. Chermak V. Heat flow near Teplice in North Bohemia.—«Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 13, N 5, 1967.
440. Chermak V. Results of geothermic investigation of heat flow in Czechoslovakia in 1964—1966.—«Studia geophys. at geod.», 11, N 3, 1967.
441. Coster H. P. Terrestrial heat flow in Persia.—«Monthly notices of the R. astron. soc.». Geophys. suppl., 5, N 5, 1947.
442. Cooper L. R., Jones C. The determination of virgin strata temperatures from observation in deep survey bore-holes.—«Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 2, N 2, 1959.
443. Creutzburg H. Investigation of the flow of the Earth in West Germany. 4, pt. 3, Kali and Steinsalz. Hanover, 1964.
444. Cutchin J. A. Determination of geothermal gradients in oil fields located in anticlinal structure in Oklahoma. — «Amer. Petrol. Inst. prod. Bull.», N 205, 1930.
445. Deacon E. L. The measurement and recording of the heat flux into the sou-Quart. — «J. Roy. Meteor. Soc.», 6, 1950.
446. Diment W. H., Robertson E. C. Temperature, thermal conductivity, and heat flow in a drilled hole near Oak Rige, Tennessee.—«J. Geophys. Res.», 68, N 17, 1963.
447. Diment W. H., Werre R. W. Terrestrial heat flow near Washington, D. C. 6 «J. Geophys. Res.», 69, N 10, 1964.
448. Diment W. H., Marine I. W., Neiheisel J., Siple G. B. Sub-surface temperature, thermal conductivity, and heat flow near Aiken, South Carolina. — «J. Geophys. Res.», 70, N 22, 1965.
449. Diment W. H., Raspet R., Mayhew M. A., Werre R. W. Terrestrial heat flow near Alberta, Virginia. — «J. Geophys. Res.», 70, N 4, 1965.
450. Diment W. H. Thermal regime of a large diameter borehole: instability of the water column and comparison of air and water-filled conditions.—«Geophysica», 32, N 4, 1967.
451. Doig R., Saul V. A., Butler R. A. A new bore hole thermometer.—«J. Geophys. Res.», 66, N 2, 1961.
452. Elsasser W. M. Thermal structure on the Upper Mantle and convection.—In: Earth Sci. and Meteoritics. North-Holland, 1963.
453. Eucen. Forschung auf dem Gebitets des ingenieurwesens. B. 3, H., 353, 1932.
454. Exploring the atmospheres first mile. Pergomon press. London, New-York, Paris, 1957.
455. Fisher R. G. Geothermal heat flow at Wairakei during, 1958. — «New Zealand J. Geol. and Geophys.», 7, N 1, 1964.
456. Foster Th. D. Heat flow measurements in the north-east Pacific and in the Bering sea. — «J. Geophys. Res.», 67, N 7, 1962.
457. Garland G. D., Lennox D. H. Heat flow in western Canada.—«Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 6, N 2, 1962.
458. Gerard R., Langseth M. C., Ewing M. Thermal gradient measurements in the water and bottom sediment of the western Alantic. — «J. Geophys. Res.», 67, N 2, 1962.
459. Girdler R. W. A review of terrestrial heat flow. «Manties Earth and

