Б. А. ЯКОВЛЕВ

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ МЕТОДАМИ ТЕРМОМЕТРИИ

Б. А. Яковлев

РЕШЕНИЕ ЗАДАЧ НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ МЕТОДАМИ ТЕРМОМЕТРИИ

МОСКВА
НЕДРА
1979

температур и тепловых потоков. Показаны возможные причины геотемпературных аномалий в условиях платформенных районов нефтегазоносных провинций и применение наблюдаемых закономерностей распределения естественного теплового поля для изучения геологического строения регионов и прогнозирования нефтегазоносности структур. Впервые систематизированы результаты определений тепловых свойств горных пород осадочного чехла и кристаллического фундамента центральных районов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, а геотермическая характеристика изучаемых территорий рассмотрена с учетом данных о тепловых свойствах горных пород, величин тепловых потоков, анализа неотектонической активности структур и других геолого-геофизических материалов. В книге также приводятся примеры применения геотермии для решения различных геологических задач на территории БССР (в пределах Припятской впадины) и Западно-Сибирской низменности.

Большая работа по совершенствованию и развитию термометрических исследований скважин, исследованию термодинамических процессов и теплового режима нефтяных месторождений Татарии проведена инженерно-техническими работниками и учеными треста Татнефтегеофизика, (ТатНИПИнефть) и Казанского государственного университета (КГУ) (Ю. В. Зубов, В. В. Цветов, А. Е. Краснов, Р. Ш. Хайретдинов, Г. В. Кострюков, Е. П. Лукьянов, Б. Ф. Кондрашкин, Н. Н. Непримеров, М. А. Пудовкин, А. И. Марков, Р. Х. Низамов, С. А. Николаев и др.). Результаты этих работ учтены при рассмотрении особенностей скважинных термометров, вопросов исследования скважин и контроля за разработкой продуктивных горизонтов термометрией.

Автор считает своим приятным долгом выразить глубокую благодарность заведующему кафедрой промысловой геофизики Московского института нефтехимической и газовой промышленности им. И. М. Губкина (МИНХ и ГП) В. Н. Дахнову и сотрудникам этой кафедры за ценные советы и консультации, а также сотрудникам Лениногорского вечернего факультета МИНХ и ГП Г. А. Тужилину и Г. С. Петровой, принимавшим участие в обработке и обобщении материалов геотермии скважин.

Все замечания по содержанию книги автор просит направлять в адрес кафедры промысловой геофизики МИНХ и ГП им. И. М. Губкина (117296, Москва В-296, Ленинский проспект, 65) или издательства «Недра» (103633, Москва К-12, Третьяковский проезд, 1/19).

Глава I

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О ТЕПЛОВОМ СОСТОЯНИИ ЗЕМЛИ

Роль внешних и внутренних источников тепла в энергетическом балансе Земли

Данные многочисленных геотермических исследований в скважинах показывают, что температура пород до глубин 10—40 м от земной поверхности подвержена периодическим (суточным, сезонным и годовым) колебаниям, связанным с изменением интенсивности солнечного излучения. Солнечное тепло (частично и тепло, генерирующееся в недрах) определяет температуру земной поверхности.

Согласно современным представлениям, основным источником тепловой энергии в недрах Земли принято считать энергию, высвобождающуюся при распаде радиоактивных элементов. Дополнительные источники тепла внутри Земли могут возникать также за счет факторов гравитационной дифференциации, релаксации упругих напряжений, приливного трения, фазовых переходов, кристаллизационных и полиморфических превращений, физико-химических и других процессов.

Земля находится в состоянии равновесия с солнечным излучением. Все тепло, получаемое поверхностью Земли и атмосферой из любых источников, в конечном итоге испускается в мировое пространство. Внутреннее тепло, поступающее к земной поверхности, также рассеивается в пространство. То же происходит с теплом, освобождающимся на поверхности Земли при всех геологических процессах, которые вызывают потерю энергии Землей. Но тепловое влияние солнечного излучения на процессы в недрах Земли пренебрежимо мало по сравнению с той энергией, которая выделяется внутренними источниками тепла. В табл. 1 приведены основные составляющие энергетического баланса Земли [7]. Как видно из табл. 1, хотя самое большое количество энергии Q Земля получает от Солнца, значительная часть ее излучается обратно в пространство. Энергия, высвобождаемая при землетрясениях, как и энергия приливного трения, которое замедляет вращение Земли, также невелика по сравнению с теплом, переносимым из недр Земли к ее поверхности.

Таким образом, тепловой режим поверхностных слоев определяется в основном солнечной радиацией, а глубинных слоев

Таблица 1

Основные составляющие энергетического баланса Земли	Q, Дж/год
Солнечная энергия, получаемая и переизлучаемая обратно поверхностью Земли и ее атмосферой	10^{25}
Энергия, переносимая из недр Земли к ее поверхности	10^{21}
Энергия, теряемая при замедлении вращения Земли	$3 \cdot 10^{19}$
Энергия, высвобождаемая при землетрясениях	10^{18}

зависит главным образом от внутренних источников тепловой энергии Земли. Верхняя толща Земли, в подошве которой не наблюдается влияния годовых поверхностных изменений температур, называется нейтральным слоем. Мощность последнего зависит от физико-географических, климатических, почвенных, геологических, гидрогеологических, поверхностных и прочих условий. Годовые колебания температуры на континентах распространяются в пределах глубин 10—40 м, а для Европейской части СССР многими исследователями глубина нейтрального слоя принимается равной 20—25 м. В морских и океанических водных толщах годовые колебания температур могут распространяться до глубин более 300 м, что связано с увеличением роли лучистой (в прозрачных водах) и конвективной теплопроводности.

Особенности переноса тепла в Земле

Изучение температур в разведочных и опорно-параметрических скважинах до глубин 3000—7000 м и более показывает, что ниже нейтрального слоя температура горных пород увеличивается с глубиной, что свидетельствует о том, что тепловые потоки исходят из глубин Земли и направлены к ее поверхности. Интенсивность повышения температуры с глубиной определяется величиной геотермического градиента.

Изучение распределения температуры в глубь Земли и ее зависимости от размещения и интенсивности внутренних источников тепла представляет сложную проблему. Среднее значение геотермического градиента по данным определения его в скважинах различных районов можно принять приблизительно равным 2,5°С/100 м. Тогда температура на глубине 1000 км должна быть равна 2500°С, что привело бы к плавлению вещества земной коры и мантии. С другой стороны, температура на глубине 60 км в отдельных тектонических зонах должна достигать 1200°С, чтобы образовать базальтовую магму. Следовательно, геотермический градиент еще до глубины 100 км должен уменьшиться не менее чем в 10 раз. Уменьшение градиента с глуби-

ной можно объяснить или концентрацией внутренних источников тепла вблизи поверхности Земли, или более эффективным механизмом переноса тепла, чем кондуктивная теплопроводность горных пород, либо совместным влиянием обеих причин. Поэтому для познания хотя бы основных особенностей теплового режима Земли необходимо иметь представление о размещении внутренних источников тепла, об интенсивности генерации ими тепловой энергии, знать механизм переноса тепла.

Уменьшение градиента в глубинных слоях Земли свидетельствует о том, что, по-видимому, кондуктивный перенос тепла — не единственный способ теплопередачи. Многие ученые полагают, что в мантии и ядре Земли передача тепла представляет собой сложный процесс, в котором тепло переносится за счет не только кондукции, но и излучения (при температурах свыше 800—1500°С), а возможно путем конвекции.

Теплопроводность при высоких температурах может быть увеличена и за счет переноса тепла экситонами при условии, если нейтральные атомы возбуждаются радиацией, энергия которой недостаточна для образования свободных электронов. Энергия возбужденного атома может передаваться соседним атомам. При этом возникает перенос тепла. Возможно в некоторых областях мантии ниже 100 км интенсивность экситоновой теплопроводности равна или больше интенсивности лучистой теплопроводности.

Гипотеза о конвекции в твердой мантии, в результате которой, как полагают, происходит увеличение скорости теплопередачи, обосновывается теоретическими положениями применительно к физическому состоянию вещества мантии и исследованиями глубинных процессов Земли по наблюдаемым геологическим явлениям. Конвекция позволяет объяснить заметное уменьшение геотермического градиента ниже глубин 100 км.

Современные представления о глубинных температурах Земли

Вычисления, основанные на учете теплопроводности горных пород, величине теплового потока, восходящего из глубин к поверхности, и экстраполяция геотермических градиентов сверхглубоких скважин дают некоторые указания о распределении температур в земной коре до глубин 40—50 км. О температурах ниже этих глубин можно только предполагать, исходя из изучения физических свойств вещества мантии Земли. Если бы состав мантии был известен точно, можно было бы экспериментально установить температуру ее плавления при давлениях, соответствующих глубинам, и определить пределы возможных температур, так как мантия должна быть твердой и ее темпера-

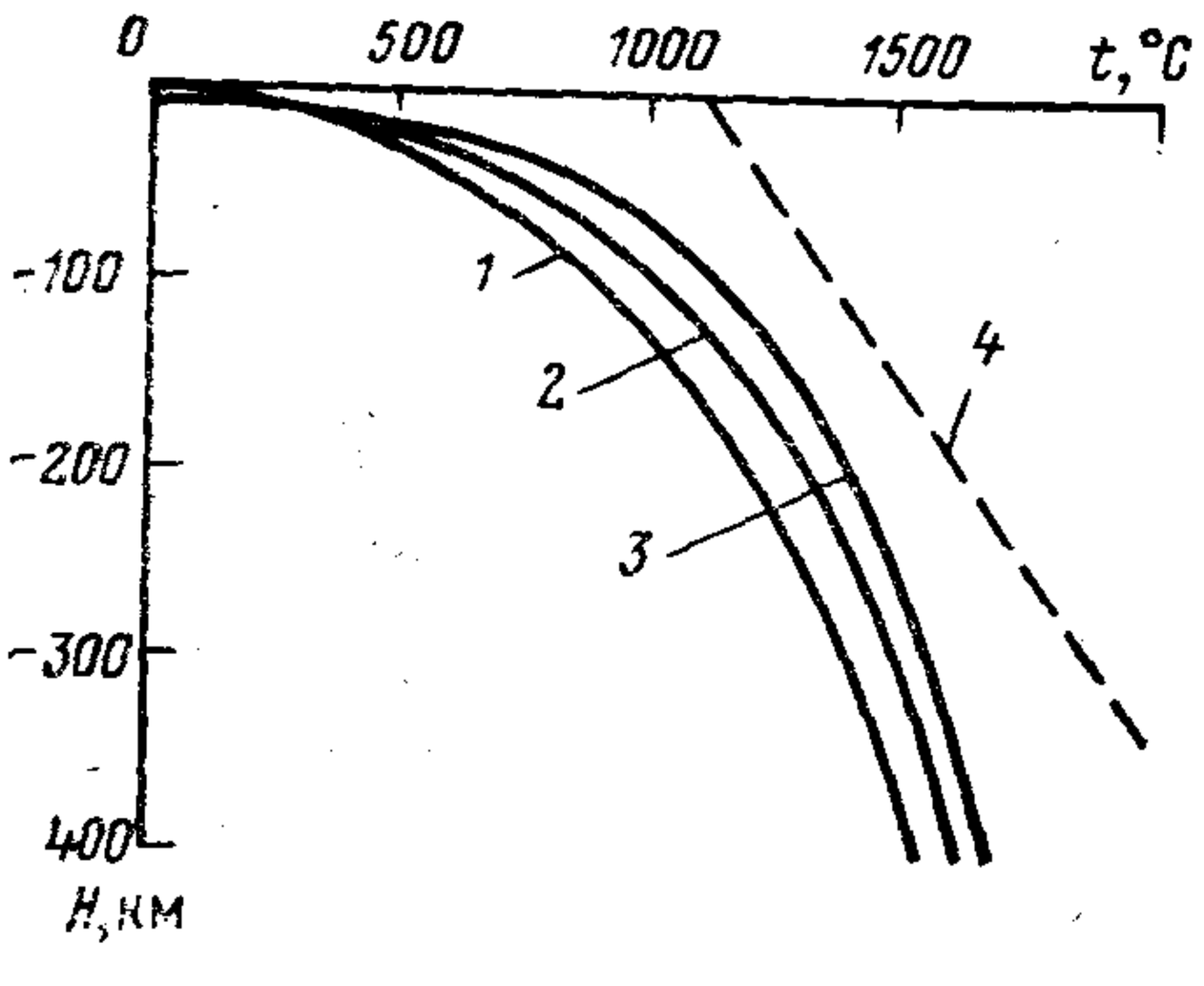


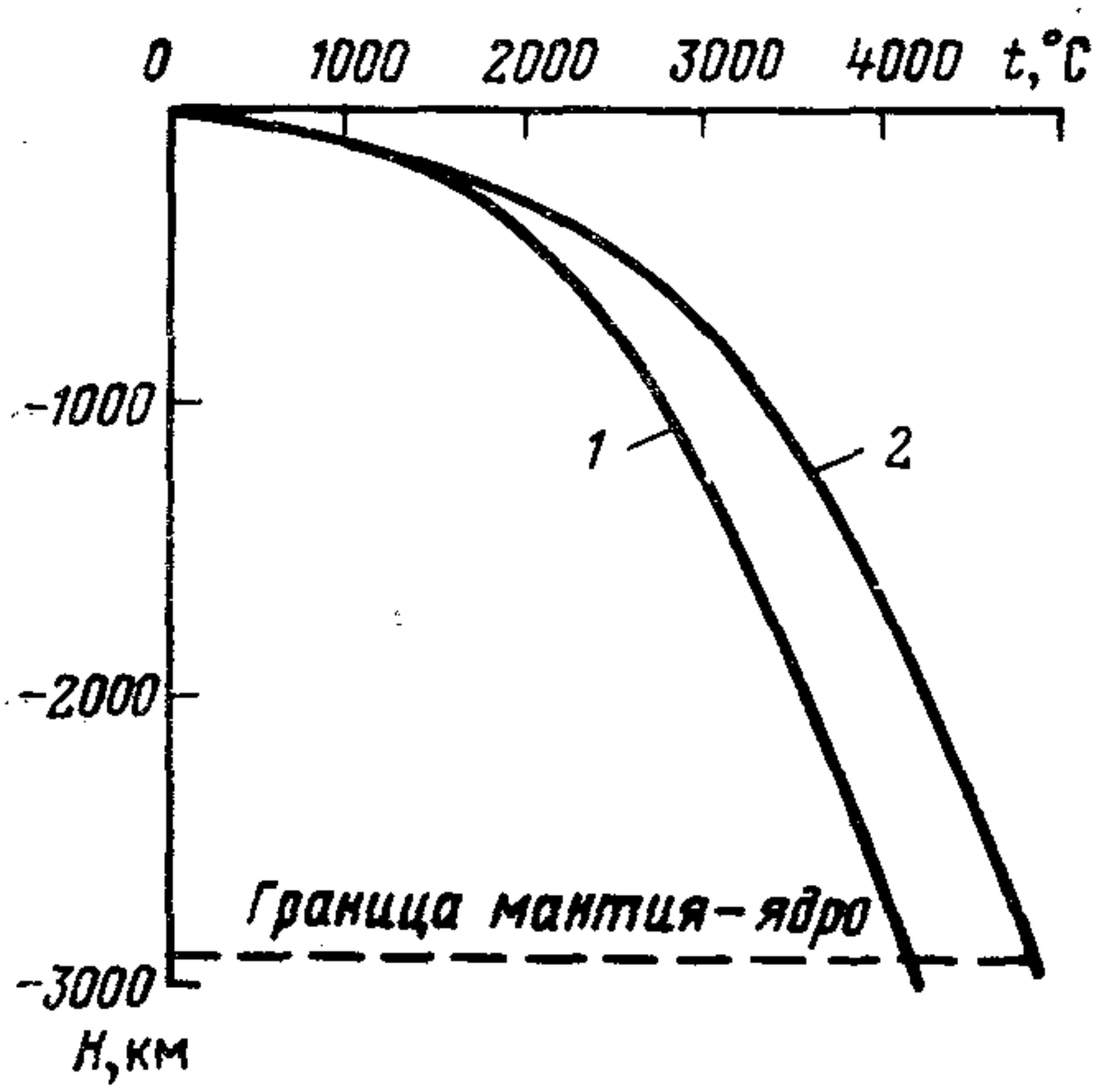
Рис. 1. Распределение температур до глубины 400 км по С. Кларку и А. Рингвуду [83].

1 — на щитах; *2* — на континентах; *3* — под дном океанов; *4* — график начала плавления вещества мантии

тура не может быть выше температуры плавления составляющего вещества.

Температуру верхней мантии возможно оценить по плавлению оливина — наиболее тугоплавкой составляющей вещества мантии. На поверхности богатый магнием оливин (форстерит) плавится при температуре $t=1900°C$. В глубинных условиях (давление $5 \cdot 10^4$ кгс/см^2, соответствующее глубине около 160 м) температура его плавления возрастает до $t=2140°C$. Однако это лишь экстремальный верхний предел температуры. Более вероятную температуру можно установить по данным исследования землетрясений при известной глубине залегания очагов базальтовой магмы. Температура (1250—1300°С) ее образования в случае частичного плавления ультраосновных пород может быть принята за возможный верхний предел. По современным сейсмологическим исследованиям, под Гавайскими островами очаги землетрясений отождествляются с очагами извержений базальтовой лавы на глубинах до 60 км [7]. Такая же глубина для условий Камчатки определена Г. С. Горшковым [18]. Следовательно, под обоими регионами температура на глубине 60 км может достигать 1300°С. Следует заметить, что изучение распределения температур по глубинам залегания очагов базальтовой магмы ограничено районами вулканизма и должно быть отнесено к определенным областям верхней мантии.

К настоящему времени имеется значительный объем исследований по распределению температур до глубины 400 км, основанных на различных теоретических предпосылках. В наиболее обобщенном виде это возможное распределение температур для основных структурных элементов земной коры (рис. 1) приводятся в работе С. Кларка и А. Рингвуда [83]. Различие в распределении температур на щитах, континентах и под дном океанов объясняется тем, что вещество континентальной коры более дифференцировано по составу, в связи с чем легкоплавкие составляющие и радиоактивные элементы сконцентрированы у поверхности коры, а под океанами радиоактивные источни-



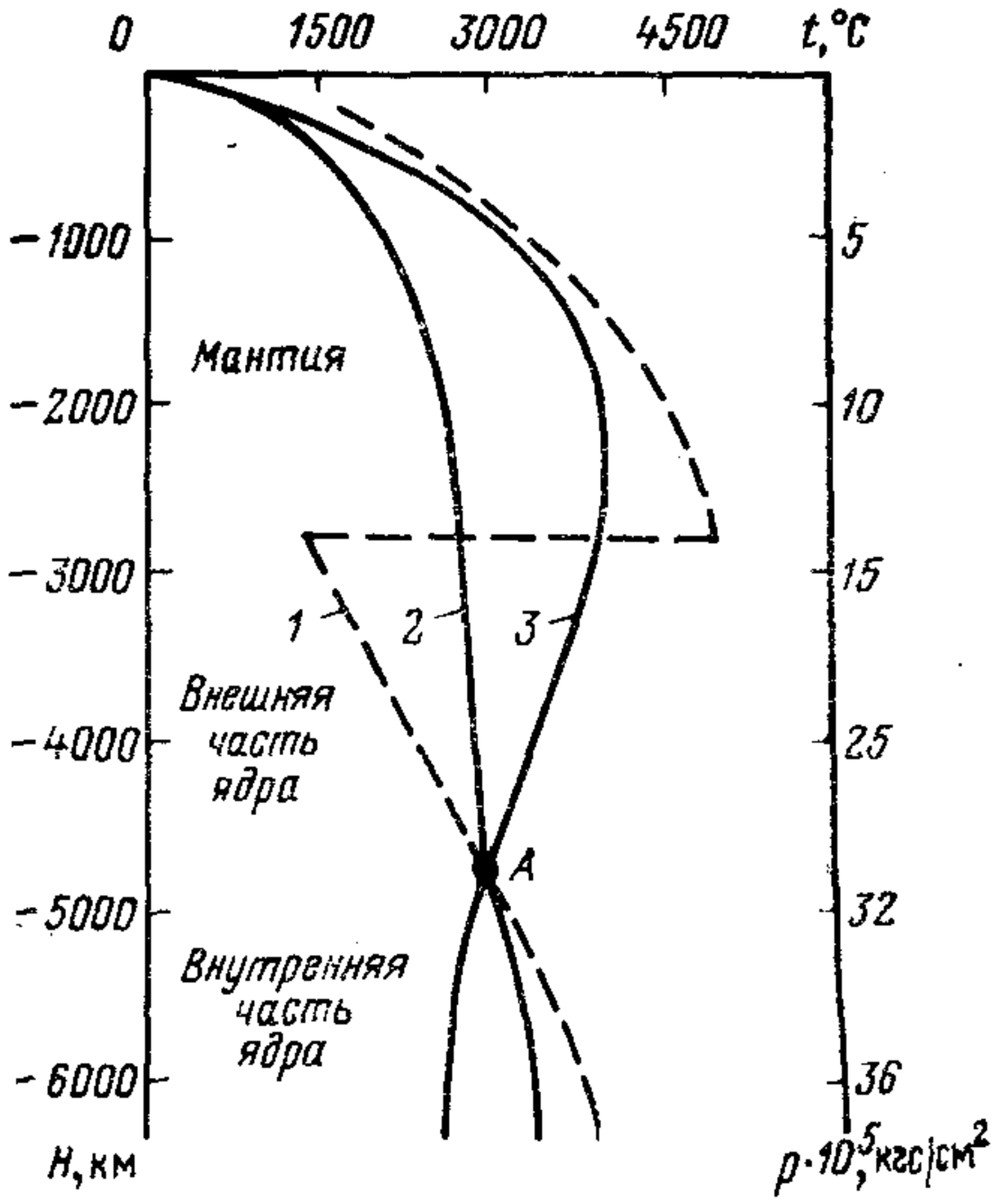


Рис. 2. Изменение температуры в мантии с глубиной.

1 — по оценке Д. Тозера [90]; *2* — по расчетам Р. Аффена [91]

Рис. 3. Предполагаемое распределение температуры в глубь Земли.

1 — кривая температуры плавления вещества мантии и ядра; *2* — кривая адиабатической температуры [27]; *3* — возможное распределение температуры [36]

ки тепла рассредоточены на глубину в несколько сот километров.

Изучение распределения температур на глубинах свыше 400 км является более сложной проблемой. Многие исследователи полагают, что фазовые превращения происходят в основном в переходной зоне мантии, находящейся в интервале глубин 400—1000 км. В этой области наиболее быстро нарастают плотность и скорость распространения упругих волн. В переходной зоне оливин и пироксены вероятно, претерпевают существенные изменения. В таких условиях трудно достоверно оценить распределение температуры в нижней мантии путем интерполяции температуры плавления в верхней мантии. По расчетам Р. Аффена [91], на глубине 1000 км температура плавления вещества мантии равна 3430°С, а на границе мантия — ядро $t=5030$°С, что можно считать верхним пределом температуры нижней мантии. Д. Тозер [90], оценивая распределение температуры в мантии с глубиной по кривой Д. Макдональда, приводит для верхней границы (400 км) переходной зоны $t=1700$°С (что соизмеримо с оценкой С. Кларка и А. Рингвуда), для нижней границы (1000 км) $t=2700$°С, а для границы мантия — ядро (2900 км) $t=4200$°С. На рис. 2 показана схема распределения температур в мантии Земли по этим данным.

Еще сложнее прогнозировать температуру на глубинах, соответствующих ядру Земли. Трудность связана с неопределенностью уравнения состояния вещества мантии. Поэтому можно лишь предполагать, что температура на границе ядра Земли составляет около 3000°С.

Температуру в области границы мантия — ядро (глубина около 5000 км) приблизительно оценивают экстраполяцией температуры плавления железа при высоких давлениях. По расчетам, температура плавления железа у границы, отделяющей внешнее ядро от внутреннего, оказалась равной 2730°С [7]. Такая величина температуры согласуется с современными представлениями космохимии о развитии Земли как планеты.

Исследования А. П. Виноградова [11] свидетельствуют о глубоком генетическом единстве вещества всей Солнечной системы. Земля после своего образования вследствие распада радиоактивных элементов (в начале ^{244}Pu, ^{247}Cm, позже ^{235}U, ^{238}U, ^{232}Th, ^{40}K) начала разогреваться вплоть до расплавления железа, а потом силикатов. Тяжелое жидкое железо переместилось к центру планеты и сформировало ядро Земли, жидкое во внешней оболочке и до настоящего времени. Ф. Берч предполагает [82], что первоначальная температура Земли не превышала 1000°С, а скорость генерации тепла была, вероятно, в несколько раз больше современной из-за большего количества радиоактивных элементов. Радиогенное тепло, а также, возможно, тепло, образованное приливным трением, повысили внутреннюю температуру планеты за 500 млн. лет до точки плавления железа, которое опускалось к центру Земли (4,5 млрд. лет назад) и образовало ядро. Освобожденной в этом процессе гравитационной энергии было достаточно, чтобы обусловить фракционное плавление мантии. При этом низкоплавкая фракция, включающая весь первоначально содержащийся в Земле калий и уран, перемещалась вверх, оставляя нижнюю мантию, лишенную радиоактивных элементов. После фракционирования вещества Земли и дальнейшего радиоактивного распада стало возможным образование устойчивой континентальной коры.

Если исходить из представления, что внешняя оболочка ядра Земли жидкая, а внутри ядро твердое и имеет такой же состав, как и оболочка, то температура на границе между ними должна быть равна точке плавления вещества ядра при соответствующем этой глубине давлении. Различные экстраполяции температуры плавления железа дают значения в пределах 2500—6000°С. Однако ядро состоит не из чистого железа, поэтому точка плавления его, видимо, ниже 6000°С. Если внешняя оболочка ядра охвачена конвективным движением, то величина температурного градиента в нем должна быть больше адиабатического значения. Это отклонение должно быть незначительным в связи с большей вязкостью внешней оболочки ядра. Однако температурный градиент в ядре, как показано на рис. 3 (кривая *2*), дол-

жен быть ниже температуры плавления (кривая *1*). При этом изменение температуры отличается следующей особенностью. В области внутренней части (твердой) ядра она должна быть ниже, а в области внешней оболочки (жидкой) выше точки плавления.

Как уже отмечалось, величина температурного градиента во внешней оболочке ядра несколько выше адиабатического значения, однако не может существенно отличаться от него. Если температура внешней оболочки ядра не слишком превышает точку плавления, то при увеличении давления с глубиной граница затвердевания вещества будет находиться в точке *A* (см. рис. 3) пересечения кривых изменения адиабатической температуры и температуры плавления. Если переход от жидкой внешней оболочки ядра к твердой внутренней части ядра совершается при температуре плавления железа, то температура в этой области, вероятно, близка к 3000°С, что согласуется с величиной температуры в переходной зоне ядра по Е. А. Любимовой [36].

Распределение температур с глубиной по радиусу Земли, рассчитанное Е. А. Любимовой, в предположении, что возраст Земли равен $4 \cdot 10^9$ лет, содержание радиоактивных элементов минимально, а температура, соответствующая времени образования Земли, наибольшая из допустимых, показано на рис. 3 (кривая *3*). При этом среднее значение плотности поверхностного теплового потока $q_{ср} = 5{,}27 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Предполагается [36], что глубокие области Земли еще могут разогреваться, температура на границе мантия — ядро достигает 4000°С, а в центре Земли — около 2600°С.

Необходимо заметить, что образование Земли как планеты и ее разделение на ядро, мантию и кору, с чем непосредственно связано тепловое состояние Земли, относятся к весьма сложным процессам, до настоящего времени еще мало изученным.

Тепловые потоки, наблюдаемые на поверхности Земли

Тепловой поток на поверхности является отражением глубинных геологических процессов. Тепловой поток, поступающий из недр к поверхности, с энергетической точки зрения наиболее значителен. Связанная с ним потеря внутренней тепловой энергии Земли, как видно из табл. 1, представляет основную составляющую ее энергетического баланса.

К настоящему времени накоплено значительное число измерений глубинного теплового потока в различных по строению и развитию тектонических зонах. Особенно много определений произведено в океанических областях. Первые результаты анализа статистической обработки измерений потоков тепла опуб-

ликованы в работах [87, 88]. Согласно оценке В. Ли [87], среднее значение плотности теплового потока Земли $q_{ср} = (6{,}28 \pm \pm 0{,}63)^{-2}$ Вт/м^2. Следовательно, общий перенос тепла из недр Земли к поверхности посредством теплопроводности с точностью $\pm 10\%$ составляет 10^{21} Дж/год или $3{,}1 \cdot 10^{13}$ Вт.

В. Ли и С. Уеда [88] установили, что средние значения плотности потоков тепла над континентами и в океанах равны. При этом был принят наиболее рациональный и точный метод сравнения плотности теплового потока континентов и океанов. Он заключался не в определении средних значений отдельных измерений, а в использовании средних значений, отнесенных к равным по площади участкам сетки, равномерно покрывающей поверхность Земли. В. Ли и С. Уеда нашли, что по 51 участку континентальной сетки $q_{ср} = (5{,}91 \pm 2{,}18) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2 со среднеквадратичной погрешностью среднего $\sigma = \pm 0{,}07$, а по 340 участкам океанической сетки $q_{ср} = (5{,}95 \pm 3{,}27) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2 со среднеквадратичной погрешностью $\pm 0{,}04$, т. е. практически величины $q_{ср}$ одинаковы.

До измерений потоков тепла в океане предполагалось, что океанический тепловой поток должен быть значительно меньше континентального. Считалось, что радиогенное тепло в континентальной коре дает $^2/_3$ наблюдаемого теплового потока, поскольку океаническая кора имеет основной состав и слишком тонка, чтобы выделять количество тепла, равное континентальному. Равенство континентального и океанического потоков тепла привело к предположению, что источники океанического теплового потока находятся ниже границы Мохоровичича. Следовательно, тепловой поток в верхней части подокеанической мантии должен быть в 2—3 раза больше, чем в мантии под континентами.

Многие теоретические и методические вопросы, связанные с изучением тепловых потоков Земли, рассмотрены В. Н. Дахновым, Д. И. Дьяконовым, Е. А. Любимовой, Г. М. Сухаревым, А. Н. Тихоновым, Д. Макдональдом, В. Ли, С. Уеда и другими советскими и зарубежными учеными. По данным указанных авторов и других, распределение теплового потока в континентальных и океанических областях находится во взаимосвязи с основными геологическими структурами. В табл. 2 приводятся средние значения плотности теплового потока основных геологических подразделений континентов и океанов. Из табл. 2 следует, что для докембрийских щитов характерны небольшие значения плотности теплового потока с малыми вариациями его величины. Послепалеозойские орогенические регионы и зоны вулканов N + P отличаются величинами плотности тепловых потоков выше среднего. Заметно некоторое увеличение q и в молодых орогенических поясах.

Региональное распределение плотности теплового потока в океанах имеет следующие особенности. Океаническим хребтам свойственны значительные вариации q и большее его среднее

Таблица 2

Тектоническая зона	Число измерений	$q_{ср} \cdot 10^2$, Вт/м²	$\Delta\sigma q_{ср}$
Континенты			
Докембрийские щиты	26	3,85	0,17
Послекембрийские неорогенические области	23	6,45	0,38
Орогенические области палеозоя	21	5,15	0,40
Орогенические области мезозоя и N + P	19	8,04	0,49
Вулканические области N + P (без геотермальных районов)	11	9,05	0,46
Океаны			
Океанические котловины	273	5,36	0,53
Подводные хребты	238	7,63	1,56
Глубоководные желоба	21	4,15	0,61
Другие океанические области	281	7,16	1,05

Примечание. $\Delta\sigma q_{ср}$ — среднеквадратическое отклонение $q_{ср}$.

Таблица 3

Страна, географическая или тектоническая зона	$q_{ср} \cdot 10^2$, Вт/м²
Южная Индия (щит)	2,76
Канадский шит	2,89—4,48
Канада	2,89—5,45
Южно-Африканский щит	3,14—5,36
Южная Африка	3,14—6,57
Австралийский щит	4,27
Австралия	4,27—10,76
Северная Америка (платформа)	5,23
Колорадо	4,19—7,12
Калифорния	3,06—5,40
Великобритания	4,60—12,14
ГДР	5,86
Япония	6,40
Японское море (зона сейсмической и вулканической активности)	8,37
Швейцария (альпийская зона складчатости)	9,21
Венгрия	8,58—12,85
Карпаты и Динарские Альпы (Венгерский бассейн)	10,06
Италия, Лардерелло (высокотермальная зона вулканической активности)	25,12—58,61
Срединноатлантический вал:	
над гребнем	12,56—27,21
на крыльях	1,26—2,93
Восточно-Тихоокеанское поднятие:	
над гребнем	22,00—33,52
на крыльях	2,81—4,19

Таблица 4

Район, тектоническая зона	$q_{ср} \cdot 10^2$, Вт/м²
Кривой Рог, Киевская и Черкасская области (Украинский щит)	2,51—3,10
Кольский полуостров (Балтийский щит)	3,35—3,77
Белоруссия (Припятский грабен)	2,55—6,15
Русская платформа	4,60
Сибирская платформа	4,19
Казахстанская платформа	5,02
Татария (Южный купол Татарского свода)	2,52—5,50
Крым	4,19—5,86
Днепровско-Донецкая впадина	4,60—7,54
Западное Предкавказье	4,60—7,54
Восточное Предкавказье	4,60—5,86
Центральное Предкавказье	
Ставропольское поднятие	7,54—8,79
Журавское поднятие	7,80
Минеральные воды	8,79
Рифтовая система озера Байкал	5,02—14,24
Полуостров Камчатка	10,47
Карпаты (Залуж)	10,88
Главный Кавказский хребет	
Кармадон (вблизи горы Казбек)	14,14

а в котловинах — относительно невелика и равномерно распределена. Глубоководные желоба характеризуются самыми малыми значениями $q_{ср}$.

В табл. 3 приведены средние значения плотности теплового потока и их вариации в ряде пунктов земного шара, а в табл. 4 — то же в некоторых районах Советского Союза. Как видно из табл. 3 и 4, бóльшие величины $q_{ср}$ наблюдаются в районах океанических хребтов; в отдельных пунктах здесь были получены значения до $33{,}52 \cdot 10^{-2}$ Вт/м². Аномально высокая плотность теплового потока, достигающая $58{,}61 \cdot 10^{-2}$ Вт/м², свойственна вулканическим и геотермальным областям континентов.

Принято считать, что большие значения плотности теплового потока в районах океанических хребтов во многих геотермальных областях вызваны охлаждающейся магмой, залегающей на сравнительно небольших глубинах. В геотермальных областях выходящие вулканические газы (фумаролы) могут взаимодействовать с грунтовыми водами, образуя горячие источники и гейзеры. Однако и без проявления гидротермальной активности присутствие магмы с температурой 800—1200°С на глубине нескольких километров может вызвать появление $q_{ср} = 30{,}0 \times \times 10^{-2}$ Вт/м². Базальтовая магма под океаном, вероятно, образуется на глубине 60 км или более в результате частичного плавления мантии, а под континентами магма может образоваться при частичном плавлении верхней мантии и нижней части зем-

ной коры. Не исключено, что проникающая конвекция может выносить магму из глубоких слоев в вышележащие. Видимо, поэтому в складчатой зоне озера Байкал тепловой поток, возможно, связанный с вулканизмом, оценивается повышенными значениями $q_{ср}$ (до $14{,}24 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2), которые аномально выше величины $q_{ср}$ в прилегающей Сибирской платформе ($4{,}19 \times \times 10^{-2}$ Вт/м^2).

На континентах, в удалении от районов недавней и современной вулканической активности также наблюдаются региональные вариации плотности теплового потока. В альпийской зоне склафчатости, Карпатах, на Кавказе и в других тектонически неактивных и невулканических регионах значения $q_{ср}$ превышают средний уровень, варьируя в пределах $(9{,}21—14{,}14) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. В противоположность этому плотность теплового потока на древних кристаллических щитах низкая и изменяется в пределах $(2{,}51—4{,}19) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Можно предположить, что щиты находятся на сравнительно холодной мантии, не подвергавшейся воздействию конвективных течений с докембрийского времени, а тепловой поток обусловлен главным образом радиоактивным распадом.

Платформенные области характеризуются относительно повышенными значениями $q_{ср} = (4{,}19—6{,}28) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. В тектонических зонах, указанных в табл. 3 и 4, местные поднятия и прогибы могут отмечаться соответственно несколько повышенными или пониженными величинами $q_{ср}$ по сравнению с приведенными пределами. В областях активного горообразования увеличение потока тепла может происходить за счет энергии деформаций, освобождающейся при возникновении сбросов и складок, а также при подъеме магм в верхние слои коры. Источником тепловой энергии может быть и горячая вода, поднимающаяся с больших глубин. Например, в Венгерском бассейне, где $q_{ср} = 10{,}06 \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, охлаждающаяся магма и гидротермальная деятельность прогревают нижний слой бассейна, сложенного водонасыщенными пористыми породами. В связи с этим тепловой поток распределяется равномерно по всей площади бассейна в отличие от неравномерного распределения теплового потока, создающегося при вулканизме.

Большой интерес в научном и практическом отношении представляет составление карты распределения потоков тепла по поверхности земного шара. Однако трудность в построении такой карты связана с неравномерным распределением измерений [1]. По полученным к настоящему времени данным исследова-

[1] В. Ли и Д. Макдональд [87] построили карту изолиний теплового потока для Земли, которая затем уточнена В. Ли и С. Уеда [88]. Как свидетельствуют авторы, проведенный при составлении карты статистический анализ сильно усредняет детали локальных вариаций поля теплового потока Земли, в связи с чем карта дает только представление о глобальном распределении и планетарных аномалиях теплового потока.

ний тепловых потоков Земли советскими и зарубежными учеными можно отметить следующие основные закономерности в их распределении: на континентах и в океанах тепловые потоки в среднем одинаковы, аномально высокие их значения наблюдаются над срединными океаническими хребтами, а наиболее низкие величины — в областях древних геологических структур (тектонических зон).

Глава II

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ТЕПЛА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ, ПЛАСТОВЫХ ЖИДКОСТЯХ И ГАЗАХ

Тепловые свойства горных пород являются одной из основных причин, обусловливающих определенные закономерности теплового поля в зависимости от литологического фактора. В связи с этим данные об их изменении по геологическим разрезам являются основой интерпретации термометрических исследований скважин [26].

В комплексе различных физических свойств горных пород их теплопроводность λ [Вт/(м·°С)] или обратная величина ξ [(м·°С/Вт] — тепловое сопротивление, температуропроводность a[м^2/с] и удельная теплоемкость $c_м$[Дж/(кг·°С)] определяют процесс распространения тепла. Указанные физические свойства пород в промыслово-геофизической практике принято называть тепловыми. Тепловые свойства горных пород следует рассматривать с учетом их многофазности и термодинамического состояния, а также минералого-петрографического состава и структурно-текстурных особенностей.

Теплопередача в горных породах

Теплопередача в горных породах представляет собой сложный процесс распространения тепловой энергии в твердом породообразующем скелете, в заполняющих поры породы жидкостях и газах, которые находятся при определенных температуре и давлении. Теплообмен в твердой породообразующей части, в заполняющей поры среде (нефть, вода, газ) и на границах между ними может осуществляться посредством передачи тепла: а) в минералах — элементах твердой фазы горных пород; б) от одной частицы породы (гранулы) к соседней в местах их непосредственного контакта; в) на границах твердых, жидких и газообразных фаз; г) молекулярной теплопроводностью жидкости или газа, заполняющих поры; д) конвекции в заполняющих поры жидкостях и газах; е) путем испускания и поглощения лучистой энергии стенками пор.

Таким образом, распределение тепла в горных породах в общем слагается из передачи тепла путем кондуктивной теплопроводности $\lambda_к$, конвекции $\lambda_{кв}$ и лучистого теплообмена $\lambda_л$.

Следовательно, суммарная теплопроводность горных пород может быть выражена величиной

$$\lambda = \lambda_к + \lambda_{кв} + \lambda_л. \qquad (1)$$

Перенос тепловой энергии в твердых породообразующих минералах, жидкостях и газах различен. В твердых минералах-диэлектриках перенос тепла осуществляется за счет колебаний кристаллической решетки, а в жидкостях путем распространения колебаний упругих волн. В минералах-электриках этот процесс в основном выполняется путем диффузии свободных электронов; роль упругих колебаний кристаллической решетки здесь второстепенна. В газах перенос тепла происходит благодаря диффузии молекул и атомов. В жидкостях и газах явление теплопроводности происходит при выполнении условий, исключающих перенос тепла посредством конвекции.

Для передачи тепла необходим температурный градиент в различных точках объема горной породы. Температурный градиент, как вектор, направленный по нормали к изотермической поверхности в сторону возрастания температуры, численно равен производной от температуры по этому направлению:

$$\operatorname{grad} t = \vec{n}_0 \frac{\partial t}{\partial n}, \qquad (2)$$

где $\vec{n}_0$ — единичный вектор, нормальный к изотермической поверхности.

Согласно закону теплопроводности Фурье, количество теплоты dQ, проходящее через элемент изотермической поверхности dS за промежуток времени $d\tau$, пропорционально температурному градиенту dt/dn:

$$dQ = -\lambda \frac{\partial t}{\partial n} dS d\tau. \qquad (3)$$

Количество теплоты, проходящее в единицу времени через единицу площади изотермической поверхности, представляет собой плотность теплового потока $q = \frac{dQ}{dS d\tau}$. Величина q — вектор, определяемый соотношением

$$\vec{q} = -\vec{n}_0 \lambda \frac{\partial t}{\partial n}. \qquad (4)$$

Уравнения (3) и (4) выражают основной закон теплопроводности: плотность теплового потока пропорциональна температурному градиенту.

Составление уравнения, учитывающего все виды теплопередачи в горных породах, встречает большие затруднения. В общем виде такое уравнение для нестационарного режима при

одномерном распределении тепла вдоль координаты x может быть представлено в виде

$$c_M \delta \frac{\partial t}{\partial \tau} = \frac{\partial q}{dx}, \tag{5}$$

где δ — плотность породы.

Общая плотность теплового потока в выражении (5)

$$q = q_к + q_{кв} + q_л, \tag{6}$$

где $q_к$, $q_{кв}$, $q_л$ — плотности тепловых потоков, обусловленных соответственно кондуктивной теплопроводностью, конвекцией и лучистым теплообменом.

Если для горных пород учитывать только основную, кондуктивную теплопроводность, часто именуемую просто теплопроводностью, то равенство (5) при $q_к = -\lambda \frac{\partial t}{\partial x}$ и $q_{кв} = q_л = 0$ для одномерного случая будет иметь вид

$$c_M \delta \frac{\partial t}{\partial \tau} = \lambda \frac{\partial^2 t}{\partial x^2}, \tag{7}$$

а для трехмерного

$$c_M \delta \frac{\partial t}{\partial \tau} = \lambda_x \frac{\partial^2 t}{\partial x^2} + \lambda_y \frac{\partial^2 t}{\partial y^2} + \lambda_z \frac{\partial^2 t}{\partial z^2}, \tag{8}$$

где λ_x, λ_y, λ_z — теплопроводность соответственно по направлениям осей x, y, z.

Теплопроводности $\lambda_{кв}$ и $\lambda_л$ являются сложными функциями температуры. Они зависят от величины температурного градиента в горной породе, характера его изменения, структуры и текстуры образцов и могут быть определены на основе опытных данных. При исследовании образцов небольшого объема, открытых с обоих торцов ($x = \pm\infty$), в одномерном потоке при малых значениях температурного градиента $\partial t/\partial x$ величина $\lambda_{кв}$ будет небольшой, а в случае возрастания $\partial t/\partial x$ значения $\lambda_{кв}$ и $q_{кв}$ будет увеличиваться.

При экспериментальном исследовании теплопроводности горных пород определению поддается в основном кондуктивная теплопроводность $\lambda_к$.

Теплопроводность

Из уравнения (3)

$$\lambda = -\frac{dQ}{\frac{\partial t}{\partial n} dS d\tau}. \tag{9}$$

Следовательно, теплопроводность λ численно равна количеству теплоты (в Дж), которое проходит через 1 м^2 в 1 с времени при температурном градиенте, численно равном единице.

В минералах и породах, обладающих электронной проводимостью (самородное золото, платина, магнетит, пирит, гематит, графит, железные, полиметаллические и другие руды), основным передатчиком тепла являются свободные электроны, которые можно уподобить идеальному одноатомному газу. Передача тепла посредством колебательных движений атомов или в виде упругих звуковых волн в таких породах не исключается, но ее доля незначительна по сравнению с переносом энергии электронным газом. Вследствие движения свободных электронов происходит выравнивание температуры во всех точках нагревающихся или охлаждающихся минералов. Свободные электроны движутся как из областей, более нагретых, в области, менее нагретые, так и в обратном направлении. В первом случае они отдают энергию атомам, во втором — отбирают. При повышении температуры увеличивается рассеивание электронов из-за образования тепловых неоднородностей. Поэтому в минералах с электронной проводимостью с возрастанием температуры теплопроводность уменьшается. К рассеиванию электронов приводят и структурные неоднородности. В связи с этим при наличии разного рода примесей в таких минералах теплопроводность также уменьшается.

В минералах и породах, не обладающих электронной проводимостью, кондуктивная теплопроводность главным образом обусловлена колебаниями атомов кристаллической решетки. При интерференции этих колебаний образуются волновые пакеты — фононы. Возникающая фононная теплопроводность пород зависит от их механических свойств (скорости распространения упругих колебаний, плотности, коэффициента сжимаемости) и температуры.

Согласно теории упругих тепловых колебаний кристаллической решетки теплопроводность твердых неметаллических веществ определяется выражением

$$\lambda = B \frac{\theta_D}{T}, \qquad (10)$$

где T — абсолютная температура; θ_D — характеристическая температура Дебая, зависящая от колебательного спектра вещества; B — константа, зависящая от структуры кристаллической решетки.

Согласно выражению (10) теплопроводность неметаллических веществ должна уменьшаться с увеличением температуры. Экспериментальное изучение теплопроводности пород, не обладающих электронной проводимостью, в зависимости от температуры до 400°С подтверждает справедливость указанной закономерности [44, 81 и др.].

В жидкостях физическая сущность теплообмена заключается в переносе тепловой энергии нестройными упругими колебаниями. Тепловое движение сводится к беспорядочным колебаниям

молекул, которые подобны колебаниям в кристаллах, с той разницей, что в кристаллах такие колебания совершаются около положений равновесия молекул, тогда как в жидкостях на эти колебания накладывается хаотическое перемещение молекул по всему объему. При этом происходит смещение положения равновесия колебаний каждой молекулы. Средняя длительность колебаний молекулы около положения равновесия для каждой жидкости является определенной величиной, зависящей от температуры и давления. Скорость теплообмена в жидкостях также зависит от этих параметров.

Процесс теплообмена путем теплопроводности в жидкостях, по А. С. Предводителеву [57], происходит следующим образом. В зонах повышенной температуры возникают усиленные колебания молекул с увеличенными амплитудами. Эти колебания передаются смежным молекулам, и энергия теплового движения перемещается от слоя к слою постепенно, чем и объясняется сравнительно малая величина теплопроводности жидкостей.

Для описания теплопроводности различных жидкостей Н. Б. Варгафтиком [9] на основе опытных данных выведена формула

$$\lambda = A \frac{c_{mp} \delta^{4/3}}{m^{1/3}}, \qquad (11)$$

где c_{mp} — удельная мольная теплоемкость жидкости при постоянном давлении; A — коэффициент, пропорциональный скорости распространения упругих волн в жидкости, который зависит только от температуры и не связан с природой жидкости; $A\, c_{mp} \approx \text{const}$.

Из формулы (11) следует, что поскольку плотность δ с повышением температуры убывает, то для жидкостей с постоянной относительной молекулярной массой (неассоциированные и слабоассоциированные жидкости) с повышением температуры теплопроводность должна уменьшаться. У сильно ассоциированных жидкостей в формулу (11) нужно ввести коэффициент ассоциации, учитывающий изменение относительной молекулярной массы. Коэффициент ассоциации зависит и от температуры, поэтому при изменении температуры он может влиять на теплопроводность. Опыты подтверждают, что для большинства жидкостей с повышением температуры теплопроводность убывает. Исключение составляют вода и глицерин, теплопроводность которых возрастает с увеличением температуры до определенных значений. Значения теплопроводности большей части жидкостей варьируют в пределах 0,07—0,70 Вт/(м·°С).

Теплопроводность в газах при обычных давлениях и температурах обусловливается переносом кинетической энергии молекулярного движения. При этом происходит хаотическое движение и столкновение отдельных молекул газа. Согласно кине-

тической теории переноса тепла теплопроводность выражается соотношением

$$\lambda = w_{ср} L_{ср} C_V \frac{\delta}{3}, \qquad (12)$$

где $w_{ср}$ — средняя скорость перемещения молекул газа; $L_{ср}$ — средняя длина свободного пробега молекул газа между соударениями; C_V — теплоемкость газа при постоянном объеме; δ — плотность газа.

С увеличением давления в равной мере увеличивается плотность δ, уменьшается длина пробега $L_{ср}$, а произведение $L_{ср}\delta$ сохраняется постоянным. Поэтому изменение давления примерно до $30 \cdot 10^3$ кгс/см^2 существенно не влияет на теплопроводность (за исключением водяного пара и других реальных газов).

Средняя скорость перемещения молекул газа увеличивается с повышением температуры согласно выражению

$$w_{ср} = \sqrt{\frac{3RT}{m}}, \qquad (13)$$

где R — газовая постоянная; m — относительная молекулярная масса газа; T — абсолютная температура, К.

С повышением температуры теплопроводность газов возрастает.

Теплопроводность большей части газов варьирует в пределах 0,006—0,6 Вт/(м·°С), среди них гелий и водород отличаются повышенной теплопроводностью. Это связано с тем, что молекулы гелия и водорода обладают малой относительной молекулярной массой, следовательно, имеют бóльшую среднюю скорость перемещения.

Теплоемкость

Теплоемкость характеризует способность вещества (горных пород, пластовых жидкостей и газов) поглощать тепловую энергию при теплообмене вне зависимости от направления вектора теплового потока и определяется отношением количества тепла ΔQ, сообщенного веществу, к соответствующему изменению температуры Δt:

$$C = \Delta Q / \Delta t. \qquad (14)$$

Теплоемкость пропорциональна массе вещества, поэтому различают удельную теплоемкость c_M [Дж/(кг·°С)]

$$c_M = C/M = \Delta Q / M \cdot \Delta t, \qquad (15)$$

где M — масса в кг,

и удельную мольную теплоемкость c_m[Дж/(моль·°С)]

$$c_m = C/m = \Delta Q / m \cdot \Delta t, \qquad (16)$$

где m — масса в молях.

При расчетах иногда удобно пользоваться объемной теплоемкостью C_V[Дж/(м³·°С)], т. е. теплоемкостью объемной единицы вещества. Мольной теплоемкостью приходится пользоваться при изучении теплоемкости газов или газо-жидкостных смесей, для которых важное значение имеют условия нагревания при постоянном объеме V (изохорная теплоемкость c_{mV}) или при постоянном давлении p (изобарная теплоемкость c_{mp}).

Следует заметить, что для изучения теплоемкости газов в области средних температур можно применять молекулярно-кинетическую теорию. Данные лабораторных определений показывают, что теплоемкость всех веществ при низких температурах меньше, чем в случае более высоких температур. Однако при очень больших температурах величины теплоемкости выше значений, вычисленных на основе классических представлений, учитывающих лишь механические виды движения молекул. Это объясняется неприменимостью последних к отдельным атомам и молекулам.

По кинетической теории газов энергия колебания молекул, приходящаяся на любую степень свободы, может меняться непрерывно, тогда как согласно квантовой теории эта энергия может изменяться только скачкообразно. Однако уровень энергии колебаний при средних температурах мал по сравнению со средней энергией, приходящейся на одну степень свободы, что позволяет рассчитывать теплоемкость газов с достаточной точностью по кинетической теории применительно к температурам нефтегазоносных горизонтов (20—60°С).

Изобарные теплоемкости всегда больше соответствующих изохорных теплоемкостей, что особенно характерно для газов. Различие между указанными видами теплоемкости жидких и твердых веществ при средних температурах незначительно (менее ошибки лабораторных определений). Поэтому для жидких и твердых веществ экспериментально определяют теплоемкости только при постоянном давлении. Теплоемкости же при постоянном объеме могут быть вычислены.