- Terrestrial Planets». London — New-York — Sydney, Interscience, 1967.
460. Gognel J. Geothermie. «Rapp. nat. trav. franc. 1963—1966». Paris, 1967.
461. Goyod H. Temperature well Logging. Oil Weekly, 123, N 8, 9, 10, 11, 1946.
462. Goyod H. Temperature well Logging. Oil Weekly, 124, N 1, 2, 3, 1946.
463. Gough D. I. Heat flow in the Southern Karroo. — «Proc. Roy. Soc. London». Ser. A, 272, N 1349, 1963.
464. Gregg D. R. Natural heat flow from the thermal areas of Taupo Sheet District (N94). — «New Zealand J. Geol. and Geophys.», 1, N 1, 1958.
465. Gretener P. E. On the thermal instability of large diameter wells — an observational report. — «Geophysics», 32, N 4, 1967.
466. Grossling B. F. Temperature variation due the formation of a geosyncline. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 70, N 10, 1960.
467. Gupta M. L., Germa R. K., Rao R. U. M., Hamza V. M., Rao G. Venkateshwar. Terrestrial heat flow in Khetri cooper belt Rajasthan, India. — «L. Geophys. Res.», 72, N 16, 1967.
468. Hart S. R., Steinhart J. S., Smith T., Gefferson. A regional heat flow survey in Lake Superior. (Abstr.) «Trans. Amer. Geophys. Union», 48, N 1, 1967.
469. Hawtof E. M. Results of deep well temperature measurements in Texas. — «Amer. Petrol. Inst. prod. Bull.», N 205, 1930.
470. Heald K. C. The study of earth temperatures in oil fields on anticlinal structure. — «Amer. Petrol. Inst. prod. Bull.», N 205, 1930.
471. Hedgeson H. C. Geology and thermodynamic characteristic of the Salton sea geothermal system. — «Amer. J., Sci.», 266, N 3, 1968.
472. Hentinger R., Jolivet J. Sur quelques determinatins de flux geothermique en France. — «Bull. Burean rech. geol. at mines», N 2, 1967.
473. Herrin E., Clark S. P. Heat flow in West Texas and eastern New Mexico. — «Geophysics», 21, N 4, 1956.
474. Himstedt F. Über die radioaktive Emanation der Wasser und Alqnellen, Phys. Zs., 5. 210, 1904.
475. Hofer H. Les conditions calorifiques des terrains a combustibles. — «Revue Univer des mines.» N 6, 1904.
476. Hofer H. Temperature in oil regions. — «Econ. Geol.», vol. 7, N 8, 1912.
477. Holmes A. Radioactivity and the Earth's thermal hictory. — «Geol. Mag.», VI, 2, 3, 1915—1916.
478. Hôrai K. Terrestrial heat flow in and around the Japanese Island (Abstr). — «Trans. Amer. Geophys. Union», 48, N 1, 1967.
479. Liôrai K. Uyeda S. Studies of the thermal field of the Earth. The 5 th paper. Terrestrial heat flow in Japan. — «Bull. Earthquake Res. Inst. Univ Tokyo», 38, 1960.
480. Hôrai K., Hur Amos. Relationship among terrestrial heat flow, thermal conductivity, and geothermal gradient. — «J. Geophys. Res.», N 11, 1970.
481. Howard L. E., Sass J. H. Terrestrial heat flow in Australia. — «J. Geophys. Res.», 69, N 8, 1964.
482. Husselt W., zt. für d. Kaltenindustrie, H, 1, 2, 1915.
483. Hundeman R. D. Heat flow in Queensland and Northern Territory, Australia. — «J. Geophys. Res.», 72, N 2, 1967.
484. Hundeman R. D., Everett J. S. Heat flow measurements in a low radioactivity area of the western Australian Pre-Cambrian Shield. — «Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 14, N 5, 1968.
485. Jaeger J. C., Sass J. H. Lee's topographic correction in heat flow and the geothermal flux in Tasmania. — «Geofisica pure e applicata», 54, 1963.
486. Jaeger J. C. Application of the theory of heat conduction to geothermal measurements. — In: Terrestrial heat flow Amer. Geophys. Union Publ., N 1288, 1965.
487. Jaeger J. C. Numerical values for the temperature in radial heat flow. — «J. Mathematics and Physics.», 34, N 4, 1956.