Удельная теплоемкость (или удельная мольная) зависит от температуры. Значение ее, отнесенное к определенной температуре t, соответствует истинной теплоемкости c', а к интервалу температур t_1—t_2 — средней c. Учитывая зависимость истинной теплоемкости от условий нагревания, заменим в выражении (15) конечную разность температур Δt на dt, а соответствующее количество теплоты ΔQ на dQ_V или dQ_p. При этом

$$dQ_V = M \cdot c'_{MV} \cdot dt;$$
$$dQ_p = M \cdot c'_{Mp} \cdot dt. \qquad (17)$$

Количество теплоты, необходимое для нагрева вещества в

пределах температур t_1—t_2 при $V=\text{const}$ или $p=\text{const}$, можно представить уравнениями

$$Q_V = M\int_{t_1}^{t_2} c'_{MV}dt$$

или (18)

$$Q_p = M\int_{t_1}^{t_2} c'_{Mp}\,dt.$$

При средней теплоемкости вещества

$$Q_V = c''_V\,(t_2 - t_1) = Mc''_{MV}\,(t_2 - t_1)$$

или (19)

$$Q_p = c''_p\,(t_2 - t_1) = Mc''_{Mp}\,(t_2 - t_1).$$

Истинная удельная теплоемкость соответствует исчезающе малому изменению температуры

$$c'_{MV} = \frac{1}{M}\frac{dQ_V}{dt};\ c'_{Mp} = \frac{1}{M}\frac{Q_p}{dt}, \qquad (20)$$

а средняя удельная теплоемкость — изменению температуры на конечную величину

$$c''_{MV} = \frac{1}{M}\frac{Q_V}{t_2 - t_1};\ c''_{Mp} = \frac{1}{M}\frac{Q_p}{t_2 - t_1}. \qquad (21)$$

Из уравнений (18) и (19) можно получить следующее соотношение между истинной и средней теплоемкостями:

$$Q_V = Mc''_{MV}\,(t_2 - t_1) = M\int_{t_1}^{t_2} c'_{MV}\,dt \qquad (22)$$

или

$$c'_{MV}\,(t_2 - t_1) = \int_{t_1}^{t_2} c'_{MV}dt. \qquad (23)$$

Отсюда

$$c''_{MV} = \frac{\int_{t_1}^{t_2} c'_{MV}dt}{t_2 - t_1}. \qquad (24)$$

Характерно, что удельная теплоемкость, будучи теплоемкостью единицы массы, непосредственно связана с запасом тепловой энергии безотносительно к способу ее передачи. Это позволяет теплоемкость многофазных систем (горных пород, состоящих из минералов и пор, которые насыщены пластовыми флюидами) считать аддитивной теплоемкостью ее составных

частей, если в процессе нагревания при постоянном объеме или давлении сохраняются неизменными массовые соотношения между отдельными фазами

$$C = C_1 + C_2 + C_3 + , \ldots, + C_n. \qquad (25)$$

Здесь C — теплоемкость системы; C_1, C_2, C_3, ..., C_n — теплоемкости отдельных фаз.

Если бы количество теплоты Q_V, необходимое для нагревания горных пород от температуры t_1 до температуры t_2, было пропорционально разности температур $t_2 — t_1$, то c''_M можно было бы принять как не изменяющуюся с повышением температуры и равную c'_M. Однако в большинстве случаев Q_V изменяется по иному закону. Зависимость c'_M от температуры описывается следующим эмпирическим уравнением [2]:

$$c'_M = \frac{Q_V}{t} = A + Bt - c''_M t^{-2}, \qquad (26)$$

где A, B — константы.

Температуропроводность

Температуропроводность показывает скорость изменения температуры при поглощении или отдаче тепла, что характерно для неустановившегося теплового поля, в котором температура изменяется с течением времени. Если выделить в неограниченной среде (массиве горных пород) куб с ребром в единицу длины и направить перпендикулярно к одной из граней тепловой поток, численно равный температуропроводности этой среды, то поток за единицу времени повысит температуру противоположной грани на 1°С. Количество необходимой для этого теплоты равно объемной теплоемкости C_V. Если же сообщить количество теплоты, равное λ, то температура повысится на λ/C_V. Отсюда температуропроводность (в м²/с)

$$a = \lambda/C_V. \qquad (27)$$

Из выражения (27)

$$\lambda = aC_V. \qquad (28)$$

Однако, согласно закону теплопроводности Фурье, в простейшем случае прохождения тепла через плоскопараллельный слой, теплопроводность λ прямо пропорциональна произведению количества теплоты Q на толщину слоя l и обратно пропорциональна времени τ прохождения теплоты через площадь поперечного сечения S от подогретой стороны слоя, имеющей температуру t_1, к холодной его стороне с температурой t_2:

$$\lambda = \frac{Ql}{\tau S\,(t_1 - t_2)}. \qquad (29)$$

Из выражений (28) и (29)

$$a = \frac{Ql}{\tau S (t_1 - t_2) C_V}. \qquad (30)$$

Следовательно, повышение температуры в горных породах в заданный момент времени связано с накоплением подводимой к ним теплоты и будет тем больше, чем меньше теплоемкость C_V единицы объема пород. При этом скорость прогрева горных пород обусловлена интенсивностью передачи тепла при заданной разности температур от соседнего слоя к рассматриваемому. Поэтому температуропроводность прямо пропорциональна теплопроводности.

Выражения (29) и (30) аналогичны, однако в отличие от теплопроводности, характеризующей количественную сторону теплообмена в горных породах, температуропроводность оценивает скорость изменения их температуры, или теплоинерционные свойства.

Если δ — плотность горной породы, а c_M — ее удельная теплоемкость, то объемная теплоемкость $C_V = c_M \delta$ и, следовательно, температуропроводность

$$a = \lambda / c_M \delta. \qquad (31)$$

Формула (31) связывает тепловые свойства λ, a и c_M, которые порознь и в различных комбинациях входят в расчетные формулы параметров температурного поля, тепловых потоков, теплоаккумуляции и тепловых потерь.

С учетом температуропроводности дифференциальное уравнение пространственно-временного изменения температуры в горных породах (без внутренних источников тепла) имеет вид

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \nabla^2 t, \qquad (32)$$

где $\nabla^2 = \frac{d^2}{\partial x^2} + \frac{d^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ — оператор Лапласа.

Из уравнения (32) видно, что скорость изменения температуры во времени при нестационарных тепловых процессах в породах тем интенсивнее, чем больше их температуропроводность.

Глава III

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Тепловые свойства горных пород в зависимости от требуемой точности, поставленной цели и решаемых задач можно изучать различными способами: оценивать аналитически, определять экспериментально в лаборатории или в условиях естественного залегания по данным наблюдений за температурным режимом в скважинах (по темпу восстановления нарушенных температур), вычислять по данным измерения потоков тепла и градиентов естественного теплового поля и др.

Аналитические методы

При аналитической оценке теплопроводности горных пород подбирается модельная схема, положенная в основу расчета, которая должна иметь соответствие с их действительными свойствами. Определяемые величины теплопроводности связаны со структурно-текстурными особенностями пород, с отсортированностью и формами слагающих частиц, со способами их контактирования, с термодинамическим состоянием и т. п. Однако, какие бы модели пород не принимались для расчетов, их результаты главным образом зависят от исходных значений пористости (следовательно, и плотности), насыщенности пор жидкостью и температуры. В связи с этим, а также с трудностью учета всех характеристик пород в аналитической оценке теплопроводности приходится ограничиваться отмеченными основными факторами.

При выводах расчетных формул используется аналогия в математическом описании теплопроводности и электропроводности, потоков тепла и электрического тока, сходство дифференциальных уравнений скалярного и векторного полей стационарного теплового потока, электрического тока, магнитной индукции и др.

В идеализированных структурах, которые должны моделировать реальные горные породы, в качестве составляющих рассматриваются плоские, кубические, шаровые, эллипсоидные и другие частицы, имеющие различную укладку и по-разному ориентированные к направлению теплового потока. Поры между такими частицами имеют неодинаковые формы и объемы, а сами частицы и поры рассеяны беспорядочно или строго равномерно в модели.

залегания горные породы испытывают воздействие глубинных температур и давлений, которые определяют их напряженное состояние. После извлечения образцов пород из скважин снимается действие давлений горного $p_г$ и пластового $p_{пл}$, а также температуры, в результате чего может измениться объем и микроструктура порового пространства. Температура и давления определяют также физическое состояние жидкостей и газов, насыщающих породу, их взаимодействие друг с другом и с твердой фазой — породообразующим минеральным скелетом. Вследствие указанных причин тепловые свойства пород и их количественные взаимосвязи, соответствующие атмосферным и пластовым условиям, могут иметь существенные различия. В практике петрофизических исследований в последнее время применяются установки, учитывающие пластовые условия. Создаются такие установки и для определения тепловых свойств пород [80], однако их реализация связана с большими трудностями. Разработка приборов и установок для определения тепловых свойств пород в условиях, имитирующих пластовые, является одним из важнейших направлений петрофизических исследований.

Общий обзор методов

В связи с многообразием методов лабораторного определения тепловых свойств твердых тел, жидкостей и газов трудно провести их единую классификацию. В целом методы экспериментального изучения тепловых свойств горных пород, насыщающих их флюидов и газов можно подразделить по характеру теплового режима на группы, основанные на стационарном и нестационарном тепловых режимах (потоках). При этом используются частные случаи решения уравнения теплопроводности (32)

$$\frac{\partial t}{\partial \tau} = a \nabla^2 t + \frac{\Phi}{\delta c_м} \qquad (34)$$

при условиях $\partial t/\partial \tau = 0$ для первого случая и $\partial t/\partial \tau \neq 0$ — для второго. Здесь Φ — удельная мощность источника тепла.

Методы исследования тепловых свойств, основанные на стационарном тепловом потоке, различаются по характеру нагрева (внешний, объемный, комбинированный) и по виду изотерм температурного поля в образцах (плоские, цилиндрические и более сложные). Часто по виду изотерм получают название установки и приборы, на которых выполняют измерения: плоские, цилиндрические и шаровые. Применение указанной группы методов заключается в сравнении при установившемся тепловом потоке теплопроводности изучаемых образцов с известной теплопроводностью образца-эталона либо в определении теплопроводности по величине теплового потока. При этом используются установки, в которых измеряется или количество теплоты, проходя-

щей через образец при установившемся стационарном потоке, или непосредственно тепловой поток, пронизывающий образец. В последнем случае применяются датчики теплового потока. Наиболее распространенными в этой группе методов являются приборы плоской формы.

Методы, основанные на нестационарном тепловом потоке, имеют сравнительно большее число модификаций, что связано со множеством решений уравнения теплопроводности (34) при $\partial t/\partial\tau \neq 0$. Различаются методы с чисто нестационарным режимом, для которых существенны начальные условия [критерий Фурье $Fo=(a\tau/L)<0{,}5$; L — характерный размер], и с регулярным режимом, для которых начальные условия не имеют значения ($Fo>0{,}5$).

Температурные поля в образцах, исследуемых методами нестационарного теплового режима, сложны и разнообразны, зависят от свойств образцов, их геометрических форм и размеров, начальных и граничных условий нагревания. По характеру нагрева эти методы делятся на импульсные и контактные. Импульсные методы включают поверхностные или объемные источники тепла, характеризуемые временем их действия — мгновенные, выделяющие конечное количество теплоты за бесконечно малое время, или источники постоянной мощности. При контактных методах добиваются равенства температур и тепловых потоков на границе соприкосновения исследуемого образца с образцом-эталоном, поэтому эти методы иногда называют эталонными. Исходя из способа подачи тепла некоторые авторы импульсные методы называют зондовыми. Известны такие разновидности зондовых исследований, как метод изотермического зонда, остывающего зонда и др.

В методах, основанных на нестационарном тепловом потоке, особое место занимают измерения, использующие стадию регулярного теплового режима, когда пространственно-временные изменения температуры системы, как уже отмечалось, не зависят от начальных условий.

Основной особенностью первой группы методов является создание установившегося потока тепла через образец с исключением осевых и радиальных утечек тепла. Для этого в приборах предусматривают специальные дополнительные охранные обогреватели, что создает трудности в определении расхода тепла и усложняет аппаратуру. На основе стационарного теплового потока построены десятки схем, в которых предлагаются разные способы рационализации учета и устранения утечек тепла. Применяются также различные способы учета количества тепла, проходящего через образец. Общим недостатком этих методов является длительность исследования горных пород — плохих проводников тепла. Однако для исследований горных пород в условиях, моделирующих пластовые, они используются особенно широко, а для некоторых горных пород нефтяных и

газовых месторождений незаменимы. К таким породам относятся глины, аргиллиты и другие, образцы которых расслаиваются по напластованию на пластинки непосредственно при извлечении их из скважин.

Вторая группа методов получила наибольшее распространение для изучения тепловых свойств образцов горных пород, когда последние не ограничены малыми размерами и не являются плоскими по форме. Особенно широко используются методы регулярного теплового режима, общая теория которых разработана в Ленинградском институте точной механики и оптики (ЛИТМО) Г. М. Кондратьевым [31]. В дальнейшем Г. Н. Дульневым, А. Ф. Бегунковой, В. Ф. Беляевой и другими была значительно развита теория, усовершенствованы применявшиеся методы регулярного теплового режима и разработаны новые. Как показал наш опыт лабораторных исследований тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей [25], использование методов регулярного теплового режима позволяет создавать достаточно точные установки, рационализированные путем использования геофизической регистрирующей аппаратуры.

Из нестационарных методов для изучения тепловых свойств горных пород успешно применяется метод мгновенного источника тепла, разработанный в Институте физики Земли АН СССР Е. А. Любимовой, Г. Н. Стариковой и др. [38]. Этот метод с эмпирическими поправками на идеальность постановки опыта позволяет быстро и достаточно точно определять одновременно величины λ, a и C на одном образце породы, что является преимуществом метода. Однако для исследований методом мгновенного источника тепла необходимы образцы достаточно больших размеров (диаметр 7—10 см, высота 10—15 см), что ограничивает применение метода в тех случаях, когда извлекаемые из скважин образцы пород малы по размерам и плоские по форме.

Практическое использование для изучения тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей имеют такие комплексные методы двух температурно-временных интервалов, разработанные в Ленинградском технологическом институте им. Ленсовета В. С. Волькенштейн и др. [14].

Общим недостатком нестационарных методов является трудность их реализации для исследования горных пород при имитации воздействия на образцы горного и пластового давлений, а также глубинных температур. Для решения этой проблемы наряду с методами стационарного теплового потока могут быть использованы результаты исследований, выполненных в последние годы в проблемной лаборатории тепловых приборов и измерений ЛИТМО по разработке теплофизических измерений в монотонном тепловом режиме (регулярном режиме второго рода). Такой режим, представляющий плавный разогрев или охлаждение тел в широком диапазоне изменения температуры со слабопеременным полем скоростей, является обобщением

квазистационарного теплового режима, изученного ранее А. В. Лыковым, Н. Ю. Тайцем, Г. П. Иванцовым и несколько позднее Г. М. Кондратьевым, А. Н. Гордовым и Н. А. Ярышевым. Большая работа по совершенствованию методов и аппаратуры для измерений λ, a и C при монотонном тепловом режиме проведена Е. С. Платуновым [55].

Учет погрешностей и эталонирование приборов

При экспериментальных определениях тепловых свойств одной из основных задач (а не вспомогательных) является учет погрешностей измерений. Это связано с тем, что при измерениях исходят из теоретически установленных связей между тепловыми коэффициентами и температурным полем в определенных условиях. Важно установить, насколько теоретические предпосылки согласуются с условиями проведения эксперимента, чтобы определить, как учитывать систематическое влияние их несоответствия. Получаемые при этом ошибки являются методическими систематическими погрешностями. Расчетные формулы, учитывающие их влияние, имеют вид

$$\lambda = \lambda' \left(1 + \sum_{i=1}^{n} \Delta\lambda_i\right), \qquad (35)$$

где λ — истинное значение теплопроводности; λ' — величина теплопроводности, полученная исходя из теоретических предпосылок; $\Delta\lambda_i$ — поправка, отражающая влияние i-го фактора, не учитываемого теорией.

При исследованиях часто возникает необходимость получить по сравнительно немногочисленным данным наиболее достоверное значение измеренной величины и доверительного интервала h_λ, в котором с наибольшей вероятностью она может находиться. В этом случае рассматривают абсолютную случайную погрешность $\varepsilon_i = \lambda - \lambda_i$ (отклонение измеренного λ_i значения от истинного λ) или относительную случайную погрешность $\varepsilon_i' = \varepsilon_i - \lambda$. Результаты измерений вычисляют по формуле вида

$$\lambda = \lambda' \left(1 + \sum_{i=1}^{n} \Delta\lambda_i\right) \pm h_\lambda. \qquad (36)$$

Необходимо учитывать и систематические погрешности, связанные с отклонениями измерительных устройств, а также случайные ошибки. Величину и знак последних трудно предусмотреть даже для измерений, выполненных одними и теми же приборами. Наиболее часто встречаются следующие случаи: 1) случайные ошибки измерений существенно меньше погрешности измерительной аппаратуры; 2) случайные ошибки являются

определяющими; 3) систематические и случайные погрешности измерений почти равноценны.

В первом случае определяющей является систематическая погрешность аппаратуры, поэтому отпадает необходимость в многократных измерениях. Для оценки точности используется предельная (максимальная) относительная погрешность, равная сумме погрешностей отдельных составляющих:

$$\frac{\Delta\lambda}{\lambda} = \sum_{i=1}^{n} \left| \frac{\Delta x_i}{x_i} \right|, \tag{37}$$

где x_i — независимые переменные измерительных приборов; $\Delta x_i | x_i$ — класс точности приборов.

Для второго случая могут быть правомерны вероятностные законы. Поэтому измерения необходимо проводить несколько раз. Случайная погрешность должна быть задана величиной как самой погрешности (доверительный интервал), так и доверительной вероятности (коэффициент надежности). Например, при многократных измерениях температуры вычисляется среднее ее значение

$$t_{\text{ср}} = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n} t_i, \tag{38}$$

где n — число измерений.

Находятся погрешности отдельных измерений $\Delta t_i = t_{\text{ср}} - t_i$ и рассчитывается Δt_i^2. Определяется среднеквадратичная погрешность результатов серии измерений

$$\Delta\sigma = \left[\sum_{i=1}^{n} \frac{(\Delta t_i)^2}{n\,(n-1)} \right]^{1/2}. \tag{39}$$

В соответствии с заданной величиной коэффициента надежности β для n измерений по табличным данным определяют значение коэффициента Стьюдента $C(n)$, затем находят границы доверительного интервала $\Delta t = \Delta\sigma C(n)$ и относительную погрешность результатов серии измерений (в %)

$$\varepsilon' = \frac{\Delta t}{t_{\text{ср}}} \cdot 100. \tag{40}$$

Обработка результатов каждой измеряемой величины, входящей в расчетные формулы при применении этой методики, должна проводиться для одного и того же значения β. Затем для общего результата измерений оцениваются границы доверительного интервала

$$\Delta\lambda = \left[\sum_{i=1}^{n} \left(\frac{\partial f}{\partial x_i} \Delta x_i \right)^2 \right]^{1/2}, \tag{41}$$

где $\partial f / \partial x_i$ — частные производные, которые вычисляются при найденных ранее значениях $x_1 = x_{1ср}$, $x_2 = x_{2ср}$ и т. д. Тогда относительная погрешность общего результата (в %) вычисляется по формуле

$$\varepsilon' = \frac{\Delta\lambda}{\lambda} \cdot 100. \qquad (42)$$

В третьем случае при почти равноценных систематических и случайных погрешностях четко определить суммарную ошибку трудно. Приходится пользоваться оценкой предельного значения, равного сумме систематической и удвоенной случайной погрешностей при вероятной достоверности не менее 0,95.

Методике анализа и учета возможных погрешностей измерений посвящены работы ряда авторов. В частности, учет систематических погрешностей при измерениях λ, a и c методами как стационарного, так и нестационарного тепловых потоков подробно рассмотрен в работе О. А. Сергеева [61]. Здесь же приводится методика обработки случайных погрешностей теплофизических измерений, анализируются такие источники погрешностей, как зависимость тепловых свойств от температуры, неравномерность первоначального температурного поля и др. Тем не менее при теплофизических исследованиях трудно учесть все источники погрешностей, они могут быть связаны как с подготовкой образцов к исследованию (геометрические формы и размеры, качество контактных поверхностей, вакуумирование, насыщение, воздействие давлений и т. п.), так и с условиями экспериментирования (точное воспроизведение особенностей монтажа термопар, нагревателей и их герметичности, пространственное размещение и др).

В последние годы для повышения точности измерительных установок все более широкое применение находят стандартные (эталонные) образцы. Эталонные образцы необходимы для контроля правильности методов измерения и их конструктивного воплощения. Применение этих образцов позволяет выявлять действие источников неисключенных систематических погрешностей. Они также могут быть использованы в сравнительных методах измерения тепловых свойств. При подборе материалов для эталонных образцов к ним предъявляются следующие требования: химическая инертность, физическая однородность, отсутствие гигроскопичности, фазовых переходов и необратимых изменений при периодическом нагреве-охлаждении, стабильность свойств во времени, прочность, возможность механической обработки и др.

При исследовании горных пород для контроля установок можно рекомендовать в качестве эталонов бесцветные оптические стекла марок К8, ЛК5, ТФ1 ($t < 500$°С) и оптическое кварцевое стекло марки КВ, плавленый кварц или фарфор ($t > 500$°С). В табл. 6 приведены значения теплопроводности

Таблица 6

$t°$, С	λ, Вт/(м·°С)						
	Полиметилметакрилат	Оптические стекла				Плавленый кварц	Фарфор
		К8	ЛК5	ТФ1	КВ		
7	0,194	1,074	1,161	0,691	1,318	—	1,670
27	0,195	1,094	1,186	0,704	1,349	1,380	1,680
67	0,198	1,131	1,235	0,726	1,409	—	1,700
77	0,200	1,140	1,248	0,732	1,424	1,460	—
127	—	1,192	1,319	0,766	1,499	1,530	1,710
177	—	1,265	1,398	0,820	1,574	1,600	—
187	—	1,284	1,413	0,835	1,589	—	1,720
227	—	1,373	1,469	0,907	1,649	1,640	1,720
267	—	—	—	—	—	—	1,730
277	—	—	—	—	—	1,680	—
307	—	—	—	—	—	—	1,740
327	—	—	—	—	—	1,720	—
347	—	—	—	—	—	—	1,760
377	—	—	—	—	—	1,770	—
387	—	—	—	—	—	—	1,780
327	—	—	—	—	—	1,840	1,810

оптических стекол, плавленого кварца, фарфора, а также органического стекла (полиметилметакрилата) при различных температурах [61,71].

Зависимость $\lambda=f(t)$ для плавленого кварца представляет плавную кривую с отклонением отдельных экспериментальных точек, равным <8%. Суммарная погрешность результатов табл. 7 по теплопроводности плавленого кварца составляет ±5%. Данные по фарфору представляют осредненные значения теплопроводности различных образцов промышленного и лабораторного фарфора. Максимальная погрешность оценивается в пределах 3—8%. Стекла органические (полиметилметакрилат), оптические К8, ЛК5, ТФ1 и КВ исследованы по образцам из различных заводских партий [61]. Предельная погрешность определения теплопроводности равна 4%.

Теплопроводность образцов-эталонов не должна превышать теплопроводность исследуемых горных пород более чем в 1,5—2 раза. Из табл. 6 видно, что значения λ приведенных эталонных материалов близки к величинам теплопроводности карбонатных и терригенных пород. При этом теплопроводность стекла ТФ1 соответствует значениям λ глинистых алевролитов и аргиллитов, а стекла КВ, плавленого кварца и фарфора — теплопроводности песчаников, известняков и доломитов. Поэтому указанные материалы рационально применять в качестве образцов-эталонов. Эталоны же из полиметилметакрилата менее предпочтительны при определении теплопроводности горных пород, так как величина λ этого материала более чем в 3—4 ра-

за ниже минимальных значений теплопроводности осадочных, метаморфических и магматических пород.

При применении образцов-эталонов необходимо предварительно проводить их аттестацию на образцовой аппаратуре для точных измерений тепловых свойств в специализированных метрологических лабораториях. Образцы-эталоны должны быть из одних и тех же заводских партий. В качестве примера в табл. 7

Таблица 7

$t°$, С	λ, Вт/м·°С	$t°$, С	λ, Вт/м·°С
7	0,683	97	0,749
17	0,692	107	0,756
27	0,699	117	0,764
37	0,707	127	0,772
47	0,714	137	0,781
57	0,721	147	0,790
67	0,728	157	0,801
77	0,735	167	0,812
87	0,742	177	0,823
		187	0,836
		197	0,850
		207	0,865
		217	0,881
		227	0,899

Таблица 8

t, °С	$a \cdot 10^7$, м²/с	$c_M \cdot 10^{-3}$, Дж/(кг·°С)	t, °С	$a \cdot 10^7$, м²/с	$c_M \cdot 10^{-3}$, Дж/(кг·°С)
0	4,0	—	200	3,8	—
2	—	0,446	202	—	0,577
27	—	0,468	227	—	—
50	3,8	—	250	3,8	—
52	—	0,492	252	—	0,593
77	—	0,510	277	—	0,600
100	3,7	—	300	3,9	—
102	—	0,528	302	—	0,608
127	—	0,543	327	—	0,614
150	3,7	—	350	4,1	—
152	—	0,557	400	4,4	—
177	—	0,568			

и 8 приведены значения теплопроводности, температуропроводности и удельной теплоемкости стандартного образца 40 из оптического бесцветного стекла марки ТФ1. Государственная поверка этого образца проводилась во Всесоюзном научно-исследовательском институте метрологии им. Д. И. Менделеева.

Величины теплопроводности, температуропроводности и удельной теплоемкости определялись соответственно в интервалах температур 7—227, 0—400 и 2—327°С. Значения аттестованных характеристик во всех интервалах температур установлены со следующими предельными относительными погрешностями: $\varepsilon'_\lambda = 3\%$, $\varepsilon'_a = 4\%$, $\varepsilon'_c = 1\%$ при доверительной вероятности 0,95.

Определение тепловых свойств горных пород в условиях, моделирующих пластовые

В последние годы публикуется немало работ, посвященных методам определения тепловых свойств горных пород и различных твердых, жидких и газообразных веществ. Среди них почти нет разработок, которые позволяли бы экспериментально изучать тепловые свойства пород при воздействии различных температур и горного и пластового давлений. Для таких исследований тепловых свойств пород-коллекторов, а также отложений, слагающих кровлю и подошву продуктивных пластов нефтяных месторождений Татарии, нами создана специальная установка, которая позволяет определять теплопроводность методом стационарного теплового режима и объемную теплоемкость C_V методом квазистационарного теплового режима [80].

Принципиальная схема установки показана на рис. 4. Камера *1* рассчитана на давление до 500 кгс/см². Всестороннее давление $p_г$ (горное) передается исследуемому образцу *2* жидкостью, нагнетаемой гидравлическим насосом. Второй гидравлический насос из сосуда *8* через фильтр *10* вытесняет предназначенную для насыщения образца жидкость, которая создает необходимое внутрипоровое $p_{пл}$ (пластовое) давление. Для насыщения образцов в газовой среде имеются газовые баллоны. Вакуумирование порового пространства образца осуществляется с помощью вакуумного насоса *7*. Для исследования образцов в условиях различных температур (30—180°С) в камеру помещены четыре электронагревателя: два рабочих (создают перепад температур на торцовых поверхностях образца) и два охранных (для предотвращения утечек тепла). Рабочая поверхность прибора термостатируется оболочкой *3*, охлаждаемой водой.

Электроизмерительная система включает образцовый потенциометр *ОП*, милливольтметр *mV*, амперметр *A*, вольтметр *V*, синхронный двигатель *СД*, измерительные термопары, переключатели *П*, *П1*, *П2*, *П3*, реостаты электронагревателей *R0*, *R1*, *R2*, *R3*, *R4*, а также блок питания, состоящий из трех выпрямителей *5* и стабилизатора *6*.

При определении теплопроводности образца создаваемые электронагревателями температуры контролируют вначале по

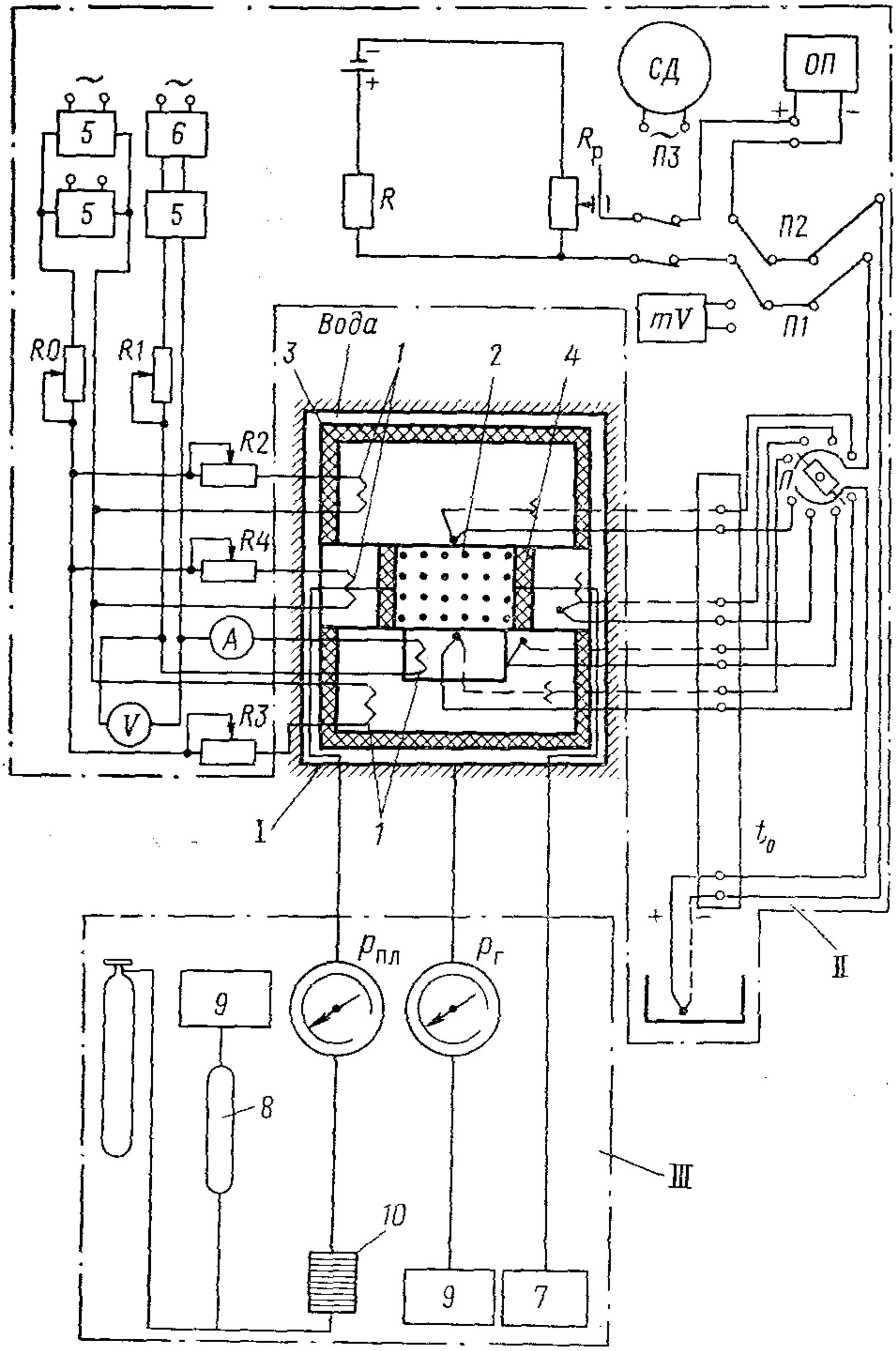


Рис. 4. Принципиальная схема установки для изучения тепловых свойств горных пород при одновременном воздействии высоких давлений и температур.

I — камера высокого давления; *II* — электроизмерительная система; *III* — система высокого давления; *1* — электронагреватели; *2* — образец горной породы; *3* — оболочка для термостатирования рабочей части прибора; *4* — резиновое уплотнение; *5* — выпрямители; *6* — стабилизатор; *7* — вакуумный насос; *8* — сосуд для насыщающей жидкости; *9* — гидравлические насосы; *10* — фильтр

величинам э. д. с. милливольтметром, а затем для большей точности потенциометром. По достижении стационарного теплового режима измеряется количество теплоты Q, проходящее за время τ через поперечное сечение S плоского образца породы толщиной l при температурах t_1 и t_2 на торцовых поверхностях. Теплопроводность определяется по формуле (29).

Методика определения объемной теплоемкости на этой установке основана на особенностях квазистационарного теплового

режима. При этом обязательным условием является нагревание блоков, окружающих образец, с равномерной постоянной скоростью так, чтобы температура $t(\tau)$ образца объемом V возрастала по линейной зависимости, а тепловое поле внутри образца $Q(\tau)$ на протяжении опыта оставалось постоянным. В этом случае тепловое состояние образца можно записать в виде

$$Q(\tau) = VC_V t(\tau).$$

Отсюда

$$C_V = \frac{Q(\tau)}{Vt(\tau)}. \tag{43}$$

Равномерный разогрев образца обеспечивается регулировочными реостатами и реохордом $R_р$, связанным с синхронным двигателем *СД*. Тепловой режим контролируется образцовым потенциометром *ОП*, а средняя температура, при которой измеряется C_V, определяется по показаниям милливольтметра *mV*. Измерения в режиме разогрева проводятся со скоростью, не превышающей 0,02°С/с.

Относительная погрешность определения по данным эталонирования теплопроводности составляет ±3%, а объемной теплоемкости — не более ±12%. Точность определения объемной теплоемкости может быть повышена за счет совершенствования конструкции установки, применения датчиков потока тепла и измерительных приборов более высокого класса точности.

В описываемой установке для определения объемной теплоемкости не используется метод контактного тепломера при измерениях в монотонном (квазистационарном) режиме [55]. По методу тепломера образцы исследуются в металлическом стакане, размеры которого по диаметру и высоте не должны превышать соответственно 15 и 30 мм. Поэтому применение его для пород-коллекторов нефти и газа затруднено как по условиям экспериментирования, так и из-за ограниченных размеров образцов.

При определении λ и C_V на указанной установке (см. рис. 5) в камеру высокого давления *I* закладывается экстрагированный образец, где проводится его вакуумирование с последующим насыщением жидкостью или газом. Исследование насыщенных образцов при воздействии на них давлений производится по методике, разработанной для изучения физических свойств коллекторов нефти и газа [21].

По измеренным на установке значениям λ и C_V может быть определен и коэффициент температуропроводности образца по соотношению (28). На описанной установке проводилось исследование λ и C_V образцов песчаников и известняков в форме плоских дисков с диаметром 60 мм и толщиной 10—15 мм при температурах $t = 30$—180°С и давлении всестороннего сжатия $p_г$ до 500 кгс/см².

Определение тепловых свойств горных пород в условиях их естественного залегания

Тепловые свойства пород непосредственно в скважинах могут быть определены по темпу восстановления в них температур после нарушения естественного теплового поля, методами зондирования (скважинные цилиндрический и плоский зонды) и др. Кроме того, в конкретных геологических условиях, если известна величина теплового потока, тепловые свойства пород оцениваются по измеренным в скважинах частным (для литологически однородных пластов или пропластков) значениям геотермического градиента. Исследования в указанных направлениях особенно нужны для обоснования надежной корреляции геологических разрезов скважин по тепловым свойствам пород.

Принципиальная возможность приближенного определения тепловых свойств горных пород в стволе скважины по темпу восстановления температуры промывочной жидкости после нарушения естественного теплового поля была показана В. Н. Дахновым [20]. В дальнейшем теория и методика этого способа совершенствовались [19, 26 и др.]. Определение тепловых свойств пород в скважине выполняется при следующих допущениях [26]:

1) условиям в скважинах соответствует решение уравнения теплопроводности для неограниченного цилиндра;

2) необсаженные скважины, заполненные водой, промывочной жидкостью или газом (воздухом), можно рассматривать как двухслойную коаксиальную среду;

3) в обсаженных скважинах, заполненных водой, нефтью или газом, внутренняя зона, в которой происходит нарушение теплового поля, представляется некоторой фиктивной средой с тепловыми свойствами, соответствующими средневзвешенным из свойств составляющих ее элементов;

4) в процессе простоя скважины передача тепла от теплоносителя (жидкости, газа) к породам происходит по закону теплопроводности через ламинарный пограничный слой.

Указанным условиям отвечает решение уравнения теплопроводности при граничных условиях четвертого рода, отображающих теплообмен соприкасающихся твердых тел (температура граничащих поверхностей одинакова), или конвективный теплообмен с жидкостью. В скважине свободная конвекция невелика, при необходимости она может быть учтена введением эквивалентного коэффициента теплопроводности.

А. В. Лыковым, Г. Карслоу и Д. Егерем при граничных условиях четвертого рода дано решение дифференциальных уравнений теплопроводности для бесконечного цилиндра. В. Н. Широковым выполнено численное решение этих уравнений, по

результатам построены графики зависимости восстановления температуры во времени τ в центре или на стенке скважины радиусом R при разных соотношениях теплопроводности жидкости, заполняющей ствол скважины, λ_0 и горных пород λ_1 соответственно температуропроводностью a_0 и a_1. Кривые строились в координатах относительная температура θ или 1—θ и критерий фурье Fo (см. рис. 5).

$$Fo = \frac{a_0 x}{R^2}; \qquad \theta = \frac{t - t_n}{t_0 - t_n}.$$

Здесь t_n — естественная температура горных пород до нарушения теплового поля; t — температура в стволе скважины в различные моменты времени восстановления теплового поля; t_0 — температура непосредственно в процессе нарушения теплового поля; x — координата.

Для определения тепловых свойств горных пород по данным исследования нестационарного теплового поля измеряется темп восстановления температуры в стволе скважины. Затем проводится графическая обработка полученных результатов путем

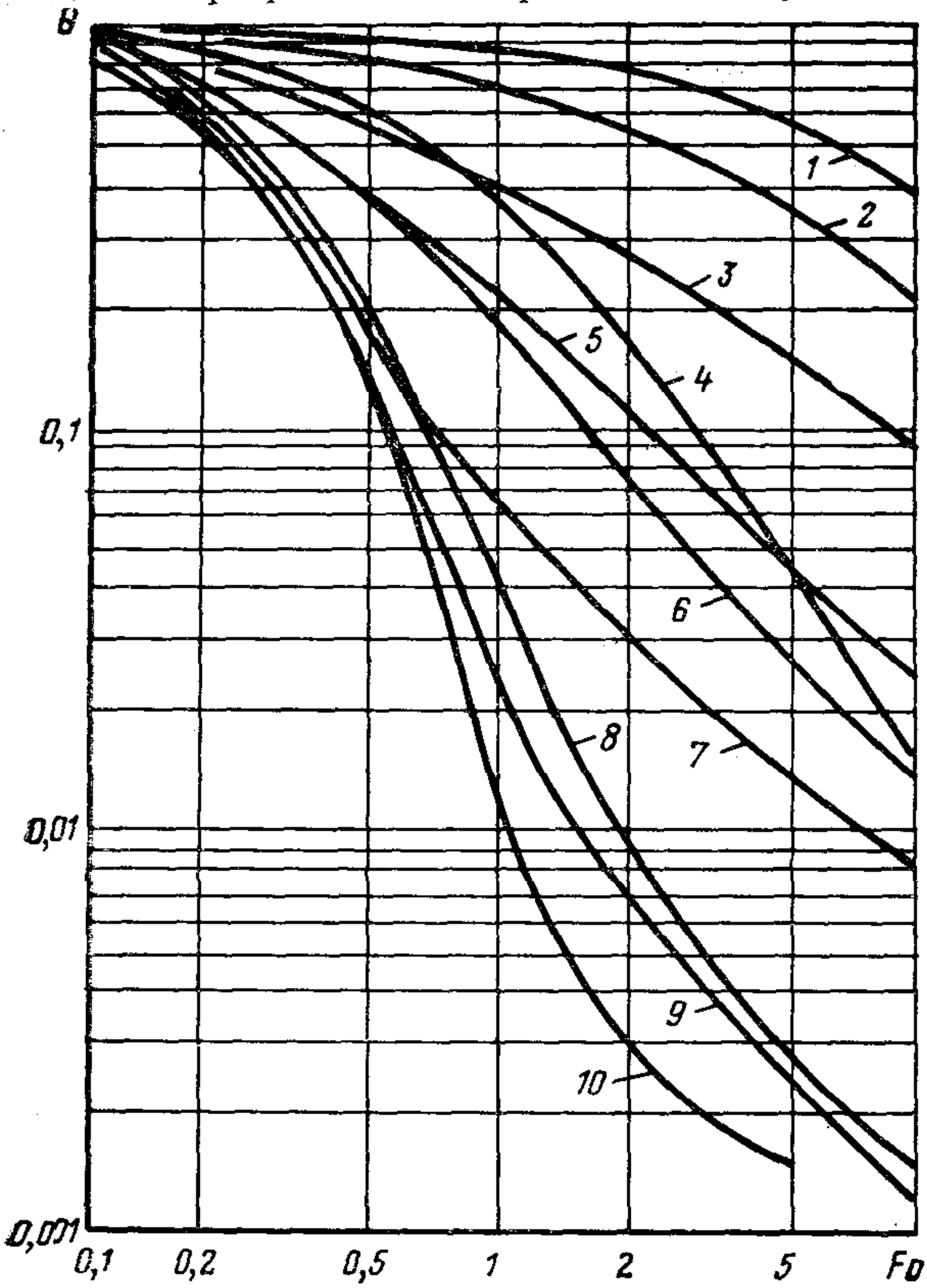


Рис. 5. Сводная палетка восстановления теплового поля в скважине.

1 — P_λ=5,00, P_a=0,05; *2* — P_λ=5,00, P_a=0,50; *3* — P_λ=5,00, P_a=2,50; *4* — P_λ=0,50, P_a=0,05; *5* — P_λ=1,00, P_a=1,00; *6* — P_λ=0,50, P_a=0,50; *7* — P_λ0,50, P_a=2,50; *8* — P_λ=0,05, P_a=0,05; *9* — P_λ=0,05, P_a=0,50; *10* — P_λ=0,05, P_a=2,50

→

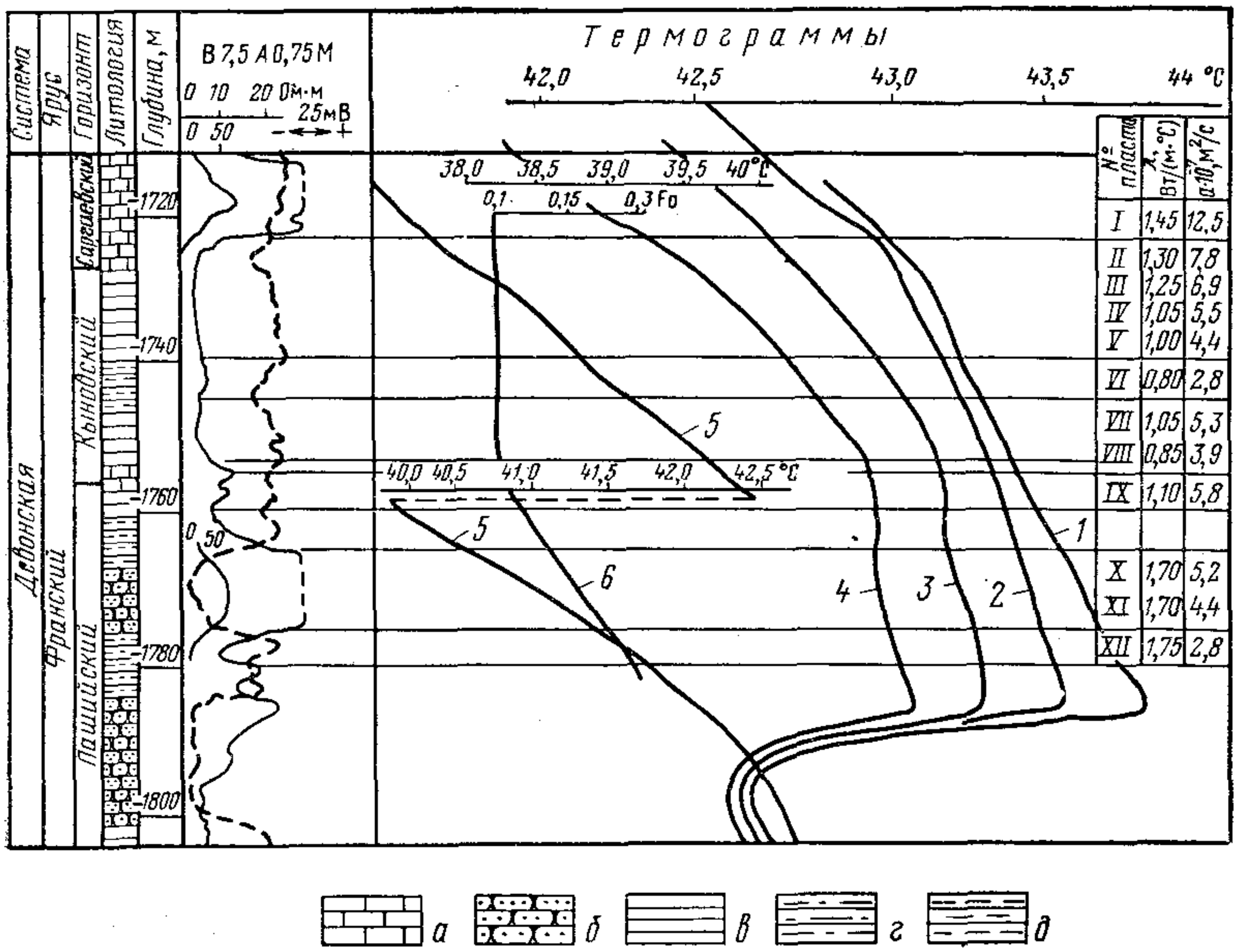
Рис. 6. Термограммы восстановления теплового поля по скв. 1908 Ромашкинского месторождения.

1 — термограмма, зарегистрированная в процессе фонтанирования скважины нефтью; *2—4*—то же, после остановки скважины соответственно через 1; 5; 3 и 6 ч; *5* — геотермограмма по скв. 1705; *6* — измерение критерия *Fo*; при τ=1,5 ч; *I—XII* — номера пластов в табл. 9; *а*—известняк; *б* — песчаник; *в* — глина; *г* — алевролит; *д* — аргиллит

сопоставления фактических кривых с теоретическими зависимостями. Фактическая кривая $\theta = f(Fo)$ для исследуемого пласта строится по результатам температурных измерений, которые проводятся по следующей методике. В скважине измеряется температура в процессе нарушения теплового поля (смена промывочной жидкости, кратковременная эксплуатация простаивающей скважины и т. п.). Регистрируется не менее двух термограмм восстановления теплового поля с интервалом 1—3 ч между замерами. Затем регистрируется геотермограмма или термограмма теплового поля, установившегося с заданной степенью точности.

Для расчета критерия Фурье и дальнейшего определения тепловых свойств горных пород нужно знать величины a_0 и λ_0 жидкости, заполняющей ствол скважины, или a_1 и λ_1 опорного геотермического горизонта, которым могут быть, в частности, литологически выдержанные глинистые отложения. В эксплуатационных скважинах целесообразно определять критерий Fo с использованием опорного пласта, что позволяет исключить некоторое несоответствие математической модели физическим условиям: наличие обсадной, насосно-компрессорной колонн и цементного кольца, немгновенное нарушение теплового поля.

Кривые восстановления температуры могут быть выражены графически в виде четырехмерной зависимости (двойной шифр кривых относительных тепловых параметров $P = \lambda_0/\lambda_1$ и $P_a = \sqrt{a_0/a_1}$). Тепловые свойства определяются с помощью палеток (рис. 5), построенных для различных значений критерия Fo по



результатам численного интегрирования решения уравнения теплопроводности, в виде зависимостей $\theta = f(P_\lambda)$ при $P_a = \text{const}$. Для этого по фактической кривой определяется относительная температура θ для двух значений или более F_O, затем, пользуясь палетками для заданных θ и Fo, строят кривые $P_a = f(P_\lambda)$, точка пересечения которых дает искомые значения P_a и P_λ.

В качестве примера определения тепловых свойств горных пород непосредственно в скважине по кривым восстановления температуры приведем данные исследований скв. 1908 Ромашкинского нефтяного месторождения (рис. 6). Нарушение теплового поля в этой скважине осуществлено путем снижения давления на устье и фонтанирования скважины. В процессе отбора нефти и дальнейшего простоя скважины через 1; 3; 5 и 6 ч были проведены измерения температуры в интервале 1713—1800 м. Естественная температура горных пород определялась по геотермограмме, зарегистрированной ранее в длительно простаивающей соседней скв. 1705. В качестве опорного пласта приняты глинистые отложения кыновского горизонта (пласт *VII*). Критерий F_O определен для глубин 1734 и 1778 м и построена кривая изменения этого критерия по стволу скважины при $\tau = 1{,}5$ ч (см. рис. 7). Отмечается различный характер нарушения теплового поля — в интервале 1753—1800 м темп его восстановления значительно интенсивнее, чем выше по разрезу. Последнее, очевидно, связано с разными значениями температуропроводности флюида в стволе скважины, обусловленными расслаиванием жидкости в процессе фонтанирования нефти с 30% воды.

Таблица 9

№ пласта (см. рис. 6)	Горная порода	Интервал глубин, м	Фактические данные по темпу восстановления температуры		Результаты лабораторных определений	
			λ, Вт/(м·°С)	$a \cdot 10^7$, м²/с	λ, Вт/(м·°С)	$a \cdot 10^7$, м²/с
I	Известняк глинистый	1713,2—1723,6	1,45	12,5	1,96	8,71
II—V	Аргиллит	1723,6—1740,0	1,00—1,30	4,4—7,8	1,70	5,94
VI	Алевролит	1740,0—1745,0	0,80	2,8	—	—
VII	Аргиллит	1745,0—1753,4	1,05	5,3	0,80—1,50	4,7—5,5
VIII	Известняк	1753,4—1755,0	0,85	3,9	—	—
IX	Алевролит нефтенасыщенный	1757,4—1759,0	1,10	5,8	0,8—2,2	5,5—10,8
X, XI	Песчаник нефтенасыщенный	1764,8—1776,2	1,70	4,4—5,2	1,70	11,57
XII	Алевролит	1776,4—1780,4	1,75	2,8	2,11	—

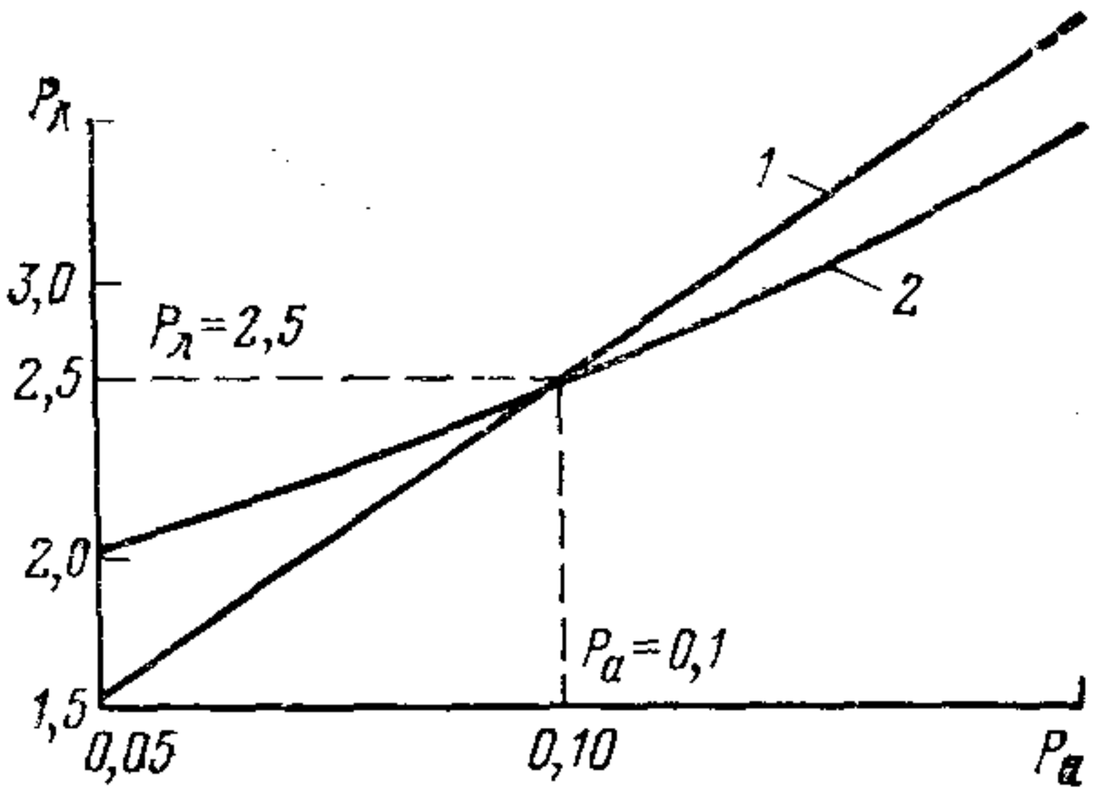


Рис. 7. Пример определения относительных тепловых параметров $P\lambda$ и P_a для пласта IV скв. 1908 Ромашкинского месторождения.