488. Jaeger J. C. Heat flow and radioactivity in Australia. — «Earth and Planet. Sci. Letters», 8, N 4, 1970.
489. Jakob M. Heat Transfer. New-York., 1949.
490. Jessop A. M. A lead-compensated thermistor probl.—«J. Sci. Instrum.», 41, N 8, 1964.
491. Jessop A. M. Three measurements of heat flow in Eastern Kanada. — «Canad. J. Earth Sci.», 5, N 1, 1968.
492. Joly J., Jeffry H. The Earth (2 and 3 ed), — «Phys. Mag.», 24, 694, 1903.
493. Joyner W. B. Heat flow in Pennsylvania and West Virginia. — «Geophysics», 25, N 6, 1960.
494. Kappelmayer O. The use of near surface temperature measurements for discovering anomalies due to causes at depth. — «Geophys. Prospect.», 5, N 3, 1957.
495. Kelvin T. The secular cooling of the Earth.—«Trans. Roy. Soc., Edinburgh, Math. and Phys. Papers, 28, 157, 1864.
496. Kobayashi G. The influence of petroleum on the geothermal gradients in the Echigo oil fields. — «J. geol. Soc.», 19, N 222, 1912.
497. Königsberger J. G. Über Beeinflussung der geothermischen Tiefenstufe durch Taer. — «Berg. Eclog. Geol. Heft», Bd. 9, N 8, 1907.
498. Krige L. J. Borehole temperatures in Transvaal and Orange Free State. — «Proc. Roy. Soc. London», Ser. A, 173, N 955, 1939.
499. Krcmar Breťiclav, Dedkova Daniela. Uplatneni a perzpektivy geotermiky v geofyzikalnim pruzkumu. — «Geol. pruzcum». 8, N 11, 1966.
500. Lachenbruch A. H., Brewer M. C. Dissipation of the temperature effect of drilling a well in Arctic Alaska. — U. S. Geol. Surv. — Bull., N 1083-e, 1959.
501. Lachenbruch A. H. Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients. — «J. Geophys. Res.», 1967.
502. Langseth M. G., Grim P. J. New heat flow measurements in the Carribean and Western Atlantic. — «J. Geophys. Res.», 69, N 22, 1964.
503. Langseth M. G., Taylor R. T. Recent heat flow measurements in Indian Ocean. — «J. Geophys. Res.», 72, N 24, 1967.
504. Langseth M. G., Grim P. J., Ewing M. Heat flow measurements in the East Pacific Ocean. — «J. Geophys. Res.», 70, N 2, 1965.
505. Langseth M. G., Review of heat flow measurements along the Mid-Oceanic Ridge system. — «Paper. Geol. Surv. Canada», N 14, 1966.
506. Lascy B. H. Surface alteration utilized in structural mapping — a function of earth temperature. Part 1, World Oil, 143, N 6, 1956.
507. Lascy B. H. Earth temperatures, alteration studies reflect subsurface structure. World Oil, 143, N 7, 1956.
508. Law L. K., Paterson W. S. B., Whitham K. Heat flow determinations in the Canadian arctic archipelag. — «Canad. J. Earth Sci.», 2 N 2, 1965.
509. Le Marne A. E., Sass J. H. Heat flow at Cobar, New SouthWells. — «J. Geophys. Res.», 67, N 10, 1962.
510. Lee W. H. K., Mac Donald G. J. F. Global variation of terrestrial heat flow. — «J. Geophys. Res.», 68, 1963.
511. Lee W. H. K. Thermal history of the Earth. D. Ph. dissert. Univ. California. 1967.
512. Lee W. H. K., Uyeda S., Taylor P. T. Geothermal studies of continental margins and island areas. — «Paper. Geol. Surv. Canada.», N 15, 1966.
513. Lee W. H. K., Uyeda S. Review of heat flow data. — In: Terrestrial heat flow. Washington, Nat. Acad. Sci. America, 1965.
514. Lees C. H. On the shapes of the isotherms under mountain ranges in radioactive districts. — «Proc. Roy. Soc, London», 83 (A563), 1910.
515. Lister C. R. B., Reitzel J. S. Some measurements of heat flow through the floor of the North Atlantic. — «J. Geophys. Res.», 69, N 10, 1964.

516. Lister C. R. B. A close group of heat-flow stations. — «J. Geophys. Res.» 68, N 19, 1963.
517. Lister C. R. B. Geothermal gradient measurement using a deep sea core. — «Geophys. J. Roy. Astron. Soc.», 7, N 5, 1963.
518. Lovering T. S. Geothermal gradients, recent climatic changes and rate of sulfide oxidation in the San Manuel district, Arizona. — «Economic geology», 43, N 1, 1948.
519. Lovering T. S., Morris H. T. Underground temperatures and heat flow in the East Tintic district, Utah. — «Geol. Surv. Profess. Paper», N 504-F, 1965.
520. Mac Donald J. F. The equation of state of solids at high temperatures and pressures. — «J. Geophys. Res.», 61, N 2, 1956.
521. Mac Donald J. F. Calculations of the thermal history of the Earth. — «J. Geophys. Res.», 64, N 11, 1959.
522. Mac Donald J. F. Geophysical Deductions from observations of heat flow. Ch. 7 in *Terrestrial Heat flow*, by ed. W. H. K. Lee, Acad. Press, Washington, N 1288, 1965.
523. Maxwell A. E., Von Herzen R. P. Heat flow through the Pacific basin. — In: *International oceanographic congress, 1959. Preprints and abstracts of papers...* Washington, Amer. assoc. for the advancement of sci., 1959.
524. Meincke W., Hurtnig E., Weiner T. Temperatur Verteilung, Wärmeleitfähigkeit und Wärmefluss im Thüringer Becken. — «Geophys. und Geol.», N 11, 1967.
525. Milochik S. W. Method for detecting underground radioactive deposits. Patent U. S. A. N-2933923, 24, 04.
526. Misener A. D., Beck A. E. Measurements of heat flow over land, Univ. West. Ontario. London — Canada, 1954.
527. Misener A. D. Heat flow and depth of permafrost at Resolute Bay, Cornwallis Island, N. W. T., Canada. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 36, N 6, 1955.
528. Misener A. D., Bremner P. C. and Hodgson J. H. Heat flow measurements in permafrost at Resolute Bay, northwest territories. «J. Roy. Astron. Soc. Canada», 50, N 1, 1956.
529. Misener A. D., Thompson L. G. D., Uffen R. J. Terrestrial heat flow in Ontario and Quebec. — «Trans. Amer. Geophys. Union», 32, N 5, 1951.
530. Misener A. D., Beck A. E. The measurement of heat flow over land. — In: *Methods and techniques in geophysics*. Vol. 1, New-York—London, Interscience, 1960.
531. Mullins R., Hinsley F. B. Measurement of geothermic gradients in boreholes. — «Colliery guardian», 195, N 5028, 1957.
532. Mullins R., Hinsley F. B. Measurement of geothermic gradients in boreholes. — «Trans. of the Inst. of mining engineers», vol. 117, 1958.
533. Moum Johan, Rosenquist I. Jordtemperaturer i Ost-Norge. — *Norsk. geol. tidsskr.* 37, N 2, 1957.
534. Nason R. D., Lee W. H. K. Heat-flow measurements in the North Atlantic, Caribbean, and Mediterranean. — «J. Geophys. Res.», 69, N 22, 1964.
535. Newstad G., Beack A. Borehole temperature measuring equipment and the geothermal flux in Tasmania. — «Austral. J. Physics», 6, N 4, 1953.
536. Nichols E. A. Geothermal gradients in Mid-Continent and Gulf Coast oil fields. — «Petr. Eng.», 18, N 10, 1947.
537. Paterson W. S. B., Law L. K. Additional heat flow determinations in the area of Mould Bay, Arctic Canada. — «Canad. J. Earth. Sci.», 3, N 2, 1966.
538. Pettersson H. Exploring the bed of the ocean. — «Nature» 164, N 4168, 1949.
539. Piaskowski A. Zastosowanie termometrow termistorowych do pomiaru glo-bokosci przemarzania gruntow. — *Inz-ia i budown.* 18, N 9, 1961.
540. Report of 52 d meeting of the British association for the advancement of science. Held at Southamton, 1882. London, J. Murray, 1883.
541. Reitzel J. A region of uniform heat flow in the North Atlantic. — «J. Geophys. Res.», 68, N 18, 1963.