1 — $Fo=0,2$; *2* — $Fo=0,3$

Результаты обработки термограмм и определения тепловых свойств горных пород по данным исследования скв. 1908 приведены на рис. 7, 8 и в табл. 9. Сопоставление результатов определения тепловых свойств горных пород в скважине по темпу восстановления температуры с данными лабораторных определений показывает их достаточно хорошую сходимость. Плотные глинистые известняки саргаевского горизонта (пласт I) отмечаются повышенными значениями теплопроводности и высокими значениями температуропроводности. Песчаники нефтеносных пластов X, XI пашийского горизонта также имеют относительно высокие значения теплопроводности и температуропроводности, что связано с особенностями их насыщенности. Алевролиты (пласт IX) характеризуются различными значениями тепловых свойств. Глинистые отложения кыновского горизонта (пласты II—V, VII, VIII) отмечаются пониженными значениями теплопроводности. Увеличение температуропроводности пород в кровле этого горизонта (пласт I), вероятно, связано с повышенной карбонатностью.

Таким образом, рассмотренная методика позволяет определять теплопроводность и температуропроводность горных пород в условиях их естественного залегания по данным наблюдения за восстановлением температурного режима в скважинах.

Сведения о теплопроводности горных пород, полученные при лабораторных определениях или по темпу восстановления температур в скважинах, дают возможность определять плотность теплового потока q, когда известны величины геотермического градиента Γ. Зная значения плотности теплового потока и геотермических градиентов, в определенных геологических условиях можно оценивать λ в целом пластов и пропластков геологических разрезов по соотношению

$$\lambda = q/\Gamma. \tag{44}$$

Формула (44) справедлива для случая горизонтально-слоистой среды без внутренних источников тепла при установившемся тепловом режиме. Если в среде теплопроводностью λ находится слой теплопроводностью λ_1, то при стационарном режиме распределение температуры должно удовлетворять уравнению Лапласа

$$\nabla^2 t = 0 \tag{45}$$

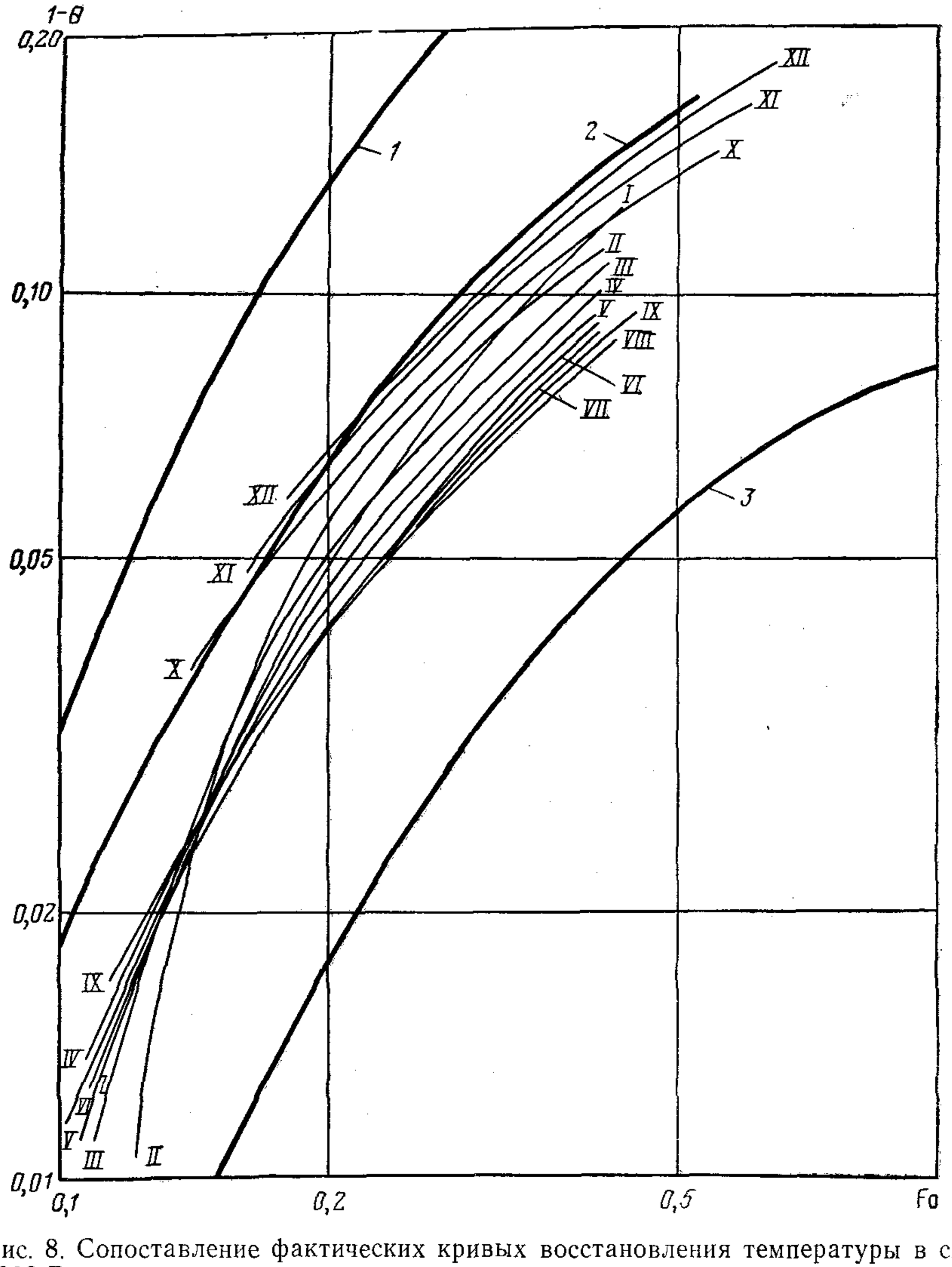


Рис. 8. Сопоставление фактических кривых восстановления температуры в скв. 1908 Ромашкинского месторождения с теоретическими:

I—XII — фактические кривые (номера пластов см. на рис. 7 и в табл. 9); *1—3* — теоретические кривые: *1* — $P_\lambda=0{,}55$, $P_a=0{,}05$; *2* — $P_\lambda=5{,}0$, $P_a=0{,}5$; *3* — $P_\lambda=5{,}00$, $P_a=0{,}05$

и условиям на границе среды

$$t = t_1; \quad \lambda \cdot \frac{\partial t}{\partial n} = \lambda_1 \frac{\partial t_1}{\partial n}, \tag{46}$$

где t, t_1 — температура соответственно среды и слоя; n — направление нормали к пласту.

Если среда, окружающая слой, не бесконечна, то должны быть учтены условия на ее границах. Однако в платформенных условиях при горизонтальном залегании плоских пластов на такой глубине от земной поверхности, когда ее влиянием на геоизотермы можно пренебречь, допустимо считать рассматриваемую среду неограниченной. В горизонтально залегающих пластах, размеры которых по простиранию очень велики по сравнению с их мощностью, температура зависит только от одной координаты глубины z, что может быть представлено выражением $\partial^2 t/\partial z^2=0$ и интеграл его будет $t_i=a_i+b_i z$. Постоянные интегрирования a_i и b_i для каждого i-го пласта определяются из условий (46). Второе из этих условий дает: $\lambda_{i-1}b_{i-1}=\lambda_i b_i$. Следовательно, температурный градиент $\partial t_i/\partial z=b_i=I_i$ в каждом пласте обратно пропорционален его теплопроводности, что бывает лишь в параллельно-плоских пластах, залегающих горизонтально. Для наклонных пластов зависимость градиента от теплопроводности более сложная, в этом случае трудно установить определенное соотношение между градиентом и плотностью теплового потока для использования в практических целях.

Когда отложения пород в скважинах представляют собой практически горизонтально залегающие, ритмично переслаивающиеся пласты различных мощностей, в которых отсутствует генерация тепла, для оценки теплопроводности правомерно использовать соотношение (44). Это особенно важно с целью определения относительных изменений теплопроводности пластов и пропластков в целом, так как по данным только лабораторных исследований керна решить эту задачу трудно. Последнее связано с тем, что по несоизмеримо малым по сравнению с толщами пород образцам определяются тепловые свойства пород, изучаются их зависимости от различных факторов (минералого-петрографического и гранулометрического состава, плотности, нефте-водонасыщенности и т. п.). Тепловые свойства отдельных образцов не могут отображать разнообразие и относительные изменения этих свойств в целом для пластов или пропластков в условиях их естественного залегания в геологическом разрезе. Между тем, в практике тепловых расчетов, проводимых для различных целей, бывают необходимы данные о тепловых свойствах в целом выделенных интервалов геологических разрезов. В этих случаях целесообразно оценивать теплопроводность по данным комплексных лабораторно-расчетных исследований, методика которых заключается в следующем.

По линии нескольких скважин выбирается профиль, в пределах которого характерно горизонтально-слоистое залегание пластов. В скважинах профиля при установившемся тепловом режиме регистрируются геотермограммы с выделением пласта, являющегося опорным геотермическим репером в зоне исследуемого интервала. Репер должен быть представлен литологи-

чески однородным и регионально выдержанным горизонтом. Теплопроводность пород пласта-репера λ_i должна быть известна в каждой скважине по данным исследований темпа восстановления температур или лабораторным определениям. Частные значения геотермического градиента пласта-репера Γ_i вычисляются по геотермограммам каждой скважины. С помощью известных λ_i и Γ_i определяются величины плотности теплового потока в каждой скважине по формуле

$$q_j = \lambda_i \Gamma_i. \qquad (47)$$

Значения q_i в пределах каждой скважины являются постоянными для исследуемого интервала (пласт-репер находится в исследуемом интервале).

С целью определения теплопроводности пластов (пропластков) исследуемый интервал разреза каждой скважины по геотермограмме в комплексе с данными промыслово-геофизических исследований расчленяется на отдельные литологически однородные участки мощностью h_j, в пределах которых величина геотермического градиента Γ_j постоянна (в °С/100 м);

$$\Gamma_j = \Delta t_j / h_j,$$

где Δt_j — разность температур подошвы и кровли участка разреза мощностью h_j.

Теплопроводность λ_j каждого выделенного участка разреза определяется по формуле

$$\lambda_j = q_j / \Gamma_j. \qquad (48)$$

В качестве примера применения описанной методики рассмотрим изучение теплопроводности пластов и пропластков продуктивных отложений Ромашкинского нефтяного месторождения. Исследования проводились в кыновско-пашийско-муллинских отложениях девона по профилю скв. 1231, 9008, 9215, 3605, 3665 с простиранием северо-северо-восток — юго-юго-запад, который охватывает центральную и юго-западную части (Абдрахмановская, Зай-Каратайская, Куакбашская площади) месторождения. По данным комплекса промыслово-геофизических исследований каждой скважины составлялись интерпретационные листы для выделения литологических подразделений геологического раздела.

Пласт $Д_{II}$ муллинских слоев представлен мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми мономинеральными кварцевыми алевролитами. Цементом в этих породах являются вторичный кварц, сидерит и реже пирит, общее количество которых не превышает 1—2%. В разрезе горизонта $Д_I$ выделяются (снизу вверх) все шесть песчано-алевролитовых пропластков $Д_{Iд}$, $Д_{Iг}$, $Д_{Iв}$, $Д_{Iб\,1+2}$, $Д_{Iб_3}$, $Д_{Iа}$, которые переслаиваются глинистыми породами. В скв. 1231 пропластки $Д_{Iд}$ и $Д_{Iг}$ сливаются,

а $Д_{Iб_{1+2}}$ — выклинивается. Во всех остальных скважинах профиля пропласток $Д_{Iа}$ не прослеживается. В скв. 9215 выклинивается пропласток $Д_{Iб_{1+2}}$, а в скв. 3605 и 3665 — пропластки $Д_{Iб_{1+2}}$ и $Д_{Iб_3}$.

Коллекторы пашийского горизонта представлены мономинеральными кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и крупнозернистыми алевролитами, хорошо отсортированными. Кыновский горизонт литологически хорошо выдержан, сложен в подошве и кровле непроницаемыми аргиллитами, а в средней части (пропласток $Д_0$) — крупнозернистыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Теплопроводность пород продуктивных отложений девона изменяется в зависимости от литологического состава и коллекторских характеристик в относительно широких пределах: $\lambda = 0{,}56 \div 2{,}80$ Вт/(м·°С). Наименьшей теплопроводностью характеризуются аргиллиты кыновского горизонта — $\lambda = 0{,}56 \div 0{,}68$ Вт/(м·°С), среднее значение λ в кровле и подошве горизонта соответственно равно 0,60 и 0,62 Вт/м(м·°С). Пониженную теплопроводность [0,60—0,80 Вт/(м·°С)] имеют породы кровли пашийского горизонта, представленные глинистыми алевролитами, переслаивающиеся аргиллитами; среднее значение $\lambda = 0{,}70$ ВТ/(м·°С).

Невысокими значениями теплопроводности характеризуются алевролиты [0,64—0,87 Вт/(м·°С)] и глинистые песчаники [0,70—1,11 Вт/(м·°С)] пашийского горизонта, слабопроницаемые с пониженной нефтенасыщенностью. Средние значения λ соответственно равны 0,81 и 0,92 Вт/(м·°С). Такую же величину λ[0,77—1,00 Вт/(м·°С)] имеют аргиллиты подошвы муллинского горизонта, их среднее значение составляет 0,88 Вт/(м·°С).

Несколько повышенные значения λ по сравнению с этими породами имеют песчано-алевролитовые нефтенасыщенные породы [1,10—1,47 Вт/(м·°С)], песчаники нефтенасыщенные [1,14—1,52; 1,56—1,60; 1,18—1,90; 1,72—1,95 Вт/(м·°С)] пашийского горизонта и плотные алевролиты кровли муллинских слоев [1,09—1,50 Вт/(м·°С)]. Средняя теплопроводность для этих отложений соответственно равна 1,29; 1,33; 1,58; 1,47; 1,81 и 1,25 Вт/(м·°С).

Высокими значениями отличаются водонасыщенные песчаники пашийского горизонта [1,62—2,50; 1,94—2,86 и 2,00—2,85 Вт/(м·°С)], а также муллинских слоев [1,44—2,10 Вт/(м·°С)]; средние значения соответственно равны 2,08; 2,26; 2,43 и 1,75 Вт/(м·°С). Большие величины λ [до 2,80 Вт/(м·°С)] имеют и алевролиты плотные с выделениями сидерита.

Полученные данные позволяют оценить в целом среднюю теплопроводность продуктивного пашийского горизонта, его кровли (кыновский горизонт) и подошвы (муллинские слои) по формуле

$$\lambda_{ср} = \frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{\sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\lambda_i}}, \qquad (49)$$

где h_i — мощность i-х участков разреза с теплопроводностью λ_i.

Средние значения теплопроводности для кыновского, пашийского горизонтов и верхней части муллинских слоев по рассматриваемым скважинам приведены в табл. 10.

Таблица 10

Горизонт, слой	№ скважин				
	1231	9008	9215	3605	3665
	$\lambda_{ср}$, Вт/(м·°С)				
Кыновский	0,57	0,62	0,62	0,57	0,67
Пашийский	1,37	1,24	1,32	1,41	1,58
Муллинские	1,24	1,12	1,23	1,36	1,29

Из табл. 10 видно, что для литологически выдержанных кыновских отложений характерны пониженные значения λ и незначительные их вариации. Это и следовало ожидать для горизонта, представляющего опорный геотермический репер. Теплопроводность пашийско-муллинских отложений более чем в 2 раза выше, чем кыновских.

В рассматриваемом интервале разреза в целом по профилю в зависимости от особенностей геологического строения и коллекторских свойств теплопроводность водонасыщенных пород на 26—54% выше теплопроводности нефтенасыщенных.

Глава IV

ВЛИЯНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ФАКТОРОВ НА ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД

Исследования тепловых свойств горных пород геологических разрезов нефтяных и газовых скважин показывают, что теплопроводность и температуропроводность пород варьируют в довольно широких пределах в зависимости от литологической характеристики, минералого-петрографического и гранулометрического состава, влажности, нефтенасыщенности и других факторов. В меньшей мере породы дифференцируются по величине теплоемкости.

Зависимость тепловых свойств пород от их литологической характеристики, принадлежности к геологическим структурам и анизотропии

В табл. 11 приведены результаты определения тепловых свойств пород карбонатных и терригенных отложений пермской, каменноугольной и девонской систем, а также пород кристаллического фундамента геологического разреза Ромашкинского нефтяного месторождения. При геотермических исследованиях и, в частности, при определении плотности тепловых потоков особое значение имеет дифференциация горных пород по их теплопроводности λ. В связи с этим анализ данных табл. 11 проводится по значениям этого параметра.

Осадочные горные породы характеризуются теплопроводностью, изменяющейся от 0,58 Вт/(м·°С) (аргиллит) до 3,79 Вт/(м·°С) (алевролит с включениями пирита). Среди карбонатных отложений наименьшей теплопроводностью характеризуются известняки глинистые каменноугольных [1,28—1,67 Вт/(м·°С)] и девонских [1,55—1,91 Вт/(м·°С)] отложений.

Среди терригенных отложений наименьшей теплопроводностью характеризуются аргиллиты каменноугольных [0,70—0,85 Вт/(м·°С)] и девонских [0,58—0,87 Вт/(м·°С)] отложений.

Исследованные породы кристаллического фундамента характеризуются λ, изменяющейся в пределах от 2,32 Вт/(м·°С) (гнейсы биотит-плагиоклазовые) до 3,85 Вт/(м·°С) (гнейсы биотит-плагиоклазовые, ожелезненные). По средним значениям

Таблица 11

Горная порода	Число образцов	λ, Вт/(м·°С)		$a \cdot 10^7$, м²/с		$c_M \cdot 10^{-3}$, Дж/(кг·°С)	
		предельные значения	средние значения	предельные значения	средние значения	предельные значения	средние значения
Осадочные породы							
Пермская система							
Карбонатные отложения							
Известняк глинистый	17	1,28—1,67	1,51	5,32—10,34	7,18	71,17—92,11	84,01
Известняк, участками песчанистый, слабоглинистый	28	1,74—1,99	1,86	6,13—12,60	8,68	79,54—92,14	85,03
Терригенные отложения							
Глина монолитная, известковистая	6	1,02—1,25	1,14	5,05—7,20	6,24	—	—
Алевролит битуминозный	6	1,10—1,22	1,17	5,54—6,64	5,86	—	—
Песчаник глинистый, участками окремнелый	5	1,40—1,96	1,74	5,91—9,77	8,29	66,99—87,36	78,60
Песчаник битуминозный	7	0,81—1,04	0,90	4,85—7,50	5,61	—	—
Песчаник водоносный, участками битуминозный, известковистый	11	1,41—1,93	1,68	7,06—13,30	9,06	—	—
Каменноугольная система							
Карбонатные отложения							
Доломит, участками глинистый	2	1,70—1,76	1,73	9,55—10,00	9,77	66,99—75,36	71,17
Доломит слабоизвестковистый	4	2,08—2,41	2,22	8,26—14,02	10,54	62,80—92,05	77,31
Известняк плотный	21	2,01—2,48	2,23	7,35—11,94	9,94	75,36—96,29	84,49
Известняк плотный, окремнелый с включениями кальцита	4	2,70—3,19	2,90	9,55—13,05	11,19	79,55—96,31	88,97

Терригенные отложения							
Аргиллит	6	0,70—0,85	0,79	3,38—4,60	3,95	—	—
Алевролит	4	1,27—2,09	1,77	5,93—10,20	8,01	83,74—87,92	84,78
Алевролит с включениями пирита	3	2,91—3,79	3,23	7,27—15,05	11,47	79,55—95,73	84,94
Песчаник глинистый, участками окремнелый	5	1,40—1,97	1,74	5,91—9,77	8,29	66,99—87,36	78,60
Девонская система							
Карбонатные отложения							
Доломит слабоглинистый, участками кавернозный	3	1,98—2,02	2,00	8,36—9,37	8,93	63,74—92,11	78,46
Доломит плотный скрытокристаллический	12	2,14—2,82	2,49	9,45—12,56	10,78	75,36—92,11	84,43
Доломит известковистый, участками окремнелый, плотный	4	2,91—3,29	3,11	12,47—13,88	13,08	83,74—87,92	85,83
Известняк глинистый	5	1,55—1,91	1,78	7,30—8,70	7,92	79,55—83,74	82,07
Известняк плотный, мелкокристаллический, участками кавернозный с кальцитом	26	2,05—2,59	2,24	7,42—12,28	9,69	75,36—92,12	89,37
Терригенные отложения							
Аргиллит	7	0,58—0,87	0,71	—	—	—	—
Алевролит	6	1,09—1,68	1,43	6,03—9,69	7,86	71,18—92,15	81,66
Алевролит с нефтесодержащими прослойками	3	1,10—1,75	1,45	5,80—7,60	6,70	—	—
Алевролит с многочисленными сферитами сидерита	6	3,08—3,45	3,20	13,86—15,97	15,02	79,55—97,30	85,67
Песчаник слабоизвестковистый, плотный	3	2,26—2,67	2,52	11,67—13,11	12,40	79,55—87,92	83,73
Песчаник нефтеносный	9	0,81—1,32	1,00	6,04—10,70	7,34	41,90—67,00	56,58
Песчаник водоносный	8	2,30—2,85	2,58	10,14—17,86	16,91	58,70—95,10	75,70

Окончание табл. 11

Горная порода	Число образцов	λ, Вт/(м·°С)		$a \cdot 10^7$, м²/с		$c_M \cdot 10^{-3}$, Дж/(кг·°С)	
		предельные значения	средние значения	предельные значения	средние значения	предельные значения	средние значения
Породы кристаллического фундамента							
Архейская система							
Протерозойская система							
Гнейс биотит-плагиоклазовый	14	2,32—3,66	2,94	8,68—18,44	13,80	42,50—94,74	67,65
Гнейс биотит-плагиоклазовый, ожелезненный	1	—	3,85	—	—	—	—
Гнейс высокоглиноземистый, гранат-пироксеновый	3	3,01—3,13	3,05	9,62—12,93	11,50	—	—
Кристаллический сланец	4	2,66—2,94	2,81	7,48—11,83	10,09	—	—
Габбро-диабаз	3	2,49—3,15	2,87	13,57—14,60	14,08	48,29—68,40	58,34
Амфиболит хлоритизированный	3	2,50—2,63	2,56	13,79—16,03	15,23	57,50—66,10	60,96
Амфиболит разгнейсованный с включениями плагиоклазового гнейса	2	3,14—3,47	3,30	17,33—18,34	17,83	59,97—79,20	69,58
Гранодиорит роговообманково-биотитовый, окварцованный	4	2,75—3,04	2,87	10,77—18,07	15,69	59,00—96,50	70,27

наименьшей теплопроводностью характеризуются хлоритизированные амфиболиты [2,56 Вт/(м·°С)]. Максимальную теплопроводность имеют разгнейсованные амфиболиты с включениями плагиоклазовых гнейсов [3,30 Вт/(м·°С)] и ожелезненные гнейсы [3,85 Вт/(м·°С)].

Учитываемые при анализе нестационарных тепловых полей удельная теплоемкость и температуропроводность исследованных образцов горных пород варьируют в следующих пределах: в осадочных породах $c_M = (4{,}19 \div 9{,}63) \cdot 10^2$ Дж/(кг·°С), $a = (3{,}38 \div 17{,}86) \cdot 10^{-7}$, м²/с, в породах кристаллического фундамента $c_M = (4{,}25 \div 9{,}65) \cdot 10^2$ Дж/(кг·°С), $a = (7{,}48 \div 18{,}44) \times 10^{-7}$, м²/с.

Как видно из табл. 11, на теплопроводность горных пород большое влияние оказывает их литологическая характеристика. Карбонатные отложения в общем имеют бóльшую теплопроводность, чем терригенные. При этом среди карбонатных пород наименьшей теплопроводностью обладают известняки и доломиты плотные, окремнелые. Известняки менее плотные, глинистые или содержащие прослойки глин, имеют пониженные значения теплопроводности. Глинистые породы (глины, аргиллиты и алевролиты) характеризуются малыми величинами теплопроводности, температуропроводности и высокими значениями удельной теплоемкости. Вследствие этого, а также благодаря фациальному постоянству и хорошей выдержанности по площадям нефтегазоносных районов глинистые отложения часто являются хорошими геотермическими реперами, используемыми для сопоставления разрезов скважин и геологических построений.

Большое влияние на тепловые свойства горных пород оказывает их минералого-петрографический состав. Как видно из табл. 11, породы с ожелезненными прожилками, с включениями пирита и сидерита, с прожилками кальцита и других высокотеплопроводных минералов характеризуются повышенными значениями λ. Магматические и метаморфические породы фундамента в целом имеют величины теплопроводности, повышенные относительно осадочных пород.

Влияние минералого-петрографического состава на теплопроводность горных пород связано прежде всего с тем, что одним из факторов теплообмена в их твердой породообразующей части является λ отдельных минералов. В табл. 12 приведены данные (в порядке возрастания) о теплопроводности основных породообразующих, рудных и акцессорных минералов и значения их плотности [63, 66]. Как видно из табл. 12, при относительно небольших изменениях плотности [$(2{,}163 \div 5{,}274) \times 10^3$ кг/м³] минералы характеризуются значительной дифференциацией по теплопроводности, которая изменяется в пределах 1,30—38,90 Вт/(м·°С). Последнее является одной из основных причин вариаций теплопроводности пород различного состава.

Таблица 12

Минералы	λ, Вт/(м · °С)	δ · 10³, кг/м³	Минералы	λ, Вт/(м · °С)	δ · 10³, кг/м³
Гипс	1,30	2,317	Ангидрит	4,91—	2,890—
Полигалит	1,55	3,038		5,75	2,900
Барит	1,70	4,480	Форстерит	5,15	3,214
Нефелин	1,75	2,623	Магнетит	5,30	5,200
Серпентин	1,79	2,550	Галит	5,35—	2,163
Биотит	1,95	3,100		7,22	
Анортозит	2,09	2,760	Гроссуляр	5,46	3,595
Флогопит	2,29	3,200	Жадеит	5,61	3,315
Альбит	2,31	2,610	Диопсид	5,76	3,277
Ортоклаз	2,31	2,551	Сподумен	6,23	3,220
Мусковит	2,32	2,834	Кварц (монокристалл)	6,50—	2,650
Микроклин	2,42	2,570		7,20	
Тальк	2,97	2,788	Рутил	7,14—	4,250
Фаялит	3,16	4,393		13,80	
Пироп	3,21	3,559	Андалузит	7,57	3,100
Альмандин	3,31	3,800	α-кварц	7,99	2,650
Шпинель	3,48	3,582	Берилл	8,40	2,910
Дунит	3,64	3,400	Силлиманит	9,10	3,270
Авгит	3,82	3,380	Гематит (поликристалл)	10,40	5,274
Шерл	4,01—	3,200	Гематит	12,10—	4,900—
	4,94			14,70	5,300
Флюорит	4,03	3,181	Кианит	14,20	3,674
Бронзит	4,03	3,300	Топаз	23,40	3,563
Пироксенит	4,06	3,180	Сфалерит	26,70	4,088
Ставролит	4,30	3,700	Пирит (монокристалл)	38,90	5,016
Энстатит	4,39	3,198			
Турмалин	4,50	3,563			

Наибольшей теплопроводностью обладают рудные минералы (пирит, сфалерит, гематит и др.), которые особенно эффективно повышают суммарную теплопроводность пород. Высокую теплопроводность имеют и акцессорные минералы (топаз, рутил, берилл). Повышенной теплопроводностью отличаются от породообразующих минералов интрузивных образований и минералы метаморфических пород (сподумен, андалузит, кианит и др.). При этом для метаморфических пород значительно повышается роль ряда минералов, которые в магматических породах являлись акцессорными. В метаморфических породах содержатся в большом количестве кристаллы гранатов, рутила, апатита. Имеют породообразующее значение также и такие минералы, как серпентин, хлорит, эпидот, которые целиком могут слагать довольно мощные пласты. В метаморфических породах появляются и только им свойственные минералы, относящиеся по составу к сложным силикатам (ставролит, турмалин, тальк, флогопит, гроссуляр и др.).

Теплопроводность в минералах кристаллического строения, как отмечалось выше, обусловливается колебаниями кристалли-

ческой решетки. Интенсивность переноса тепла фононами в кристаллах является сложным процессом, зависящим от многих факторов (химического состава, температуры, кристаллографического направления, межатомных расстояний, наличия дефектов в кристаллической структуре и др.), в связи с чем нельзя, например, установить для приведенных в табл. 12 различных минералов определенную связь между их плотностью и теплопроводностью. По данным К. Хораи и Г. Симмонсу [84], увеличение теплопроводности в минералах как с ковалентной, так и с ионной связью происходит при уменьшении межатомных расстояний. В общем случае чем более компактны структуры минералов, тем, очевидно, выше их теплопроводность.

На рис. 9 показан порядок значений коэффициентов теплопроводности λ некоторых осадочных, метаморфических и магматических пород, пластовых вод и нефтей. Данные рис. 9 приводятся в порядке обобщения результатов исследований многих авторов [25, 26, 38, 44, 64, 76 и др.]. При этом не делались попытки использовать весь возросший в последние годы объем определений. Подбирались наиболее достоверные величины многократных измерений теплопроводности.

Теплопроводность пород варьирует в широких пределах — от 0,58 Вт/(м·°С) (аргиллиты) до 7,60 Вт/(м·°С) (кварциты), а пластовых жидкостей — от 0,11 Вт/(м·°С) (нефть) до 0,56 Вт/(м·°С) (вода). В осадочных отложениях, являющихся вместилищами нефтяных и газовых залежей, теплопроводность пород изменяется в пределах 0,58—7,20 Вт/(м·°С). Особую распространенность имеют терригенные песчано-глинистые отложения, которые в основном и составляют нефтегазоносные продуктивные и водоносные горизонты. Как отмечалось выше, λ терригенных пород в целом меньше λ карбонатных пород и изменяется в пределах 0,58—2,85 Вт/(м·°С) (если не считать отдельные образцы с включениями пирита, сидерита и образцы ряда конгломератов, гравелитов). Таким образом, теплопроводность терригенных пород уменьшается с возрастанием их глинистости, нефтебитумонасыщенности и повышается при водонасыщенности.

В карбонатных отложениях теплопроводность варьирует в диапазоне 0,82—7,20 Вт/(м·°С). Их более высокая средняя теплопроводность по сравнению с терригенными породами связана с наличием в карбонатных породах кристаллических структур. Однако и в карбонатных отложениях теплопроводность уменьшается с повышением содержания песчано-глинистого материала, а мергели и меловые отложения характеризуются пониженными значениями теплопроводности, близкими к глинисто-песчаным породам. Каменная соль отличается от всех пород наиболее высокими значениями теплопроводности [до 7 Вт/(м·°С)].

Интересно заметить, что литологически однородные осадочные породы могут различаться по своим тепловым свойствам в

Горные породы, пластовые жидкости	λ, Вт/(м·°С) 10^{-1} — 10^{0} — 10
Осадочные горные породы	
Карбонатные отложения	
Мел уплотненный	
Мергели мелоподобные	
Доломиты глинистые	
Доломиты известковистые	
Доломиты окремнелые	
Известняки глинистые	
Известняки плотные	
Известняки окремнелые	
Соль каменная с сильвином, заглинизированная	
Соль каменная чистая	
Терригенные отложения	
Аргиллиты	
Песчаники битуминозные	
Песчаники нефтеносные	
Глины известковистые	
Глины песчанистые	
Алевролиты битуминозные	
Алевролиты	
Алевролиты нефтеносные	
Песчаники глинистые	
Песчаники известковистые, битуминозные	
Песчаники плотные	
Песчаники водоносные	
Конгломераты плотные	
Метаморфические породы	
Роговики, скарны	
Мрамор	
Гнейсы, гранито-гнейсы	
Амфиболиты	
Сланцы	
Кварциты	
Магматические породы	
Обсидиан	
Андезиты	
Граниты	
Диориты	
Габбро	
Диабазы	
Габбро-диабазы	
Гранодиориты	
Пироксениты	
Перидотиты	
Порфиры	
Пластовые жидкости	
Нефть	
Вода	

Таблица 13

Структурно-тектоническая зона	Горная порода	λ, Вт/(м·°С)
Складчатые области		
Восточный Саян (байкальская)	Песчаник	1,09
Забайкалье (байкальская и каледонская)	»	1,49
Чехлы древних и молодых платформ		
Русская платформа	»	2,47
Западно-Сибирская платформа	»	1,00
Вилюйская синеклиза	»	1,05
Иркутский амфитеатр	»	2,91
Краевые прогибы и наложенные впадины		
Терский, Индоло-Кубанский прогибы	»	2,56
Колхидская впадина	»	2,01
Складчатые области		
Украинский щит, Воронежский массив (докембрийские)	Известняк	2,89
Кузнецкий Алатау, Горная Шория (каледонская)	»	2,44
Карпаты, Большой Кавказ (альпийская)	»	2,03
Чехлы древних и молодых платформ		
Русская, Сибирская платформы	»	1,97
Западно-Сибирская платформа	»	2,37
Краевые прогибы и наложенные впадины		
Терский, Индоло-Кубанский прогибы	»	2,67
Минусинская, Колхидская впадины	»	3,01

зависимости от принадлежности к тем или иным геологическим структурам.

В табл. 13 [66] приведены величины средней теплопроводности песчаников и известняков различных структурно-тектонических зон. Как видно из этих данных, одни и те же осадочные образования, имеющие разный возраст, различаются по величине теплопроводности. Песчаники древней Русской платформы имеют значительно бóльшую теплопроводность по сравнению с песчаниками Западно-Сибирской платформы. Теплопроводность песчаников последней также меньше, чем песчаников Терского, Индоло-Кубанского краевых прогибов и Колхидской впадины. В то же время значения λ слаболитифицированных песчаников Вилюйской синеклизы почти не отличаются от величин λ одновозрастных песчаников осадочного чехла молодой Западно-Сибирской платформы.

Неодинаковая теплопроводность одних и тех же пород, находящихся в разных геологических структурах, наблюдается также для алевролитов, аргиллитов, глин и мергелей. В карбонатных отложениях такая зависимость не установлена, а по данным табл. 13 известняки Минусинской и Колхидской моло-

Рис. 9. Порядок значений теплопроводности λ для некоторых горных пород, пластовых нефтей и вод.

дых наложенных впадин более теплопроводны, чем такие же породы более древних складчатых областей.

Наблюдаемые различия в величинах λ литологически однородных отложений, по-видимому, прежде всего связаны с неодинаковой интенсивностью их преобразования в разных геологических структурах, а также со структурно-текстурными особенностями пород.

Характерным для осадочных пород является разнообразие величин λ, наличие пород с наиболее низкими и высокими значениями теплопроводности. В целом среди осадочных пород по значениям λ (см. рис. 9) можно выделить следующие группы:

1) глинисто-песчанистые, нефте-битумонасыщенные и мелые породы с низкой [0,58—1,00 Вт/(м·°С)] теплопроводностью;

2) песчаники глинистые, суглинки, алевролиты нефте-битуминозные, мергели, доломиты и известняки глинистые с умеренной [1,00—2,00 Вт/(м·°С)] теплопроводностью;

3) плотные алевролиты с включениями высокотеплопроводных минералов, водонасыщенные песчаники, кристаллические карбонатные породы, окремнелые, кварцитовые и соленосные породы с высокой [от 2,00 до 7,20 Вт/(м·°С)] теплопроводностью.

В метаморфических породах теплопроводность варьирует в пределах от 1,48 Вт/(м·°С) (роговики, скарны) до 7,60 Вт/(м·°С) (кварцит). Изученные породы (гнейсы, амфиболиты, сланцы, кварциты) в основном имеют высокую теплопроводность [2,5—7,0 Вт/(м·°С)], что обусловлено плотной кристаллической структурой и небольшой пористостью этих образований. Относительно пониженную теплопроводность роговиков и скарнов [1,48—2,97 Вт/(м·°С)] при наличии в минералогическом составе кварца, андалузита, ставролита, диопсида, гроссуляра и других минералов теплопроводностью 4,30—7,99 Вт/(м·°С) (см. табл. 12) трудно объяснить. Полагают [44], что процессы ультраметаморфизма (анатексиса), которым подвергались эти породы, могут приводить к некоторому уменьшению λ.

Магматические породы характеризуются меньшей изменчивостью теплопроводности — от 1,30 Вт/(м·°С) (андезит) до 4,85 Вт/(м·°С) (перидотит), не считая весьма низкую теплопроводность лавы [0,25—0,73 Вт/(м·°С)], которая обусловлена ее пористой (пемзовой разновидностью) текстурой. Пониженной [1,50—2,50 Вт/(м·°С)] величиной теплопроводности отличаются базальтовое стекло, обсидиан, что связано с их особенностями как эффузивных пород. Среднее значение λ [2,50—3,00 Вт/(м·°С)] имеют интрузивные породы: габбро-диабазы, диориты, гранодиориты и др. К породам с высокой теплопроводностью [3,00—4,00 Вт/(м·°С) и выше] относятся некоторые граниты, гранитоиды, кварц-диориты, пироксениты, перидотиты, оливиниты и др.

Горные породы в той или иной степени анизотропны, их теплопроводность вдоль напластования выше, чем в направлении,

перпендикулярном к напластованию. Это имеет большое значение при изучении тепловых свойств нефтегазоносных структур в слоистых отложениях. В случае благоприятных геологических условий вдоль напластования пород может происходить дополнительный перенос тепла в своды антиклинальных складок. Это является одной из причин того, что в сводах структур наблюдаются повышенные значения тепловых потоков и величин геотермического градиента.

Тепловая анизотропия характеризуется коэффициентом

$$\Lambda_t = \sqrt{\lambda_t/\lambda_n}, \qquad (50)$$

где λ_t, λ_n — теплопроводность, измеренная соответственно в направлении напластования и перпендикулярно к напластованию.

Анизотропию слоистых образований, состоящих из переслаиваний пропластков мощностью h_1 и h_2 с теплопроводностью λ_1 и λ_2, можно выразить соотношением [70]

$$\Lambda_t = \sqrt{1 + \frac{m(1-m)(\lambda_1 - \lambda_2)^2}{\lambda_1 \lambda_2}}, \qquad (51)$$

где $m = \dfrac{h_1}{h_1 + h_2}$.

Значение Λ_t возрастает с увеличением числа пропластков и достигает максимума при $m = 0{,}5$. Для любых значений h_1, h_2 и λ_1, λ_2 в слоистых породах всегда $\lambda_t > \lambda_n$, поэтому $\Lambda_t > 1$. В изотропных породах $\Lambda_t = 1$. В табл. 14 приведены [24, 25] коэффициенты тепловой анизотропии некоторых горных пород. Видно, что Λ_t изменяется в пределах 1,015—2,00.

Таблица 14

Горная порода	λ_t, Вт/(м·°С)	λ_n, Вт/(м·°С)	Λ_t
Песчаник кварцитовый	5,76	5,49	1,05
Песчаник слюдистый	2,93	2,01	1,20
Алевролит песчанистый	2,65	2,48	1,03
Известняк	1,55	1,49	1,02
Известняк углистый	3,43	2,56	1,24
Доломит	—	—	1,05
Глинозем пористый	—	—	1,66
Кварц	—	—	1,29
Мрамор	3,08	3,02	1,015
Гранито-гнейс	3,10	2,14	1,21
Гематит	—	—	1,11
Графит	—	—	2,0
Пирротин	—	—	1,07
Сидерит	—	—	1,06

Тепловой анизотропией обладают и породы зернистого строения, в которых, по данным Е. Хуртига [86], Λ_t зависит от формы и строения зерен, а также от среды, заполняющей поры (рис. 10).

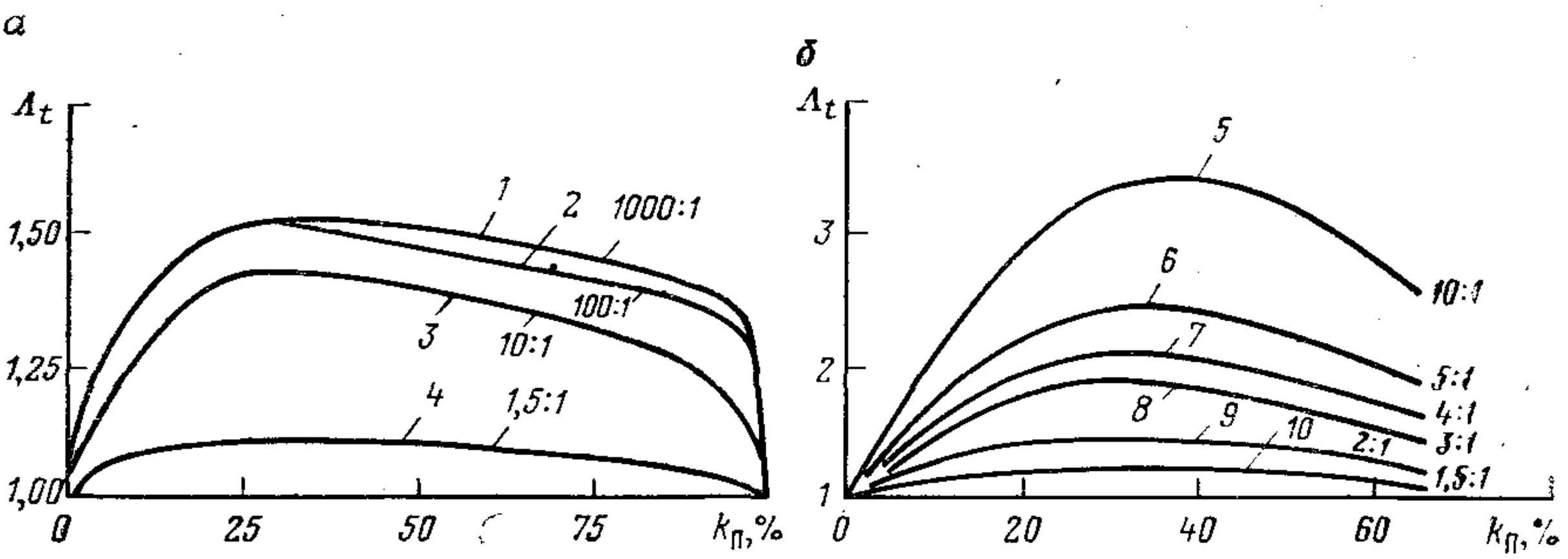


Рис. 10. Зависимость коэффициента тепловой анизотропии кварцевого песчаника от пористости (заполнитель — вода) при постоянных размерах пор (*а*) и зерен (*б*) [85]; шифр кривых — кратность шкалы пористости

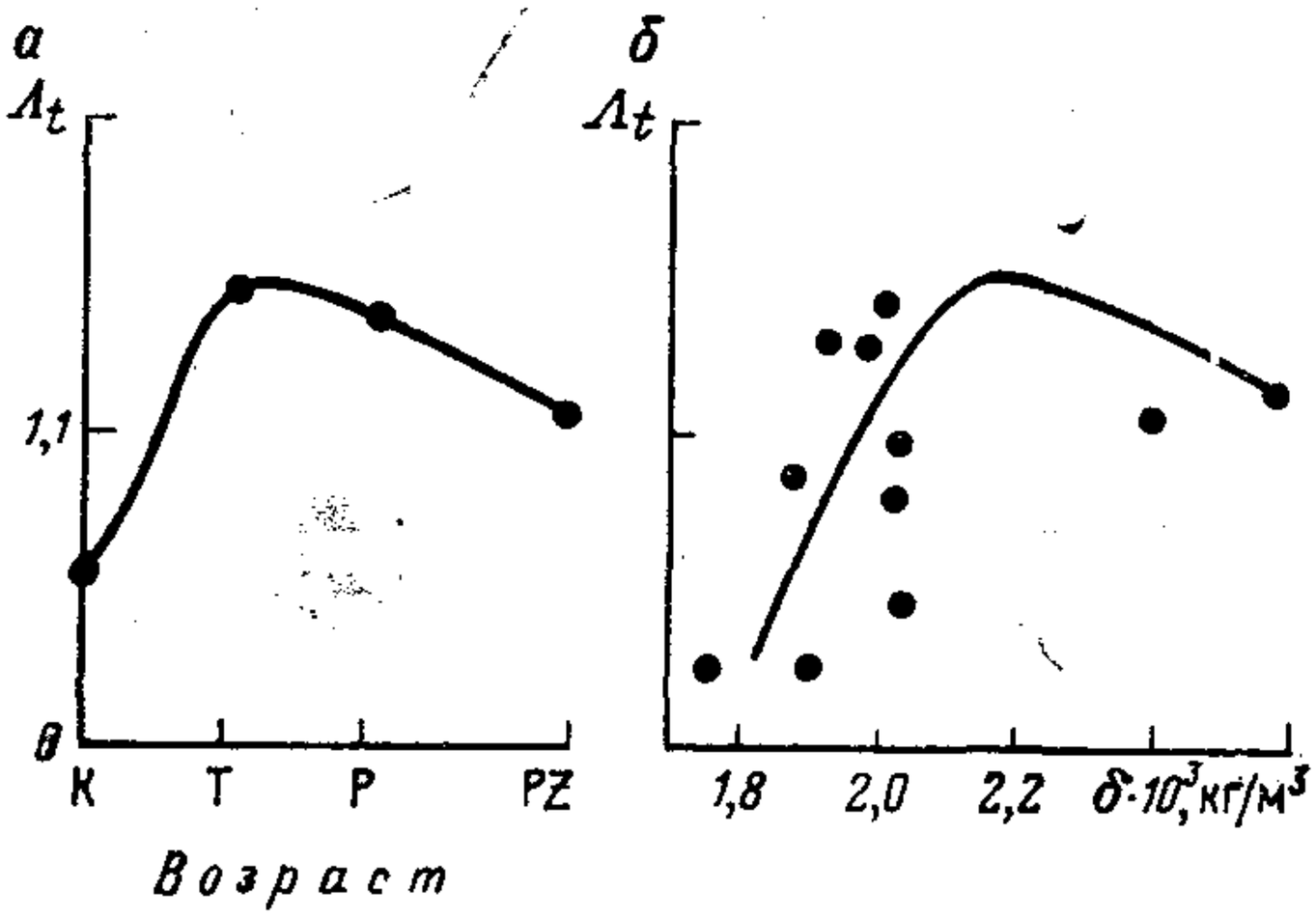


Рис. 11. Зависимость коэффициента тепловой анизотропии песчаников, граувакк и кварцитов от возраста (*а*) и плотности (*б*) [85, 86]

На рис. 11 приведены графики зависимости коэффициента тепловой анизотропии от геологического возраста и плотности горных пород. Как видно из рис. 11, коэффициент Λ_t песчаников, граувакк и кварцитов имеет наиболее высокое значение при $\delta = 2{,}2 \cdot 10^3$ кг/м^3. В процессе диагенетического уплотнения анизотропия несколько увеличивается.

Зависимость тепловых свойств пород от плотности и гранулометрического состава

Зависимость теплопроводности от плотности наблюдается только для литологически однородных отложений. В качестве примера в табл. 15 приведено сопоставление значений плотности δ и теплопроводности λ для алевролитов и песчаников пашийского горизонта Ромашкинского нефтяного месторождения. Из табл. 15 видно, что с увеличением плотности однородных пород их теплопроводность повышается.

На рис. 12 показаны графики зависимости $a = f(\delta)$ для карбонатных и терригенных пород каменноугольных и девонских отложений Ромашкинского месторождения. Они представляют семейство почти линейных зависимостей. Каждый график соответствует определенным литологически однородным отложениям девона или карбона. Таким образом, температуропроводность

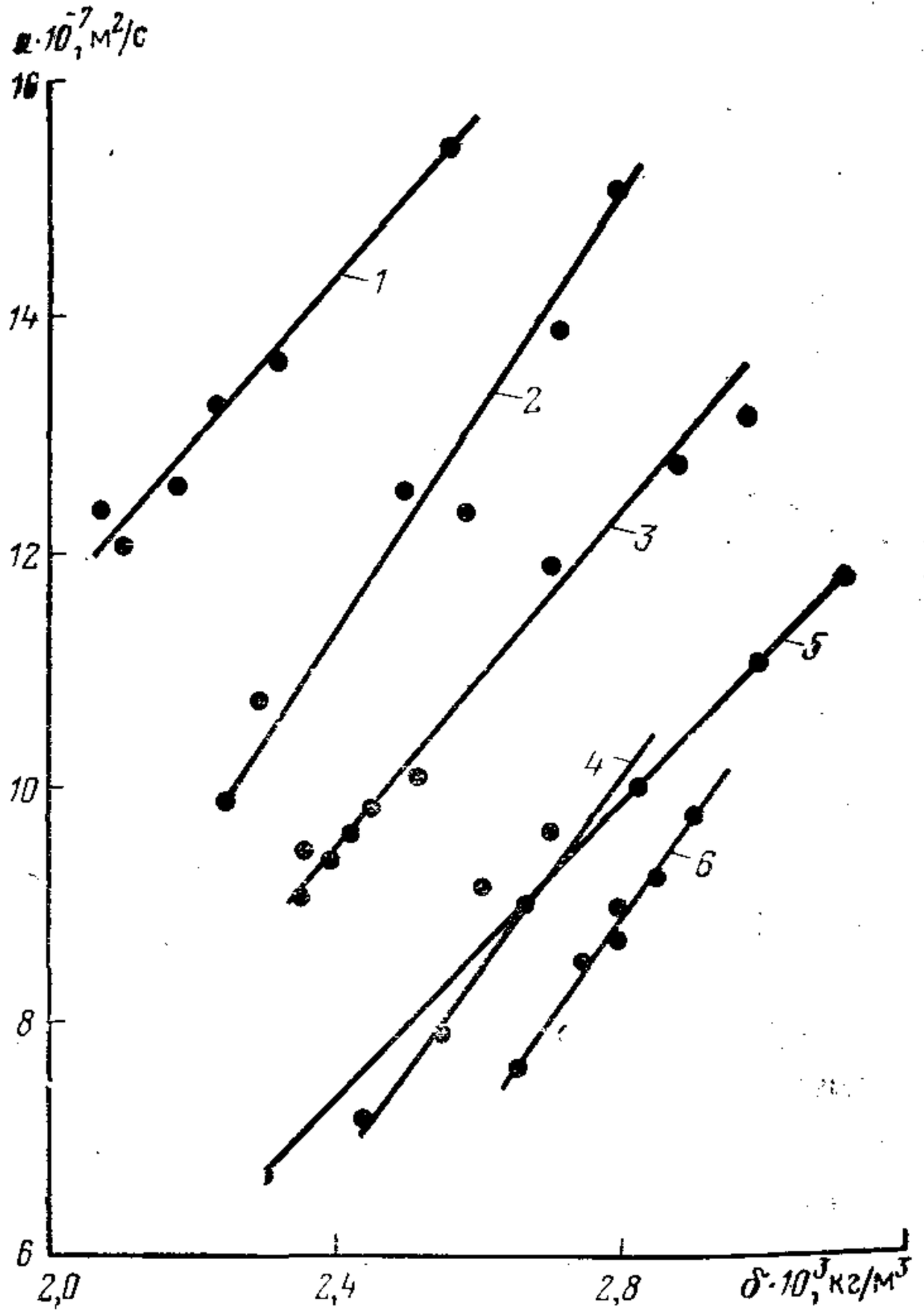


Рис. 12. Зависимость коэффициента температуропроводности карбонатных и терригенных пород Ромашкинского месторождения от плотности.

1 — песчаник верхнего девона; *2* — то же, среднего девона; *3* — то же, среднего карбона; *4* — известняк нижнего карбона; *5* — алевролит среднего девона; *6* — доломит фаменского яруса

Таблица 15

Горная порода	$\delta \cdot 10^3$ кг/м³	λ, Вт/(м·°С)
Алевролит плотный	2,116	1,79
	2,457	2,56
	2,488	2,79
	2,459	3,12
	2,590	3,26
Песчаник слабоизвестковистый алевролитистый	2,043	2,02
	2,130	2,29
	2,179	2,39
	2,402	2,44
	2,475	3,08
	2,779	3,40

повышается с увеличением плотности однородных по минерало-петрографическому составу горных пород. Зависимость $a = f(\delta)$ для рассматриваемых пород можно в первом приближении выразить соотношением

$$a = a_0 + \Delta a \delta,$$

где $\Delta a \approx 5{,}50 \cdot 10^{-10}$ м^2/с — осредненное значение приращения a за счет увеличения плотности; a_0 — величина температуропроводности при минимальном значении плотности.

Аналогичные зависимости $a = f(\delta)$ и $\lambda = f(\delta)$ для песчаников, глин и известняков получены в Казанском университете [51]. Отмечено, что в карбонатных породах (трещиноватые известняки) эти зависимости выражены слабее.

При оценке влияния пористости на теплопроводность пород необходимо учитывать и гранулометрический состав. Поры в породах образуются взаимным контактированием отдельных зерен и характеризуются видом их укладки. Последняя зависит от размера зерен и их отсортированности, а это в свою очередь определяет характер тепловых контактов между отдельными зернами (частицами), что в значительной степени должно влиять на основную составляющую теплопроводности пород — кондуктивную теплопроводность.

Влияние гранулометрического состава на теплопроводность горных пород изучалось путем сопоставления лабораторных данных, полученных для образцов пород-коллекторов пашийского горизонта Ромашкинского месторождения, с материалами исследований шлифов и микроскопического анализа тех же образцов. Породы-коллекторы по гранулометрическому составу представлены песчанистыми и крупнозернистыми алевролитами,

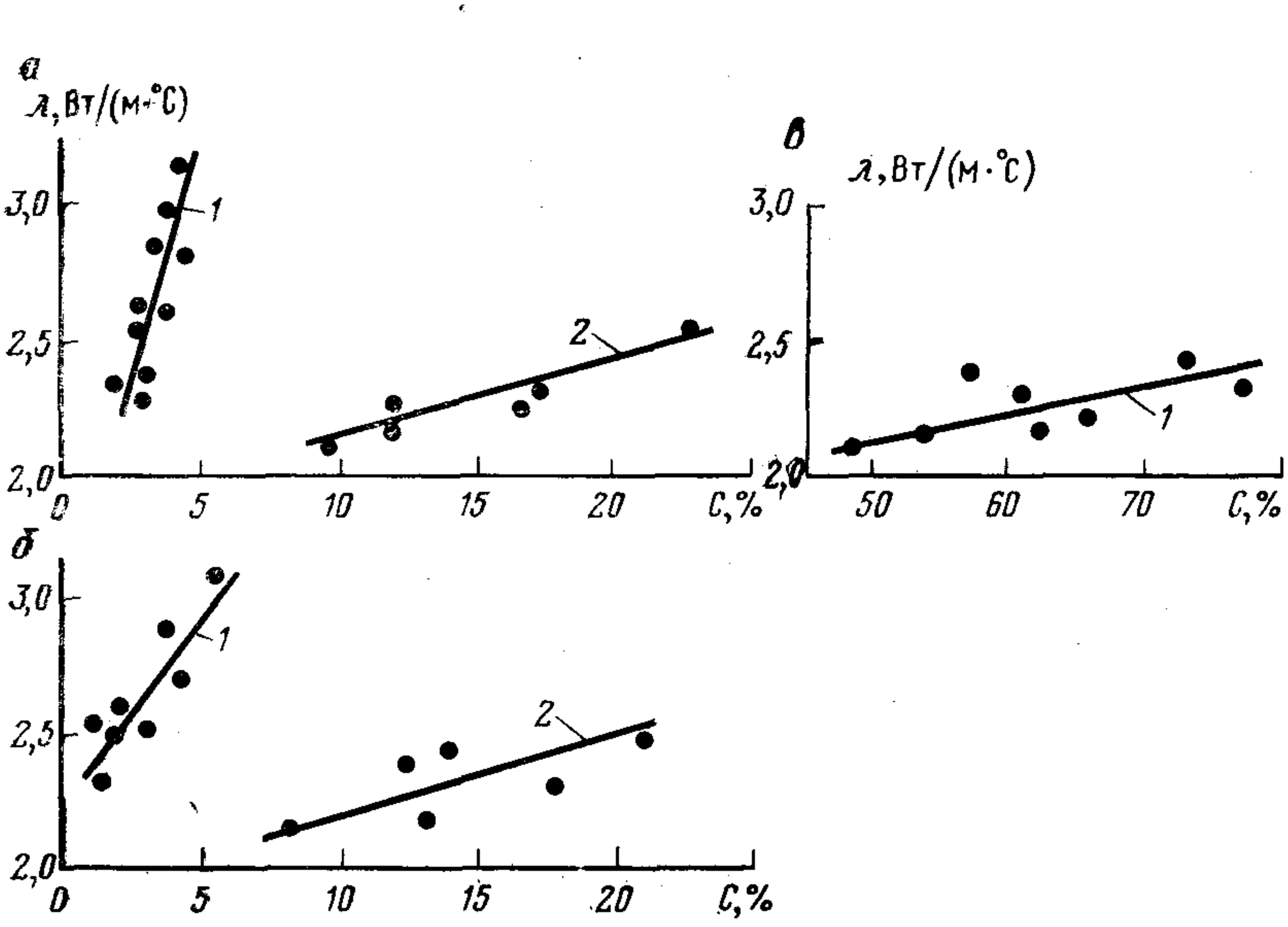


Рис. 13. Зависимость теплопроводности песчаников и алевролитов от содержания C зерен и алевритистых фракций.

а — зерна диаметром 0,01 мм; *б* — то же, 0,05—0,01 мм; *в* — алевритистые фракции; *1* — песчаник; *2* — алевролит

мелкозернистыми и алевритистыми кварцевыми песчаниками, хорошо отсортированными и при интенсивной цементации крепкими. Зависимость теплопроводности от содержания в песчаниках и алевролитах зерен диаметром 0,01, 0,05—0,01 мм и алевритистых фракций показана на рис. 13, *а, б*. С повышением содержания мелких частиц в образцах песчаников и алевролитов их теплопроводность увеличивается линейно. Это объясняется, по-видимому, тем, что возрастание содержания мелких зерен способствует созданию более плотной укладки, увеличивающей удельную поверхность контактирования зерен между собой. Последнее способствует увеличению суммарной поверхности контактирующих частиц, которые содержатся в единице объема образца. Возрастание λ с увеличением содержания мелких частиц для песчаников происходит более интенсивно, чем для алевролитов. Последние, как известно, представляют сцементированные алевриты и состоят из большего числа мелких зерен, более дисперсны, поэтому увеличение их теплопроводности происходит медленнее по сравнению с песчаниками.

Как видно из рис. 13, *в*, теплопроводность несколько повышается с увеличением алевритистых фракций в песчаниках, что, очевидно, связано с возрастанием удельной поверхности контактирования за счет мелких частиц, а также обусловлено цементирующим действием алевритистости. Однако, как отмечалось выше, общей закономерностью является снижение теплопроводности при увеличении глинистости пород.

Зависимость тепловых свойств пород-коллекторов от водонефтегазонасыщенности и пористости

Как было показано в главе II, теплообмен в твердой породообразующей части горных пород, в заполняющей поры среде (нефть, вода, газ) и на границах между ними является сложным процессом, который должен рассматриваться с учетом многофазного состояния. В горных породах на теплопроводность кроме твердого породообразующего минерального скелета влияют также насыщающие поры газы и флюиды. Данные лабораторных определений тепловых свойств некоторых пластовых вод, нефтей и водо-нефтяных эмульсий отдельных площадей и месторождений Татарии [25] показывают, что теплопроводность пластовых флюидов варьирует в пределах 0,111—0,562 Вт/(м·°С). При этом наименьшими значениями [0,111—0,141 Вт/(м·°С)] характеризуется нефть, наибольшими [0,444—0,562 Вт/(м·°С)] — пластовая вода. Средние значения λ нефти и пластовой воды соответственно равны 0,122 и 0,486 /(м·°С), т. е. теплопроводность нефти в 4 раза меньше теплопроводности пластовых вод. Водо-нефтяные эмульсии с различным (10—40%) содержанием в них пластовой воды име-

ют теплопроводность 0,114—0,217 Вт/(м·°С). С увеличением содержания воды их теплопроводность увеличивается.

Удельная теплоемкость c_M и температуропроводность a пластовых флюидов изменяются в следующих пределах. Удельная теплоемкость для пластовых вод равна $(3{,}851 - 4{,}814) \times \times 10^3$ Дж/(кг·°С), среднее значение $c_M = 4{,}385 \cdot 10^3$ Дж/(кг·°С), а для нефтей — $(1{,}882—2{,}428) \cdot 10^3$ Дж/(кг·°С), среднее значение $c_M = 1{,}95 \cdot 10^3$ Дж/(кг·°С). Температуропроводность для пластовых вод составляет 8,730—11,470 м²/с, среднее значение $a = 9{,}957$ м²/с, а для нефтей — 5,560—8,575 м²/с, среднее значение $a = 7{,}238$ м²/с. Наблюдаемым различием величин λ для пластовой воды и нефти, по-видимому, обусловлена меньшая теплопроводность нефтенасыщенных песчаников по сравнению с водонасыщенными.

В связи с существенным влиянием минералого-петрографического состава пород на их тепловые свойства зависимость от нефтеводонасыщенности, пористости и связанной с ней плотности необходимо рассматривать для литологически однородных отложений, а в лабораторных условиях для одних и тех же образцов при различной степени насыщения.

С целью выяснения влияния нефтенасыщенности на величины a и λ проводились лабораторные испытания нескольких образцов песчаников при различной степени насыщенности керосином, для которого $\lambda_к = 0{,}121$ Вт/(м·°С) мало отличается от теплопроводности нефти $\lambda_н = 0{,}116$ Вт/(м·°С). Степень насыщенности (в %)

$$\omega_к = \frac{M_1 - M_0}{M_1} \cdot 100,$$

где M_0 — масса сухого образца; M_1 — масса образца после насыщения.

На рис. 14 приведены зависимости $a = f(\omega_к)$ и $\lambda = f(\omega_к)$, полученные при различной насыщенности керосином одних и тех же образцов песчаников различной пористости. В начале насыщенности (до 10—15%) величины a и λ возрастают. При дальнейшей насыщенности отмечается уменьшение a и λ до значений, иногда меньших первоначальных. Очевидно, в начальный момент, когда происходит заполнение пор насыщающей жидкостью, последняя способствует улучшению тепловых контактов. Однако при последующей насыщенности увеличивается удельная теплоемкость песчаников (плотность изменяется незначительно), в связи с чем величины a и λ снижаются.

Характер изменения a и λ при насыщенности образцов водой в целом остается таким же, как и при насыщенности керосином, с той разницей, что для одинаковых значений пористости теплопроводность выше у образцов, которые насыщены более теплопроводящей жидкостью. Для пород, насыщенных газом, величина λ меньше, чем у пород, насыщенных водой или нефтью, так

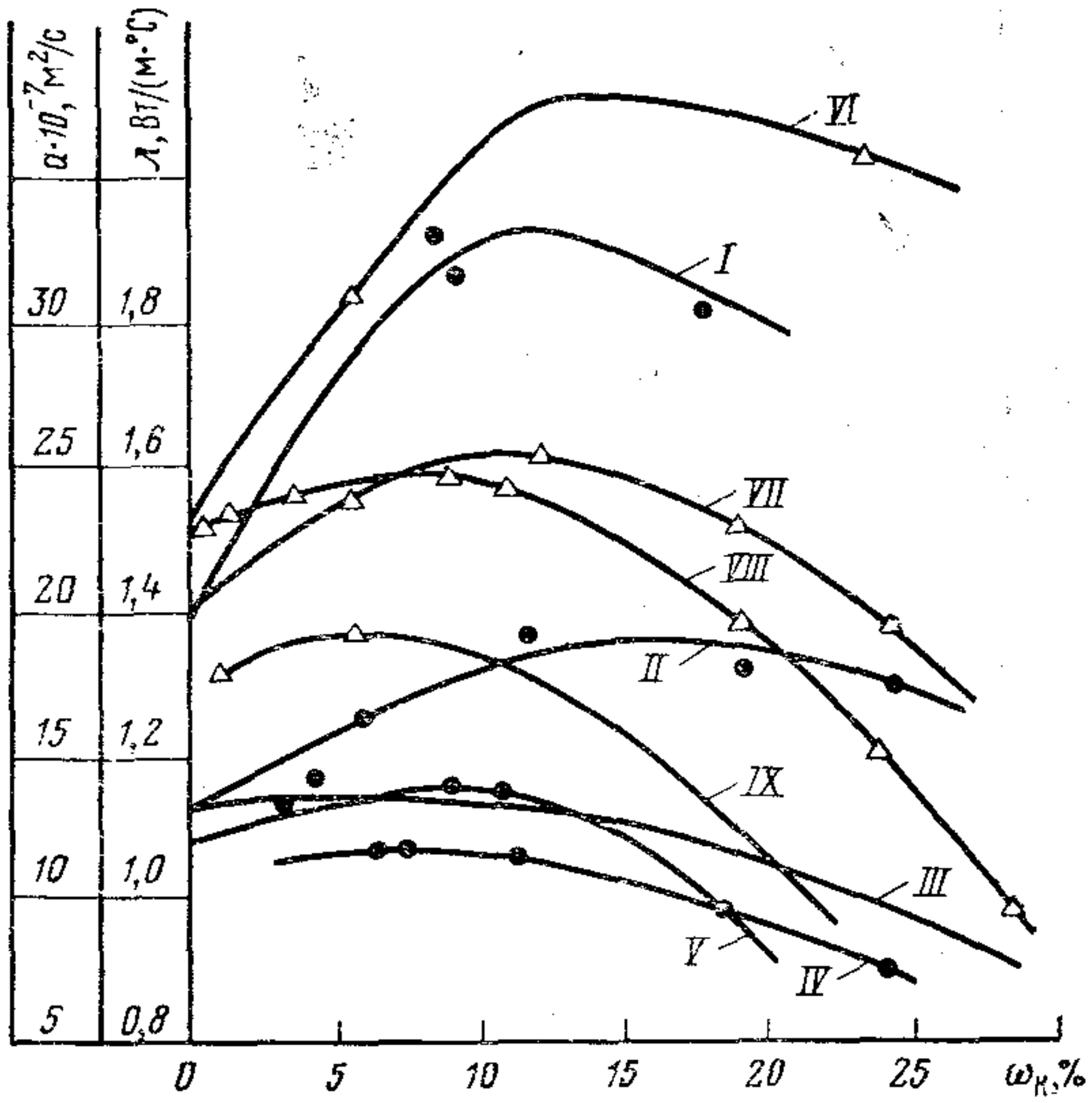


Рис. 14. Зависимость температуропроводности и теплопроводности песчаников различной пористости от насыщения керосином.
I, VI—$k_п$=17,6%; *II—V, VII—IX*—$k_п$=19,0÷28,7%

как теплопроводность воды в 4 раза выше, чем нефти, и в 14—25 раз превышает теплопроводность природных газов и воздуха.

Последнее подтверждается данными лабораторных исследований теплопроводности образцов песчаников и известняков при насыщенности их воздухом, водой и керосином (нефтью), представленными в табл. 16 [69].

Сравнение величин теплопроводности в газонасыщенном и насыщенном жидкостями состояниях показывает, что прираще-

Таблица 16

Горная порода	$k_п$, %	λ [Вт/(м·°С)] при полном заполнении пор		
		газом	нефтью	водой
Песчаник кварцевый тонкозернистый	19,2	1,77	2,61	2,68
То же	32,3	1,42	2,62	3,04
Песчаник субграувакка тонкозернистый	23,8	1,42	2,09	2,68
То же	25,8	1,40	2,22	2,68
Песчаник тонкозернистый	27,7	1,78	2,64	3,08
То же	27,8	1,83	2,43	2,94
Песчаник полевошпатовый тонкозернистый	35,2	0,67	1,21	1,33
То же	36,8	0,68	1,23	1,60
»	21,6	1,66	1,95	2,46
Известняк песчанистый тонкозернистый	16,7	1,74	2,03	2,40
То же	20,8	1,71	1,85	2,27
»	23,2	1,45	1,61	2,30
Известняк органогенный	26,4	1,42	1,68	1,99
Известняк тонкозернистый	29,0	1,54	1,84	2,07
То же	25,1	1,45	1,58	1,90
Известняк оолитовый	35,4	0,97	1,45	1,66
То же	36,9	0,91	1,22	1,61

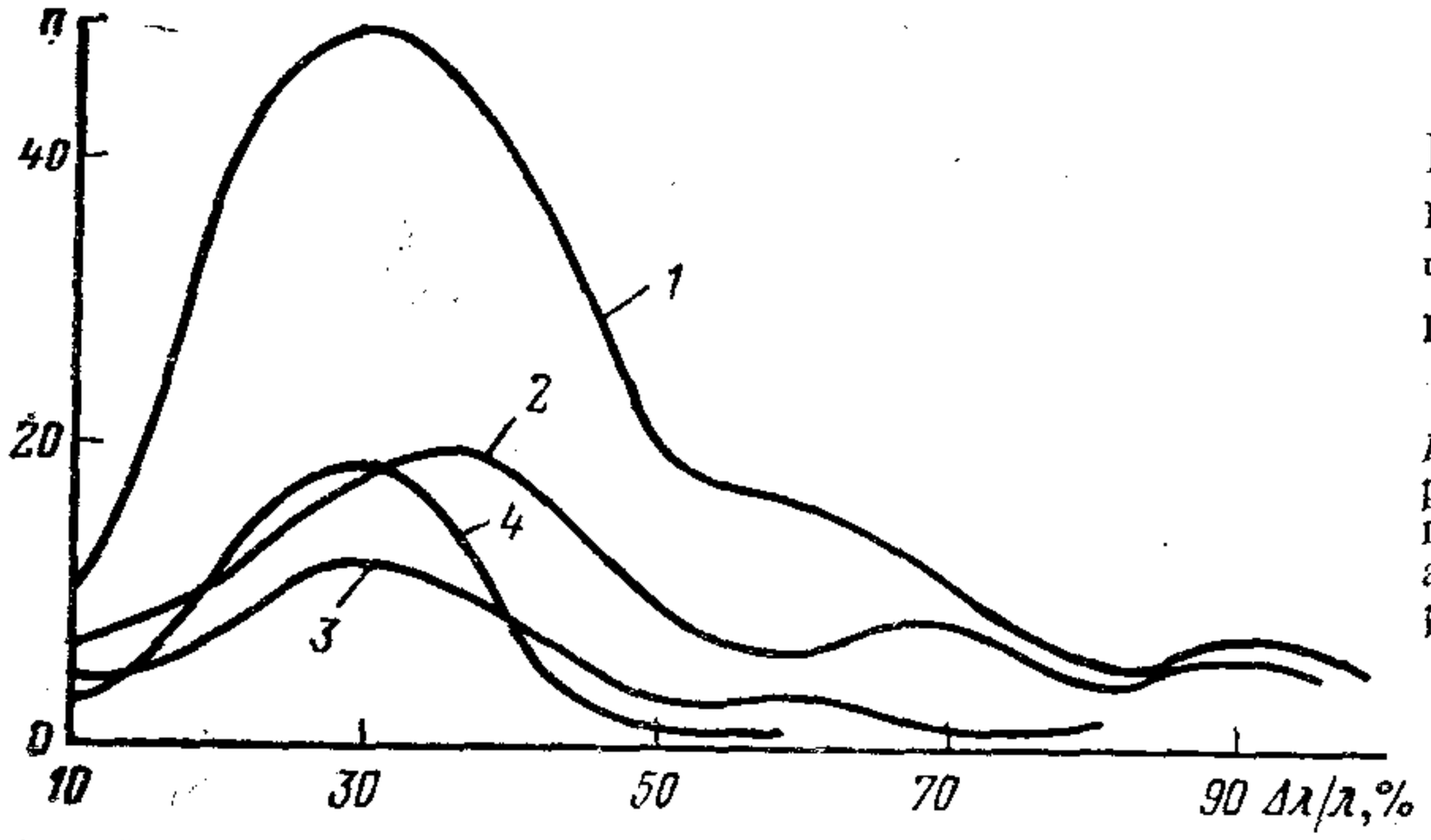


Рис. 15. Вариационные кривые поправок к величине теплопроводности при увлажнении пород [44].

1 — осредненная кривая для рассматриваемых пород; *2* — песчаник; *3* — алевролит; *4* — аргиллит; *n* — число измерений

ния значений λ могут быть значительными, достигая в некоторых случаях 90% и более. Однако, как показывают исследования У. И. Моисеенко [44], у большей части образцов исследованных осадочных пород за счет полной насыщенности водой величина λ увеличивается на 30%. По данным С. А. Николаева [51], у водонасыщенных образцов теплопроводность и температуропроводность в зависимости от пористости и характера пор на 10—30% выше, чем у битумонасыщенных.

На рис. 15 показаны вариационные кривые $\Delta\lambda/\lambda$ ($\Delta\lambda$ — разница между величинами теплопроводности воздушно-сухих и насыщенных водой образцов; λ — теплопроводность воздушно-сухих образцов) для осадочных пород (песчаников, алевролитов и аргиллитов) Западно-Сибирской низменности и полуострова Камчатка. Кривая *1* является осредненной для этих пород. Каждая из вариационных кривых имеет четко выраженный максимум, соответствующий $\Delta\lambda/\lambda = 30\%$, за исключением кривой *2* для песчаников, максимум которой $\Delta\lambda/\lambda = 30 \div 40\%$. Очевидно, что бóльшая часть исследованных образцов осадочных пород за счет влажности (при полной насыщенности) имеет приращение значений λ, близкое к 30%.

На тепловые свойства горных пород существенное влияние оказывает их пористость и связанная с ней плотность. Теплопроводность, как правило, уменьшается с возрастанием пористости (рис. 16). Из рис. 16 видно, что при разных величинах проницаемости $k_{пр}$ понижение теплопроводности связано в основном с увеличением пористости. Для исключения влияния минералогического состава на рис. 16 приведены данные исследований только по песчаникам. Тем не менее наблюдается значительный разброс точек $\lambda = f(k_п)$, по-видимому, обусловленный конвективным переносом тепла по макропорам, что в свою очередь связано с влиянием проницаемости. При подразделении точек $\lambda = f(k_п)$ на группы со значениями $k_{пр}$ в определенных пределах разброс точек хотя и уменьшается, однако продолжает наблюдаться. Последнее связано с тем, что теплопроводность исследованных песчаников может зависеть не только от пористости,

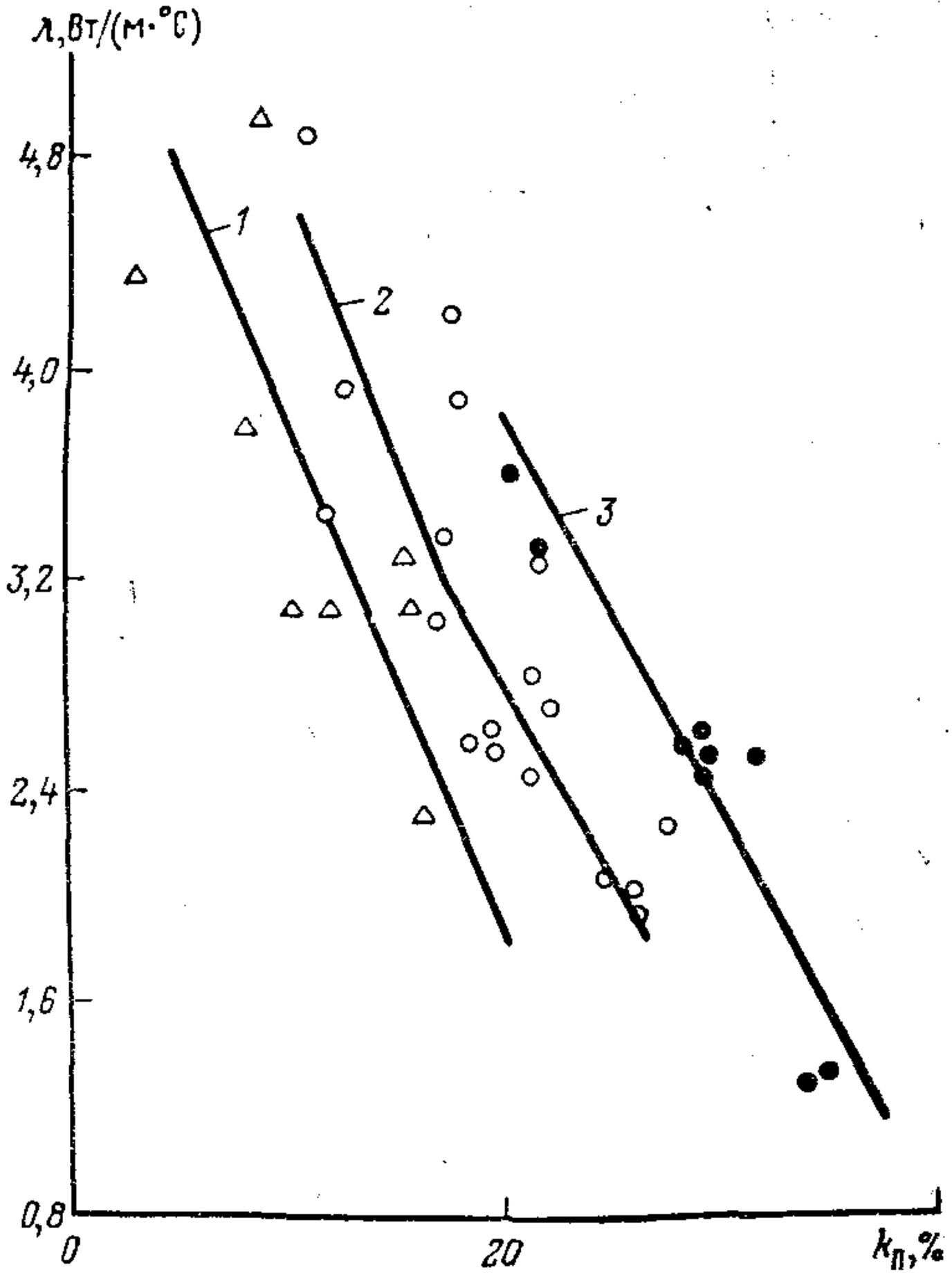


Рис. 16. Зависимость теплопроводности от коэффициента пористости для нефтенасыщенных песчаников [44].

1 — $k_{пр}<1$ мД; *2* — $k_{пр}=1\div200$ мД; *3* — $k_{пр}>200$ мД

но и от характера тепловых контактов между зернами, вещества и степени цементации, а последние влияют на проницаемость.

Зависимость тепловых свойств пород от температуры и давления

Лабораторные исследования [25, 44, 81 и др.] показывают, что теплопроводность горных пород уменьшается с ростом температуры, а теплоемкость увеличивается. При определении теплопроводности некоторых осадочных пород Ромашкинского месторождения в интервале температур 25—300°С было отмечено, что с повышением температуры до 150°С величина λ уменьшается почти линейно (рис. 17). Дальнейшее повышение температуры изменяет эту закономерность — значение λ уменьшается менее интенсивно. Исключение составляет экстрагированный битуминозный песчаник (см. рис. 17, кривая *6*), теплопроводность которого уменьшается линейно во всем интервале температур до 300°С. При этом наибольшее (56—57%) понижение λ наблюдается для песчаников и известняков, наименьшее — для битуминозного песчаника (18%). Исследование теплопроводности известняка (см. рис. 17, кривые *4*) поперек и вдоль напластования показывает, что коэффициент тепловой анизотропии его в интервале температур 25—300°С остается постоянным и равным 1,02.

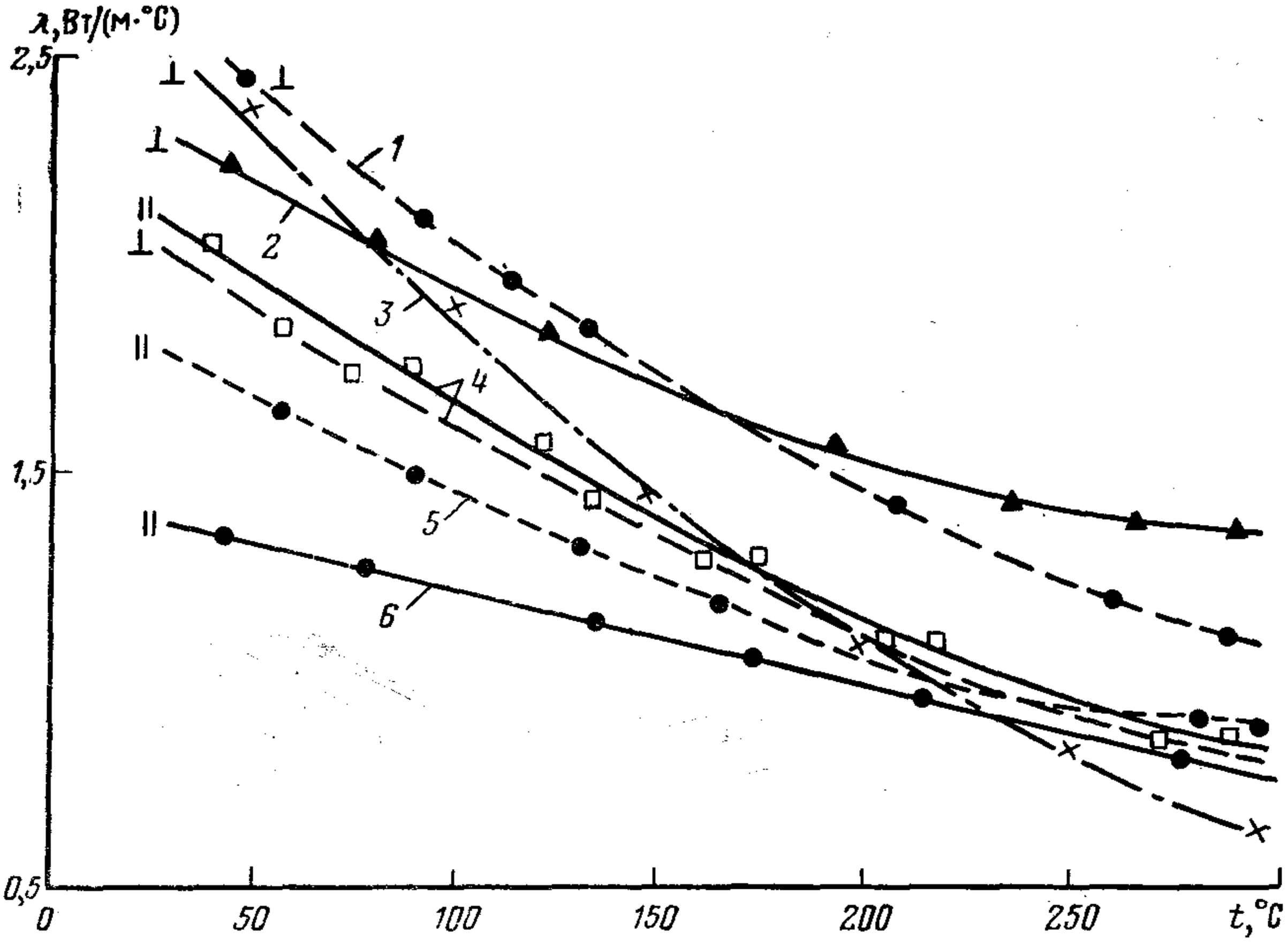


Рис. 17. Зависимость теплопроводности от температуры для некоторых осадочных пород Ромашкинского месторождения.

1 — известняк; *2* — аргиллит; *3* — песчаник нефтенасыщенный; *4* — известняк нефтенасыщенный; *5* — песчаник битуминозный; *6* — песчаник экстрагированный битуминозный; знаки ⊥, || показывают, что измерения проведены соответственно поперек и вдоль напластования

В исследованных породах наблюдается влияние пористости на зависимость $\lambda = f(t)$. В высокопористых крупнозернистых песчаниках понижение теплопроводности с увеличением температуры происходит более интенсивно, чем в низкопористых мелкозернистых песчаниках и известняках.

На рис. 18 и 19 приводятся данные различных исследователей [44, 66] по определению теплопроводности магматических пород в интервалах температур 20—500°С и 20—1500°С. Общей закономерностью для исследованных пород является значительное (в 2—3 раза) снижение величин λ с ростом температуры. Анализ графиков $\lambda = f(t)$ позволяет отметить следующие особенности. При температурах до 500°С (см. рис. 18) наибольшее снижение величин λ (почти по линейной зависимости) наблюдается у образцов туфа, порфирита (аналог дацита), альбитофира и органогенного известняка. В меньшей степени изменяется теплопроводность кварцевого порфира и диабаз-порфирита. Для последнего при температуре свыше 250°С наблюдается даже некоторое увеличение λ. Теплопроводность роговообманково-авгитового и роговообманково-пироксенового порфиритов практически не изменяется.

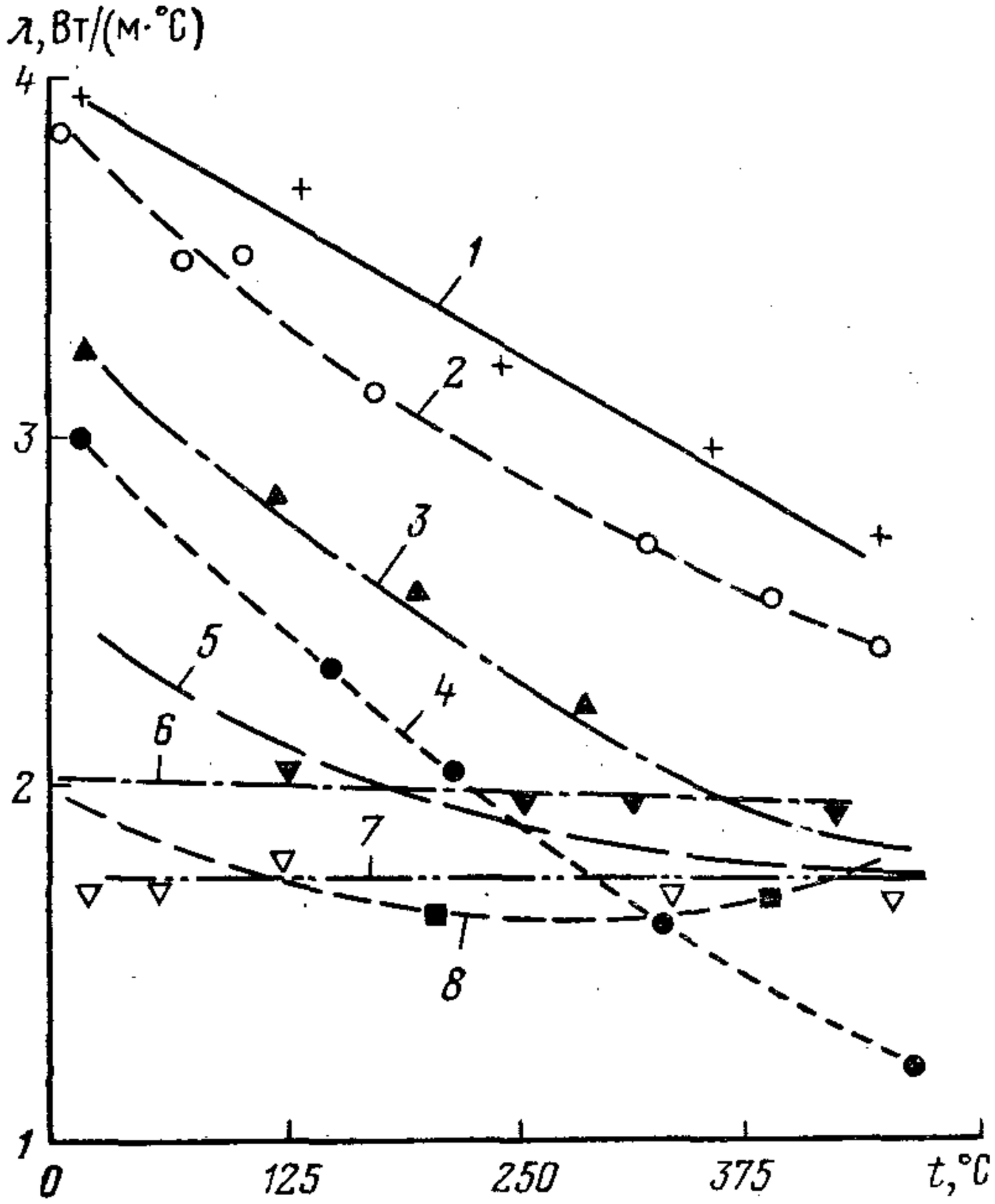


Рис. 18. Зависимость теплопроводности некоторых магматических горных пород от температуры в интервале 20—500°С [66].

1 — туф пемзовый; *2* — порфирит; *3* — альбитофир фельзитовый; *4* — известняк органогенный; *5* — порфир кварцевый; *6* — порфирит роговообманково-пироксеновый; *7* — то же, роговообманково-авгитовый; *8* — диабаз-порфирит

Исследования при высоких температурах до 1500°С (см. рис. 19) показывают, что теплопроводность оливинита, гранита и диорита особенно интенсивно уменьшается при нагревании до 450—500°С. При более высоких температурах их теплопроводность, достигнув минимальных значений, несколько повышается. По данным У. И. Моисеенко [44], минимум на кривой $\lambda = f(t)$ гранита и диорита соответствует началу плавления этих пород, а характерное для обсидиана повышение λ с увеличением температуры связано с его аморфной структурой, в которой теплопередача согласуется с теорией случайных процессов.

Своеобразно изменяется при нагревании теплопроводность эклогита. При повышении температуры до 200°С его теплопроводность резко уменьшается. Дальнейшее нагревание приводит к появлению на кривой $\lambda = f(t)$ точки излома, начиная с которой и до 500°С теплопроводность почти не меняется. В интервале температур 500—1200°С λ снова понижается.

В табл. 17 приводятся данные лабораторных определений теплопроводности осадочных пород Ромашкинского месторождения при температурах 25—300°С, а в табл. 18 — магматических пород при высоких (до 1400°С) температурах [44].

Как отмечалось выше, теплоемкость горных пород увеличивается с ростом температуры. Повышение ее у пород с аморфной структурой равномерное, а у пород с кристаллической структурой различное в разных интервалах температур. Увеличение теплоемкости осадочных горных пород в интервале температур 25—300°С не превышает 1,5—2,0% на каждые 10°С.

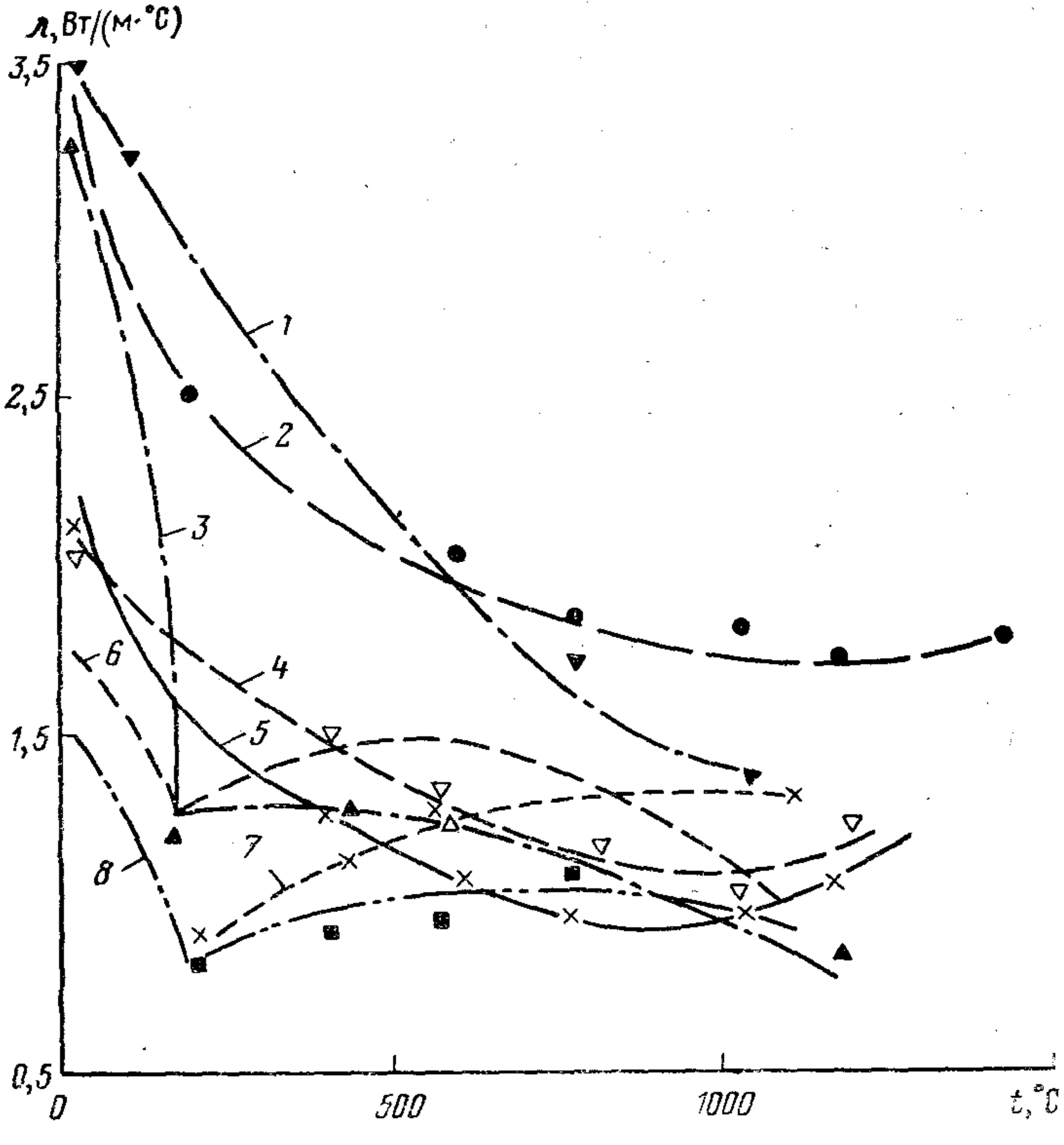


Рис. 19. Зависимость теплопроводности некоторых магматических пород от температуры в интервале 20—1500°С [44].
1 — гарцбургит; *2* — оливинит; *3* — эклогит; *4* — диорит; *5* — гранит лейкократовый; *6* — габбро пироксеновое; *7* — обсидиан; *8* — базальт

Влияние давления на тепловые свойства горных пород изучено в меньшей степени и должно явиться предметом всестороннего исследования. При высоких давлениях возможны деформации породообразующего минерального скелета. Необходимо учиты-

Таблица 17

t, °С	λ, Вт/(м · °С)				
	Песчаник нефтенасыщенный	Песчаник битуминозный	Аргиллит плотный	Известняк неравномерно нефтенасыщенный	Известняк органогенный, нефтенасыщенный
25	2,66	1,70	2,38	2,59	2,04
50	2,42	1,60	2,24	2,42	1,90
100	1,90	1,41	1,97	2,06	1,60
150	1,43	1,23	1,70	1,72	1,33
200	1,08	1,06	1,50	1,46	1,11
250	0,84	0,95	1,38	1,25	0,94
300	0,64	0,87	1,32	1,10	0,83

Таблица 18

t, °C	λ, Вт/(м·°С)					
	Оливинит	Лейкократовый гранит	Обсидиан	Эклогит	Долерит	Пироксеновое габбро
20	3,43	2,16	—	3,35	1,56	1,80
200	2,33	1,45	0,90	1,24	0,85	1,27
400	2,20	1,23	1,08	1,21	0,88	1,40
600	2,03	1,06	1,21	1,20	0,92	1,49
800	1,84	0,99	1,78	1,09	1,10	1,37
1000	1,83	0,97	1,71	0,95	0,97	1,07
1100	—	—	1,31	—	0,95	1,00
1200	1,73	1,03	—	0,78	—	—
1300	—	1,14	—	—	—	—
1400	1,71	—	—	—	—	—

вать и деформацию составляющих зерен разного размера, а также различные механические свойства, сжимаемость пор, изменение физических свойств насыщающих жидкостей (газов) и др. Лабораторное изучение теплопроводности отдельных образцов песчаников и известняков Ромашкинского месторождения с имитацией горного и пластового давлений показывает, что на повышение теплопроводности с увеличением давления большее влияние оказывает фактор насыщения, чем непосредственно давление. На рис. 20 приведены зависимости теплопроводности образцов песчаников и известняка от всестороннего сжатия горного давления $p_г = 0 \div 450$ кгс/см². Исследования проводились при средней температуре 35°С. Образец *1* известняка практически водонепроницаем, его теплопроводность существенно не изменяется с повышением давления. Незначительно изменяется величина λ образца *2* низкопористого вакуумированного песчаника. При насыщенности водой теплопроводность этого образца *3* повышается, однако зависимость $\lambda = f(p_г)$ остается сходной с предыдущей. Для образцов *4* и *5* песчаников с достаточно высо-

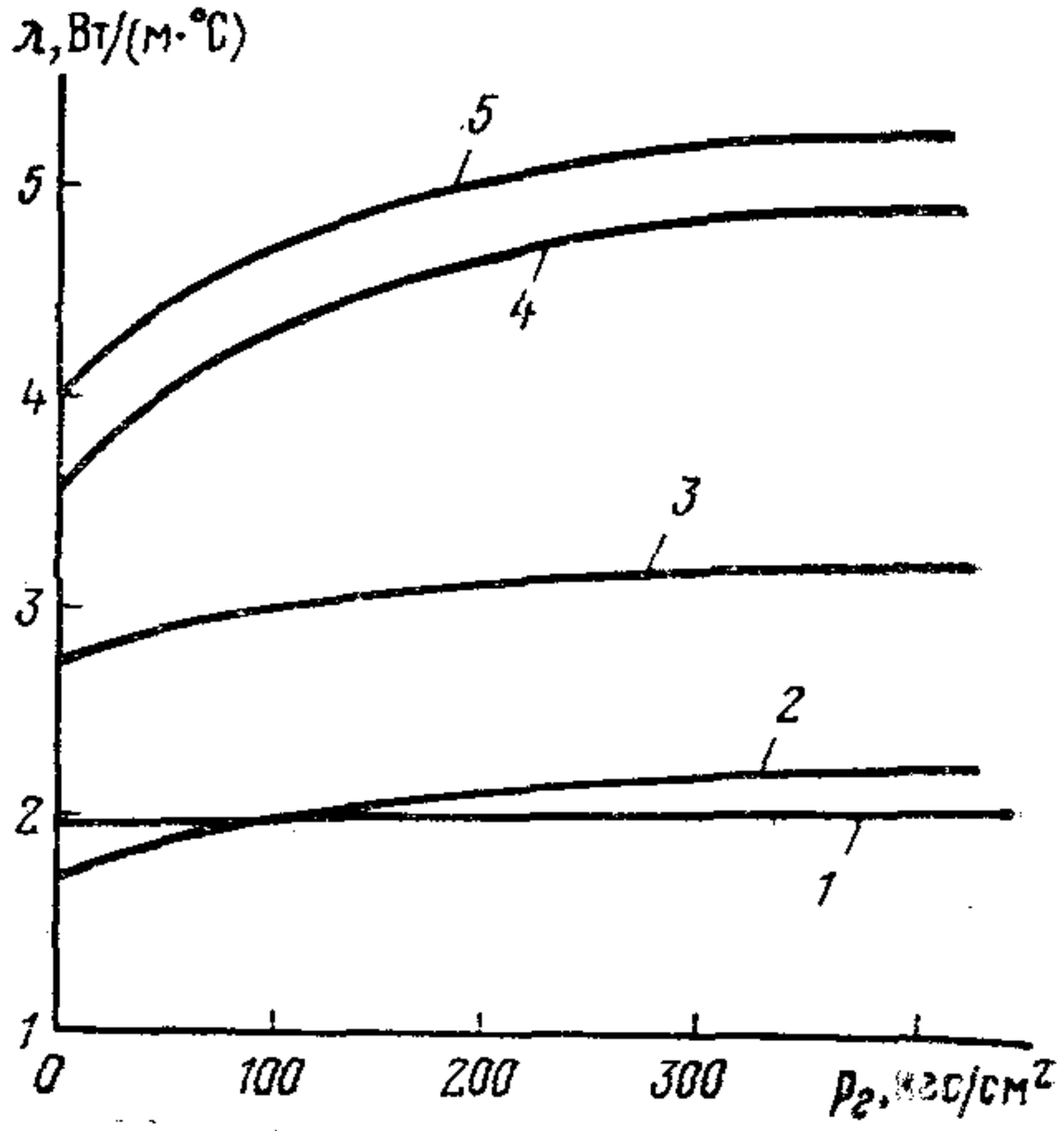


Рис. 20. Зависимость теплопроводности некоторых осадочных пород Ромашкинского месторождения от давления при $t = 35$°С.

1 — известняк; *2* — песчаник вакуумированный; *3* — то же, водонасыщенный; *4*, *5* — высокопористый водонасыщенный песчаник

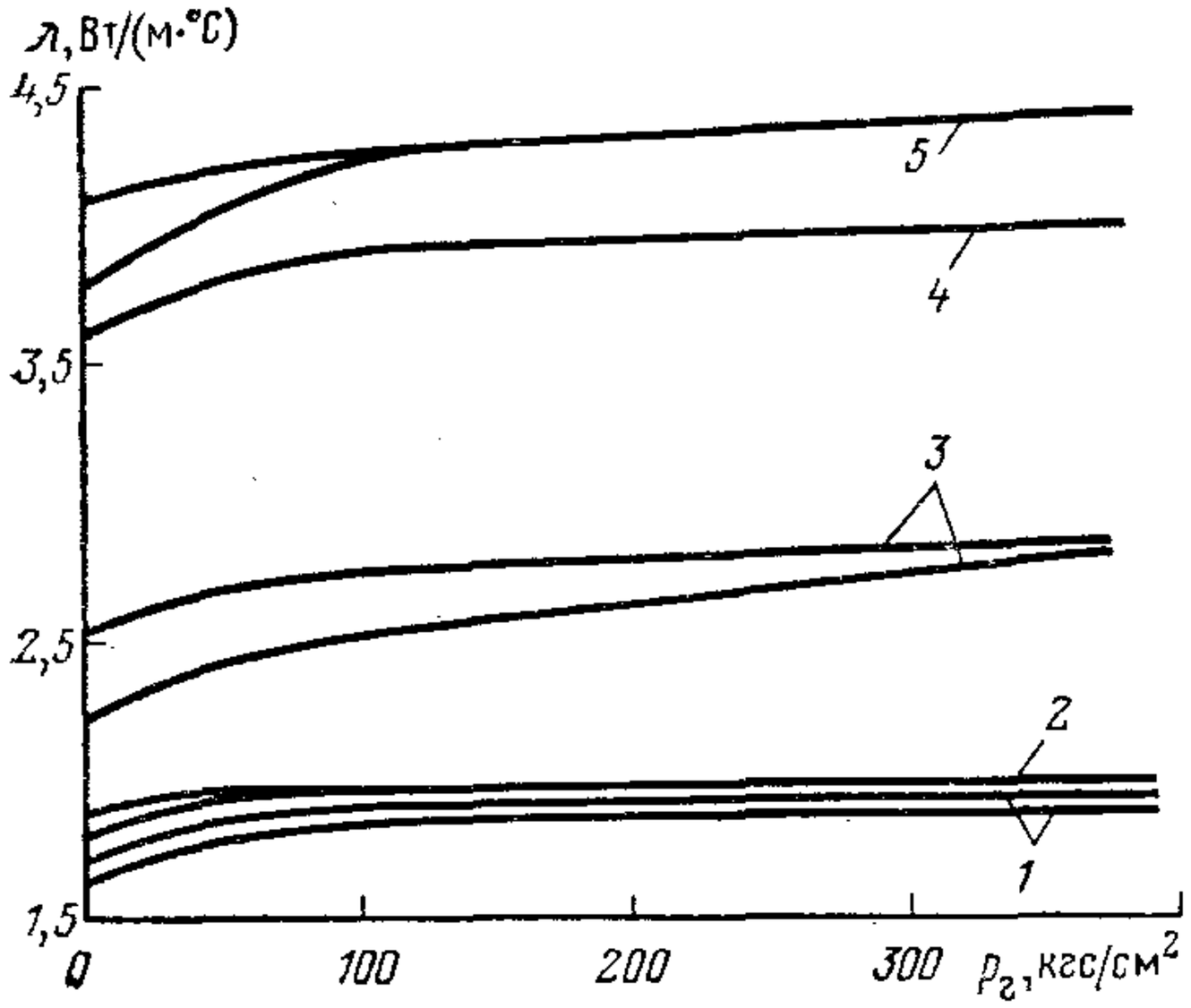


Рис. 21. Зависимость теплопроводности некоторых осадочных пород от давления при $t=20°C$ [86].