542. Reitzel J. Some heat flow measurement in the North Atlantic.—*J. Geophys. Res.*, 66, N 7, 1961.
543. Revelle R., Maxwell A. E. Heat flow through floor of the Eastern North Pacific ocean. — *Nature*, 170, N 4318, 1952.
544. Rhea K., Northrop J., Von Nerzen R. P. Heat-flow measurements between North America and the Hawaiian Islands. — *Marine geology*, 1, N 3, 1964.
545. Roy R. F. Heat flow measurement in the United States. — Ph. D. Thesis, Harvard Univ., 1963.
546. Romanovsky V., Roobaert S. Mesure du Gradient de temperature dans les sediments á grande profondeur dans le golfe de Gascogne. — *Trav. Centre rech. et études oceanogr.* 7, N 1, 1967.
547. Rubinic A. Temperaturni odnosi u Panomskom bazenu na podrucju Hrvatske. — *Ntta*, 12, N 10, 1961.
548. Sass J. H. Heat flow values from eastern Australia. — *J. Geophys. Res.*, 69, N 18, 1964.
549. Sass J. H. Heat flow values from the Precambrian shield of western Australia. — *J. Geophys. Res.*, 69, N 2, 1964.
550. Sass J. H., Le Marne A. E. Heat flow at Broken Hill, New South Wales. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 7, N 4, 1963.
551. Sauli V. A., Clark T. H., Doig R. P., Butler R. B. Terrestrial heat flow in the St. Lawrence Lowland in Quebec. — *Canad. mining and metallurg. Bull.*, 55, N 598, 1962.
552. Samerton W. Some thermal characteristics of Porons Rocks. — *J. Petr. Tech.*, 10, N 5, 1958.
553. Schössler K., Schwarzloze I. Geophysikalische Wärmeflussmessungen. — *Freiberger Forschungsh. C*, 75, Geophysik, 1958.
554. Schmucker U. Anomalies of geomagnetic in the South-western United States. — *J. Geomagn. and Geoelectr.*, 15, 1964.
555. Schmidt E. Messung von Warmeverbusten in Betriebe. *Archiv für wirt-schafts.* S. 9, 1924.
556. Selling F., Wallick George C. Temperature distribution in Salt Lomes and Surrounding sediments. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper.*, N 82, 1965.
557. Sheffer V. Geophysical investigation of the geothermal zonas. — *Acta techn. Acad. Sci. Hung.*, 47, 1964.
558. Sollas W. J. On the rate of increase of underground temperature. — *The Geol. Mag.*, N, S., Decade 4, vol. 8, N 10, 1901.
559. Spicer H. C. Geothermal gradients and heat flow in the Salt Valley anticline, Utah. — *Boll di geofisica teorica ed applicata*. N 23, 1964.
560. Stenz E. Deep-well temperatures and geothermal gradient at Ciechocinek. — *Acta geophysica polonica*, 2, N 4, 1954.
561. Steinhart J. S., Hart S. R. Heat flow. — *Carnegie Inst. Wash. Year. Book*, 1964—1965. N 64, (Washington D. C.), 1965.
562. Strutt R. I. On the distribution of radium in the Earth's crust and the Earth's internal heat. — *Proc. Roy. Soc. London.*, Ser. A, 77, 1906.
563. Takeuchi H., Uyeda S., Kanamori H. Debate about the Earth. San Francisco, 1967.
564. Tozer D. C. Some aspects of thermal convection theory for the Earth's Mantle. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.* 9, N 2—3, 1965.
565. Urey H. C. The planets, their origin and developments New Haven. Yale Univ., 1952.
566. Uyeda S. Studies of the thermal state of the Earth. The 7 th paper. A sea bottom thermogradmeter. — *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokio*, 39, N 2, 1961.
567. Uyeda S., Horai K., Yasui M., Akamatsu H. Heat flow measurements over the Japan Trench. — *J. Geophys. Res.*, 67, N 3, 1962.
568. Uyeda S., Horai K. Terrestrial heat flow in Japan.—*J. Geophys. Res.*,

69, N 10, 1964.

569. Uyeda S., Horai K. Studies of the thermal state of the earth. Terrestrial heat flow at Innai oil field, Akita prefecture and at three localities in Kanto district, Japan. — «Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo», N 3, 1960.

570. Vacquier V., Von Herzen R. P. Evidence for connection between heat flow and Mid Atlantic ridge magnetic anomaly. — «J. Geophys. Res.», 69, N 6, 1964.

571. Vacquier V., Uyeda S., Yasui M., Sclater J., Corry C., Watanabe T. Studies of the thermal state of the Earth, 19 th paper. Heat flow measurements in the North Western Pacific. — «Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo», 44, 1966.

572. Van der Merwe J. H. The influence of convection on measured borehole temperatures. — «South Afric. J. Sci.», 47, 1951.

573. Van Orstrand C. E. Some evidence on the variations of temperature with geological structure in California and Wyoming oil districts. — «Economic geology», 21, 1926.

574. Van Orstrand C. E. Description of Apparatus for the measurement of temperatures in deep wells. — «Amer. Petrol. Inst. Bull.», N 205, 1930.

575. Van Orstrand C. E. Some possible applications of geothermics to geology. — «Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.», N 18, vol. I, 1934.

576. Van Orstrand C. E. Temperature gradients. Probl. Petrol. Geol. Amer. Assoc. Petrol. Geologists. Vol. VIII, 1934.

577. Van Orstrand C. E. Normalgeothermal gradient in the United States. — «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists», 19, N 1, 1935.