1 — конгломерат; *2* — известняк; *3* — песчаник; *4* — доломит; *5* — ангидрит

кой пористостью характерно большее увеличение теплопроводности с повышением давления, особенно до $p_г=250\div300$ кгс/см². Дальнейший рост давления менее эффективно влияет на теплопроводность, что, по нашему мнению, связано с заполненностью пор насыщающей жидкостью, которая уменьшает тепловое сопротивление в порах.

Аналогичный характер влияния давления до $p_г=400$ кгс/см² на теплопроводность некоторых осадочных пород приводит Е. Хуртиг [85].

На рис. 21 показаны зависимости $\lambda=f(p_г)$, исследованные при $t=20°C$. Максимальное приращение значения теплопроводности к начальной величине не превышает 0,44 Вт/(м·°С) до $p_г=100\div150$ кгс/см². При дальнейшем увеличении давления теплопроводность повышается незначительно или остается постоянной.

По данным П. В. Бриджмена [8], увеличение теплопроводности с повышением давления до 1000 кгс/см² для известняка составляет лишь 0,1%, а для базальта 0,47%. Р. Рой [89] установил поправку за давление $p_г=1000$ кгс/см² в значение λ, равную для песчаника 1,2%, а для мела 0,5%.

Таким образом, имеющиеся данные показывают, что давление, которое испытывают горные породы в условиях их естественного залегания на глубинах, достигаемых нефтяными и газовыми скважинами, оказывает на теплопроводность пород незначительное влияние. Следует заметить, что проведенные лабораторные определения λ в зависимости от всестороннего сжатия образцов и внутрипорового давления насыщающей жидкости нужно расценивать только как первый шаг в решении этой сложной проблемы. Изучение влияния температуры и давления на тепловые свойства горных пород нефтяных и газовых месторождений имеет большое значение в связи с непрерывным увеличением глубин скважин и применением тепловых методов интенсификации нефтедобычи.

Глава V

ДИСТАНЦИОННЫЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ ТЕМПЕРАТУР И ПЛОТНОСТИ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ В СКВАЖИНАХ

Основные виды скважинных термометров и их особенности

В настоящее время все более возрастает объем термометрических исследований в нефтяных и газовых скважинах. Для измерения температур в промыслово-геофизической службе применяются дистанционные скважинные термометры. Они должны удовлетворять следующим основным требованиям: высокая точность, малая тепловая инерция, возможность непрерывной регистрации температур, линейная зависимость показаний применяемых датчиков от температуры, одинаковые характеристики термометров, используемых разными геофизическими партиями, высокая механическая прочность, достаточно широкий интервал измеряемых температур (5—250°С и более для глубоких скважин).

В измерительной технике применяются газовые, жидкостные, деформационные, пирометрические, электроемкостные, индукционные, термоэлектрические, электрического сопротивления и другие датчики температур. Для термометрических исследований скважин наиболее приемлемыми являются термометры, в которых используются датчики электрического сопротивления. В некоторых случаях могут быть использованы термоэлектрические датчики (термопары). Особенно широкое применение получили датчики с проволочным сопротивлением. Последние имеют преимущества по сравнению с сопротивлениями из полупроводниковых материалов, которые даже из одной партии не имеют одинаковых характеристик. Кроме того, так как допустимая мощность рассеивания мала, эти датчики можно питать только небольшим током, в связи с чем их чувствительность в некоторых случаях оказывается ниже, чем чувствительность датчиков с проволочным сопротивлением. Целесообразность применения датчиков с проволочным сопротивлением обоснована теоретически [39] и подтверждена сравнительными испытаниями различных типов скважинных термометров [15], проведенными по инициативе объединения Татнефть. Обладая высокой чувствительностью и точностью, электротермометры проволочного со-

противления по своим метрологическим показателям являются пока лучшими.

В промыслово-геофизических партиях применяются электротермометры проволочного сопротивления различных типов (ЭС-СБ, ЭТМИ-55, ЭТС-2, ЭТС-4, ЭСО-2 и др.). В качестве чувствительного элемента в них используются термосопротивления из медного провода, включенные в мост постоянного тока. В последние годы созданы различные виды термометров: малогабаритные с целью исследований действующих скважин, высокоточные и чувствительные для улавливания незначительных температурных перепадов, для исследования глубоких скважин при повышенных температурах и давлениях. Описание их, условия регистрации и оформления диаграмм термометрии подробно изложены в соответствующих руководствах [19, 20, 24, 30 и др.]. Поэтому приведем лишь основные характеристики некоторых термометров, которые могут быть рекомендованы для исследований нефтяных и газовых скважин с наибольшей эффективностью.

С 1975 г. в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции в основном применяется усовершенствованный в тресте Татнефтегеофизика инженерами А. Е. Красновым и А. Г. Корженевским малогабаритный электротермометр ЭТСМ-2, являющийся модернизацией электротермометров типа ЭТС. Этот термометр имеет следующую техническую характеристику.

1. Предел измерения температур до 120°С.

2. Нечувствительные (постоянные) сопротивления мостика изготовлены из константанового или манганинового проводов ПЭШОК и ПЭШОМ диаметром 0,12—0,14 мм; каждое постоянное сопротивление $R_c = 300$ Ом.

3. Чувствительные (активные) сопротивления мостика изготовлены способом «петли» (исключающим индукционные токи) из медного провода ПЭВ-2 диаметром 0,02 мм; при температуре 20°С каждое активное сопротивление [1] $R_c \approx 300$ Ом.

4. Нормальный ток питания электротермометра $I_н$ не превышает 4—5 мА (благодаря увеличению R_V до 300 Ом) при чувствительности 2,5 мВ/1°С.

5. Постоянная времени 0,5 с (достигнута размещением каждого из двух чувствительных элементов в отдельной медной тонкостенной трубочке).

6. Точность измерения температуры $\pm 0{,}1$°С.

7. Термометр выдерживает гидростатическое давление до 400 кгс/см^2.

8. Грузоподъемность головки термометра 1000 кг.

9. Сопротивление изоляции электрической цепи относительно корпуса не менее 50 МОм.

---

[1] Точные значения сопротивлений R_c и R_V определяются подобранной величиной нулевой температуры (равновесия моста).

10. Питание термометра осуществляется от источника постоянного тока напряжением 20—30 В.

11. Габаритные размеры: максимальный диаметр 32 мм, длина без груза 440 мм, длина с нижним грузом 864 мм, масса термометра 1 кг, общая масса с грузом 10 кг.

При изготовлении термометров температура равновесия t_0 моста подбирается так, чтобы она равнялась среднему значению минимальных t_{min} и максимальных t_{max} температур в скважинах района

$$t_0 = \frac{t_{min} + t_{max}}{2}.$$

Это необходимо для меньшего отклонения от линейной зависимости измеряемой разности потенциалов ΔV с изменением сопротивления ΔR датчика.

Электротермометр ЭТСМ-2, имеющий оптимальные метрологические характеристики, следует рекомендовать для геотермических исследований скважин с температурами до 120°С. При этих исследованиях груз к термометру ЭТСМ-2, выполненный в виде спирали из свинцового прутика массой до 10 кг, навертывается на кабель над головкой термометра.

Электротермометр ЭТСМ-2, имеющий малые габариты, используется на трехжильном бронированном кабеле для исследований температурного режима и в действующих скважинах. Измерения можно производить как в насосно-компрессорных трубах, так и в пространстве между ними и обсадной колонной. При необходимости изучения температурного режима в заданной точке электротермометр ЭТСМ-2 применяется в модификации, когда его трубки с активным сопротивлением свернуты в спираль и представляют индикатор температуры длиной всего 25—30 мм. Электротермометр, в зависимости от цели исследования, рассчитан на работу и с повышенной чувствительностью до 10 мВ/1°С при силе тока до 20 мА, не увеличивающей погрешность измерения. Кроме того, конструкция термометра ЭТСМ-2 предусматривает использование его в комплексе с радиометрическими и другими глубинными приборами.

Для исследования глубоких и сверхглубоких скважин при температурах 150—250°С с 1970 г. геофизическая ремонтно-комплектовочная контора треста Грознефтегеофизика выпускает скважинные электронные термометры ТЭГ-36, ТЭГ-60 и ТЭГ-60А, разработанные Северо-Кавказским нефтяным научно-исследовательским и проектным институтом. В отличие от ранее выпускавшегося термометра ТЭГ-2 они имеют меньший диаметр, рассчитаны на работу в скважинах с более высокими гидростатическим давлением и температурой. Эти термометры предназначены для измерений с серийными промыслово-геофизическими станциями, использующими одножильный бронированный кабель.

Термометры ТЭГ-36, ТЭГ-60 и ТЭГ-60А имеют следующую техническую характеристику.

1. Пределы измерения температур: ТЭГ-36 — до 150°С, ТЭГ-60 — до 200°С, ТЭГ-60А — до 250°С.

2. Потребляемый ток: скважинным прибором 120 мА, измерительной панелью 40 мА.

3. Постоянная времени 2 с.

4. Точность измерения температуры $\pm 0{,}3$°С.

5. Термометры выдерживают гидростатическое давление: ТЭГ-36 — 1000 кгс/см², ТЭГ-60 и ТЭГ-60 А — 1200 кгс/см².

6. Напряжение стабилизированного источника питания 250 В.

7. Габаритные размеры: диаметр ТЭГ-36 — 36 мм, ТЭГ-60 и ТЭГ-60А — 60 мм, длина с кабельной головкой ТЭГ-36 — 2010 мм, ТЭГ-60 и ТЭГ-60А — 2045 мм.

Для исследования теплового поля скважин с повышенной детальностью применяются дифференциальные электротермометры, предложенные В. Н. Дахновым [20]. Эти термометры позволяют непосредственно измерять градиенты температуры (градиент-термометры) и вариации температур с компенсацией регионального теплового поля Земли (аномалий-термометры). Измерительная схема дифференциальных термометров также представляет собой мост сопротивления постоянного или переменного тока, в котором термочувствительными являются либо все четыре плеча (симметричный мост), либо только два смежных плеча (несимметричный мост). Для градиент-термометров характерным является размещение идентичных термочувствительных плеч моста на определенном расстоянии друг от друга. У аномалий-термометров тепловая инерционность одного из датчиков (термочувствительных элементов) во много раз больше, чем у другого. Если градиент-термометр отмечает разность температур между термочувствительными элементами, то аномалий-термометр — отклонение температуры от среднего значения (аномалии температуры), так как датчик с большей тепловой инерцией не успевает воспринять местное аномальное изменение температуры.

В настоящее время благодаря разработке Л. З. Позиным высокочувствительных скважинных дифференциальных термометров, испытанию их, установлению методики и техники проведения скважинных замеров возможно эффективно решать многие геолого-промысловые задачи с помощью дифференциальной термометрии [56]. Приведем краткую техническую характеристику электронного дифференциального термометра Л. З. Позина.

1. Передача полезного сигнала осуществляется в виде переменного тока при общем питании скважинного устройства током $I = 240 \pm 10$ мА.

2. Термометрический мост переменного тока симметричный

с сопротивлением плеч $R=250$ Ом, при температуре равновесия моста, равной 20°С.

3. Чувствительность прибора не менее 130 мВ/1°С.

4. Постоянная времени аномалий-термометра: наружных плеч 3 с, внутренних — 4,5 мин.

5. Предельная величина измерения перепадов температур 0,01°С.

6. Постоянная погрешность в установке масштаба записи не более ±4,5%.

7. Переменная погрешность при регистрации кривых не более ±5%.

8. Габаритные размеры скважинного прибора: длина 1500 мм, диаметр 48 мм.

Дифференциальная термометрия позволяет эффективно проводить расчленение и корреляцию разрезов скважин, в частности, выделять в карбонатных и глинистых толщах отдельные горизонты, определять в них наличие газовых залежей. В связи с высокой детальностью измерения перепадов температур аномалий-термометрами возможно выделять тепловые поля даже незначительной интенсивности. Это позволяет решать задачи, недоступные для обычных термометров (например, определение газоводяного и водонефтяного контактов).

Наибольшее распространение на промыслах Татарии получил дистанционный электронный термометр ТЧГ, разработанный в ТатНИПИнефти [15]. Термочувствительным элементом его является керамический трубчатый конденсатор (электроемкостный датчик) с температурным коэффициентом емкости $750\times\times10^{-6}$ пФ/°С.

Отличительные особенности термометра: простота конструкции и обслуживания, использование одножильного бронированного кабеля КОБДФМ-2 или КОБДФМ-1 с наружным диаметром соответственно 6,2 и 5 мм, сравнительно низкая погрешность, не превышающая ±0,2°С. Габаритные размеры скважинного прибора: диаметр 42 мм, длина 594 мм.

Однако область применения термометра ТЧГ ограничивается сравнительно невысокой чувствительностью (не превышает 0,05°С), пределом максимальной измеряемой температуры до 75°С, относительно большой постоянной времени (20 с) и нелинейностью шкалы. Последнее требует тщательной градуировки термометра по всему диапазону измерений, что затрудняет непрерывную регистрацию температур.

С целью повышения точности измерения температур в скважинах учеными Казанского государственного университета разработан электротермометр сопротивления (по типу одножильного), особенностью которого является наличие в измерительной части прибора не только термочувствительного сопротивления R_V (датчика температур), но и эталонного сопротивления R_c [48]. Величина R_c не зависит от температуры. Раздель-

ное подключение R_V или R_c производится сменой полярности напряжения, позволяющей перед каждым измерением температуры в скважине проверять сопротивление жил кабеля, переходные сопротивления контактов и т. п., учет которых уменьшает погрешность измерений до $\pm 0{,}1$°С.

В КГУ были также разработаны комбинированный мостиковый медно-термисторный электротермометр, электронные вариокондовый и термисторный термометры [49, 72]. Комбинированный мостиковый термометр КГУ сочетает применение датчика из медного провода R_V с высокой воспроизводимостью показаний (но со значительной тепловой инерцией) и малоинерционного термисторного датчика $R_т$ с большой чувствительностью (однако нестабильного по своим параметрам). Термометр используется на трехжильном кабеле. Две жилы кабеля симметрично входят в схему моста, поэтому изменения их сопротивлений за счет тензо- или температурного эффекта одинаковы и не отражаются на работе схемы.

Чувствительность датчика R_V равна 0,025°С/Ом, а датчика $R_т$—0,004—0,008°С/Ом (мост постоянного тока типа Р-333). Постоянная времени датчика R_V составляет 1,86 мин, датчика $R_т$ — около 10 с. Погрешность измерения абсолютных температур датчиком R_V равна $\pm 0{,}1$°С, а относительных изменений температур датчиком $R_т$ составляет $\pm 0{,}01$°С.

Абсолютная точность электронного вариокондового термометра невысокая — около ± 1°С. Однако он отличается высокой чувствительностью, позволяющей отмечать температурные изменения в действующих скважинах до 0,001—0,003°С. Термометр предназначен для исследования термодинамических эффектов в призабойной зоне скважин. Его техническая характеристика мало отличается от вариокондового термометра.

Для прецизионных исследований глубинных температур в Институте физики Земли АН СССР разработаны электротермометры сопротивления Т-8 и Т-9 [39]. Электрическое сопротивление чувствительного элемента, изготовленного из медного провода, измеряется по мостовой схеме с потенциометром. Точность измерения абсолютных температур равна 0,006—0,017°С в интервале 0—100°С. Для увеличения диапазона измеряемых температур авторы [39] полагают целесообразной замену датчика из медного провода на платиновый или на датчик из термостойкого сплава. Такая замена может расширить интервал работы термометров, однако не исключит погрешностей, вносимых кабелем.

В связи с этим большой интерес представляет создание устройства для дистанционной передачи показаний термометра без токопроводящего кабеля. Одним из вариантов бескабельного измерения температур может быть передача термометрической информации из скважины с помощью ультразвуковых колебаний [39]. Однако отсутствие пока полупроводниковых приборов, стабильно работающих при повышенных температурах, и не-

изученность распространения ультразвуковых колебаний в стволе скважины затрудняет реализацию этого способа передачи информации.

Рассмотрение применяемых скважинных термометров показывает, что в последние годы термометрическая аппаратура получила большое развитие. Вместе с тем, глубинные термометры еще не отвечают всем требованиям, которым они должны удовлетворять. Поэтому необходимо вести дальнейшую работу по улучшению существующих и созданию новых, более совершенных приборов.

Некоторые вопросы методики проведения термометрических исследований в скважинах

Как известно, эффективность применения термометрии зависит не только от возможностей количественной интерпретации получаемых данных и разрешающей способности используемых дистанционных термометров, но и от подготовки скважин к соответствующим исследованиям.

Для геотермических исследований, когда измеряются естественные температуры при установившемся тепловом режиме, как правило, используются пьезометрические, контрольные и длительно простаивающие после бурения скважины. Измерения предпочтительнее проводить в неперфорированных скважинах, так как при наличии отверстий перфорации в скважине могут происходить колебания уровня жидкости, приводящие к изменению глубинного распределения естественных температур.

Вопросам подготовки скважин к геотермическим исследованиям и методике проведения измерений температур посвящена обширная литература [19, 20, 24, 30, 56 и др.]. Особое значение имеет время выдержки скважины, по истечении которого разность между температурами горных пород и глинистого раствора (промывочной жидкости) становится столь незначительной, что температуру заполняющей скважину жидкости, измеряемую при спуске термометра, практически можно принять за температуру пород. Время выдержки скважины зависит от многих факторов: ее диаметра, характера источника температурного возмущения (циркуляция раствора, промывка, длительная эксплуатация, ремонт и т. п.), точности применяемых термометров, температуропроводности пород геологического разреза и др. Поэтому для каждого района его желательно определять экспериментально.

Для геологических и технических условий бурения скважин в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, как показывают исследования ТатНИПИнефти [32], время выдержки скважин глубиной до 1800 м при точности термометров 0,1—0,3°С состав-

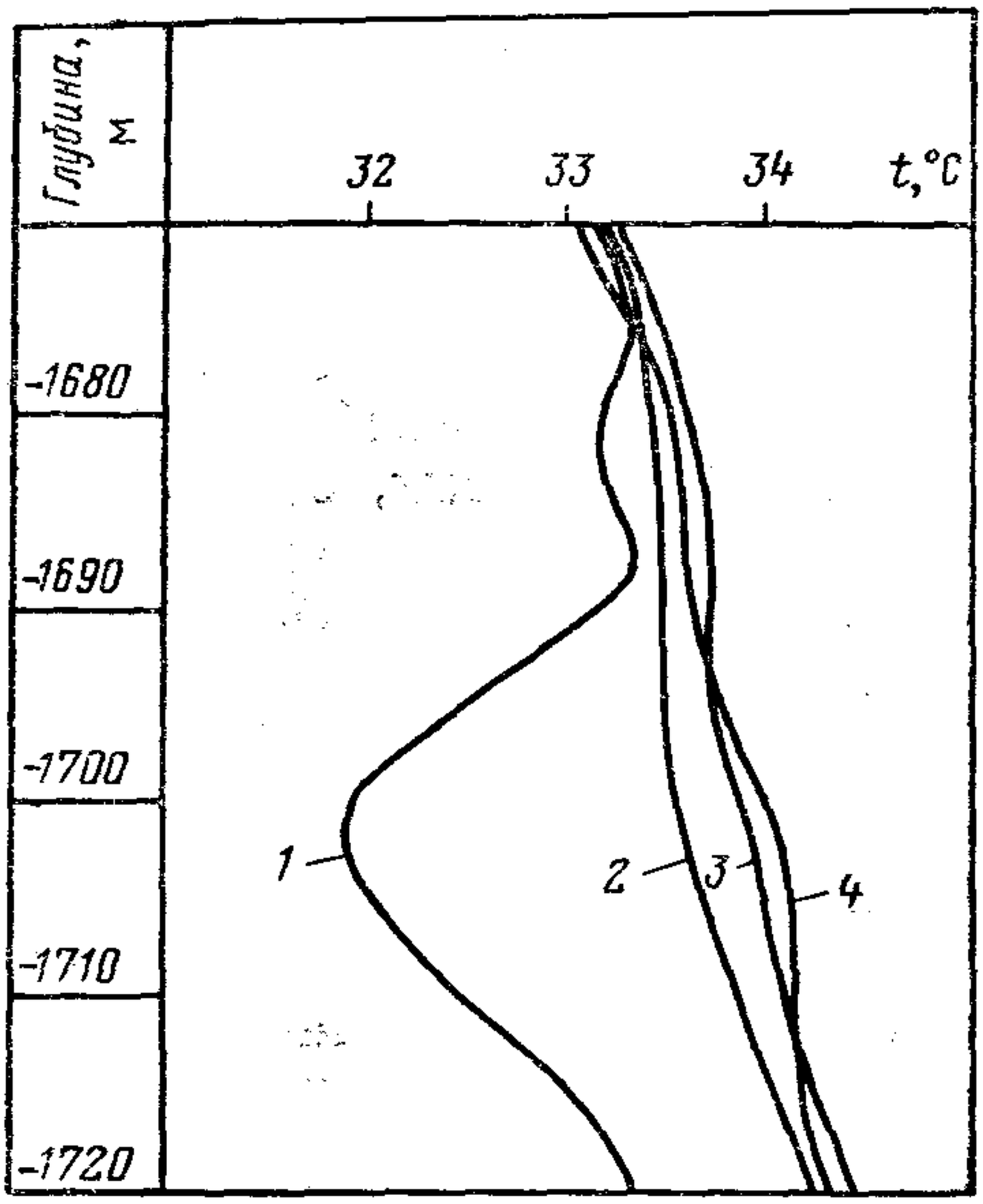


Рис. 22. Термограммы призабойной зоны **скв. 5062а.**

Термограммы, зарегистрированные; *1*—6/II 1970 г., *2* — 19/II 1970 г., *3* — 24/II 1970 г., *4* — 18/III 1970 г. [32]

ляет не более 20—25 сут. В качестве примера на рис. 22 приведены термограммы, зарегистрированные в различное время в призабойной зоне скв. 5062а, бурившейся в течение 14 сут. Измерения, проведенные через 2 и 15 сут после окончания бурения (см. рис. 22, кривые *1* и *2*), значительно отличаются от замеров через 20 и 42 сут. (см. рис. 22, кривые *3* и *4*). Особенно значительна эта разница в интервале поглощения промывочной жидкости (1686—1720 м). Кривые *3* и *4* незначительно отличаются друг от друга. Это позволяет предполагать, что уже через 20 сут различие между температурой жидкости и первоначальной (естественной) температурой горных пород составляло не более чем точность применяемых термометров (0,1—0,3°С). Однако для термометров высокого класса точности (до 0,01°С), как показано в работе [39], время выдержки скважины может в 10 раз превышать общее время циркуляции промывочной жидкости при бурении, т. е. равняться 140—150 сут.

При интерпретации геотермограмм необходимо учитывать, что температура горных пород выше глубины нейтрального слоя, как отмечалось в главе I, в течение года периодически меняется в результате сезонных колебаний температуры на поверхности Земли, т. е. геотермограмма фактически начинается с глубины нейтрального слоя $H_н$. Последняя определяется натурными измерениями температур в разное время года. Она может быть оценена (в м) с учетом работы [62] по формуле

$$H_н = H_1 + 24{,}8\sqrt{a}, \qquad (52)$$

где H_1 — глубина, на которой амплитуда годовых колебаний равна 1°С, м; a — температуропроводность пород в нейтральном слое, м²/с.

При контроле за разработкой нефтяных и газовых месторождений термометрией в скважинах исследуются неустановившиеся или нарушенные тепловые поля. Следовательно, необходимо подбирать для температурных измерений такие скважины, в которых имеется гидродинамическая

связь с линией нагнетания по одному или нескольким пластам. В противном случае не представляется возможным выявить изменение температурного режима разрабатываемого продуктивного горизонта. Для этих целей непригодны скважины с заколонной циркуляцией жидкости в интервале продуктивного горизонта, которая искажает изучаемое тепловое поле. На качество наблюдений может влиять и утечка жидкости через сальниковый уплотнитель кабеля, что приводит к перемещению столба жидкости выше интервала перфорации и тоже искажает температуру.

Контроль за температурным режимом разрабатываемых месторождений проводится на основе анализа зарегистрированных в процессе периодических исследований термограмм и сравнения их с геотермограммой. Поэтому в выбранных наблюдательных скважинах предварительно необходимо проводить контрольное измерение при ненарушенном естественном тепловом поле.

В условиях многопластовой залежи распространение фронта закачиваемой воды, а позднее и температурного фронта происходит по отдельным пластам из-за их неоднородности. Температурные аномалии при малых расстояниях между пластами сливаются в единую температурную воронку подобно воронке депрессии. Поэтому для определения момента прохождения температурного фронта по каждому пласту необходимо проводить прогнозные теоретические расчеты с учетом геолого-промысловых данных и систематические наблюдения температур.

Методика определения и основы измерения тепловых потоков

Если к настоящему времени в той или иной степени удовлетворительно решены вопросы техники и методики проведения термометрических исследований в скважинах, то измерение тепловых потоков относится к проблеме, еще окончательно не разработанной. Между тем, данные о тепловых потоках и закономерностях их изменения представляют наиболее полную информацию о тепловом режиме разрезов скважин и отдельных геологических провинций. Точное измерение тепловых потоков позволило бы более успешно изучать направление и интенсивность геологических процессов, сопровождающихся поглощением и генерацией энергии, а также решать с помощью геотермии ряд практических задач с целью поисков залежей нефти и газа. Данные о тепловых потоках по геологическим разрезам нефтяных и газовых месторождений необходимы, как было показано выше, для определения значений и относительных изменений теплопроводности пород, пластов и пропластков в условиях их естественного залегания.

Плотность теплового потока (тепловой поток с единицы площади) q [см. формулу (47)] определяется произведением геотермического градиента Γ на теплопроводность λ пород. В связи с этим чаще всего практикуется нахождение q путем раздельного измерения градиента Γ в скважине и лабораторного определения λ пород, слагающих соответствующий интервал геологического разреза. Такой способ не учитывает генерацию тепла породами в исследуемом интервале глубин и может быть использован лишь в случае нефтяных и газовых скважин, разрезы которых сложены преимущественно осадочными породами. В условиях сверхглубоких скважин, вскрывающих кислые магматические и другие породы с повышенной генерацией тепла, необходимо вносить соответствующие поправки.

Теплопроводность горных пород должна определяться для тех же участков разрезов скважин, в которых измерялись температуры. Это требование, к сожалению, не всегда удается выполнить из-за отсутствия необходимого числа образцов пород. В таких случаях приходится использовать значения λ, которые определены по образцам пород, отобранным из соседних скважин, что, безусловно, снижает точность нахождения q.

Расчет плотности теплового потока осуществляется по следующей схеме. Исследуемый разрез скважины по геотермограмме и другим геолого-геофизическим данным расчленяется на относительно литологически однородные участки мощностью h_i, в пределах которых величины геотермического градиента $\Gamma_i = \text{const}$. Для каждого выделенного i-го участка разреза определяются значения Γ_i и λ_i. Геотермический градиент участка разреза, состоящего из n слоев с известными для каждого слоя величинами мощности h_j и градиента Γ_j, вычисляется по формуле

$$\Gamma_i = \frac{\sum_{j=1}^{n} \Gamma_j h_j}{\sum_{j=1}^{n} h_j}. \qquad (53)$$

Теплопроводность λ_i этого слоя рассчитывается по формуле (48). По значениям Γ_i и λ_i определяется плотность теплового потока $q_i = \Gamma_i \lambda_i$ для отдельных участков разреза, а затем для всего разреза.

При точных определениях значений Γ_i и λ_i величины q_i по разрезу должны быть одинаковыми, а их вариации могут служить указанием на наличие местных возмущений естественного теплового поля в пределах отдельных участков разреза. Эти вариации q_i могут быть использованы для решения различных гидрогеологических и нефтепромысловых задач.

При повышенных требованиях к точности определения среднего значения геотермического градиента по скважине применя-

ют метод наименьших квадратов. В этом случае известное уравнение [20], описывающее изменение температуры с глубиной

$$t = t_0 + \Gamma_{ср} H, \tag{54}$$

может быть аппроксимировано функцией

$$y = a_0 + a_1 x. \tag{55}$$

Здесь y — температура, взятая с геотермограммы; $a_0 = t_0$ — температура земной поверхности; $a_1 = \Gamma_{ср}$ — искомая величина; $x = H$ — значения глубин в скважине.

Неизвестные величины $\Gamma_{ср}$ и температуры t_0, экстраполированные к земной поверхности, определяют путем решения следующих двух уравнений:

$$na_0 + a_1 \sum_{i=1}^{n} x_i = \sum_{i=1}^{n} y_i; \tag{56}$$

$$a_0 \sum_{i=1}^{n} x_i + a_1 \sum_{i=1}^{n} x_i^2 = \sum_{i=1}^{n} x_i y_i. \tag{57}$$

Здесь n — число точек i, для которых известны измеренные значения x_i и y_i; $y_i = t_i$ — температура, отсчитанная по геотермограмме в точке i на глубине H_i.

По найденным значениям $\Gamma_{ср}$ и $\lambda_{ср}$ определяют среднюю величину плотности теплового потока $q_{ср}$ в заданном пункте земной поверхности.

Среднее значение теплового потока по скважине можно определить также методом наименьших квадратов. В этом случае используют уравнение

$$t = t_0 + q_{ср} \sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\lambda_i}, \tag{58}$$

где n — число выделенных участков разреза от земной поверхности.

По известным значениям температуры t_i, измеренным на глубинах $H_i = \Sigma h_i$, и величинам теплопроводности λ_i, вычисленным по формуле (49), можно определить t_0 и $q_{ср}$. В этом случае решают систему уравнений (56) и (57) при следующих значениях входящих в них членов: $x_i = \sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\lambda_i}$, $y_i = t_i$, $a_0 = t_0$; $a_1 = q_{ср}$ — искомое значение.

Описанная методика определения теплового потока в общем случае удовлетворяет условиям плоскопараллельной, горизонтальной слоистости пород разреза и прохождения теплового потока в вертикальном направлении из недр Земли к поверхности. При этом важно точно определить теплопроводность литологически однородных пластов и пропластков. Величины геотер-

мических градиентов находят по диаграммам геотермии, которые могут быть зарегистрированы с достаточной точностью. Однако как бы не были точны лабораторные определения тепловых свойств образцов, они отличаются от истинного интегрального значения теплопроводности пластов в условиях их естественного залегания. Поэтому для повышения точности нахождения величин плотности тепловых потоков необходимо измерять теплопроводность пластов непосредственно в скважине. Один из таких способов определения теплопроводности по темпу восстановления температуры промывочной жидкости в скважине описан в главе III. В случае соответствующих условий в скважине можно измерять теплопроводность в самом пласте и методом наблюдения за распространением искусственно заданного импульса тепла [39].

При точных параметрических определениях плотности теплового потока в различных пунктах земного шара с целью решения задач, связанных с физикой Земли, в вычисляемые величины q вносят поправки, учитывающие рельеф местности, формы залегания пород с различной теплопроводностью, процессы орогенеза, гидрогеологические, климатические, гидрологические, геоморфологические и др.

При решении задачи разведочной геотермии влияние палеоклиматического фактора является незначительным. Разные формы залегания пород, различающихся по теплопроводности, процессы орогенеза и гидрогеологические условия представляют объекты изучения. Таким образом, в определяемые величины плотности теплового потока должны вноситься лишь поправки за рельеф местности, поверхностные гидрогеологический и геоморфологический факторы. В связи с тем что искажения, вызванные перечисленными факторами, наблюдаются в интервалах, достигающих несколько сотен метров от земной поверхности, рекомендуется использовать возможно более глубокие скважины и исключать при расчетах q данные температурных наблюдений с искажениями в верхних интервалах исследуемых скважин.

При геологических исследованиях в нефтегазоносных районах с целью решения поисково-разведочных задач целесообразно рассчитывать тепловые потоки в интервалах разрезов, где непосредственно определялись тепловые свойства пород и измерялась естественная температура, т. е. без экстраполяции на земную поверхность. Приустьевые зоны в долго простаивающих нефтяных и газовых скважинах часто не заполнены промывочной жидкостью, так как статические уровни устанавливаются ниже устья скважины на 100—150 м и более. В связи с этим измерения естественных температур в верхних интервалах, как правило, не выполняются. На термограммах по верхним частям разрезов наблюдаются значительные искажения за счет влияния указанных выше поверхностных факторов.

При решении тектонических задач тепловые потоки целесообразно определять до кровли какого-либо одного и того же стратиграфического горизонта, характеризующегося постоянством литологического состава пород по площади исследуемого района. В этом случае тепловой поток определяется для интервала от кровли выбранного стратиграфического горизонта до наибольшей глубины исследования.

Определение теплового потока непосредственно в скважине является сложной проблемой. В этом направлении пока выполнено мало разработок, их необходимо совершенствовать. Один из приборов для измерения теплового потока предложен М. М. Мудуевым [46]. Возможность измерения теплового потока в скважине теоретически представляется следующим образом. В *однородное* тепловое поле помещается проводник тепла *1* (рис. 23), имеющий, например, форму цилиндра, с теплоизолирующей образующей поверхностью *2*, закрытый с торцовых поверхностей высокотеплопроводными пластинами *3*, перпендикулярными к направлению теплового потока. При этом линии теплового потока будут как бы втягиваться в проводник *1*, искажая однородное тепловое поле. Пластины *3*, обладающие высокой теплопроводностью, обеспечивают вдоль оснований проводника одинаковую температуру. Теплоизоляция стенок *2* цилиндра при постоянных температурах вдоль основания обусловливает *однородное тепловое поле внутри проводника.*

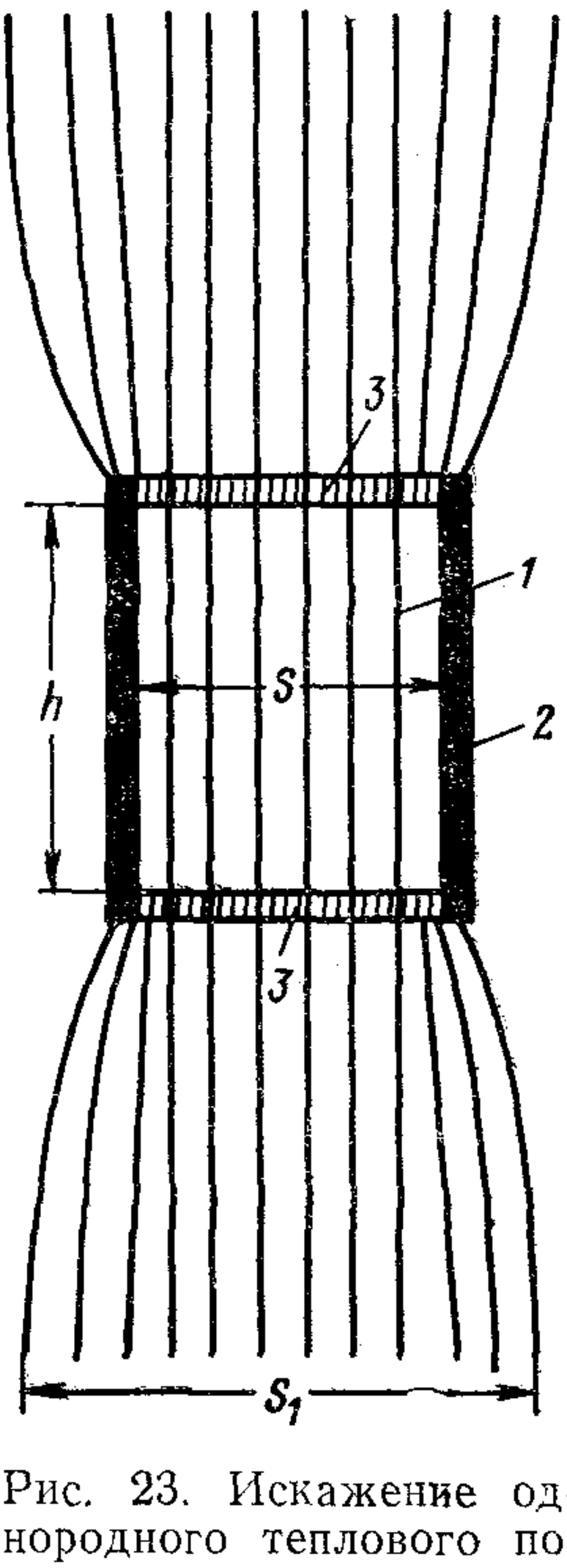


Рис. 23. Искажение однородного теплового поля проводником тепла. S, h — соответственно площадь поперечного сечения и высота цилиндрического проводника; S_1 — площадь поперечного сечения того же проводника в бесконечности

Количество теплоты Q, проходящее через цилиндр, связано с разностью температур оснований цилиндра Δt соотношением

$$Q = \lambda S \frac{\Delta t}{h}, \tag{59}$$

где λ — теплопроводность проводника.

В то же время это количество тепла Q может быть выражено через градиент внешнего теплового поля Γ_1

$$Q = \lambda_1 S_1 \Gamma_1, \tag{60}$$

где λ_1 — теплопроводность среды внешнего поля; S_1 — площадь поперечного сечения в бесконечности той части поля, которая

«втягивается» проводником. Величина $\lambda_1 \Gamma_1 = q$ представляет собой тепловой поток внешнего поля через единицу площади.

Из сравнения формул (59) и (60) получим

$$q = \lambda \frac{\Delta t}{h} \frac{S}{S_1}. \tag{61}$$

Отношение S/S_1 является поправочным множителем для датчиков теплового потока, основанных на этом принципе. При решении краевой задачи методами математической физики получены значения

$$S/S_1 = 160/342 = 0{,}47$$

для случая, когда теплопроводность цилиндра $\lambda = \infty$, и

$$\frac{S}{S_1} = 0{,}47 + 0{,}53 \frac{\lambda_1}{\lambda} \tag{62}$$

для конечной теплопроводности. Тепловой поток, измеренный таким датчиком, будет завышен при $\lambda_1/\lambda < 1$ и занижен, если $\lambda_1/\lambda > 1$. Следовательно, для корректных измерений λ датчика должна быть равна или несколько больше λ_1 окружающей среды. При обратном соотношении λ и λ_1 ошибки в определении q быстро возрастают [17]. Вследствие этого, а также невысокой точности прибора (погрешность не менее $\pm 10\%$) необходима дальнейшая разработка методов определения теплового потока непосредственно в скважинах.

В связи с поисками и разведкой месторождений нефти и газа не только на суше, но и в морях и океанах отметим метод, разработанный Е. Буллардом [7] для измерения тепловых потоков. Зонд длиной 2 м и более погружается в мягкие донные осадки. Градиент температуры измеряется двумя или тремя термисторными датчиками, прикрепленными на некоторых расстояниях к зонду, а теплопроводность осадков (среды), в которых определяется поток тепла, находят впоследствии в лаборатории по образцам, заполнившим трубку зонда. Зонд перед измерениями некоторое время выдерживается в грунте, чтобы восстановился нарушенный тепловой режим. Полагают [7], что в океанических условиях этот метод дает достаточно достоверные величины тепловых потоков Земли, так как температура считается установившейся и постоянной.

Описанный метод применялся и совершенствовался сотрудниками Института физики Земли АН СССР для определения теплового потока через дно океана [39]. При этом нахождение геотермического градиента совмещалось с измерением теплопроводности (когда зонд еще находится в осадках) путем введения в регистрирующую систему дополнительного канала записи.

Радикальным решением вопроса определения тепловых потоков в скважинах может быть применение в этих целях радиаци-

онной пирометрии. Измерение интенсивности естественного инфракрасного излучения открывает возможности создания практически безынерционных скважинных приборов.

В МИНХ и ГП построен макет прибора для измерения тепловых потоков в скважинах радиационным способом с использованием болометра, который прошел стендовые испытания [45]. Прибор малоинерционен и высокочувствителен (200 мВ/°С). Зависимость его выходного напряжения от величины измеряемого потока тепла практически линейная в связи с постоянной в широком диапазоне спектральной чувствительностью теплового приемника. Завершение разработки этого прибора для условий скважин (высокие давление и температура, агрессивная среда), установление методики и техники проведения скважинных замеров может открыть большие перспективы в изучении тепловых потоков.

Глава VI

ИЗУЧЕНИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ЕСТЕСТВЕННОГО ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НЕФТЯНОЙ ГЕОЛОГИИ

Закономерности распределения естественного теплового поля в верхней части земной коры обусловлены рядом причин, из которых главными являются литологический состав пород, особенности тектонического строения и характер движения подземных вод [24]. В связи с этим данные геотермических исследований дают информацию не только об интенсивности глубинных источников тепла и их распределении. Они также характеризуют геологическое строение изучаемых нефтегазоносных регионов. Это позволяет успешно использовать геотермию в изучении геологических разрезов скважин, гидрогеологической характеристики нефтегазоносных районов, в прогнозировании структур, благоприятных для скопления нефти, битумов, газа, и решения других важных задач нефтегазовой геологии.

Причины геотермических аномалий и особенности регионального естественного теплового поля

Анализ опубликованных в литературе данных показывает, что геотермические аномалии в нефтегазоносных структурах в основном обусловлены как дополнительным поступлением тепла из недр Земли (генерация тепла в глубинных слоях, радиогенный распад в осадочной толще и др.), так и благоприятными условиями передачи тепла. Эти условия могут существовать в осадочной толще в связи с тектоническим строением месторождений, литологическим составом пород, особенностями их нефтегазоводонасыщенности, динамикой флюидов и другими факторами.

В конкретных геологических условиях могут превалировать те или иные из указанных факторов, однако всеми ими управляет стремление геологических систем принять состояние термодинамического равновесия, что и является одной из основных причин тектонических движений земной коры. Следовательно, аномалии геотемпературного поля должны быть связаны с тектоническими движениями и перестройками тектонического пла-

на, особенно с резкими изменениями направления и интенсивности движений, которые активизируют древние и образуют новые дизъюнктивные нарушения.

Таким образом, особенности естественного теплового поля в нефтегазоносных структурах непосредственно связаны с их геологическим строением. Поэтому геотемпературные аномалии, возникшие в прошлые геологические этапы развития земной коры вследствие восходящей вертикальной миграции термальных вод и нефти, за счет выноса тепла нефтью при вторичной ее миграции из нижезалегающих источников нефтеобразования также связаны с первопричиной тектонических движений. Современные гидродинамические условия подземных вод, если они и имеют тенденцию к восходящей фильтрации, то создают лишь возможность длительного сохранения этих температурных аномалий.

Рассмотрим некоторые вопросы распределения температур по геологическому разрезу осадочной толщи и в региональном плане различных по геологическому строению нефтегазоносных структур.

Геотермограммы Ромашкинского нефтяного месторождения, зарегистрированные в длительно простаивающих скважинах с установившимся тепловым режимом (рис. 24), характеризуются резким снижением температуры при переходе от пашийского горизонта к кыновскому, сложенному песчано-алевролитовыми и аргиллитовыми породами низкой теплопроводности. Этот участок изгиба геотермограммы соответствует реперу «верхний известняк» в подошве кыновского горизонта. Последний является четко выраженным опорным геотермическим репером. В меньшей степени, но также отчетливые изгибы геотермограмм наблюдаются при переходах от турнейского яруса к угленосному и тульскому горизонтам и от башкирского яруса к верейскому горизонту.

Анализ особенностей геотермограмм с учетом местоположения скважин относительно структурного плана месторождения и литологического строения геологического разреза показывает, что наблюдаемые особенности естественного теплового поля обусловлены в основном следующими причинами: 1) различием теплопроводности песчано-глинистых терригенных и карбонатных пород (литологической характеристикой), а также в некоторой степени водонасыщенных и нефтегазонасыщенных песчано-глинистых коллекторов (см. главу IV); 2) зависимостью величин теплового потока, геотермического градиента и высотных отметок геоизотерм от местоположения скважин относительно структурных элементов (сводов и крыльев).

Влияние последнего фактора на распределение глубинных температур показано Д. И. Дьяконовым [24]. Оно объясняется дополнительным привносом тепла из глубоких синклинальных прогибов по крыльям структур (тепловая анизотропия) в сводо-

Система	Отдел	Ярус, подъярус	Свита, горизонт, слой	Литология	Глубина, м	Г, °С/100м	λ, Вт/(м·°С)	Гср, °С/100м	λср, Вт/(м·°С)
						10 20 30 40 50 60 70 80 90 t, °С	1 2 3 4 5	1 2 3		
Пермская	Верхний	Казанский						1,00	0,76 1,08 1,20 1,80
	Нижний	Уфимский			-200				
		Сакмарский						1,20	—
		Артинский							
Каменноугольная								1,10	—
	Средний		Мячковский						
			Подольский		-600			1,30	2,40
			Верейский					2,20	0,85
		Башкирский						1,60	1,87
	Нижний	Намюрский						1,10	
		Визейский						1,30	2,24
			Тульский		-1000			2,90	1,70
			Угленосный					2,35	1,77
		Турнейский						2,03	1,78
Девонская	Верхний	Фаменский	Верхний					1,90	2,49 2,00
			Нижний		-1400			1,60	2,20
		Франский	Аскынские					2,40	2,59
			Мендымские					3,60	2,27
			Доманиковый					5,50	0,71
			Сargаевский					2,70	1,60
			Кынавский					2,00	2,58
			Пашийский						3,02
	Средний	Живетский			-1800				2,60
Свита 1			Гнейсы высокоглиноземистые, чередующиеся с кристаллическими сланцами, гранат-пироксеновыми гнейсами и основными (двупироксен-плагиоклазовыми) кристаллосланцами		-2200			1,60	3,03 2,84
Свита 2			Гнейсы гранат-пироксеновые, гранитизированные до гранито-гнейсов, диастатаклазированные, гематитизированные; 2780–2850м дайка габбро-диабазов		-2600			-2,35	—
Свита 3			Гнейсы высокоглиноземистые, в нижней половине интенсивно мигматитизированные		-3000 -3400			-1,60	-2,27
Свита 4			Гнейсы гранат-пироксеновые, сланцы кристаллические, двупироксен-плагиоклазовые, интенсивно чарнокитизированные		-3800			-1,90	-2,91 -2,81
Свита 5			Гнейсы высокоглиноземистые, интенсивно гранитизированные, милонитизированные		-4200			-1,55	—
Свита 6			Метабазиты (гранат-пироксеновые гнейсы и основные кристаллосланцы), чередующиеся с магнетит-гранат-пироксеновыми породами дунзитового ряда		-4600			-1,60	—
Свита 7			Гнейсы гранитизированные, высокоглиноземистые, участками брекчированные					-1,95	—
Свита 8			Гнейсы гранат-пироксеновые, катаклазированные, измененные гидротермальными процессами; в интервале 4930–4972м дайка габбро-диабазов		-5000			-1,50	-2,49 -2,26
Архейская									

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12

вые части антиклиналей, а также движением подземных вод. В главе IV приведены данные, свидетельствующие о повышенной анизотропии и более высокой теплопроводности водоносных коллекторов.

Воздействие тектонического строения на распределение температур в структурах наблюдается и в других нефтегазоносных районах. По Ромашкинскому месторождению влияние этого фактора показано также Н. Н. Непримеровым [49], который отмечает фокусирующее действие положительной структуры на тепловой поток, вследствие чего геотермический градиент возрастает по мере продвижения от крыла к куполу структуры. Вместе с тем отмеченные аномалии температур, как показано в работе [49], могут быть вызваны нефтенасыщенностью пластов, которые принимаются за местные источники тепла. С последним трудно согласиться.

Особенности геотермограмм Ромашкинского месторождения, вероятно, обусловлены другими причинами, прежде всего региональным изменением мощности литологически выдержанных слоев терригенных и карбонатных пород, а также изменением суммарной теплопроводности в связи с наблюдаемой неоднородностью продуктивных горизонтов и некоторых других отложений по месторождению. Кроме того, согласно В. Г. Герасимову и В. А. Покровскому [16], определенное влияние на распределение температур оказывает также и наличие в разрезе скважин водоупоров, особенно глинистых пачек, задерживающих интенсивное проникновение более теплых вод в вышележащие отложения. Такими регионально выдержанными водоупорами являются глины и аргиллиты кыновского, угленосного, тульского и верейского горизонтов.

При изучении закономерностей распределения естественных температур необходимо учитывать особенности глубинного строения и историю геологического развития исследуемых регионов. Следует принять во внимание исключительно медленное в прошлые геологические эпохи образование нефти и то обстоятельство, что возможные в связи с этим выделения тепла в настоящее время могут не наблюдаться в связи с его рассеянием.

В работе [60] М. Г. Ромазанзаде и П. М. Ростамян приводят количественную оценку дополнительной генерации тепла нефтью в процессе ее старения на Сураханском месторождении Азербайджана. Однако, как отмечает Г. В. Богомолов [6], полученные результаты расчета больше подходят для противоположного вывода, т. е. они объясняются практическим отсутствием влияния процессов деструкции нефти на повышение температур в пределах нефтегазоносных площадей. Следует заметить, что наличие геотемпературных аномалий, приуроченных к залежам нефти и газа, по данным исследований отечественных и зарубежных ученых, является установленным фактом, однако причины этих аномалий объясняются не только нефтенасыщенностью

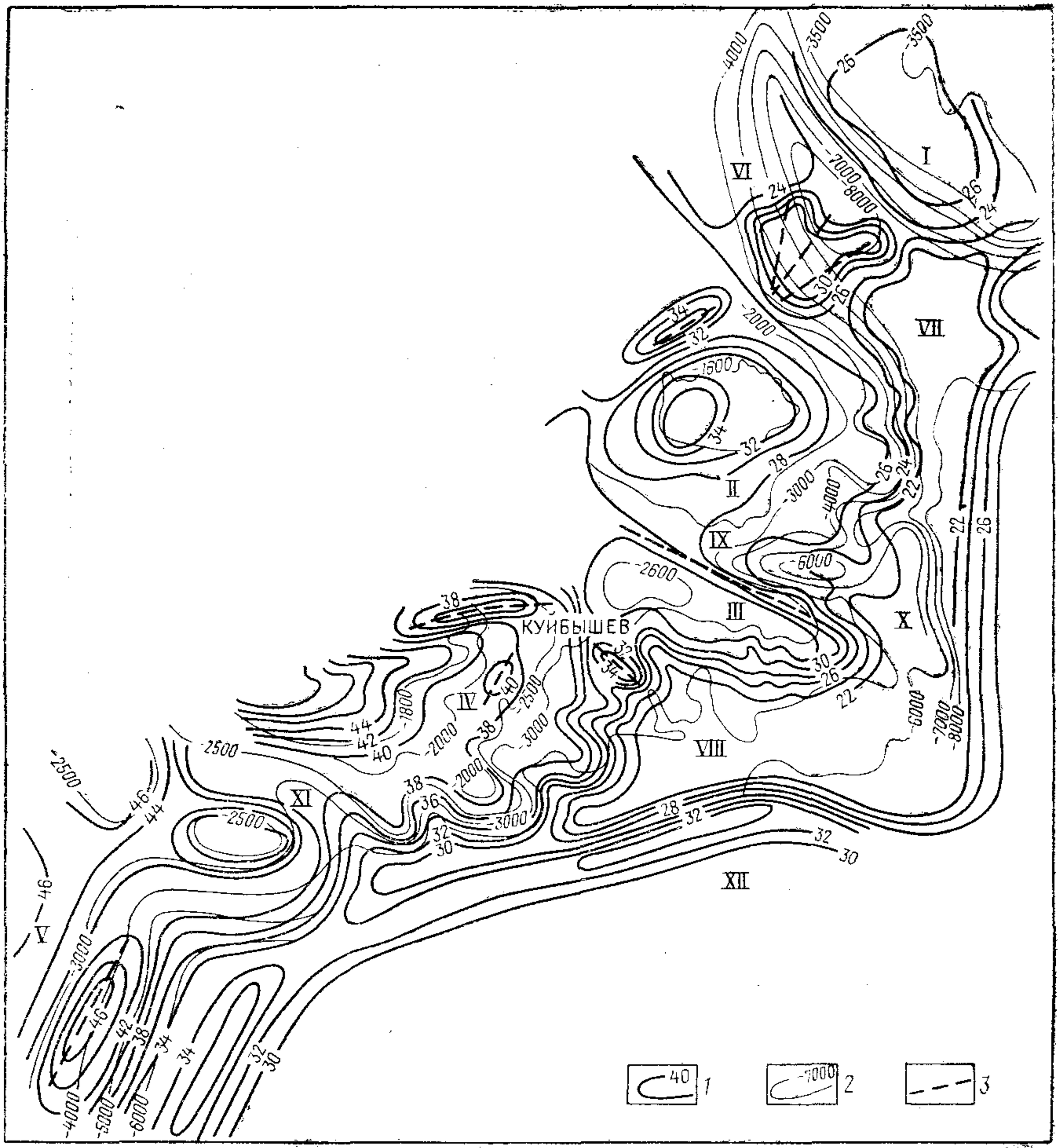


Рис. 25. Схема геоизотерм Волго-Уральской нефтегазоносной провинции для глубины — 1500 м в сопоставлении с рельефом поверхности фундамента.

1 — геоизотермы в °С; *2* — изогипсы поверхности фундамента в м; *3* — глубинные разломы; структуры: *I* — Пермско-Башкирский свод; *II* — Татарский свод; *III* — Оренбургский свод; *IV* — Жигулевско-Пугачевский свод; *V* — Воронежский свод; *VI* — Верхне-Камская впадина; *VII* — Бирская седловина; *VIII* — Бузулукская впадина; *IX* — Серноводско-Абдулинский прогиб; *X* — восточный склон Русской платформы; *XI* — Марксовская впадина; *XII* — Прикаспийская впадина

коллекторов, а в основном определенными геологическими условиями, свойственными рассматриваемым структурам.

Рассмотрим особенности распределения естественного теплового поля Земли по данным лабораторных определений тепловых свойств горных пород, региональных геотермических исследований в Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и более

детальных работ на Ромашкинском месторождении. На рис. 25 приведена схема геоизотерм Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (на срезе —1500 м), совмещенная со схемой рельефа кристаллического фундамента. Как видно, все основные крупные тектонические элементы находят отражение в геотемпературном поле, хотя абсолютные значения температур и их относительное изменение в аномальных зонах невысокие. Температура на глубине —1500 м варьирует в пределах 22—48°С, причем наблюдается общее ее увеличение в направлении с северо-востока на юго-запад.

На этом фоне выступы фундамента характеризуются относительным повышением температур в диапазоне 30—48°С, а участки погружения — уменьшением температур до 22°С. Например, Альметьевская вершина Татарского свода, где расположено Ромашкинское месторождение, оконтуривается геоизотермой 32°С, а к юго-востоку от нее по мере погружения фундамента происходит уменьшение температуры. Так, на Бавлинском и Шкаповском нефтяных месторождениях она соответственно равна 28 и 27°С, а в Стерлибашево уменьшается до 23°С. Аналогичный характер изменения температур в зависимости от гипсометрического положения рельефа фундамента наблюдается и в других районах исследуемой территории.

Анализ геотермических материалов по Волго-Уральской провинции показывает, что влияние гидрогеологического фактора сказывается до глубины 250 м. Ниже этой глубины характер распределения естественного теплового поля в основном зависит от тектонического и литологического факторов. Лишь в отдельных локальных зонах, где развиты глубинные разломы, отмеченная закономерность осложняется. Это вызвано тем, что по глубинным разломам возможно движение термальных вод, а следовательно, и перенос глубинного тепла в вышележащие отложения. В таком случае влияние гидрогеологического фактора сводится к тектоническому.

На приведенной схеме геоизотерм Волго-Уральской провинции (см. рис. 25) глубинные разломы довольно четко фиксируются аномалиями относительно повышенных температур. Например, на фоне низких температур, достигающих 22°С, в Бузулукской впадине на Ташлинской площади, находящейся в районе Токаревского взброса, отмечается повышение температуры до 48°С. В Верхне-Камской впадине в зоне глубинных разломов температура достигает 30°С, а на смежных участках она составляет 22°С. Жигулевский разлом также трассируется повышенными (до 38°С) температурами.

Исключительно четкая геотемпературная аномалия наблюдается над Кулешовским и Благодаровским нефтяными месторождениями. Она названа Кулешовской и имеет, по данным А. В. Дружинина [22], размеры 25×(5—10) км. Решающая роль в возникновении Кулешовской геотемпературной аномалии отво-

дится вертикальной миграции термальных флюидов. При объяснении этой аномалии А. В. Дружинин полагал, что исходная температура мигрирующих флюидов составляла вначале 100—110°С. Впоследствии она значительно уменьшилась, так как к настоящему времени температура на поверхности фундамента всего на 6—8°С выше фоновых значений. Сравнительно небольшая контрастность геотемпературной аномалии в пределах кровли фундамента свидетельствует, вероятно, о привносе дополнительного тепла в начале при латеральной миграции флюидов из погруженных юго-восточных районов, которая сменилась затем на вертикальную в пределах Кулешовского и Благодаровского поднятий. Выделяющееся тепло задерживалось из-за пониженной теплопроводности песчано-глинистых комплексов верейского, тульского и угленосного горизонтов.

Аномальные значения температур наблюдаются также на Коробковской, Арчединской, Елабужской, Бондюжской и других площадях, где развиты глубинные разломы, отображающиеся в геотемпературном поле. Однако разлом в зоне сочленения Серноводско-Абдулинского прогиба с Оренбургским сводом не фиксируется на геотермической схеме. По-видимому, в геотемпературном поле отражаются наиболее активные разломы, связанные с недавними смещениями отдельных блоков фундамента. В связи с этим большой интерес представляет установление связи естественного теплового поля с новейшей тектоникой.

Поверхность терригенного девона на Ромашкинском месторождении хорошо изучена бурением. Она имеет унаследованный характер поверхности кристаллического фундамента. Как видно из рис. 26, геоизотермы в целом согласуются с изогипсами кровли терригенного девона. Наиболее приподнятая часть Ромашкинской структуры, оконтуриваемая стратоизогипсой — 1450 м, выделяется замкнутой геоизотермой 38°С. В ее пределах отмечаются отдельные участки относительно повышенных температур до 40°С. Периклинальные части характеризуются пониженными температурами (30—32°С).

На фоне общей зависимости геотемпературного поля от рельефа поверхности терригенного девона в некоторых районах наблюдаются отклонения. Например, в западной части Ромашкинского месторождения в зоне Алтунино-Шунакского прогиба при погружении кровли терригенного девона до —1525 м на схеме геоизотерм отмечаются относительно повышенные температуры (40—44°С), что, по-видимому, связано с активным проявлением в современный период прослеживаемого здесь разлома.

Анализ геотермической характеристики других районов также показывает, что в платформенных условиях не всегда наблюдаются четкие связи тепловых аномалий с отдельными элементами глубинной тектоники. В этих случаях целесообразно использовать данные анализа новейшей тектоники, которые

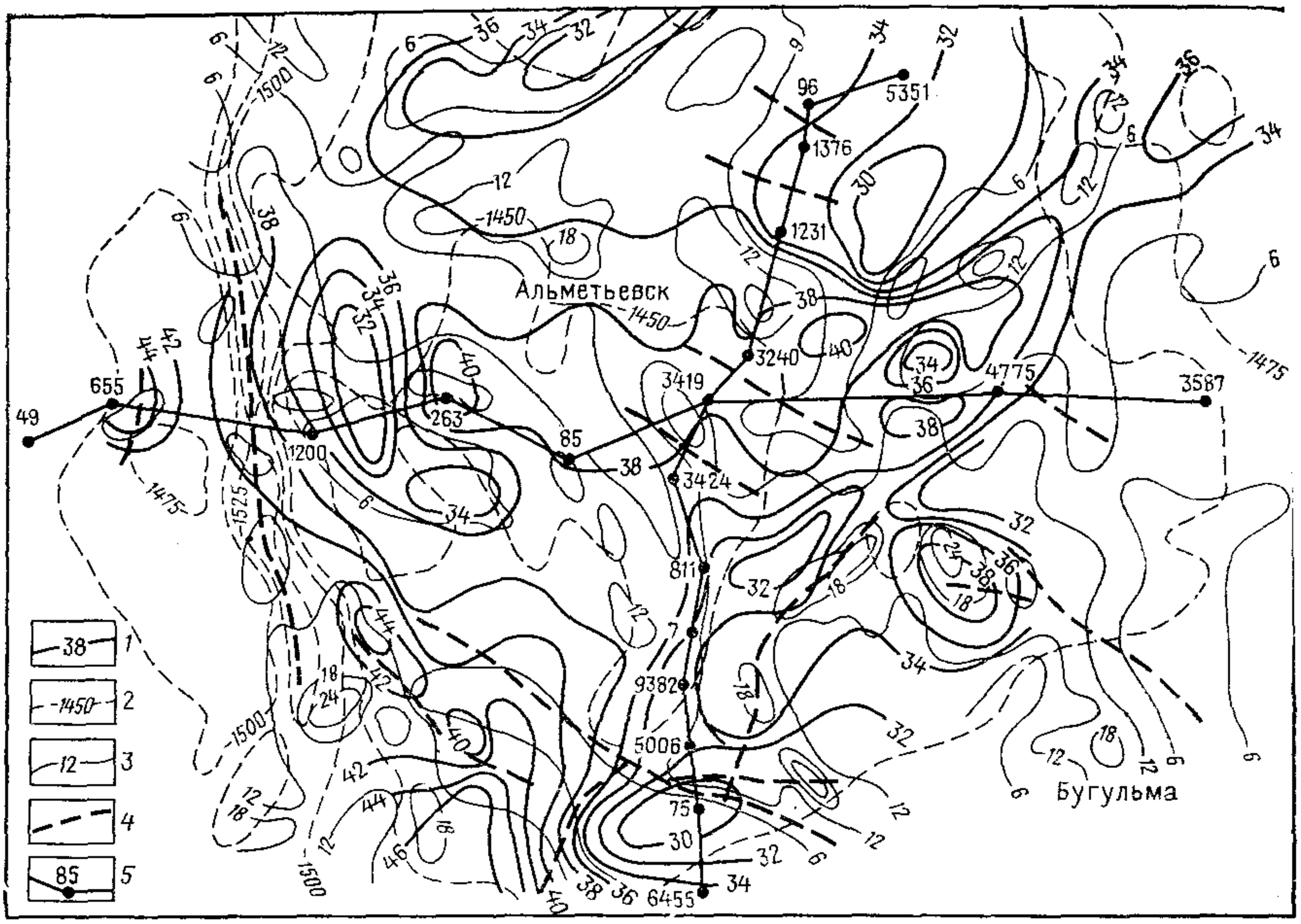


Рис. 26. Схема геоизотерм Ромашкинского месторождения для глубины —1500 м в сопоставлении со схемами кровли терригенного девона и активности новейшей тектоники.

1 —геоизотермы в °С; *2* — изогипсы кровли терригенного девона в м; *3* — изолинии показателя *n* интенсивности эрозионного расчленения в %; *4* — глубинные разломы; *5* — линии профилей расположения скважин, приведенные на рис. 27, 28

характеризуют тектоническую напряженность различных участков исследуемой территории.

Из сопоставления карт активности новейшей тектоники для территории Ромашкинского месторождения и поверхности терригенного девона (см. рис. 26) видно, что положительные структуры по терригенному девону согласуются с зонами наибольшей активности новейшей тектоники. Зонам разломов соответствуют области перехода повышенных значений показателя *n* интенсивности эрозионного расчленения к пониженным. Средняя часть Алтунино-Шунакского прогиба-разлома фиксируется пониженными значениями неотектонической активности. Довольно четко прослеживается по повышенным значениям активности Ново-Елховский вал. Зоны разломов в юго-западной и южной частях Ромашкинского месторождения, намечаемые по данным новейшей тектоники, согласуются с материалами геолого-геофизических исследований.

Для уточнения выявленных закономерностей и более детального рассмотрения зависимости геотермической характеристики от литологии и тектоники приведены профили (рис. 27, 28), секущие Ромашкинское месторождение в меридиональном и

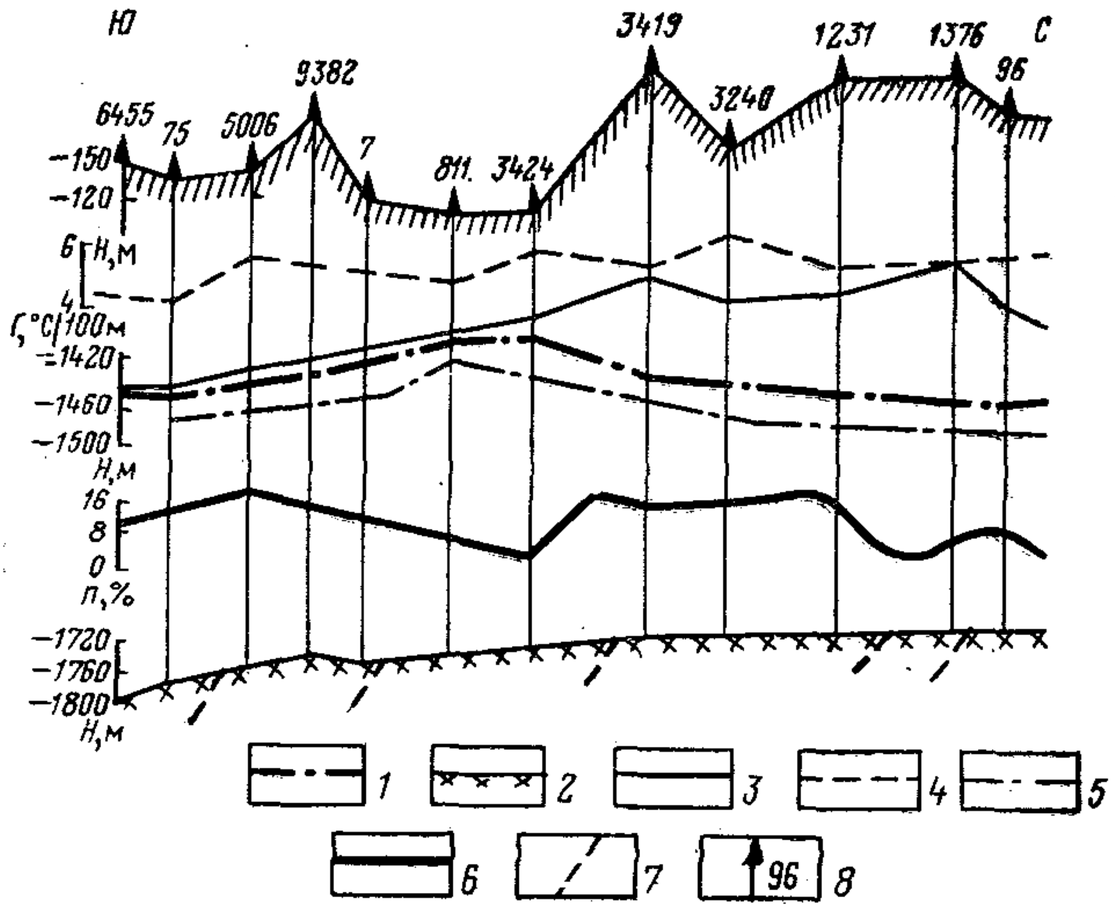


Рис. 27. Меридиональный профиль через Ромашкинское месторождение.

1 — кровля терригенного девона; *2* — рельеф фундамента; *3* — геоизотерма 30°С, *4* — кривая геотермического градиента в кыновском горизонте; *5* — кривая корреляции геотермограмм; *6* — кривая активности неотектоники; *7* — предполагаемые глубинные разломы; *8* — скважины

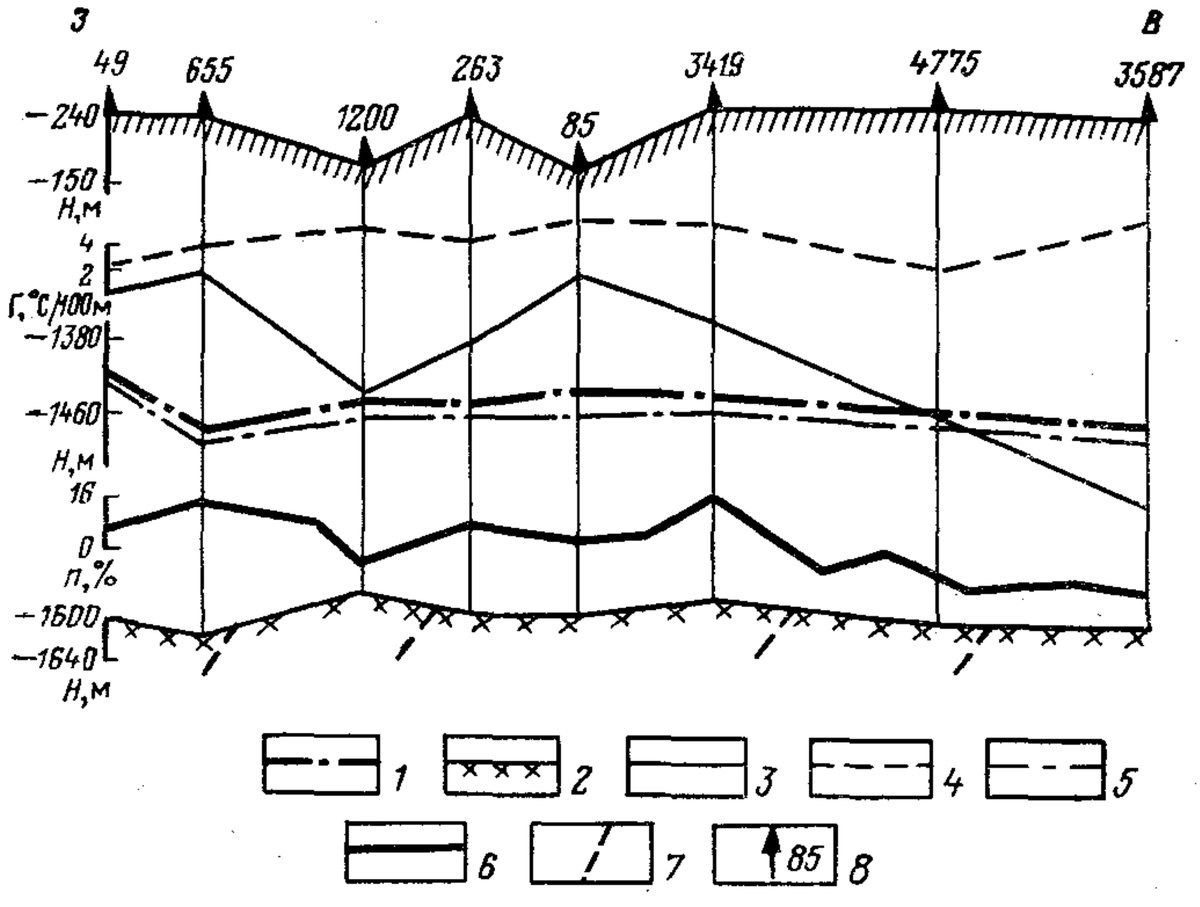


Рис. 28. Широтный профиль через Ромашкинское месторождение

Условные обозначения те же, что на рис. 27

широтном направлениях (см. рис. 26). На всех геотермограммах четко прослеживается в подошве кыновского горизонта изгиб, характеризующий переход от повышенных градиентов к пониженным, а следовательно, от пород пониженной теплопроводности к повышенной (на рис. 27, 28 не показан). По этим точкам проведена кривая корреляции геотермограмм. Указанный участок отличается большей мощностью терригенного девона по сравнению с близлежащими скважинами.

На широтном профиле (см. рис. 28) наблюдается интересный характер распределения естественного теплового поля. Здесь нарушается взаимосвязь между рельефом кристаллического фундамента и геоизотермой 30°С и не отмечается их связь с рельефом земной поверхности. Однако геоизотерма 30°С хорошо согласуется с кривой активности новейшей тектоники. Максимум геоизотермы 30°С в районе скв. 655 соответствует зоне разлома. Очевидно, характер геотермического поля здесь определяется в основном наличием Алтунино-Шунакского прогиба-разлома, расположенного восточнее скв. 655. Активность последнего в послекыновское время подтверждается максимумами кривой новейшей тектоники и геоизотермы 30°С. В пределах широтного профиля величины геотермического градиента по кыновскому горизонту варьируют незначительно, что согласуется с кривой корреляции геотермограмм, а также с рельефом кровли терригенного девона.

Отмеченные выше Коробковская и другие геотермические аномалии, очевидно, отражают области современных неотектонических движений. Роль неотектонической активности как причины Коробковской температурной аномалии подчеркивается и В. Г. Осадчим, А. И. Лурье и В. Ф. Ерофеевым [53]. По данным указанных исследователей, разница между фоновой и фактической температурами Коробковской аномалии достигает 20°С.

Обусловленность геотемпературных аномалий неотектонической активностью можно показать и на примере других нефтегазоносных регионов. В работе [6] отмечается, что повышенные температуры поверхности фундамента Припятской впадины согласуются не только с основными тектоническими элементами, но и с тектонической активностью. В частности, указывается, что геотемпературная аномалия вдоль прибортовой зоны Припятской впадины связана с большой тектонической активностью ее северного глубинного разлома. Одной из причин тепловых аномалий в Западно-Сибирском бассейне является активизация в новейший тектонический этап крупных нарушений фундамента, по которым поток более прогретых вод поступает в вышележащие мезозойские отложения [34].

Данные многочисленных геотермических исследований свидетельствуют о влиянии рельефа фундамента на распределение геотемпературного поля. Например, на Вагай-Ишимской моноклинали температура пород на глубине —1000 м на 10—

12°С выше, чем в примыкающей с востока Омской впадине, где фундамент залегает глубже приблизительно на 1000 м.

Региональные геотермические поля с повышенной температурой могут формироваться и за счет толщ горных пород, экранирующих глубинное тепло. Например, песчано-глинистые отложения с низкой теплопроводностью в Западной Сибири играют большую роль в образовании артезианского бассейна, так как представляют собой мощный теплоизолирующий экран глубинного тепла. На рис. 29 показан график распределения глубинного тепла в осадочном комплексе Западной Сибири [5]. Самый высокий геотермический градиент соответствует 700-метровой глинистой толще разреза, залегающей на глубине 350—1050 м.

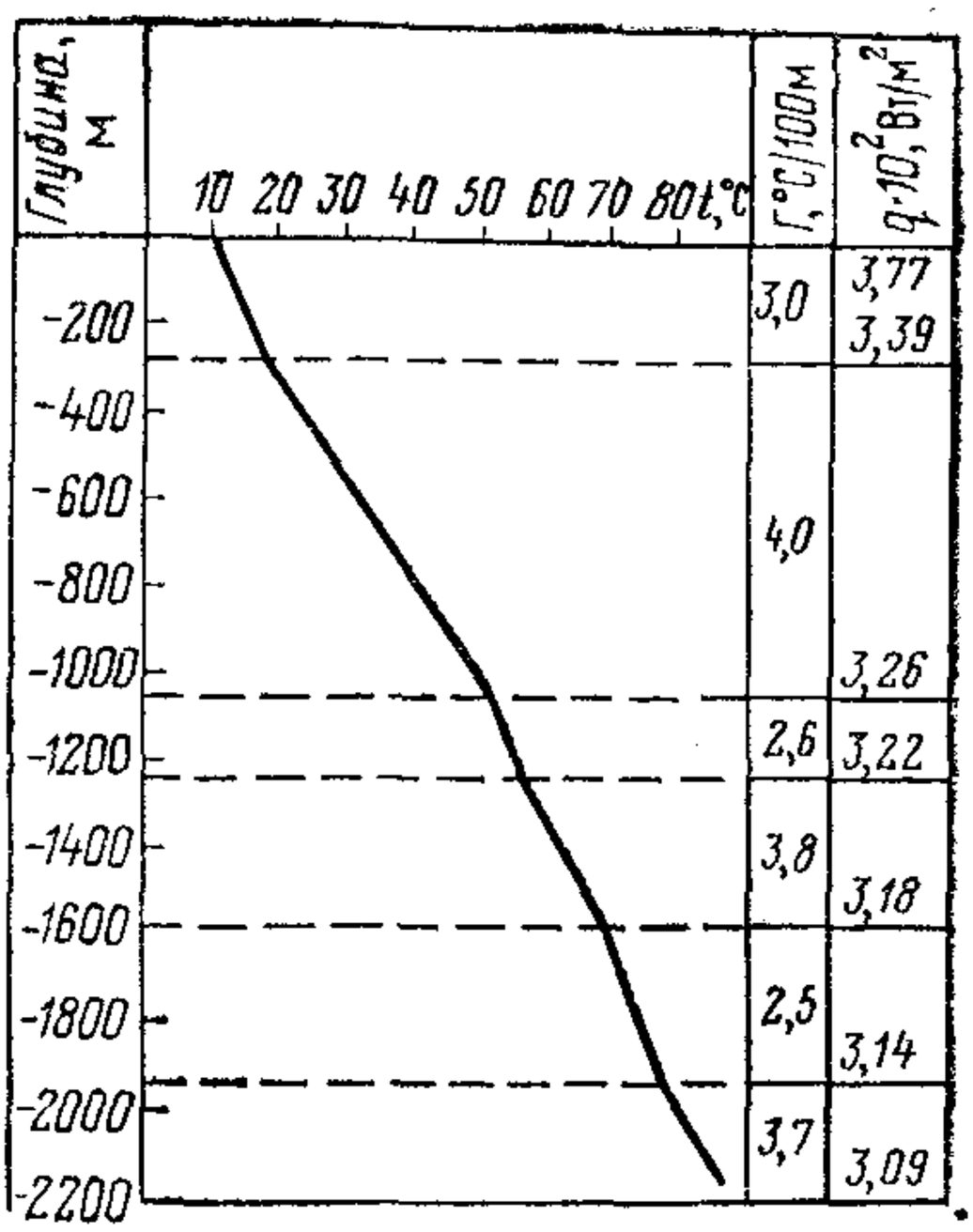


Рис. 29. Распределение глубинного тепла в осадочном комплексе Западно-Сибирского бассейна [5]

В подобных геологических условиях, как показано в работах [5, 40, 53, 70 и др.], тепловые поля с повышенными и высокими температурами могут формироваться помимо областей молодых горных сооружений и вне зон активного вулканизма. В связи с этим, вероятно, раскрытые структуры типа платформенных щитов неблагоприятны для образования геотермических полей с повышенной температурой, так как лишены покрывных глинистых отложений, играющих роль теплового экрана (например, Украинский и Балтийский щиты и др.).

На формирование тепловых аномалий большое влияние оказывают мощные толщи каменных солей и проявления соляного тектогенеза. Каменная соль среди осадочных пород выделяется самой большой [до 7,2 Вт/(м·°С)] теплопроводностью и поэтому является хорошим проводником для передачи глубинного тепла к поверхности. В результате над соляными куполами создаются положительные геотемпературные аномалии. Например, в северо-восточной части Припятской впадины на глубине —350 м соляные купола четко оконтуриваются геоизотермами 20—25°С [6]. Однако на отдельных участках Припятской впадины, где мощность отложений соли достигает более 3000 м, а геотермический градиент не превышает 1°С/100 м, на значительных глубинах наблюдаются сравнительно низкие температуры. Именно такой характер геотемпературного поля отмечается в южной и западной частях этой впадины, где на глубине —1000 м температура не превышает 20—25°С, что объясняется большой мощ-

ностью отложений соли и отсутствием теплоизолирующих покрышек.

На характер геотемпературного поля сложное влияние оказывает гидрогеологический фактор. В одних случаях он создает положительные геотемпературные аномалии, в других — отрицательные, что зависит соответственно от восходящих и нисходящих движений подземных вод.

Использование результатов геотермических исследований в нефтяной геологии

Изучение литологической характеристики пород

Особенности распределения естественных температур с глубиной находятся в тесной взаимосвязи с изменением величин теплопроводности λ пород. Именно вариации λ при постоянном значении q в разрезе исследуемой скважины, как было показано в главе III, определяют изменения значений геотермического градиента литологически однородных участков разреза. Указанное позволяет успешно применять геотермию для изучения литологической характеристики пород.

Определение литологии пород разрезов скважин по данным термометрии можно показать на примере многих нефтяных и газовых месторождений. Для условий Ромашкинского нефтяного месторождения интересно привести материалы термометрических исследований скв. 20000, вскрывшей не только разрез всей толщи осадочных отложений палеозоя, но и более чем 3-км толщу архейских образований кристаллического фундамента. В скв. 20000 проведено большое число термометрических измерений, однако самое большое время выдержки скважины перед измерениями составляет не более 10 дней. Проведение исследований после более длительного простоя скважины оказалось невозможным. Так как глубина скв. 20000 составляет 5099 м, интерпретация диаграмм термометрии в интервале пород фундамента (с глубины 1884 м) проводилась по специальной методике оценки естественных температур и геотермических градиентов, предложенной Д. И. Дьяконовым [24] для таких случаев. Геотермические условия пород осадочного чехла изучались с учетом геотермограмм длительно простаивающих соседних скважин.

По данным термометрии скв. 20000 (см. рис. 24), в породах фундамента температура изменяется от 41,7°С на глубине 1884 м до 93°С на глубине 4930 м, что составляет $\Gamma_{ср} = 1{,}68$°С/100 м для толщи мощностью 3046 м. Это несколько ниже величины среднего геотермического градиента осадочной толщи, для которой $\Gamma_{ср} = 2{,}00$°С/100 м. Последнее свидетельст-

вует о том, что породы фундамента в целом более теплопроводны по сравнению с породами осадочного чехла. По данным лабораторных определений, теплопроводность пород фундамента варьирует в пределах 2,26—3,03 Вт/(м·°С).

Повышенные градиенты (1,90—2,35°С/100 м) в породах фундамента соответствуют интервалам, представленным жильными интрузиями габбро-диабазов, участками брекчированных гнейсов и кристаллических сланцев. Пониженные градиенты (1,50—1,60°С/100 м) характерны в основном для более плотных, интенсивно гранитизированных гнейсов.

Различные стратиграфические подразделения осадочной толщи более дифференцированы по значениям геотермического градиента сравнительно с образованиями фундамента. Величины геотермического градиента варьируют в пределах 1,00—5,50°С/100 м, а теплопроводность — 0,71—2,59 Вт/(м·°С). Эти вариации соответствуют литологическому составу пород, слагающих стратиграфические подразделения.

В интервалах, представленных карбонатными породами, геотермический градиент изменяется в пределах 1,00—2,40°С/100 м, составляя $\Gamma_{ср}=1{,}57$°С/100 м. Повышенные значения градиента соответствуют глинистым известнякам и доломитам, что связано с уменьшением теплопроводности в карбонатных породах при увеличении в них глинистости. В терригенных отложениях $\Gamma=2{,}00\div5{,}50$°С/100 м, $\Gamma_{ср}=3{,}15$°С/100 м, т. е. значения $\Gamma_{ср}$ примерно в 2 раза выше, чем в карбонатных породах. Верейский, тульский, угленосный и кыновский горизонты, представленные преимущественно песчано-глинистыми и глинистыми породами, отличаются от карбонатных пород разреза пониженной теплопроводностью, а следовательно, повышенными значениями геотермического градиента, выделяясь среди смежных пород. Поэтому указанные горизонты могут служить геотермическими реперами. Особенно отчетливую и выдержанную по площади геотермическую характеристику имеет кыновский горизонт, который может быть использован как опорный геотермический репер для корреляции разрезов скважин на больших площадях.

При изучении материалов термометрических исследований скв. 20000 интересно оценить температуру на большей глубине, чем ее забой. Это необходимо прежде всего для определения термических условий бурения сверхглубоких скважин и при конструировании термостойких промыслово-геофизических приборов. Определим прогнозируемую температуру для глубины 7000 м, воспользовавшись соотношением [24],

$$t_H = t_1 + \Gamma_{ср}(H - H_1). \qquad (63)$$

Температура $t_1 = 93$°С на глубине $H_1 = 4930$ м, $\Gamma_{ср} = 1{,}68$°С/100 м. Тогда температура на глубине $H=7000$ м

$$t_{7000} = 93 + 0{,}0168\,(7000 - 4930) \approx 128^{\circ}\,\text{С}.$$

Приведенная оценка температуры показывает, что в условиях центральных районов Волго-Уральской провинции на глубинах, не превышающих 7000 м, температура может составлять 130—150°С. Заметим, что измеренная на глубине 6500 м температура в сверхглубокой Аралсорской скв. СГ-1 оказалась равной 163°С [10]. Более высокая температура в скв. СГ-1, вероятно, объясняется наличием в ее разрезе мощной (1100 м) теплоизолирующей толщи глинистых и мергелисто-меловых осадков палеоген-верхнемелового комплекса.

Отметим также возможность выделения битумонасыщенных пород по данным температурных измерений, основанных на дифференциации этих пород по теплопроводности. Исследования в скважинах Сугушлинского, Мордово-Кармалинского и Ашальчинского битумных месторождений, выполненные С. А. Николаевым [51], показывают, что битумонасыщенные песчаники с $k_п = 30\%$ характеризуются повышенными (до 4,0—5,0°С/100 м) градиентами. В песчаниках с $k_п = 12 \div 15\%$ градиенты равны 2,4—2,8°С/100 м. Плотные песчаники, не содержащие битума, имеют низкие градиенты. Исследование неустановившегося теплового режима в скважинах показывает, что интервалы, сложенные битумонасыщенными высокопористыми песчаниками с низкой температуропроводностью, выделяются и по замедленному в 1,5—2 раза темпу восстановления температур сравнительно с вмещающими породами.

Изучение литологического состава пород геологических разрезов скважин по данным геотермии в других нефтегазоносных районах также свидетельствует об эффективности применения этого метода, особенно если определены тепловые свойства горных пород. Например, в работе [64] приведены результаты наиболее полного изучения геотермией литологического состава пород докембрийско-палеозойского и мезозой-кайнозойского комплексов нефтегазоносных областей Большого Кавказа и Предкавказья с использованием данных о тепловых свойствах горных пород. По величинам геотермических градиентов и теплопроводности пород в разрезе указанных отложений выделены разнообразные литологические разности.

Изучение структур осадочного чехла, перспективных в нефтегазоносном отношении

Данные температурных наблюдений в скважинах центральных районов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, накопленные в последние годы, позволяют более детально исследовать недостаточно изученные площади этого региона с помощью геотермии. К таким площадям относятся Мелекесская впадина и Серноводско-Абдулинский прогиб, погребенный Шарлыкский выступ Оренбургского свода и др. Их геотермиче-

ские условия рассмотрим во взаимосвязи с динамикой тектонических процессов, которые, как было показано выше, позволяют полнее использовать геотермию в изучении активных разрывных нарушений и в целом детальнее представлять строение фундамента.

На рис. 30 приведена схема геоизотерм территории юго-востока Татарии и северной части Оренбургской области, построенная для глубины —1500 м, в сопоставлении с основными элементами кристаллического фундамента, осадочного чехла и морфоструктурами. Данные о тектоническом строении фундамента и девонских отложений осадочного чехла даны по материалам бурения и геофизических исследований. Морфоструктуры, отображающие взаимосвязь рельефа земной поверхности с глубинной тектоникой, выделены с использованием показателя n интенсивности эрозионного расчленения. Изолинии показателя n характеризуют степень новейшей тектонической активности изучаемой территории. Глубина —1500 м выбрана исходя из геологического строения и тектонического развития структур. На этой глубине влияние геоморфологического и гидрогеологического факторов практически исключается, и геоизотермы отражают структуры осадочного чехла и кристаллического фундамента.

Геотермическая характеристика указанной территории отличается вариациями температур в пределах 26—40°С, а показатель n неотектонической активности изменяется в широком диапазоне (2—22), что в основном определяется тектоническими причинами. При этом отдельные аномалии высоких температур, как уже отмечалось, приурочены к западной и юго-западной частям Ромашкинского и Ново-Елховского месторождений. Очевидно, Алтунино-Шунакский прогиб, разделяющий Ромашкинское и Ново-Елховское поднятия, приурочен к крупному разлому, который в южной части имеет ответвляющуюся сеть разрывных нарушений. Этот участок, характеризуемый повышенными значениями $n = 12 \div 20$, по-видимому, проявляет себя и в новейший тектонический этап.

Сидоровско-Пилюгинский, Ивановский купола и Шарлыкский выступ Оренбургского погребенного свода в зависимости от глубины залегания фундамента оконтуриваются соответственно геоизотермами 34, 32 и 30°С. Серноводско-Абдулинская и Мелекесская впадины характеризуются пониженными температурами (26—30°С). В пределах Мелекесской впадины на фоне низких температур фиксируется аномалия умеренных температур до 32°С ($n = 6 \div 14$), приуроченная к Юхмачинскому выступу фундамента. Таким образом, в условиях рассматриваемого региона можно выделить три геотермические зоны: повышенных температур (западный и юго-западный склоны южной вершины Татарского свода), умеренных температур (центральная часть и восточный склон Татарского свода, Оренбургский свод) и

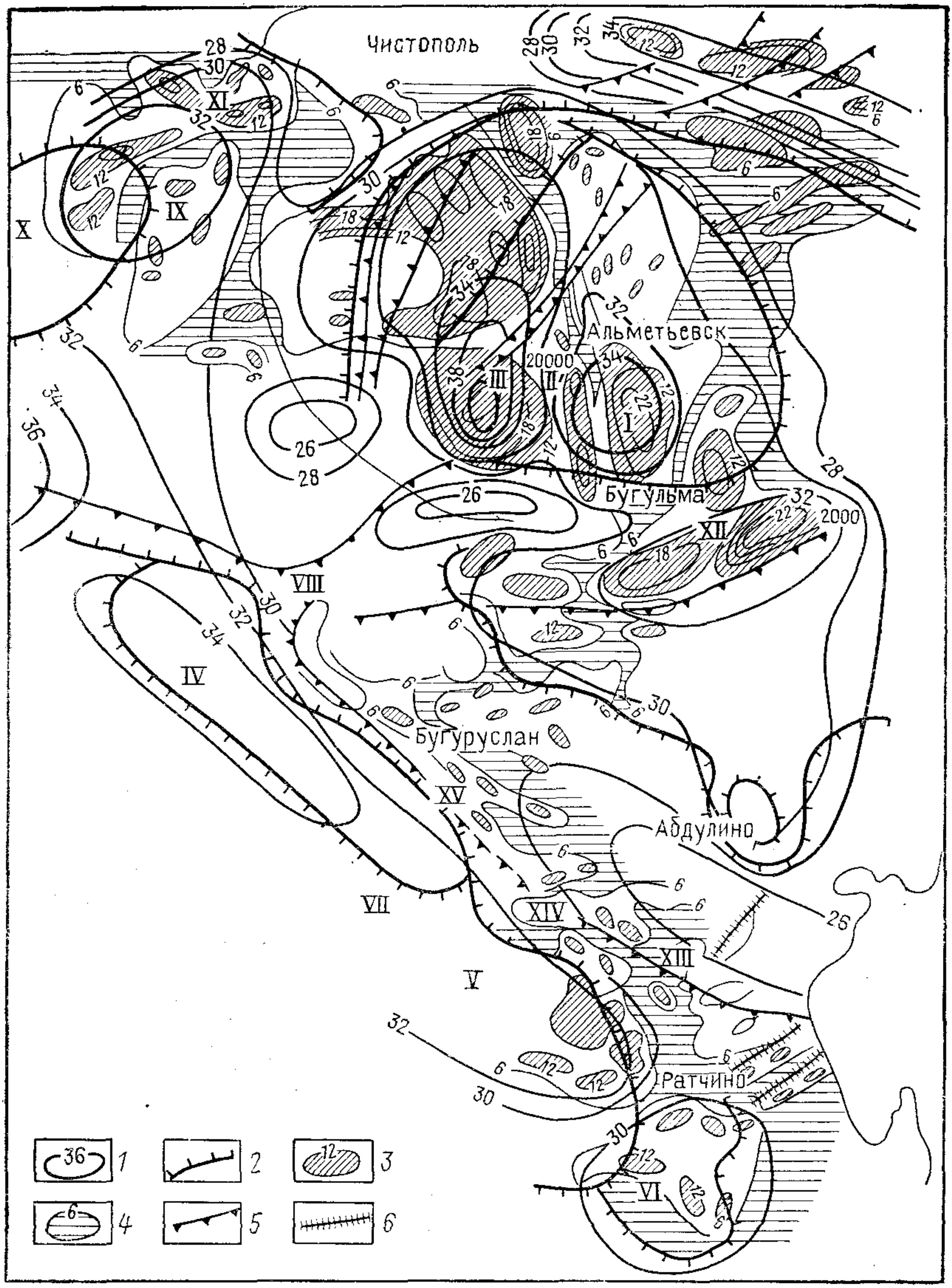


Рис. 30. Схема геоизотерм юго-восточной части Татарии и северной части Оренбургской области для глубины —1500 м в сопоставлении со структурами кристаллического фундамента, осадочного чехла и морфоструктурами.

1 — геоизотермы в °С; *2* — контуры поднятий по кристаллическому фундаменту; *3* — положительные морфоструктуры со значениями *n* в %; *4* — то же, отрицательные; *5* — флексуры осадочного чехла; *6* — предполагаемые девонские грабены; *I* — Ромашкинское поднятие; *II* — Алтунино-Шунакский прогиб; *III* — Ново-Елховское поднятие; *IV* — Сидоровско-Пилюгинский купол; *V* — Ивановский купол; *VI* — Шарлыкский выступ; *VII* — Оренбургский погребенный свод; *VIII* — Серноводско-Абдулинская впадина; *IX* — Мелекесская впадина; *X* — Юхмачинский выступ фундамента; *XI* — Аксубаевское поднятие; *XII* — Бавлинско-Туймазинский вал; *XIII* — Пономаревское поднятие; *XIV* — Аширово-Зыковское поднятие; *XV* — Большекинельское поднятие

пониженных температур (Мелекесская и Серноводско-Абдулинская впадины).

Аномалии температур, наблюдаемые на западном и юго-западном склонах Южного купола Татарского свода, соответствуют наиболее активным морфоструктурам. В Мелекесской впадине они связаны с приуроченной к ней Аксубаевской морфоструктурой. Аналогичные соотношения между морфоструктурами и распределением температур отмечаются для Бавлинско-Туймазинского вала и Шарлыкского выступа. Морфоструктуры Серноводско-Абдулинской впадины слабо отражаются на геотемпературном поле. Для Пономаревского, Аширово-Зыковского и Большекинельского поднятий в направлении к Оренбургскому погребенному своду характерны изменения температур от пониженных (26—28°С) до умеренных (30—32°С), что соответствует изменению степени неотектонической активности *n* этих структур в пределах 6—12. Морфоструктуры типа флексур и сбросов характеризуются, как видно из рис. 30, линейными зонами повышенных температур.

Таким образом, на геотермические условия рассматриваемой части Волго-Уральской провинции большое влияние оказывает неотектоническая активность этого региона. Это согласуется с мнением В. В. Белоусова [4], который считает, что на поверхности наблюдается тепло, возникшее в верхней мантии не раньше начала неогена, т. е. в неотектоническую эпоху.

На рис. 31 приведена схема соотношения геоизотерм для глубины —1500 м с данными о мегатрещиноватости, аномалиями гравитационного поля и размещением нефтяных месторождений. Повышенные аномалии естественного теплового поля имеют взаимосвязь с гравитационными аномалиями, что характерно для зон повышенных температур Ромашкинского и особенно Ново-Елховского месторождений. К юго-западной и западной частям Ромашкинского месторождения приурочены изометричная положительная гравитационная аномалия и повышенная густота мегатрещиноватости. Аналогичные соотношения прослеживаются на Туймазинском, Шкаповском месторождениях, Оренбургском своде и Шарлыкском выступе. Несколько повышенная (до 34 °С) геотемпературная аномалия наблюдается и в районе гг. Елабуга и Бондюга (Камский разлом), что согласуется с линейной (полосовой) гравитационной аномалией и повышенной густотой мегатрещиноватости.

Серноводско-Абдулинская и Мелекесская впадины, характеризующиеся в региональном плане пониженными температурами, сопоставляются с изометричными отрицательными гравитационными аномалиями. В пределах Мелекесской впадины отмечается связь аномалии теплового поля, оконтуриваемой геоизотермой 32°С, с Аксубаевской положительной морфоструктурой. Последняя характеризуется также изометрической отрицательной гравитационной аномалией. Наибольшее совпадение

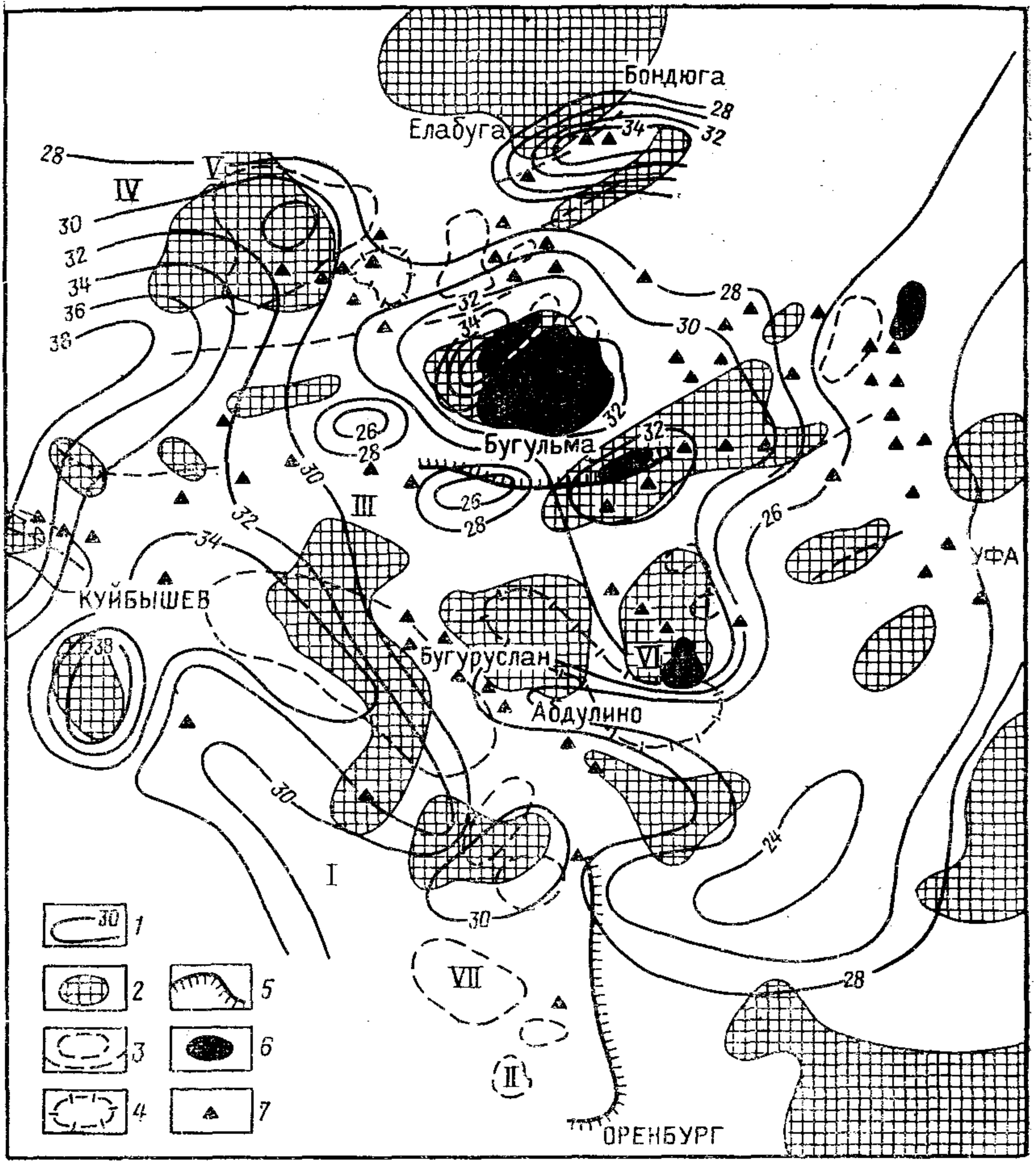


Рис. 31. Схема геоизотерм для глубины —1500 м в сопоставлении с мегатрещиноватостью, аномалиями гравитационного поля и размещением нефтяных месторождений.

1 — геоизотермы в °С; *2* — районы повышенной густоты мегатрещиноватости; *3* — положительные гравитационные аномалии; *4* — отрицательные гравитационные аномалии; *5* — региональные гравитационные ступени, выраженные в современном рельефе; *6* — нефтяные месторождения; *7* — локальные нефтегазоносные структуры; *I* — Оренбургский свод; *II* — Шарлыкский выступ; *III* — Серноводско-Абдулинская впадина; *IV* — Мелекесская впадина; *V* — Аксубаевское поднятие; *VI* — Шкаповский выступ; *VII* — Ивановское поднятие

наблюдается на юго-восточном крае Аксубаевского поднятия, вдоль которого флексурообразному перегибу акчагыльской поверхности выравнивания соответствуют региональные ступени напряженности теплового и гравитационного полей. Указанные соотношения, вероятно, свидетельствуют о выраженности в современном морфоструктурном плане структур весьма древнего заложения.

Геотермические исследования показывают, что и в пределах других крупных тектонических элементов фундамента изучаемого региона аномалиям теплового поля 30° (Шкаповский выступ) и 30—34°С (Оренбургский свод) соответствуют гравитационные аномалии, а также положительные изометричные морфоструктуры. Отмеченная закономерность наблюдается также в восточных районах Оренбургского свода и Серноводско-Абдулинской впадины. Эта связь позволяет по данным геотермии изучать крупные поднятия рельефа фундамента, а следовательно, и структуры осадочного чехла, перспективные в нефтегазоносном отношении.

В качестве таких перспективных территорий можно выделить положительные морфоструктуры изометричных очертаний — Шарлыкское и Ивановское поднятия. Эти морфоструктуры связаны с полями развития температур 30—32°С и с изометричными гравитационными аномалиями. Особый интерес вызывает субмеридиональное Шарлыкское поднятие, довольно четко выделяемое аномалиями теплового (30°С) и гравитационного полей. Судя по простираниям геофизических аномалий и направлению Шарлыкского поднятия, одноименный выступ фундамента вытянут в северо-восточном направлении, параллельно Ивановской вершине Оренбургского свода, выявленной бурением.

Новейшие тектонические движения, по-видимому, могут оказывать влияние и на коллекторские характеристики пород. В табл. 19 приведено сопоставление некоторых геотермических, коллекторских и геодинамических параметров нефтегазоносных структур Волго-Уральской провинции. Анализ параметров показывает, что ловушки, испытавшие новейшие поднятия, в большей части случаев характеризуются более высокими значениями температур и пластовых давлений (при одинаковых отметках водонефтяного контакта — ВНК) по сравнению со слабоактивными или неактивными структурами. Например, в активных Бондюжской и Елабужской структурах, испытавших новейшее поднятие, $t = 34$°С, $p_{пл} = 168 \div 170$ кгс/см^2, тогда как в примыкавших Соболековской и Афанасовской структурах, относительно стабильных в новейшее время, $t = 28$°С, $p_{пл} = 150$ кгс/см^2.