578. Van Orstrand C. E. Temperature of the earth in relation to oil location temperature, its measurement and control in science and industry. — Reinhold Publ. Corp., 1941.

579. Verma R. K., Rao R. U. M. Terrestrial heat flow in Kolar gold field, India. — «J. Geophys. Res.», 70, N 6, 1965.

580. Verma R. K., Rao R. U. M., Gupta M. L. Terrestrial heat flow in Mosabani mine, Singhbhum district, Bihar, India. — «J. Geophys. Res.», 71, N 20, 1966.

581. Von Herzen R. P., Vacquier V. Terrestrial heat flow in Lake Malawi, Africa. — «J. Geophys. Res.», 72, N 16, 1967.

Von Herzen R. P., Uyeda S. Heat flow through the eastern Pacific ocean floor. — «J. Geophys. Res.», 68, N 14, 1963.

583. Von Herzen R. P. Ocean heat-flow measurements west of the United States and Baja California. — «Marin. Geol.», 1, N 3, 1964.

584. Von Herzen R. P., Maxwell A. E. Measurements of heat flow at the preliminary Mohole site of Mexico. — «J. Geophys. Res.», 69, N 1964.

585. Von Herzen R. P. Geothermal heat flow in the gulfs of California and Aden. — «Science», 140, N 3572, 1963.

586. Yasui M., Horai K., Uyeda S., Akamatsu H. Heat flow measurements in the western Pacific during the J. E. D. S. — 5 and other cruises in 1962 aboard M/S Ryofu-Marui. «The Oceanogr. magazine», 14, N 2, 1963.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение	3
ГЛАВА I. Обзор исследований теплового режима земной коры	5
Температурные исследования	7
Исследования теплового потока	15
ГЛАВА II. Краткий геологический очерк	23
Гесморфология	23
Литострагиграфия	24
Тектоника	31
Температурные особенности климатических районов Дагестана.	35
ГЛАВА III. Экспериментально-методические исследования теплового режима приповерхностных участков литосферы	41
Исследование теплового режима гелиотермозоны.	42
Геотермические исследования на режимных станциях.	51
Исследование поверхностного теплового потока отдельным методом	54
Нераздельное измерение поверхностного теплового потока Земли	80
Градуировка термо- и теплоизмерительных устройств.	86
ГЛАВА IV. Методические особенности изучения теплового режима осадочного чехла	93
Оценка качества и возможности использования геотемпературного материала.	93
Соотношения между литологическим составом, плотностью и тепловыми свойствами осадочных пород. Оценка теплофизических свойств пород в естественном залегании.	102
Теплофизическая модель осадочного чехла Предгорного Дагестана.	122
Температурный режим осадочного чехла как отражение его геологического и теплофизического строения.	141
ГЛАВА V. Применение геотермической разведки при поисках нефтяных и газовых месторождений.	165
Применение геотермических методов разведки при изучении региональных структур	166
Применение геотермической разведки при поисках локальных, неглубоко залегающих нефтегазоносных структур.	171
Методика проведения поисковых работ с использованием геотермических методов	180
Совершенствование термо- и теплометрической аппаратуры.	190
	229

Перспективы применения автоматической регистрации тепловых потоков в теплоразведке МВТП	193
К вопросу разработки тепломеров для теплоразведки МВТП в акватории водных бассейнов.	196
Тепловые эффекты, предшествовавшие и сопутствовавшие землетрясению в Дагестане в 1970 г., как проявление современной тектоники и отражение интенсивных современных движений	199
Заключение	202
Литература	204

**Х. И. Амирханов, В. В. Суетнов, Р. А. Левкович,
Х. А. Гаирбеков.**

**ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ
ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА**

Редакторы Э. С. Геллер, А. И. Ибрагимов.
Тех. редактор В. А. Махулова.
Корректоры Т. Б. Гаджиева, С. Д. Усик.

Сдано в набор 29. III—1972 г. Подписано в печать 28. VIII—1972 г.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 14,37. Уч.-изд. л. 20,17. С 03368. Тираж 800. Зак. 131.
Цена 1 руб. 47 коп. Бумага № 2.

Типография Дагестанского филиала АН СССР,
г. Махачкала, 5-ый жилгородок, корпус 10.