Очень высокие начальные пластовые давления и повышенные температуры свойственны Красноярской, Султангуловской, Заглядинской и Тарханской антиклиналям Большекинельского вала, а также Сызранской, Губинской и Мухановской антиклиналям Жигулевского вала. Последние испытали наиболее существенные неотектонические движения. На Ромашкинском и Акташско-Ново-Елховском месторождениях при температурах 32 и 40°С начальные пластовые давления составляют 150—179 кгс/см^2. Однако имеются структуры (например, Самодуровская, Пономаревская), в которых при повышенных до 200 кгс/см^2 и выше пластовых давлениях температуры не превы-

Таблица 19

Нефтегазоносные структуры	t на глубине —1500 м, °С	Степень новейшей активности структур n, %	Нефтегазоносный горизонт	Порода-коллектор	$k_п$, %	$k_{пр}$, мД	$p_{пл}$, кгс/см²	$p_{пл.н}$ кгс/см²
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Сарайлинский прогиб								
Бондюжская	34	Активная, 12	$Д_0$	Песчаник, алевролит	11,0—26,0	200—2375	170	101,8
Усть-Икская	33	Активная, 4—8	$Д_0$	Песчаник	9,5—15,5	406	160	—
Озерная	34	Активная, 12	$Д_0$	То же	12,0—21,8	до 1057	170—176	85,2—87,5
Елабужская	34	Активная, 12	$Д_0$	Песчаник, алевролит	18,0—25,0 13,0—15,0	297—1693	168	105,7
Соболековская	28	Слабоактивная, 4—6	$Д_0$	Песчаник	2,2—4,5	—	150,5	60,1
Афанасовская	28	Неактивная, 2—4	$Д_0$	То же	17,5—21,2	110—185	150,8	61,2
Южный купол Татарского свода								
Ромашкинская	32	Весьма активная, 10—22	$Д_I$	»	15,0—26,0	40—2000	150—175	80—90
Акташско-Ново-Елховская	40	Весьма активная, 10—22	$Д_I$	Песчаник, алевролит	—	—	150—179	77—108
Ямашинская	32	Весьма активная, 12—20	$Д_I$	Песчаник	22,8—23,7	991—1017	175	100

Нурлатская	30	Активная, 8—10	$Д_0$	Песчаник, алевролит	18,0—25,0	210—1324	205	81
Шугуровская	30	Весьма активная, 12—16	$С_I$	То же	18,0—30,0	300—2500	95—100	—
Бавлинская	30	Весьма активная, 10—20	$Д_I$	Песчаник	20,0—26,0	—	94,1	30
Тат-Кандызская	30	Активная, 8—12	$Д_I$	То же	14,2—20,1	158,3—450,1	196—218	—
Большекинельский вал								
Красноярская	32	Активная, 6—8	$Д_{II}$	Песчаник, алевролит	19,2	30,2	250	105,0
Султангуловская	32	Активная, 4—6	$Д_{II}$	Песчаник	19,0	812	258	100,3
Заглядинская	29	Активная 8—12	$Д_{II}$	То же	19,0	800	250	80,4
Тарханская	32	Активная, 4—8	$Д_{II}$	Песчаник, алевролит	14,0—22,0	107—600	256	115,3
Самодуровская	26	Неактивная, 2—4	$Д_{II}$	Песчаник	10,0—20,0	—	200,6	—
Пономаревская	28	Активная, 4—10	$Д_{II}$	Песчаник, алевролит	10,0—20,0	349	239	111,2

Примечание. $p_{пл}$ — начальное пластовое давление; $p_{пл.н}$ — пластовое давление при полной нефтенасыщенности.

шают 26 и 28°С, что может свидетельствовать о древнем формировании ловушек.

Таким образом, приведенные данные указывают на наличие зависимости глубинных температур от геодинамических особенностей локальных нефтегазоносных структур. Выяснение причин этой связи представляет значительную трудность. Повышение температур, начальных пластовых давлений и изменение других параметров активных структур существенно не зависит от литологического состава пород-коллекторов. Данные, приведенные в табл. 19, свидетельствуют о том, что в пределах сводов и валов эти изменения прослеживаются в отложениях пашийского и бобриковского горизонтов, представленных в основном песчано-алевролитовыми породами. Можно предполагать, что контрастные новейшие тектонические движения увеличивают трещиноватость пород-коллекторов и непосредственно воздействуют на структурные ловушки (изменения гипсометрического положения, коллекторских свойств пластов и т. п.), что способствует усиленной вертикальной миграции углеводородов и формированию геотемпературных аномалий.

На основе тектонического районирования, проведенного по характеру естественного теплового поля и повышенной неотектонической активности, предположительно выделены площади, перспективные в нефтегазоносном отношении: Аксубаевская в пределах Мелекесской впадины и Шарлыкская в восточной части Оренбургского свода.

Разнообразие теплового режима осадочной толщи, как отмечалось выше, обусловлено многими причинами. Их изучение в конкретной геологической обстановке может быть использовано в различных нефтегазоносных районах для прогнозирования и поисков залежей нефти, газа. В качестве примера можно отметить наблюдаемую взаимосвязь величин глубинных температур и пластовых давлений с нефтеносностью Днепровско-Донецкой впадины [12]. Анализ значений пластовых давлений и температур палеозойских отложений этой впадины свидетельствует о сложном распределении их по площади.

Миграция пластовых флюидов, как известно, всегда направлена от бóльших давлений к меньшим, и это перемещение фиксируется изменением температур и распределением залежей нефти и газа. Следовательно, между изменением пластового давления, температуры и распределением залежей нефти и газа существует определенная взаимосвязь. В связи с этим выявление геотермических и геогидродинамических особенностей и их анализ может способствовать определению мест заложения разведочных скважин на нефть и газ. Данные геотермии позволяют изучать направление миграции пластовых вод. Например, в геологических условиях Припятской впадины возможно определить направление движения и скорость фильтрации вод в отдельных геогидродинамических подсолевых комплексах. Анализ геотер-

мических особенностей отдельных комплексов впадины показывает [6], что в северной ее части общее движение вод (наряду с проникновением их в глубину) направлено в основном к центру этой впадины, а в восточной части — в сторону Днепровско-Донецкой впадины. Та же картина движения вод повторяется и в надсолевом гидродинамическом комплексе, однако с той разницей, что в восточном направлении поток вод становится более интенсивным. В северо-восточной части Припятской впадины наблюдаются повышенные значения температур в верхнем геотермическом комплексе и в верхнесолевых отложениях, а в южной части в тех же отложениях значения температур пониженные. Указанная закономерность свидетельствует о восходящем движении глубинных вод в северо-восточной части впадины и о нисходящем движении в южной части.

Изучение направлений движения вод, как известно [24], имеет большое значение в познании закономерностей нефтегазоносности территорий, так как формирование нефтяных залежей тесно связано с гидрогеологическим режимом структур. Установление направлений движения пластовых вод позволяет выяснить пути, по которым шло заполнение структурных ловушек нефтью и газом.

Необходимо заметить, что контрастность геотемпературных аномалий наряду с отмеченными выше факторами зависит также от времени формирования структур. Чем структура моложе, тем больше вероятность аномального характера распределения температур. В этом отношении интересные данные приводятся А. В. Цыганковым, С. М. Кисельгофом и др. [59]. Ими показано, что неотектоническая активность, сформировавшая современный структурный план Волгоградского Поволжья, оказала решающее влияние в создании на отдельных площадях новых температурных аномалий различной интенсивности. В частности, неотектонические движения на Коробковской площади сформировали здесь крупную положительную геотемпературную аномалию, которая сохранилась благодаря терригенной (преимущественно глинистой) толще юры, являющейся тепловым экраном. Более высокая неотектоническая активность на Жирновско-Линевском блоке должна была бы привести к еще более контрастной положительной геотемпературной аномалии. Однако здесь аномалия не наблюдается, вероятно, по причине размыва теплоизолирующих толщ от верхнего карбона до четвертичных отложений включительно, а также вследствие глубокого внедрения опресненных вод в зону раскрытия водоупорных толщ западной флексуры. Последнее свидетельствует о связи новейших тектонических движений не только с геотемпературными аномалиями, но и с гидрогеологическими особенностями. Отметим возможность прогнозирования и уточнения запасов битумов по данным геотермии. Рассмотрим это на примере юго-восточной части Татарии. Предварительная оценка здесь запасов битумов, про-

веденная к настоящему времени, в основном базируется на изучении определенных закономерностей строения битумных залежей и их пространственного распределения. Исследованиями и разведочными работами последних лет показано, что бóльшая часть залежей битумов по строению аналогична нефтяным месторождениям. Битумы залегают в пермских отложениях под сульфатными и теплоизолирующими глинистыми покрышками положительных структур. Эти покрышки, как отмечалось выше, имеют немаловажное значение в процессах формирования геотемпературного поля.

Основные разведанные запасы битумов приурочены к Мелекесской впадине, к западному и юго-восточному склонам Южного купола Татарского свода. По данным ТатНИПИнефть и КГУ, количество битумов сопоставимо с запасами нефти Татарии, однако они недостаточно разведаны. Поэтому для уточнения залежей битумов практический интерес представляет анализ особенностей распределения естественного теплового поля в комплексе с данными о новейшей тектонической активности. Последняя, способствуя притоку в структурные ловушки новых порций углеводородов из соседних тектонически погруженных участков, создает благоприятные условия для образования и скопления залежей битумов. С учетом того, что формирование рельефа поверхности зависит от соотношения глубинных и поверхностных сил, при которых денудационные преобразования подчинены глубинным тектоническим процессам, для поисков битумных месторождений можно использовать изучение закономерностей распределения тепловых потоков во взаимосвязи с новейшими тектоническими движениями.

На рис. 32 приведено сравнение средних значений плотности теплового потока и неотектонической активности структур с размещением разведанных залежей битумов в юго-восточной части Татарии. Величины плотности теплового потока определены по данным изучения тепловых свойств горных пород и геотермических исследований (см. главу V). Они варьируют в пределах $(2{,}5—5{,}5)\cdot 10^{-2}$ Вт/м², что характерно для поднятий платформенных тектонических зон. Как видно из рис. 32, бóльшая часть залежей битумов приурочена к районам с максимальной неотектонической активностью или к зонам перехода от максимальной активности к повышенной, т. е. к мобильным тектоническим швам, которые в свою очередь характеризуются бóльшими значениями $q_{ср}$.

Южный купол Татарского свода, сформировавшийся в послепермское время, является наиболее мобильным в новейший этап, характеризуется аномалиями повышенных значений $q_{ср}$ и большими величинами n. Именно к этой зоне приурочены многочисленные залежи пермских битумов (Шугуровская, Сугушлинская, Мордово-Кармальская, Ашальчинская и др.).

Повышенные значения рассматриваемых полей на юго-запад-

Рис. 32. Схема сопоставления средних величин плотности теплового потока и неотектонической активности с размещением разведанных залежей битумов в юго-восточной части Татарии.

1 — изолинии неотектонической активности n, в %; 2, 3 — участки соответственно повышенной и максимальной неотектонической активности; 4 — изолинии $q_{ср} \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2; 5 — контуры площадей битумных залежей

ном склоне Южного купола Татарского свода, очевидно, связаны с активностью крупного меридионального разлома, разделяющего Ромашкинское и Ново-Елховское поднятия. Указанному разлому фундамента и отвечающей ему зоне дробления осадочных пород соответствуют битумопроявления в пермских и современных отложениях в районе пос. Шугурово и дер. Нижняя Кармалка, а также сероводородные источники около

курорта Бакирово и в других пунктах. Здесь новейшие тектонические движения способствовали созданию повышенной коллекторской емкости ловушек за счет увеличивающейся трещиноватости и проницаемости пород. Возможно, что с этим связаны такие особенности битумных залежей, как наличие трещин, соединяющих битумную и водоносную части резервуара, значительные нарушения поверхности водобитумного контакта и др. Залежи пермских битумов западного и юго-восточного склонов Южного купола Татарского свода, вероятно, наряду с другими факторами могут быть связаны и с новейшими движениями тектонических блоков по крупным разломам (Кузайкинский, Баганинский, Бавлинско-Туймазинский и др.).

Таким образом, повышенная напряженность теплового поля и неотектоническая активность рассматриваемой территории свидетельствуют о ее перспективности в отношении промышленных запасов битумов. Схема распределения плотностей теплового потока и неотектонической активности может быть использована для выбора точек заложения разведочных структурных скважин.

Изучение глубинной тектоники и особенностей геологического строения нефтегазоносных регионов

Данные о распределении тепловых потоков имеют особое значение при изучении глубинной тектоники. Потоки тепла, прежде чем достигнуть земной поверхности, проходят глубокозалегающие отложения, в которых претерпевают некоторые изменения. Поэтому наблюдаемые тепловые потоки несут информацию о строении земных недр и процессах, происходящих на больших глубинах.

При сравнении схемы средних значений теплового потока Ромашкинского нефтяного месторождения с изогипсами рельефа фундамента (рис. 33) отмечается закономерное соответствие величин $q_{ср}$ и глубин. Наиболее приподнятая часть Южного купола Татарского свода (Альметьевская вершина), оконтуриваемая изогипсой —1560 м, выделяется повышенными значениями $q_{ср} = (4 \div 5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. В ее пределах наблюдаются участки относительно повышенных величин $q_{ср} = (5{,}0 \div 5{,}5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2, которые в ряде случаев совпадают с отдельными небольшими выступами кристаллического основания.

На фоне общей прямо пропорциональной зависимости геотемпературного поля от особенностей рельефа кристаллического фундамента в некоторых районах наблюдаются отклонения. Например, в юго-западной части, в зоне Алтунино-Шунакского прогиба пониженной отметке фундамента до —1620 м соответствуют довольно большие значения $q_{ср} = (5{,}0 \div 5{,}5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м^2. Крупный разлом на западном склоне Альметьевской вершины,

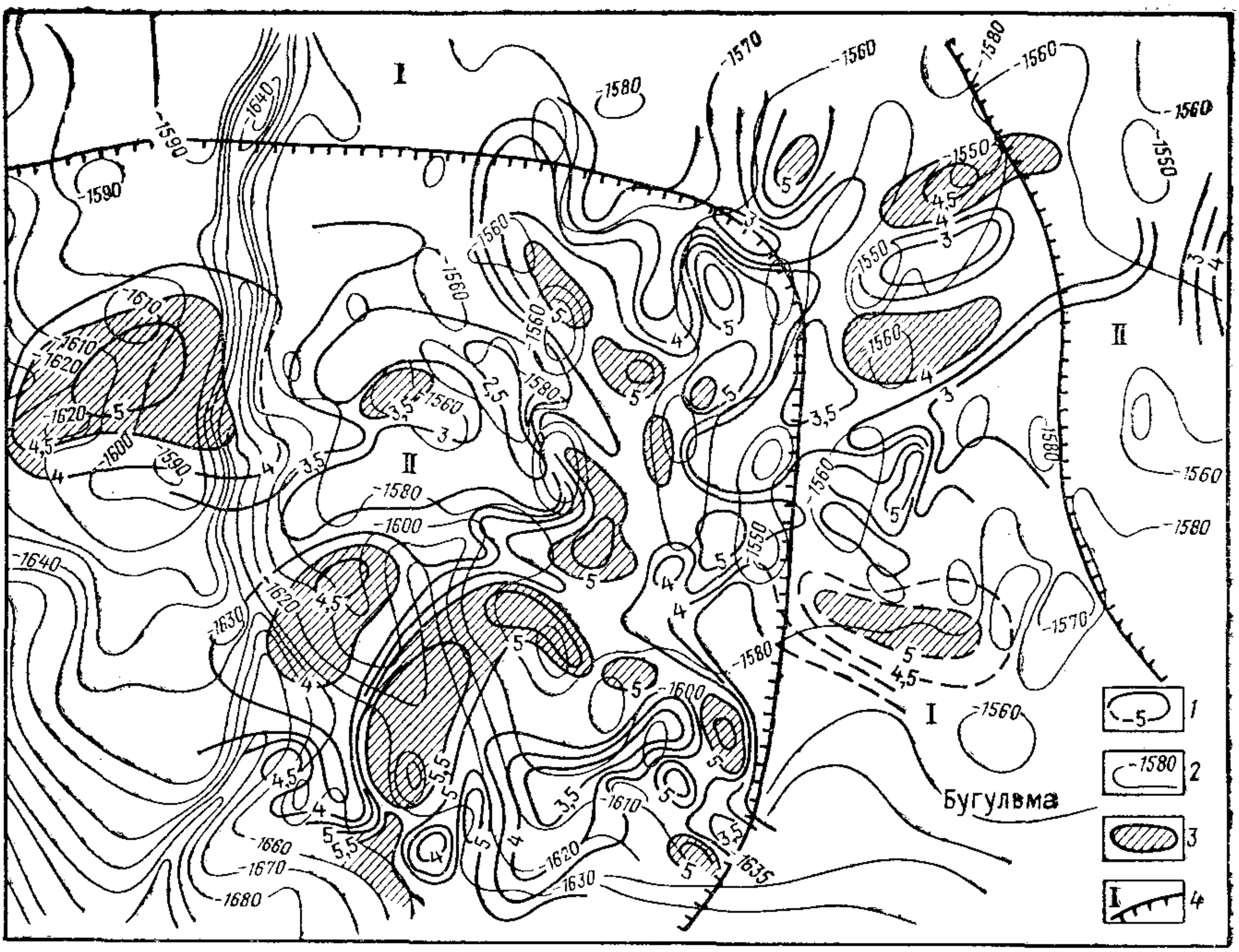


Рис. 33. Схема сопоставления средних значений плотности тепловых потоков Ромашкинского месторождения с рельефом кристаллического фундамента.

1 — изолинии $q_{ср} \cdot 10^{-2}$ Вт/м² уверенные и предполагаемые; *2* — изогипсы рельефа фундамента в м; *3* — участки повышенных потоков тепла; *4* — границы эродированных структур фундамента; *I* — поднятия, *II* — впадины

отмеченный повышенными величинами $q_{ср}$ и n, активно проявляется в современный период. На это указывают и другие геофизические методы (данные гравимагнитометрии в пределах Куак-Башской и Лениногорской площадей).

Повышенными значениями $q_{ср}$ (до $5{,}5 \cdot 10^{-2}$ Вт/м²) характеризуется и южное окончание Ново-Елховского блока фундамента, залегающего на глубине —1600 м. По В. А. Лобову [35], в этом районе имеется тектоническое нарушение типа надвига. Амплитуду надвига В. А. Лобов определяет в первом приближении (судя по ширине Алтунино-Шунакского грабена) равной 2000—3000 м. При этом в лежачем крыле надвига могла оказаться погребенной значительная часть осадочных образований. На рис. 33 над Ново-Елховским и Ромашкинско-Миннибаевским блоками отмечаются повышенные значения $q_{ср} = (4{,}5 \div 5{,}5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м². В пределах каждого из блоков на этом фоне прослеживаются локальные участки пониженных величин $q_{ср} = (2{,}5 \div 3{,}5) \cdot 10^{-2}$ Вт/м², что может свидетельствовать об активной роли блоков в формировании современного структурного плана Альметьевской вершины в неоген-четвертичное вре-

Таблица 20

$H_{отн}$, м	t, °C		Δt, °C	$H_{абс}$, м	t, °C		Δt, °C
	скв. 2000	скв. 20000			скв. 2000	скв. 20000	
—1000	19,7	26,4	6,7	—1000	23,0	31,5	8,5
—1500	30,9	37,7	6,8	—1500	33,5	40,8	7,3
—2000	36,7	44,8	8,1	—2000	38,5	50,4	11,9
—2500	41,0	52,5	11,5	—2500	43,8	56,9	13,1
—3000	49,2	59,2	10,0	—3000	52,48	65,3	12,8
—3500	57,6	67,2	9,6	—3500	—	74,3	—
—4000	—	75,3	—	—4000	—	80,8	—
—4500	—	83,0	—	—4500	—	88,0	—

Примечание. $H_{отн}$ — относительная глубина, $H_{абс}$ — абсолютная глубина.

мя. Вывод о времени формирования согласуется с представлением и других авторов. В частности, в работе [53] указывается, что при мощности надвиговых отложений более 1000 м возникают устойчивые локальные температурные аномалии, для которых решающее значение имеют скорость формирования и возраст надвига. Тепловой эффект практически может исчезнуть, если дислокации оформились в донеогеновое время.

Повышенные значения потоков тепла наблюдаются и над Сарманово-Лениногорским [$(4{,}5—5{,}5)\cdot10^{-2}$ Вт/м^2] и Азнакаевским [$(4{,}0—4{,}5)\cdot10^{-2}$ Вт/м^2] блоками. Согласно тектонической схеме, Сарманово-Лениногорский блок фундамента представляет зону эродированных поднятий докембрийской складчатости, а Азнакаевский блок — докембрийскую впадину. Хотя теплопроводность пород фундамента превышает средние значения теплопроводности пород осадочного чехла, тем не менее дифференциация теплопроводности пород фундамента по простиранию структур не столь значительна, чтобы оказывать существенное влияние на распределение тепловых потоков. Главные воздействия, видимо, оказывают степень спаянности зон разломов и отвечающих им зон дроблений пород, а также подвижность блоков, что отражается в виде искажений фоновых значений плотности тепловых потоков особенно на Альметьевской вершине Татарского свода.

Для изучения глубинной тектоники большое значение имеют данные о геотермических условиях, полученные в глубоких опорно-параметрических скважинах. На юго-востоке Русской платформы в присводовой части Бавлинско-Туймазинского вала ранее была пробурена скв. 2000 до глубины 4041 м. При изучении геологического материала и распределения температур по стволу скв. 2000 В. А. Лобов [35] пришел к выводу о возможности наличия глыбового надвига в районе Туймазинской структуры. Скважина 20000, заложенная по инициативе В. А. Лобова

t, °C	$H_{отн}$, м		$\Delta H_{отн}$, м	$H_{абс}$, м		$\Delta H_{абс}$, м
	скв. 2000	скв. 20000		скв. 2000	скв. 20000	
40	—2250	—1645	605	—2049	—1319	730
50	—3035	—2312	723	—2834	—1986	848
60	—3570	—3125	445	—3369	—2799	570
70	—	—3671	—	—	—3345	—
80	—	—4240	—	—	—3914	—
90	—	—4888	—	—	—4562	—

в присводовой части Альметьевской вершины Татарского свода, для изучения ряда важных геологических проблем и, в частности, с целью выявления предполагаемого Миннибаевского надвига, вскрыла архейские породы, различные по составу и происхождению.

В связи с выяснением природы и возраста надвиговых дислокаций значительный интерес представляет сопоставление геотермических условий в опорно-параметрических скв. 2000 и 20000 (табл. 20). Из табл. 20 видно, что значения температур на одинаковых глубинах в скв. 20000 на 7—12°С выше, чем в скв. 2000. Изотермические поверхности 40; 50 и 60°С в скв. 20000 располагаются на меньших относительных и абсолютных глубинах. Эти данные дают основание предполагать повышенную динамику тектонических процессов. Об этом свидетельствуют и глубинные зоны образования разновозрастных систем трещиноватости, а также комплекс трещинных коллекторов, разделенный слоями или зонами плотных пород, что связано с максимальным развитием тектонических деформаций.

Существование разновозрастных систем трещиноватости и жильных интрузий, несогласное залегание [по данным Института геологических наук Башкирского филиала АН СССР (Д. В. Постников)] древних пород в верхней части разреза фундамента, значительная разность температур в отложениях, находящихся в равных морфологических и стратиграфических платформенных условиях, — все это признаки высокой мобильности района в различные эпохи тектогенеза, связанного, очевидно, с Уральской геосинклинальной зоной. Анализ геолого-геофизического материала позволяет предполагать, что в определенную фазу дофанерозойской складчатости современная Альметьевская вершина Татарского свода испытывала парагеосинклинальный режим с образованием крупных глыбовых складок, в пределах которых возник Миннибаевский надвиг. Можно

полагать, что центральная часть Альметьевской вершины в конце парагеосинклинального режима представляла собой приподнявшийся блок. При определенных фазах подъема могло произойти гравитационное разваливание или расседание верхней части поднятого блока. В зависимости от продолжительности подъема разваливание могло охватить значительные площади. Поэтому возможно, что наиболее древние породы, как отмечалось выше, залегают в верхней части фундамента на склонах Альметьевской вершины, а центральная часть ее представлена только древними архейскими породами. В связи с этим заложение глубокой скважины в центральной части Альметьевской вершины (в наивысшей точке рельефа фундамента на Абдрахмановской площади) представляло бы важное научное и практическое значение.

Ступенчатость рельефа фундамента, наблюдаемая на западном склоне вершины, могла сформироваться параллельными глубинными разломами и раздвиганием по ним блоков. Указанные тектонические процессы, вероятно, закончились к началу девонской трансгрессии. Новое максимальное воздымание центральной части Альметьевской вершины могло произойти в неогене. Не исключено, что с указанным подъемом может быть связана разность температур (см. табл. 20), значительная для платформенных областей в равных стратиграфических условиях рассматриваемого региона.

Проведенные геотермические исследования в Волго-Уральской провинции показывают, что одним из характерных признаков нефтегазоносных территорий является повышенный геотемпературный режим недр, обусловленный новейшей активной тектоникой. Об этом свидетельствует приуроченность геотемпературных аномалий и повышенных величин плотности тепловых потоков к зонам разломов, в которых происходит обновление и раскрытие трещин, усиление вертикальной миграции подземных флюидов и активизация зон разгрузки.

Приуроченность нефтегазоносных провинций и областей к зонам повышенного геотемпературного режима отмечена многими исследователями [6, 22, 24, 53, 59, 64, 70 и др.]. Примером может служить Западно-Сибирская нефтегазоносная провинция, которая характеризуется высоким геотемпературным режимом и имеет специфические особенности, отличающие ее от других платформенных провинций (огромные размеры, положение между двумя древними платформами, значительно более поздний возраст осадочного чехла, чем возраст ограничивающих ее обрамлений, и др.). В геологическом разрезе этой провинции отсутствуют галогенные толщи, широко распространены крупнейшие разломы в фундаменте и в осадочном чехле, проявившиеся в новейшую эпоху тектогенеза.

Общие геотермические условия Западно-Сибирской провинции охарактеризованы многими исследователями [5, 28, 40, 41,

42 и др.]. Обобщение имеющихся данных показывает, что величины геотермического градиента в отложениях Западно-Сибирской плиты в региональном плане и по разрезу определяются тектоническим строением фундамента, наличием разломов, литологической характеристикой, макроанизотропией и возрастом пород, динамикой подземных вод, наличием многолетней мерзлоты, а также другими факторами.

Средние величины геотермических градиентов Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции в интервале глубин 100—3000 м на различных площадях варьируют в пределах 1,72—4,11°С/100 м. При этом частные значения градиента для отдельных литологических разностей изменяются в еще бо́льших пределах. Например, песчано-глинистые отложения третичного и мелового возрастов характеризуются повышенными значениями $\Gamma_{ср}=3{,}64\div4{,}34$°С/100 м. В продуктивных отложениях разреза температура $t=20\div100$°С, а величины геотермических градиентов, как видно из табл. 21 [28], изменяются в диапазоне 2,6—5,3°С/100 м.

Уменьшение величин геотермических градиентов в северной части провинции связано, вероятно, со значительным увеличением глубины залегания фундамента (более 4000 м), с наличием мощного слоя (до 500 м) вечной мерзлоты и с региональным потоком подземных вод. Более высокие значения $\Gamma_{ср}$ в Нижневартовском районе по сравнению с градиентом в Сургутском районе могут быть вызваны наличием глубинных разломов.

На большей части территории величины $\Gamma_{ср}$ изменяются в пределах 3—4°С/100 м. Приенисейская часть (восточная полоса) провинции характеризуется наименьшими значениями $\Gamma_{ср}$ ($2\div3$°С/100 м). Повышенные величины $\Gamma_{ср}=4{,}0$—5,0°С/100 м имеют некоторые районы Среднего Приобья, значительные части территорий Вагай-Ишимской моноклинали и Старо-Солдатского вала (севернее г. Петропавловска). Максимальное значение $\Gamma_{ср}$ (6—7°С/100 м) отмечено в Павлодарском Прииртышье.

По данным В. А. Кротовой [34], в центральной части Западно-Сибирского бассейна температура кровли доюрского фунда-

Таблица 21

Нефтегазоносная область, район	$\Gamma_{ср}$, °С/100 м	Нефтегазоносная область, район	$\Gamma_{ср}$, °С/100 м
Приуральская	3,9—5,3	Сургутский	2,9—3,5
Фроловская	4,2—5,1	Нижневартовский	3,5—4,5
Тобольская	3,9—4,5	Надым-Пурская	3,1—3,6
Каймысовская	3,5—4,1	Южно-Ямальская	3,3—3,5
Васюганская	3,1—4,3	Пур-Тазовская	2,7—3,0
Пайдугинская	3,8—4,0	Усть-Енисейская	2,6—3,1
Верхнесалымский	3,7—4,4		

мента возрастает от бортов к внутренним частям, где на глубинах 2400—4000 м она достигает 100—125°С, а на севере бассейна 125—150°С. Отличительной особенностью Ханты-Мансийской впадины является замкнутая зона повышенных температур (125—150°С) на глубинах кровли фундамента (3500 м). Большие значения $Г_{ср}$ (4,5—5,0°С/100 м) в юрских и частично в меловых отложениях характеризуют гидрохимическую аномальную зону вод низкой минерализации.

В недрах Западно-Сибирской провинции, по данным Новосибирского и Тюменского геологических управлений [40], в глубоких разведочных скважинах на нефть и газ обнаружены минеральные воды, нагретые до 100—140°С. Термальные воды имеют избыточный напор, равный 2—6 кгс/см^2, их дебиты достигают 20—50 л/с. При этом водообильность юрского водоносного комплекса ниже, чем неокомского и бат-сеноманского. Следовательно, в районах Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции на распределение температур в мезозой-кайнозойских отложениях существенно влияет и гидрогеологический фактор.

Геотермический режим в условиях конкретных месторождений нефти и газа Западной Сибири еще недостаточно изучен. Довольно обширный фактический материал — данные измерений пластовых и забойных температур — накоплен по Самотлорскому нефтяному месторождению. Изучение и анализ этих данных, проведенные В. Н. Матвиенко [42], показывают, что в разрезе осадочного чехла месторождения по геотермической характеристике выделяются три толщи. Для первой толщи (300—350 м) характерно постоянство температур, лишь в подошвенной части отмечено незначительное увеличение температур с глубиной (0,75—1,07°С/100 м). Эта толща связана с реликтовыми вечномерзлыми и охлажденными породами, она является теплопоглощающей. Вторая толща (350—950 м) имеет пониженную теплопроводность и характеризуется интенсивным ростом температуры с глубиной (4,07—4,92°С/100 м), а третья (950—2300 м), наоборот, — повышенную теплопроводность и более умеренное увеличение температуры с глубиной (от 3,0 до 3,80°С/100 м) в зависимости от соотношения проницаемых и непроницаемых разностей пород. Продуктивные горизонты нижнемеловых отложений характеризуются величинами геотермических градиентов от 3,2 до 4,0°С/100 м с общей тенденцией уменьшения значений к центральной части месторождения.

Геотемпературное поле Самотлорского месторождения является весьма своеобразным, его особенность — отсутствие определенной взаимосвязи геотемпературных аномалий со структурными формами осадочного чехла. Причины такого несоответствия еще не выяснены, при их изучении наряду с другими факторами необходимо учесть глубинные процессы, тектоническую активность, а также, возможно, устойчивые обратные соотношения структур и гравитационных аномалий, свойственные, по

В. Д. Наливкину и Н. В. Шаблинской [47], районам современного орогенеза.

Таким образом, приведенные данные о геотермических условиях Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции показывают, что этот регион характеризуется своеобразными особенностями естественного теплового поля, которые полностью еще не изучены. Геотермические исследования могут здесь применяться для изучения геологического строения разрезов скважин, глубинной тектоники, а также при поисках и разведке структур, благоприятных для скоплений нефти и газа.

В зонах распространения вечной мерзлоты Западной Сибири может быть использована установленная Д. И. Дьяконовым [24] четкая зависимость гипсометрии нижней границы мерзлоты от глубинной тектоники, как поисковый признак положительных структур нефтегазонакопления.

Большое практическое значение имеет применение геотермии для поисков и разведки термальных вод, которые, по мнению Б. Ф. Маврицкого и О. П. Булыгиной [40], могут быть использованы на нефтяных месторождениях Западной Сибири для законтурного нагнетания в скважины с целью поддержания необходимого давления в пластах без резкого нарушения их теплового режима и физико-химических свойств пластовых вод. В условиях сурового климата Сибири большое народнохозяйственное значение может иметь и решение проблемы использования термальных вод для обогрева жилых и промышленных сооружений в районах развития нефтяной и газовой промышленности.

Глава VII

ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОМЫСЛОВЫХ СКВАЖИН И КОНТРОЛЬ ЗА РАЗРАБОТКОЙ НЕФТЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В нефтяных и газовых пластах в процессе их разработки наблюдаются локальные тепловые поля (дроссельный эффект). Локальные тепловые поля создаются и в коллекторах с активным водным режимом, а также при циркуляции жидкостей в скважине (калориметрический эффект) [19]. От интенсивности тех или иных физико-химических и гидродинамических процессов в действующих скважинах зависят величины возникающих аномалий температур, измерение которых методами термометрии позволяет исследовать интересующие интервалы разрезов.

На нефтяных месторождениях, разрабатываемых методами законтурного и внутриконтурного поддержания пластовых давлений, температура нагнетаемых вод несколько отличается от температуры продуктивных пластов. Это дает возможность изучать интенсивность движения нагнетаемой жидкости и осуществлять контроль за процессами разработки, исследовать особенности вытеснения нефти водой методами термометрии.

Использование термометрии при проведении технологических работ в скважинах

Термометрия широко применяется для исследования затрубной циркуляции вод в нагнетательных и эксплуатационных скважинах, а также с целью определения мест нарушений колонны, работы пусковых клапанов и др. Эти исследования основаны на явлении интенсивного теплообмена между заполняющей скважину жидкостью и циркулирующими водами. На диаграммах термометрии интервал затрубной циркуляции вод выделяется тепловой аномалией, представляющей участок довольно постоянной температуры. Границы участка соответствуют интервалу глубин от уровня поступления жидкости в затрубное пространство до уровня поглощения их породами. Таким образом, при достаточной разнице температур между затрубной и нагнетаемой в скважину жидкостями можно путем измерения разницы температур определять интервал затрубной циркуляции.

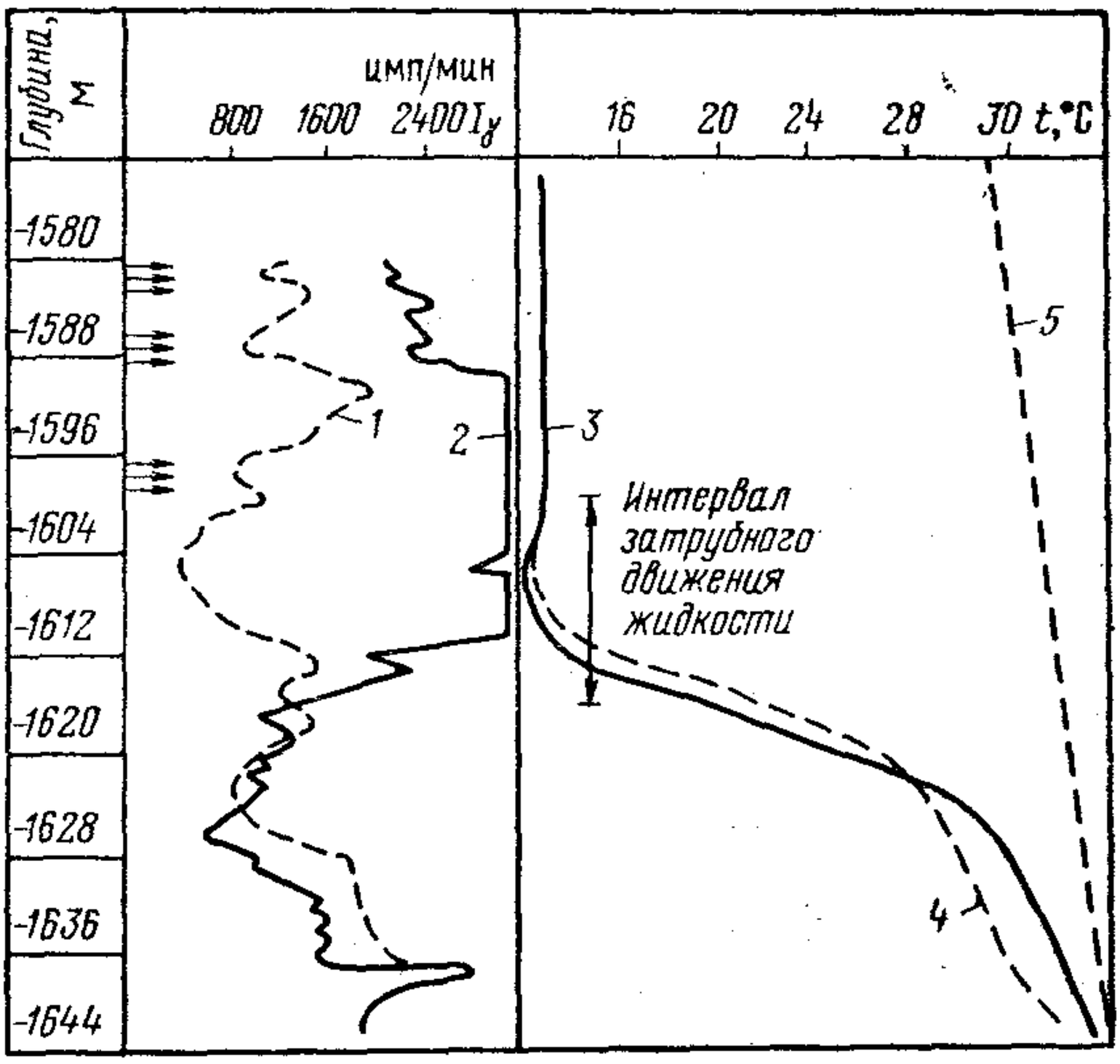


Рис. 34. Определение затрубного движения жидкостей в нагнетательной скв. 2209 Северо-Альметьевской площади Ромашкинского месторождения.

1 — контрольный замер ГМ без изотопов; *2* — замер ГМ после закачки изотопов; *3, 4* — замеры термометром соответственно при спуске и подъеме прибора; *5* — геотермограмма; стрелками показаны интервалы перфорации

Рассмотрим примеры термометрических исследований в нагнетательных и эксплуатационных скважинах Татарии [58].

На рис. 34 приведены термограммы, полученные в нагнетательной скв. 2209 Северо-Альметьевской площади Ромашкинского месторождения, в которой исследовалась затрубная циркуляция. Неперфорированный интервал 1602,8—1612 м выделяется относительно низкими значениями температур, которые характерны и для участка выше глубины 1602,8 м скважины, поставленной на перелив. Ниже глубины 1612 м термограмма показывает интенсивное повышение температуры в интервале затрубного движения жидкости (1602—1616 м). Далее к забою темп роста температуры снижается, характер изменения температуры с глубиной приближается к виду геотермограммы.

До термометрических измерений по данным гамма-метода (ГМ) с применением изотопов в скв. 2209 было установлено наличие затрубного движения жидкости вниз от перфорированного интервала до глубины, не превышающей 1616 м. По материалам дебитометрии основной объем нагнетаемой жидкости поглощается в интервале 1597,2—1599,8 м, что является косвенным признаком наличия затрубного движения, однако не определяет его нижнюю границу. Интерпретация данных термометрических измерений показывает тот же интервал затрубного движения жидкости, что и установленный ГМ с применением изотопов. Это свидетельствует о возможности определения с помощью термометрии наиболее часто встречающихся случаев затрубного движения жидкости вниз от перфорированных интервалов.

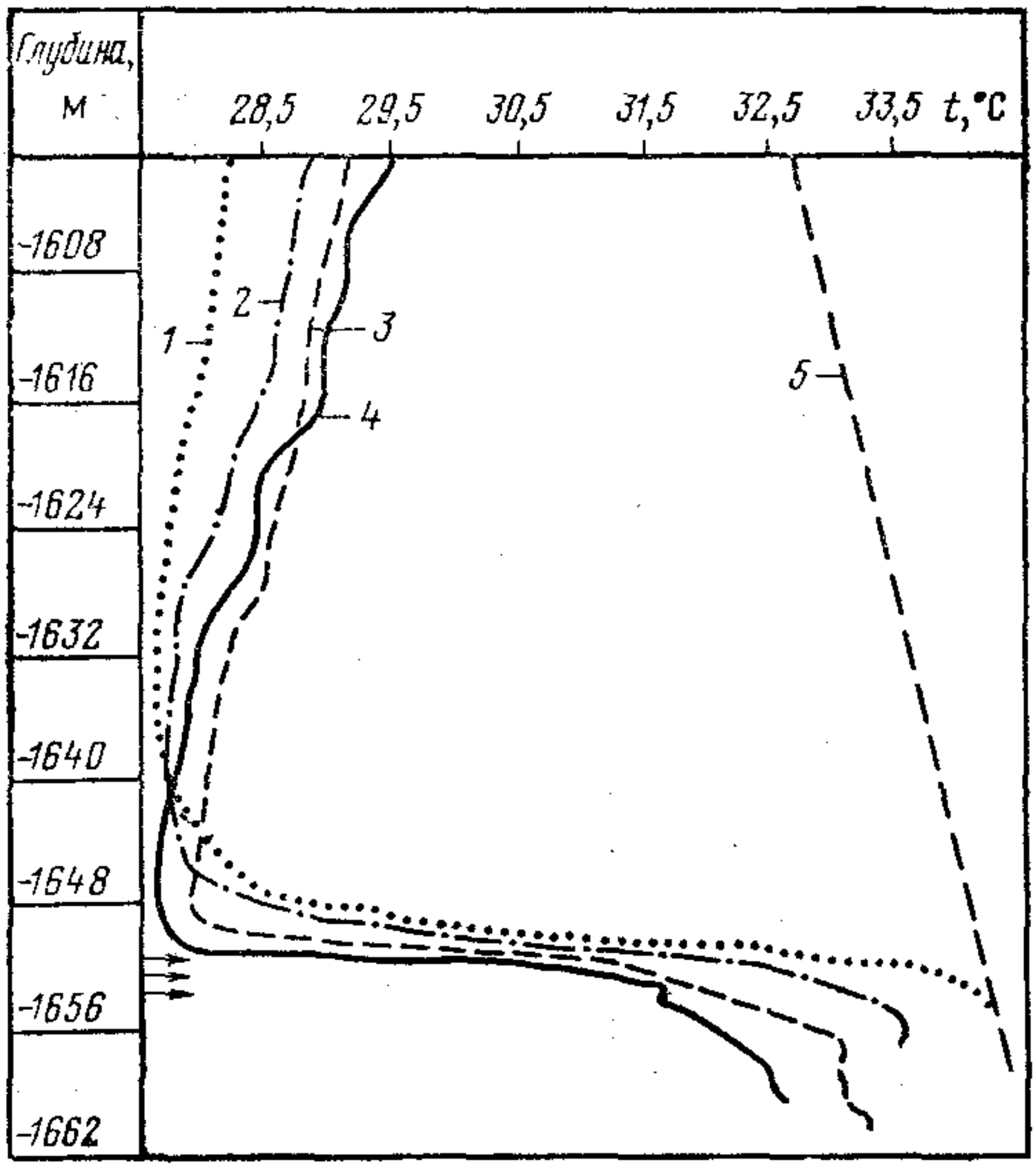


Рис. 35. Исследование с помощью термометрии контрольной скважины 153а Ново-Елховского месторождения.

Термозамеры: *1* — начальный, *2* — через 3 мес, *3*, *4* — через 11 дней; *5* — осредненная геотермограмма; стрелками показан интервал перфорации

Как показывают данные термометрии скважин, при отсутствии затрубного движения воды отмечается резкое увеличение температуры ниже перфорированных интервалов. На рис. 35 приведены результаты исследования контрольной скв. 153а Ново-Елховского месторождения, где измерения проводились периодически в течение 4 мес при самоизливе скважины водой. Вода поступает из интервала перфорации 1649,2—1652,0 м под воздействием соседних нагнетательных скважин, находящихся вблизи скв. 153а (200 м) и имеющих с ней гидродинамически сообщающиеся пласты. Эта опресненная холодная вода является температурным индикатором.

При термометрических исследованиях эксплуатационных скважин с целью определения затрубного движения жидкости необходима специальная методика их подготовки. Последнее связано с тем, что температура в призабойной зоне эксплуатационных скважин практически не изменяется. Поэтому после проведения контрольного измерения в простаивающей эксплуатационной скважине через насосно-компрессорные трубы, установленные над перфорированными интервалами, в пласты продавливается 20—25 м³ холодной соленой воды. Как известно, применение соленой воды необходимо, чтобы исключить уменьшение нефтеотдачи пластов при последующем освоении скважины. Затем проводятся измерения, результаты которых сравниваются с контрольным термозамером для определения затрубного движения воды.

На рис. 36 приведен пример такого исследования скв. 15015 Северо-Альметьевской площади. После контрольного измерения

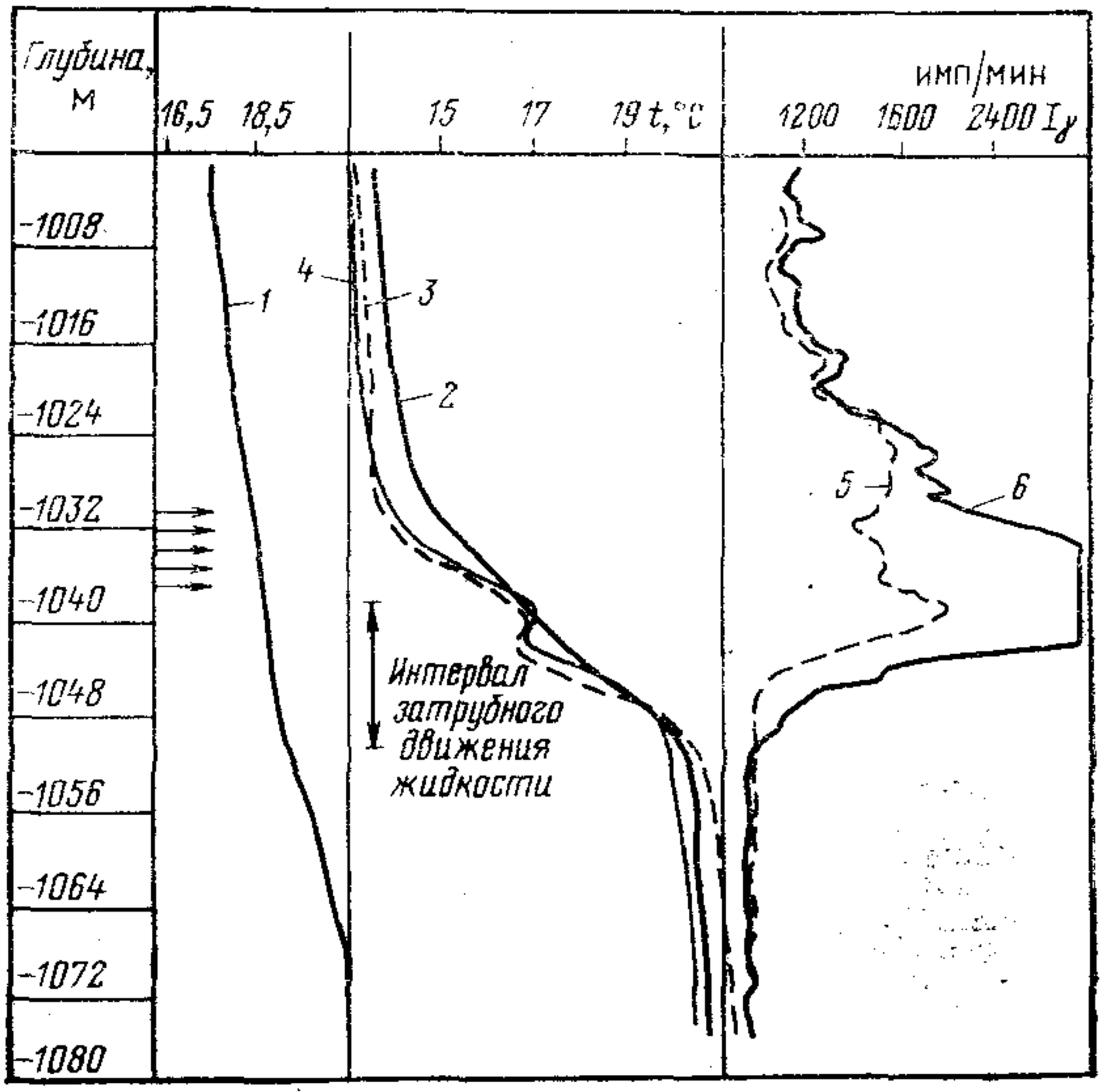


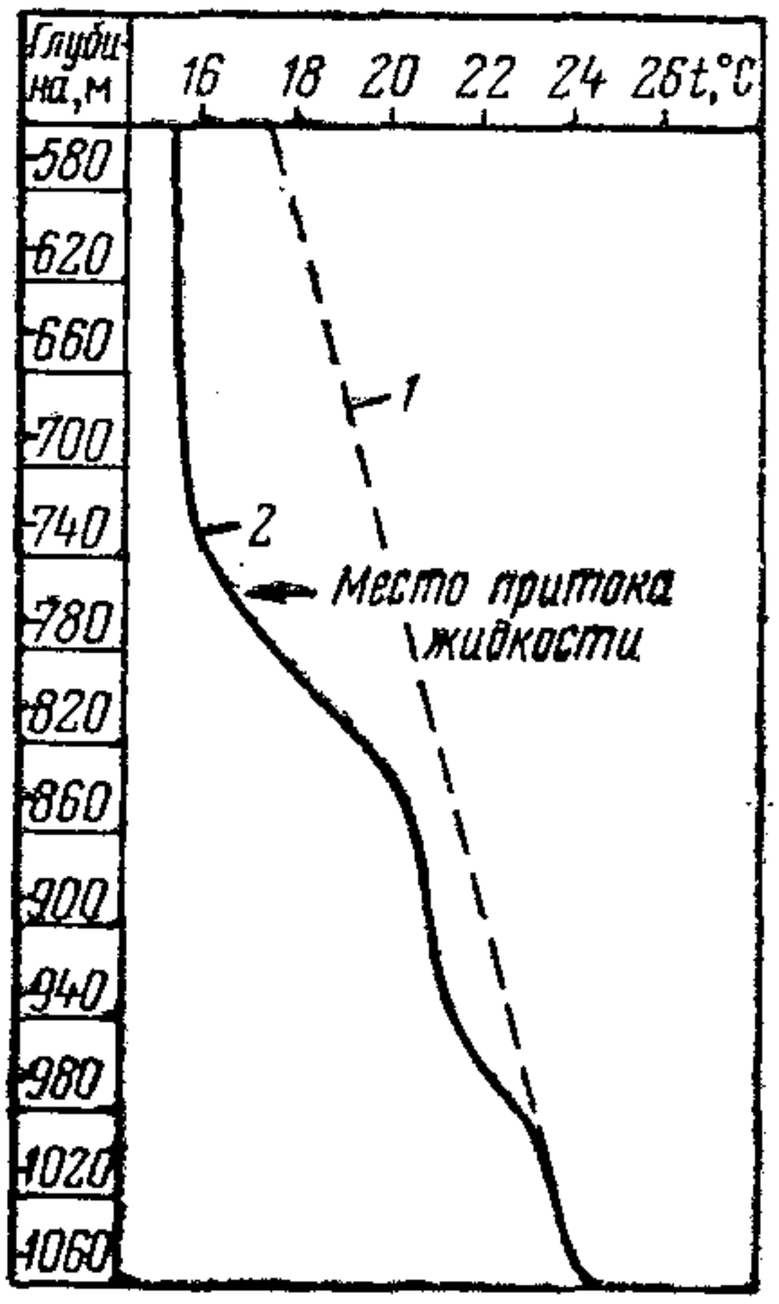
Рис. 36. Определение затрубного движения жидкости с помощью термометрии в эксплуатационной скв. 15015 Северо-Альметьевской площади Ромашкинского месторождения.

1 — контрольный замер термометром; *2—4* — термозамеры после закачки в перфорированный пласт 21 м³ воды; *5* — контрольный замер ГМ; *6* — замер ГМ после изотопов; стрелками показан интервал перфорации

в перфорированный интервал нагнеталось 21 м³ холодной воды. Установлено наличие затрубного движения воды вниз от интервала перфорации до глубины 1050 м. Исследование эксплуатационной скважины по этой методике с помощью термометрии по эффективности практически равнозначно применению ГМ с изотопами в этих целях. Этот вывод имеет важное значение, так как известно, что изотопы затрудняют последующее изучение скважин радиоактивными методами.

Отметим еще один вид термометрических исследований — определение затрубного движения «сбросовых» вод и перетоков между пластами в эксплуатационных скважинах. На Ромашкинском месторождении такие воды закачиваются в большом количестве в скважины с поглощающими горизонтами (пористые кавернозные известняки намюрского и фаменского ярусов). «Сбросовые» воды иногда попадают по гидродинамическим сообщающимся горизонтам в соседние эксплуатационные скважины, и, если в последних поглощающие пласты не изолированы цементной заливкой, воды поглощаются ими или попадают на дневную поверхность. Поэтому возникает необходимость периодически проверять наличие затрубного движения и перетоков «сбросовых» вод в простаивающих контрольных и пьезометрических скважинах. Пока это возможно только с помощью термометрии.

Анализ термограмм таких исследований в скв. 5652, 2235, 2288, 2437 и других показывает, что в геологических условиях Ромашкинского месторождения эта задача успешно решается. На рис. 37 показан пример определения места притока вод в скв. 5652 вверх от поглощающего горизонта (скважина перели-



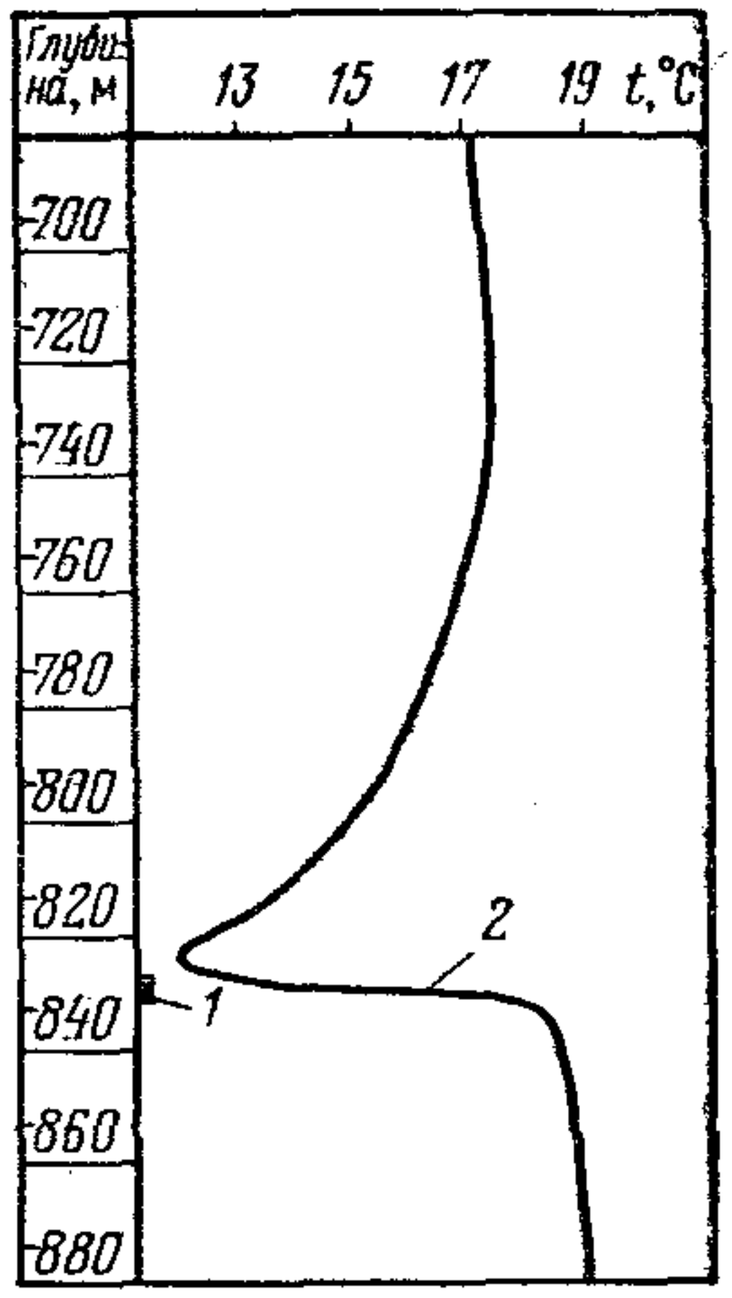


Рис. 37. Определение места притока жидкости с помощью термометрии в скв. 5652 Ромашкинского месторождения.

1 — осредненная геотермограмма; *2* — термозамер, определяющий место притока жидкости

Рис. 38. Определение работы пускового клапана с помощью термометрии в скв. 738 Ромашкинского месторождения [32].

1 — местоположение клапана; *2* — термограмма

вает через кольцевое пространство между обсадной колонной и кондуктором). Затрубное движение обусловлено ежесуточным нагнетанием 700 м³ «сбросовых» вод в поглощающие пласты намюрского яруса соседней скважины, находящейся на расстоянии 600 м.

Места нарушений колонны в эксплуатационных скважинах определяются по общеизвестной методике. Однако установить негерметичность колонны в нагнетательных скважинах при незначительных ее нарушениях трудно, так как в этом случае мешает выравнивание температуры жидкости по всему стволу нагнетательной скважины. В таких условиях практический интерес представляет способ, применяемый в тресте Татнефтегеофизика, заключающийся в следующем. После остановки нагнетательной скважины в ней проводится контрольный термозамер. Если в исследуемом интервале обнаруживают незначительную аномалию температур (0,2—0,5°С), указывающую на возможную негерметичность колонны в этом месте, то скважину закрывают. Через некоторое время (1—2 ч) из-за перетока жидкости по межтрубному пространству из интервала перфорации в место нарушения колонны наметившаяся аномалия температур увеличивается. Путем проведения повторных измерений после 1—2-часовой выдержки скважины определяют обычными электротермометрами утечку воды, даже небольшую (несколько

десятков кубических метров в сутки) через место нарушения колонны.

При газлифтной эксплуатации скважин большое значение имеет определение нарушений в работе пусковых клапанов. Применение термометрии в этих целях основано на изменении температуры при перепаде давления в работающем клапане [32]. Это изменение температуры в зоне размещения клапана составляет более 4°С (рис. 38), в связи с чем указанный метод является надежным показателем подключения клапана.

Использование высокочувствительных термометров при исследовании эксплуатационных скважин

Задачи нефтегазовой геологии, решаемые с помощью термометрии, могут быть значительно расширены при детальных (до десятых и сотых долей градуса) измерениях температур, о чем свидетельствует практика исследований скважин высокочувствительными аномалий-термометрами и другими специальными термометрами [3, 15, 49, 50, 56, 72 и др.]. Большая разрешающая способность таких термометров позволяет помимо выяснения указанных выше вопросов также изучать профили отдачи эксплуатируемого пласта и приемистость объекта закачки, находить относительную продуктивность отдельных горизонтов при их совместной эксплуатации одним стволом, определять эффективность работ по интенсификации притока нефти или газа из пластов и др.

Применение детальной термометрии в Западной Сибири показало [3], что можно выявлять затрубную циркуляцию жидкости при перепадах температур в скважине до 0,05°С и спустя продолжительное время (до 2 нед) после нагнетания воды. На рис. 39 приведен пример таких исследований в нагнетательной скв. 565 Усть-Балыкского месторождения. На всех кривых, зарегистрированных в различное время после остановки скважины, четко отмечается изменение градиента температуры у пластов $Б_{II}+Б_{III}$, указывающее на поступление жидкости по затрубному пространству.

Высокочувствительные термометры могут быть использованы наиболее эффективно при изучении нефтеносности и особенно газоносности коллекторов.

Как известно, если в скважине имеется приток газа или нефти, то это вызывает снижение температуры за счет дросселирования газа или нефти против газонефтеносного пласта, максимальное значение которого

$$\Delta t_{max} = -\varepsilon \Delta p, \qquad (64)$$

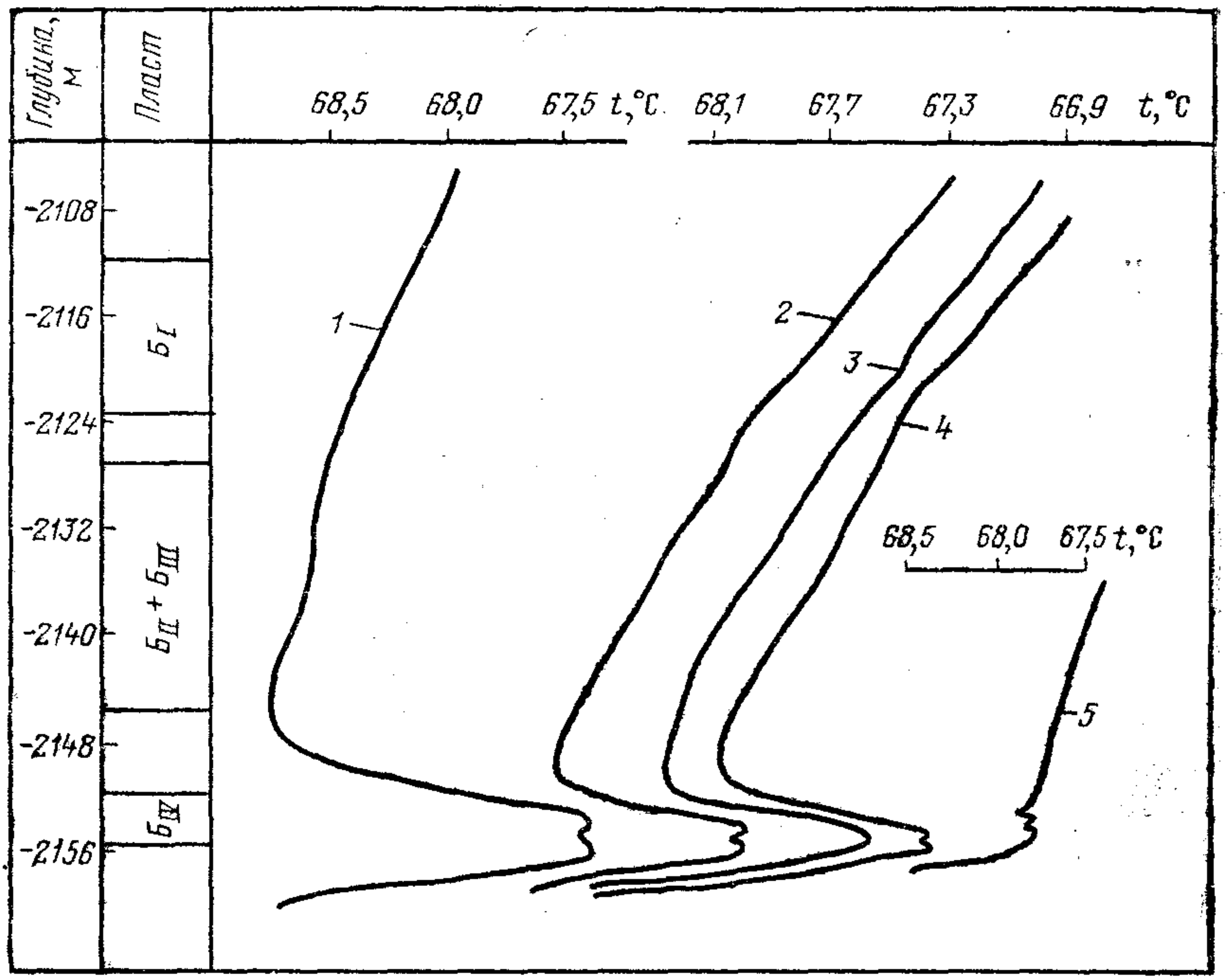


Рис. 39. Определение затрубной циркуляции жидкости с помощью высокочувствительной термометрии [3] в скв. 565 Усть-Балыкского месторождения.

Термограммы зарегистрированы после остановки скважины: *1* — через 15 сут, *2—4* — соответственно через 24, 22 и 20 ч; *5* — термограмма, зарегистрированная в процессе закачки воды

где Δp — перепад давления; ε — коэффициент Джоуля — Томсона, зависящий от природы газа, давления и температуры.

В связи с этим термометрия может применяться в эксплуатационных скважинах для разделения пород по характеру насыщения. При этом изменение температуры определяется формулой

$$\Delta t = -\varepsilon_{эф}\Delta p = \frac{t_1 - t_2}{p_1 - p_2}(p_{пл} - p_{заб}). \qquad (65)$$

Здесь $\varepsilon_{эф} = \frac{t_1 - t_2}{p_1 - p_2}$ — эффективный (интегральный) коэффициент Джоуля — Томсона, который можно определить по измерению температур и давлений на забое при двух режимах — в остановленной скважине и работающей; $\Delta p = p_{пл} - p_{заб}$ — депрессия на пласт при пластовом и забойном давлениях.

Коэффициент Джоуля — Томсона для воды, нефти и газа имеет значения соответственно 0,018—0,024, 0,01—0,06 и

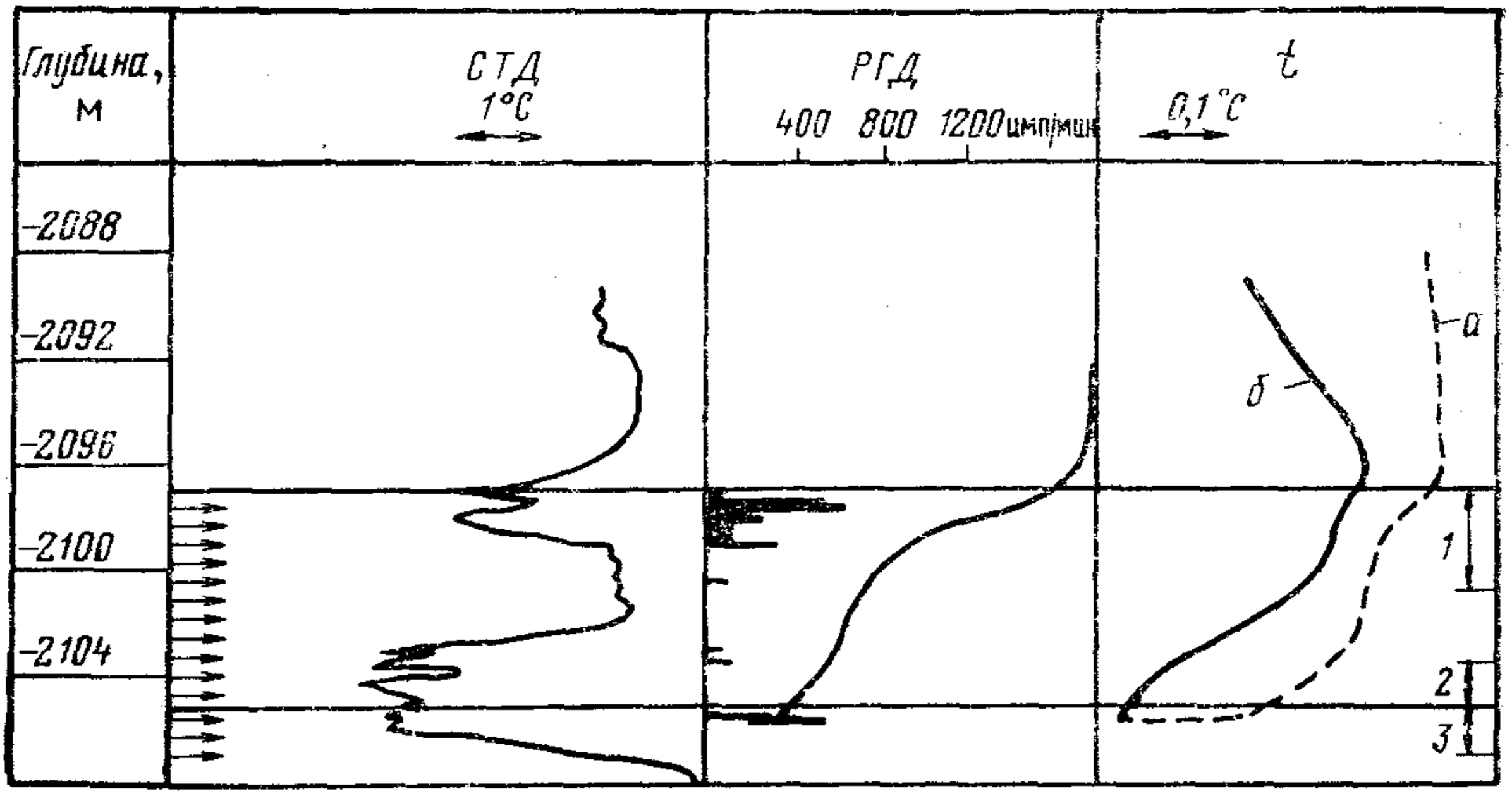


Рис. 40. Выявление интервалов пласта, отдающих нефть и воду, с помощью термометрии в скв. 600 Усть-Балыкского месторождения [28].

СТД — замер скважинным термокондуктивным дебитомером; *РГД* — замер гидродинамическим дебитомером; термозамеры: *а* — в работающей скважине при дебите 200 м³/сут; *б* — в остановленной скважине; *1* — интервал притока нефти; *2* — интервал притока воды: *3* — *источник обводнения; стрелками показан интервал перфорации*

— (0,25—0,40) °С/(кгс/см²), на чем основано определение характера насыщения пород.

На рис. 40 приведен пример выделения интервалов пласта, отдающих нефть и воду, в скв. 600 Усть-Балыкского месторождения [28]. Исследование проведено высокочувствительным термометром с использованием дроссельного эффекта. Скв. 600 перфорирована в интервале 2098—2109 м, в связи с обводнением из нее стала поступать нефть с 30% воды. Для уточнения интервалов поступления нефти и воды выполнены термозамеры при дебите 200 м³/сут и в случае остановки скважины на 4 ч. Когда скважина работает, термометром регистрируются как дроссельный, так и калориметрический эффекты. При остановке скважины калориметрический эффект через некоторое время исчезает. В связи с этим можно выделить два интервала: 2098—2103 и 2105,5—2108 м. В верхнем интервале температурная аномалия значительно больше, чем в нижнем. Следовательно, вода поступает из нижнего интервала.

Возможность высокочувствительных термометров регистрировать разности температур, измеряемые десятыми и сотыми долями градуса, позволяет их применять при невысоких депрессиях на забое скважин с незначительным изменением температуры. В качестве еще одного примера рассмотрим исследование скв. 1662 Ромашкинского месторождения (рис. 41) высокочувствительным электронным термометром КГУ [72], техническая характеристика которого приведена выше.

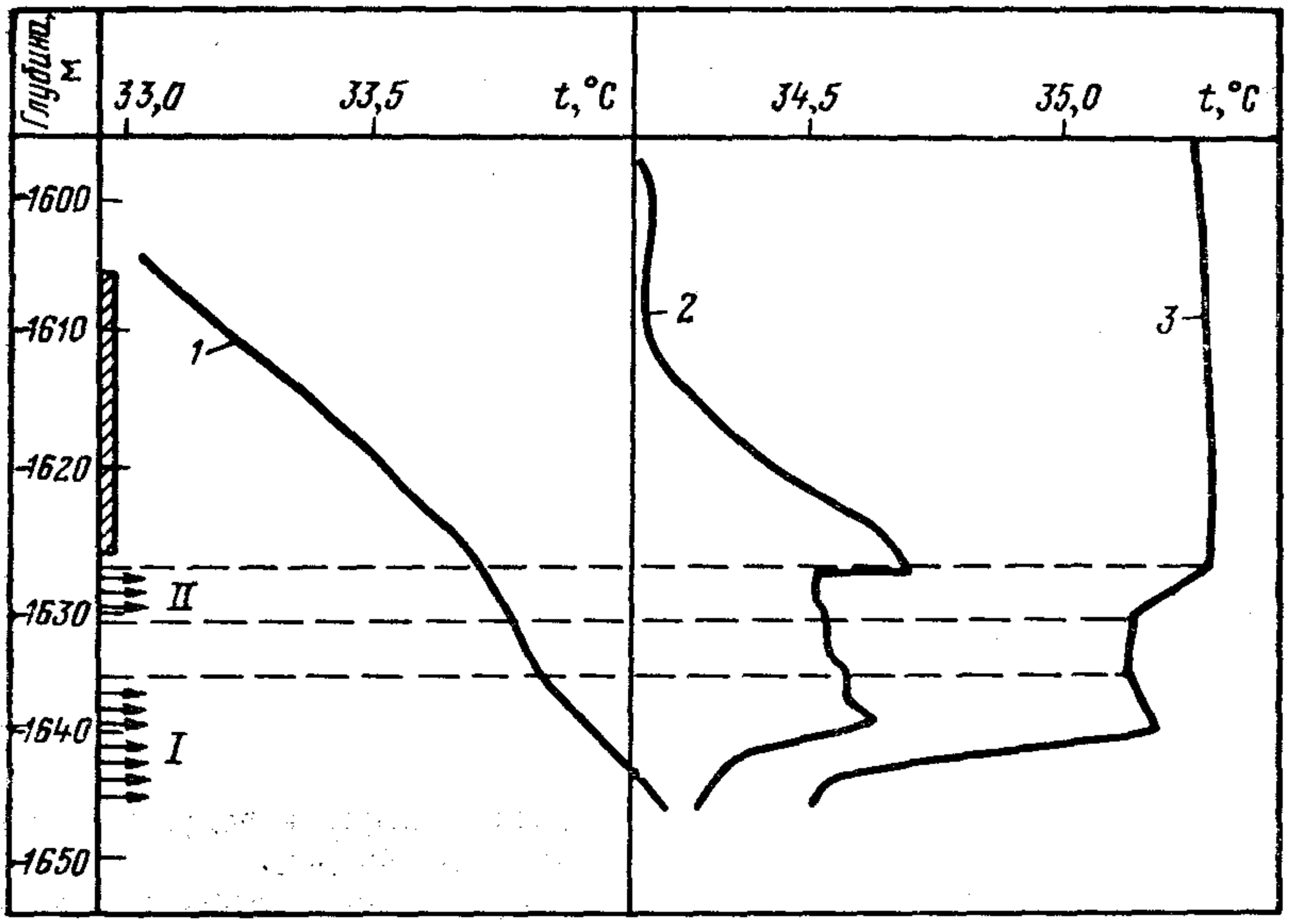


Рис. 41. Исследование призабойной зоны скв. 1662 Ромашкинского месторождения высокочувствительным электронным термометром КГУ [72].

1 — геотермограмма; *2, 3* — термограммы соответственно в остановленной и работающей скважинах при дебите 150 м³/сут; стрелками показаны интервалы перфорации

Скв. 1662 перфорирована в интервалах 1609,4—1624, 1628,4—1631,6 и 1635—1643,6 м. Впоследствии интервал 1609,4—1624 м был отключен патрубком (на рис. 41 заштрихован). Пластовое давление составляло, по данным Нефтегазодобывающего управления Лениногорскнефть, 161 кгс/см². Нефть из скважины поступает с 12% воды. Для определения места притока воды, наличия перетоков, величин пластовых давлений в отдельных интервалах и количества перетекающей жидкости исследования высокочувствительным термометром проводились в комплексе с дистанционным манометром и дебитомером станции ЭДИС-КГУ в двух режимах: в работающей скважине с дебитом 150 м³/сут и при ее остановке (после 28-ч простоя).

По результатам исследований можно выделить два интервала притока (*I, II*). Величина градиента температуры, зарегистрированной по термограмме в начальной стадии восстановления температуры, позволяет определить направление перетока. В общем случае, если величина градиента $dt/dH > 0$, происходит переток жидкости из верхнего интервала *II* в нижний *I*, когда же $dt/dH < 0$, наоборот. Необходимым условием определения направления перетока является превышение температуры пластов-коллекторов над температурой насыщающей их жидкости во время работы скважины, что в свою очередь определяется опти-

мальным временем выдержки скважины, после которого следует проводить измерения температуры в изучаемых интервалах. Принципиально оценить время выдержки скважины можно в том случае, если известны тепловые и фильтрационные свойства пород пластов-коллекторов. Этот вопрос требует специального исследования.

В остановленной и выдержанной заведомо достаточное время скважине малая величина градиента температуры между интервалами *I* и *II* и резкое увеличение температуры в кровле интервала *II* свидетельствуют о направлении перетока сверху вниз. Кроме того, в условиях внутриконтурного заводнения наиболее вероятно обводнение интервала *II* с более высоким пластовым давлением.

Экспериментальные данные исследования скв. 1662 и произведенные расчеты показывают [72], что при остановленной скважине пластовое давление в интервале *II* $p_{пл}=191{,}7$ кгс/см², а в интервале *I* $p_{пл}=157{,}5$ кгс/см². В результате перепада давлений $\Delta p=34{,}2$ кгс/см² происходит переток жидкости из интервала *II* в интервал *I*. При этом количество перетекающей жидкости $Q_{II-I}=22{,}1$ м³/сут. Рассчитанное для интервала *I* значение эффективного коэффициента Джоуля — Томсона $\varepsilon_{эф}=0{,}042$°С/(кгс/см²) свидетельствует, что интервал *I* не обводнен.

Применение термометрии для контроля за разработкой нефтяных месторождений

К настоящему времени длительной эксплуатацией нефтяных месторождений накоплен богатый опыт применения термометрии для контроля за процессами заводнения. Одним из важных вопросов разработки месторождений является выяснение характера и степени охлаждения нефтяных пластов в связи с закачкой в них больших объемов холодной воды. Для этих целей необходимо располагать данными о начальных температурных условиях разрабатываемых залежей, исследовать изменения температуры в процессе разработки продуктивных пластов, а также учитывать влияние измененной температуры на вязкость пластовых нефтей и другие качественные изменения.

Геотермические исследования, проводимые в большом объеме на Ромашкинском и других нефтяных месторождениях Волго-Уральской провинции, позволили установить особенности распределения естественного теплового поля. Эти данные приводились в гл. VI. Для изучения тепловых процессов, которые происходят при заводнении многопластовых месторождений, необходим контроль за температурой разрабатываемых, а также перекрывающих и подстилающих их пластов. Исследования показывают, что продвижение нагнетаемой воды с температурой,

меньшей начальной пластовой (естественная температура основного эксплуатационного горизонта $Д_I$ в пределах месторождений 29—44°С, температура нагнетаемой воды в зависимости от сезона в среднем меняется в пределах 2—22°С, вызывает нарушение естественного распределения температур в пласте. Вначале изменения естественных температур бесконечно малы, однако после длительного времени нагнетания в зависимости от местоположения скважин, гидравлической проводимости, фазовой проницаемости и других факторов, обусловливающих темп движения закачиваемой воды, они могут достигать значительных величин (15°С и более).

Контроль за температурным режимом выполняется в нагнетательных, эксплуатационных и контрольных скважинах. Рассмотрим особенности термометрических исследований в этих скважинах.

В нагнетательных скважинах термометрия проводится с целью выявления водопринимающих пластов, определения работающих интервалов и приемистости. Исследования основаны на различии темпов изменения температуры в зоне поглощения закачиваемой жидкости и в окружающих пласт породах. При этом необходимо учитывать выбор оптимального времени остановки нагнетательной скважины перед проведением термометрии. Как показывают экспериментальные данные [50], наилучшие результаты достигаются через 3—5 ч после остановки нагнетания. При большем времени простоя скважины возрастающее влияние естественного теплового поля затрудняет определение границ работающего интервала, а в случае меньшего времени простоя возможны временные тепловые возмущения, вызванные незначительными затрубными перетоками и другими причинами.

На рис. 42 приведены термограммы против продуктивных горизонтов в нагнетательной скв. 1069. Вытеснение жидкости происходит в 10-метровой толще пластов $б+г$.

Исследования в контрольных и эксплуатационных скважинах проводятся для выделения зон охлаждения и определения величин снижения температур. В эксплуатационных скважинах обводненные пласты иногда «отсекаются» цементным мостом, в связи с чем выполнение термометрии в них затруднено. В этих случаях исследования проводятся в контрольных скважинах, находящихся между нагнетательным и первым эксплуатационным рядами скважин. Наблюдения температур в горизонте $Д_т$ в процессе разработки показывают, что зоны охлаждения имеются не во всех скважинах, расположенных от нагнетательного ряда на расстоянии 250—700 м. Это свидетельствует о неравномерном движении вытесняющей воды в плане месторождения. Очевидно, участки интенсивного продвижения воды чередуются с застойными зонами из-за неоднородности пластов разреза.

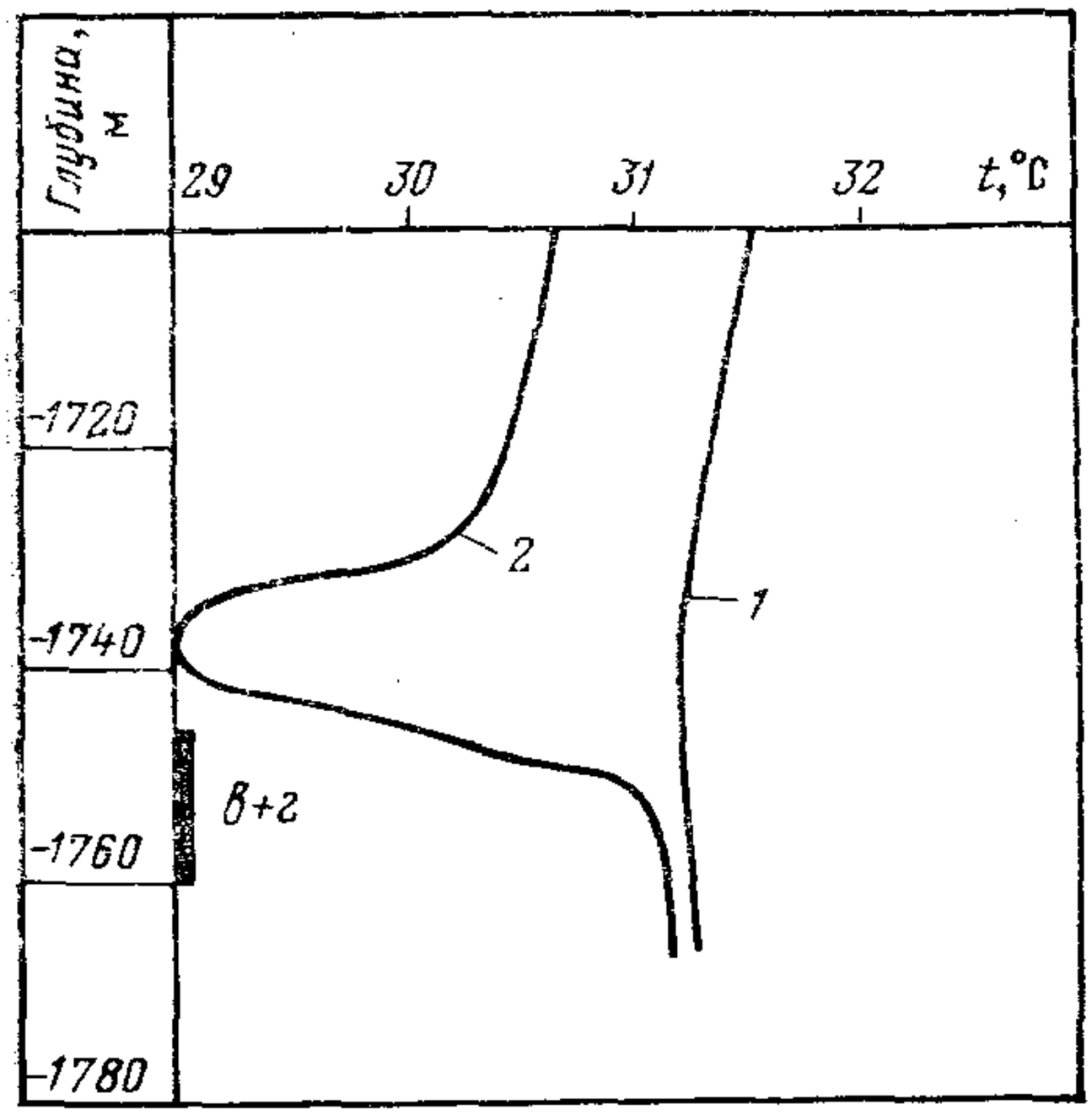
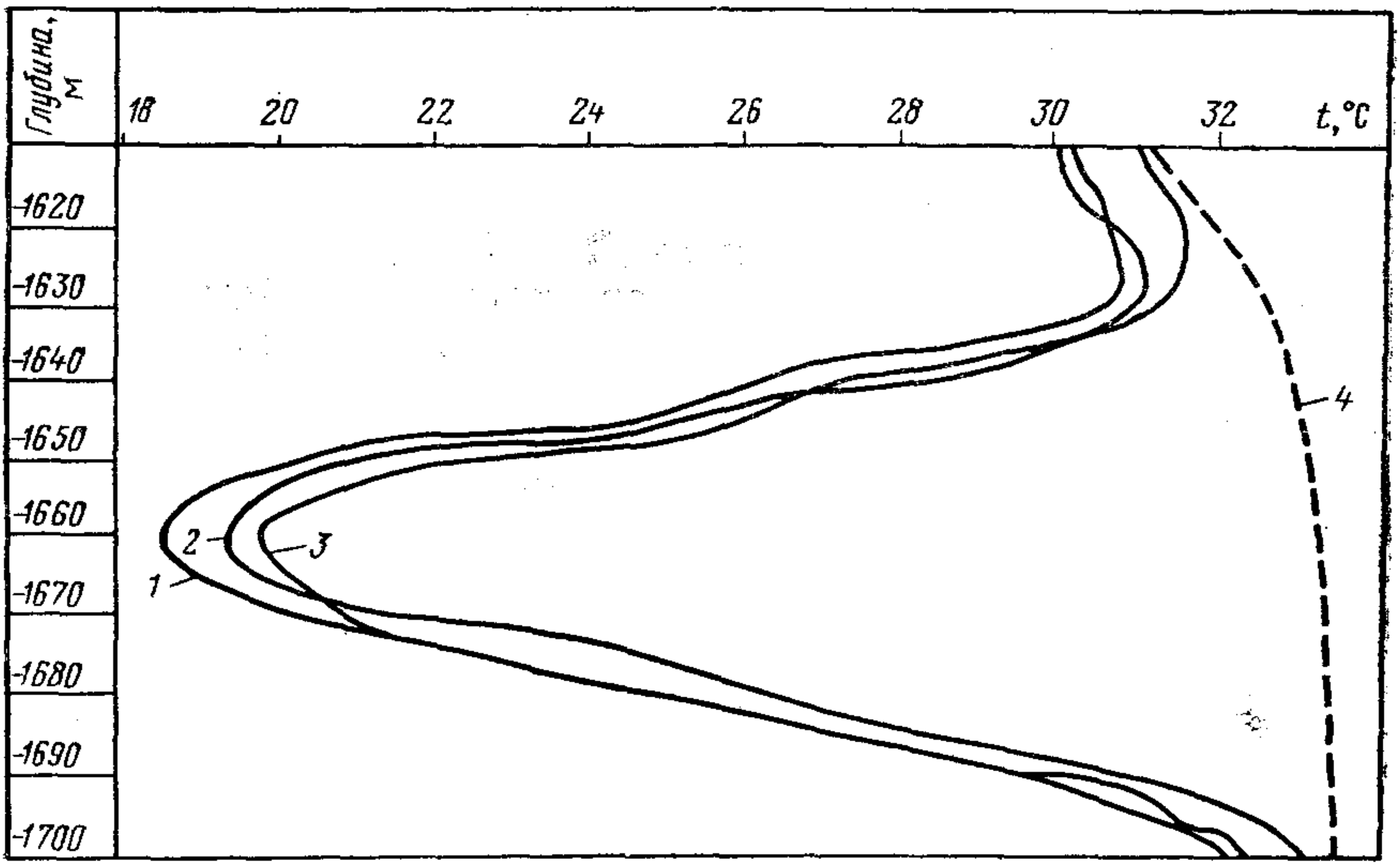


Рис. 42. Термограммы призабойной зоны в нагнетательной скв. 1069 Ромашкинского месторождения.

1 — термограмма во время нагнетания воды; *2* — то же, через 3 ч после остановки скважины

Рис. 43. Термограммы в призабойной зоне контрольной скв. 5061 Ромашкинского месторождения [32].

Термограммы, зарегистрированные: *1* — 2/III 1967 г., *2* — 4/VII 1967 г., *3* — 20/VII 1967 г.; *4* — геотермограмма



Как показывает анализ результатов исследований, в большинстве случаев фронт вытесняющей воды движется по зонам слияния высокопроницаемых пластов *б+г*.

В качестве примера приведем результаты исследований ТатНИПИнефти [32] температурного режима контрольной скв. 5061 Ромашкинского месторождения (рис. 43). Эта скважина вступила в эксплуатацию в 1956 г., расположена на расстоянии 315 м от ряда нагнетательных скважин, средняя приемистость которых составляет 900 м³/сут. В нагнетательные скважины с начала разработки закачано более 21 млн. м³ воды. Охлаждение пластов более чем на 10°С вызвано влиянием боль-

ших объемов холодной воды, прошедшей по проницаемым пластам.

Исследования теплового режима скважин Мухановского, Дмитриевского, Кулешовского и других нефтяных месторождений Куйбышевской области также показывают изменение тепловых полей в нефтяных залежах под влиянием внутриконтурного заводнения [13]. Термограммы по наблюдательным скв. 307, 320 и 376 (находились в эксплуатации до остановки из-за обводнения) Мухановского месторождения фиксируют понижение температуры продуктивных пластов на 3—12°С по сравнению с начальной.

В нагнетательной скв. 151 Мухановского месторождения термометрия проводилась вначале при совместной закачке воды (40 м³/сут) в горизонты $Д_{II}$ и $Д_{III}$, а затем при самоизливе воды через затрубное пространство. В первом случае в интервале продуктивных пластов $t=38\div39$°С, а во втором случае $t=42{,}2\div42{,}7$°С. Следовательно, понижение температуры по сравнению с начальной достигает 3,7—4,2°С.

В связи с установленным термометрией охлаждением продуктивных пластов при их законтурном заводнении необходимо заметить следующее. Многолетние систематические наблюдения за температурой и исследования теплового режима разрабатываемых нефтяных месторождений Татарии и Куйбышевской области [13, 32, 43 и др.] показывают, что на отдельных участках, где произошел направленный прорыв больших объемов воды по высокопроницаемым пластам, охлаждение заводняемых пластов имеет локальный характер с распространением фронта температур на расстояние 250—700 м. Мощность зоны охлаждения в отдельных скважинах достигает 140 м, а в удалении от них вблизи фронта температур не превышает мощности заводненного пласта. По данным промысловых экспериментов, продуктивные пласты, охлажденные до температуры кристаллизации парафина, могут быть освоены и эксплуатироваться при обычных депрессиях. В этом случае стоимость, связанная с потерей нефти в охлажденных зонах, не компенсирует затрат на подогрев закачиваемой воды в процессе разработки. В то же время рационально применение подогретых технологических сточных вод (особенно вод с деэмульсационных установок) для извлечения нефти из охлажденных и малопроницаемых пластов.

Список литературы

1. *Атрощенко П. П.* Геотермические условия северной части Припятской впадины. Минск, «Наука и техника», 1975. 103 с. с ил.
2. *Балакиров Ю. А.* Термодинамические свойства нефти и газа. М., «Недра», 1972. 190 с. с ил.
3. *Басин Я. Н., Степанов А. Г., Тюкаев Ю. В.* Определение затрубной циркуляции методом высокочувствительной термометрии. «Нефтяное хозяйство», 1969, № 10, с. 30—32 с ил.
4. *Белоусов В. В.* Основы геотектоники. М., «Недра», 1975. 264 с. с ил.
5. *Боганик Н. С.* О роли радиогенного тепла в формировании геотермальных полей.— В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М., «Недра», 1966, с. 73—85 с ил.
6. *Богомолов Г. В., Цыбуля Л. А., Атрощенко П. П.* Геотермическая зональность территории БССР. Минск, «Наука и техника», 1972. 210 с. с ил.
7. *Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974. 373 с. с ил.
8. *Бриджмен П. В.* Исследования больших пластических деформаций и разрыва. М., ИЛ, 1955. 444 с. с ил.
9. *Варгафтик Н. Б.* Теплопроводность жидкостей.— «Изв. Всесоюз. теплотехн. ин-та», 1949, № 8, с. 6—21 с ил.
10. *Васильев Ю. М.* Геотермические особенности разреза Аралсорской сверхглубокой скважины.— В кн.: Аралсорская сверхглубокая скважина. М., «Недра», 1972, с. 142—145 с ил. (МИНХиГП. Труды, вып. 100).
11. *Виноградов А. П.* Происхождение оболочек Земли. «Вестник АН СССР», 1962, с. 16—29 с ил.
12. *Витенко В. А., Новосилецкий Р. М., Полутранко Я. Ю.* Взаимосвязь пластовых давлений с глубинными температурами и нефтеносностью Днепровско-Донецкой впадины.— «Геология нефти и газа», 1973, № 5, с. 59—63 с ил.
13. *Влияние* внутриконтурного заводнения на пластовую температуру и условия вытеснения нефти.— В кн.: Геология и разведка нефтяных месторождений. М., «Недра», 1971, с. 136—145 с ил. Авт.: К. Б. Аширов, А. В. Сафронов, В. Е. Гавура и др. (Гипровостокнефть. Труды, вып. 15).
14. *Волькенштейн В. С.* Скоростной метод определения теплофизических характеристик материалов. Л., «Энергия», 1971. 145 с. с ил.
15. *Габдуллин Т. К., Лукьянов Е. П.* Применение глубинной дистанционной аппаратуры в нефтедобывающей промышленности Татарии. Казань, Таткнигоиздат, 1968. 118 с. с ил.
16. *Герасимов В. Г., Покровский В. А.* О термальных водах палеозойских отложений ТатАССР.—В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 51—57 с ил.
17. *Геращенко О. А., Федоров В. Г.* Тепловые и температурные измерения. Справочное руководство, Киев, «Наукова думка», 1965. 295 с. с ил.
18. *Горшков Г. С.* Некоторые вопросы теории вулканологии.— «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1958, № 11, с. 103—114.
19. *Дахнов В. Н.* Интерпретация результатов геофизических исследований разрезов скважин. М., «Недра», 1972. 365 с. с ил.
20. *Дахнов В. Н., Дьяконов Д. И.* Термические исследования скважин. М., Гостоптехиздат, 1952. 251 с. с ил.

21. *Добрынин В. М.* Деформация и изменения физических свойств коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1970. 239 с. с ил.
22. *Дружинин А. В.* О геотемпературном показателе времени формирования Кулешовского и Благодаровского нефтяных месторождений.— «Геология нефти и газа», 1970, № 5, с. 46—49 с ил.
23. *Дульнев Г. Н., Заричняк Ю. П.* Теплопроводность смесей и композиционных материалов. Л., «Энергия», 1974. 264 с. с ил.
24. *Дьяконов Д. И.* Геотермия в нефтяной геологии. М., Гостоптехиздат, 1958. 277 с. с ил.
25. *Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А.* Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М., «Недра», 1969. 117 с. с ил.
26. *Дьяконов Д. И., Яковлев Б. А., Широков В. Н.* Тепловые свойства горных пород — основа интерпретации данных термометрии скважин.— В кн.: Петрофизика коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1975, с. 244—255 с ил. (МИНХ и ГП. Труды, вып. 115).
27. *Земля.* Введение в общую геологию. Т. 2. Пер. с англ. М., «Мир», 1974. 446 с. с ил. Авт.: Дж. Ферхуген, Ф. Тернер, Л. Вейс и др.
28. *Изучение* коллекторов нефти и газа месторождений Западной Сибири геофизическими методами. М., «Недра», 1974. 240 с. с ил. Авт.: Е. И. Леонтьев, Л. М. Дорогиницкая, Г. С. Кузнецов и др.
29. *Кобранова В. Н.* Физические свойства горных пород. М., Гостоптехиздат, 1962. 490 с. с ил.
30. *Комаров С. Г.* Техника промысловой геофизики. М., Гостоптехиздат, 1957. 562 с. с ил.
31. *Кондратьев Г. М. Тепловые измерения. М.—Л., Машгиз, 1957. 244 с. с ил.*
32. *Кондрашкин В. Ф.* Исследование некоторых термодинамических условий разработки Ромашкинского нефтяного месторождения. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. канд. техн. наук. Уфа, ТатНИПИнефть, 1971. 21 с.
33. *Кострюков Г. В., Голиков А. Д.* Температурный режим Ромашкинского месторождения. М., Гостоптехиздат, 1962. 99 с. с ил.
34. *Кротова В. А.* Геотермические аномалии земной коры и разгрузка подземных флюидов.— В кн.: Геотермические условия осадочного чехла нефтегазоносных бассейнов. Л., изд. ВНИГРИ, 1975, с. 7—23. (ВНИИГРИ. Труды, вып. 369).
35. *Лобов В. А.* Обоснование дислокаций типа надвига и поднадвиговых зон нефтегазонакопления на востоке Русской платформы.— «Труды Геол. ин-та», 1970, вып. 30, с. 26—41 с ил.
36. *Любимова Е. А.* Источники глубинного тепла Земли и термические свойства планет земного шара.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966, с. 3—30 с ил.
37. *Любимова Е. А., Люсова А. Н., Фирсов Ф. В.* Основы определения теплового потока из земных недр и результаты измерений.— В кн.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964, с. 5—104 с ил.
38. *Любимова Е. А., Старикова Г. Н., Шушпанов А. П. Теплофизические* исследования горных пород.— В кн.: Геотермические исследования. М., «Наука», 1964, с. 115—174 с ил.
39. *Любимова Е. А., Шелягин В. А., Шушпанов А. П.* Аппаратура для определений глубинного теплового потока.— В кн.: Проблемы глубинного теплового потока. М., «Наука», 1966, с. 107—131 с ил.
40. *Маврицкий Б. Ф., Булыгина О. П.* Термальные воды центральных районов Западно-Сибирского бассейна и их практическое значение.— В кн.: Региональная геотермия и распространение термальных вод в СССР. М., «Наука», 1967, с. 227—232 с ил.
41. *Малофеев Г. Е., Сабанеева Н. С., Сергиенко С. И.* Определение теплофизических свойств горных пород осадочного чехла Западно-Сибирской плиты.— «Нефтяное хозяйство», 1972, № 2, с. 33—37.
42. *Матвиенко В. Н.* О тепловом режиме Самотлорского нефтяного месторождения Западной Сибири.— Экспресс-информация, «Нефтегазовая геология и геофизика», 1973, № 20, с. 4—7 с ил.

43. *Мингареев Р. Ш., Вахитов Г. Г., Султанов С. А.* Регулирование процессов разработки на Ромашкинском нефтяном месторождении. Казань, Таткнигоиздат, 1965. 89 с. с ил.
44. *Моисеенко У. И., Соколова Л. С., Истомин В. Е.* Электрические и тепловые свойства горных пород в условиях нормальных и высоких температур и давлений. Новосибирск, «Наука», 1970. 66 с. с ил.
45. *Моисеенко А. С., Позин Л. З., Штамов Ю. В.* Измерение тепловых потоков в скважинах при помощи болометра. — В кн.: Машины, оборудование, автоматизация и телемеханизация нефтяной и нефтехимической промышленности. М., «Недра», 1971, с. 283—285 с ил.
46. *Мудуев М. М.* Нераздельное определение теплового потока Земли в буровых скважинах. Автореф. дис. на соиск. уч. степ. докт. техн. наук, Махачкала, АН СССР, 1969. 28 с.
47. *Наливкин В. Д., Шаблинская Н. В.* Соотношение платформенных структур с глубинными массами в земной коре. — В кн.: Геологические результаты прикладной геофизики. Л., «Наука», с. 30—36.
48. *Непримеров Н. Н., Шарагин А. Г.* Особенности внутриконтурной выработки нефтяных пластов. Казань, изд-во КГУ, 1961. 213 с. с ил.
49. *Непримеров Н. Н., Пудовкин М. А., Марков А. И.* Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Казань, изд-во КГУ, 1968. 163 с. с ил.
50. *Непримеров Н. Н., Низамов Р. Х., Волков И. К.* Тепловые аномалии как один из методов контроля за разработкой месторождения. — В кн.: Теоретические и экспериментальные проблемы рациональной разработки нефтяных месторождений. Казань, изд-во КГУ, 1972, с. 65—67.
51. *Николаев С. А.* Теплопроводный и температуропроводный каротаж битумных скважин.—Тезисы докл. семинара «Новая техника промысловых исследований скважин». Казань, изд-во КГУ, 1977, с. 96—97 с ил.
52. *Николаева Н. Г., Непримеров Н. Н., Николаев С. А.* Эффективная теплопроводность нефте-водо-газосодержащих песчаников. — В кн.: Теоретические и экспериментальные проблемы рациональной разработки нефтяных месторождений. Казань, изд-во КГУ, 1972, с. 63—65.
53. *Осадчий В. Г., Лурье А. И., Ерофеев В. Ф.* Геотермические критерии нефтеносности недр. Киев, «Наукова думка», 1976. 142 с. с ил.
54. *Основные* особенности геотермической характеристики Волго-Уральской нефтегазоносной провинции и Ромашкинского нефтяного месторождения. — «Геология нефти и газа», 1973, № 7, с. 52—58 с ил. Авт.: Д. И. Дьяконов, Б. А. Яковлев, Г. А. Тужилин и др.
55. *Платунов Е. С.* Теплофизические измерения в монотонном режиме. Л., «Энергия», 1973. 143 с. с ил.
56. *Позин Л. З.* Дифференциальная термометрия газовых и нефтяных скважин. М., «Недра», 1964. 115 с. с ил.
57. *Предводителев А. С.* О некоторых инвариантных количествах в теории теплопроводности и вязкости жидкостей. — «Ж. физ. химии», 1948, т. 22, вып. 3, с. 396—405 с ил.
58. *Применение* термометрии при решении некоторых задач контроля технического состояния скважин. — В кн.: Вопросы интенсификации процессов добычи и совершенствования технологии подготовки нефти. Казань, Таткнигоиздат, 1973, с. 16—37 с ил. Авт.: В. В. Цветов, Ю. В. Зубов, Р. Ш. Хайретдинов и др.
59. *Роль* неотектонических движений в формировании гидрогеологических аномалий на территории Волгоградского Поволжья. — «Геология нефти и газа», 1972, № 7, с. 25—32 с ил. Авт.: А. В. Цыганков, С. М. Кисельгоф, Л. А. Анисимов и др.
60. *Ромазанзаде М. Г., Ростамян П. М.* Влияние изменения энергии нефти на локальные геотермические аномалии в нефтяных месторождениях. — «Изв. вузов. Сер. Нефть и газ», 1960, № 7, с. 15—20.
61. *Сергеев О. А.* Метрологические основы теплофизических измерений. М., изд-во стандартов, 1972. 156 с. с ил.
62. *Сонин Г. В.* Нейтральный слой и методы его изучения. — В кн.: Термо-

заводнение нефтяных месторождений. Казань, изд-во КГУ, 1971, с. 137—140 с ил.
63. *Справочник* физических констант горных пород. Пер. с англ. Под. ред. С. Кларка мл. М., «Мир», 1969. 543 с. с ил.
64. *Сухарев Г. М., Власова С. П., Тарануха Ю. К.* Геотермические материалы по докембрийско-палеозойским и мезозойским отложениям Большого Кавказа и Предкавказья. — В кн.: Термические методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефтяных месторождений. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1967, с. 127—131.
65. *Таблицы* вероятных функций. Т. 1. М., изд-во ВЦ АН СССР, 1970. 302 с.
66. *Физические* свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика. Под ред. Н. Е. Дортман. М., «Недра», 1976. 527 с. с ил.
67. *Харламов А. Г.* Измерение теплопроводности твердых тел. М., Атомиздат, 1973. 152 с. с ил.
68. *Холмс А.* Основы физической геологии. Пер. с англ. М., ИЛ, 1949. 590 с. с ил.
69. *Цифрас Х., Ван дер Флит Г.* Лабораторные исследования теплопроводности осадочных пород. — В кн.: Промысловая геофизика, вып. 2. Пер. с англ. М., Гостоптехиздат, 1960, с. 78—85.
70. *Череменский Г. А.* Геотермия. М., «Недра», 1972. 271 с. с ил.
71. *Шадричев Е. В., Смирнов И. А.* Новый эталонный материал для измерения теплопроводности. — «Приборы и техника эксперимента», 1968, № 5, с. 218, 219.
72. *Электронный* термометр для исследования термодинамических эффектов в некоторых скважинах. — В кн.: Термозаводнение нефтяных месторождений. Казань, изд-во КГУ, 1971, с. 141—151 с ил. Авт.: А. И. Марков, Н. Н. Непримеров, А. Я. Неткач и др.
73. *Яковлев Б. А.* Относительно термометрии на одножильном кабеле. — «Татарская нефть», 1959, № 6, с. 34—38 с ил.
74. *Яковлев Б. А.* Постановка лабораторных исследований термических свойств горных пород. — «Татарская нефть», 1962, № 7, с. 27—32 с ил.
75. *Яковлев Б. А.* Экспериментальные определения термических свойств горных пород методом «двух альфа» — В кн.: Сейсмические, гравиметрические и промыслово-геофизические исследования в нефтяной и газовой промышленности. М., «Недра», 1964, с. 260—265 с ил. (МИНХ и ГП. Труды, вып. 50).
76. *Яковлев Б. А.* Экспериментальные определения тепловых свойств пластовых жидкостей. — В кн.: Вопросы геологии, разработки нефтяных месторождений, гидродинамики и физики пласта. Л., «Недра», 1967, с. 450—453 с ил. (ТатНИИ. Труды, вып. 10).
77. *Яковлев Б. А.* О тепловых свойствах горных пород Ромашкинского нефтяного месторождения. — В кн.: Вопросы геологии, разработки нефтяных месторождений, гидродинамики и физики пласта. Л., «Недра», 1967, с. 442—449 с ил. (ТатНИИ. Труды, вып. 10).
78. *Яковлев Б. А.* Изучение тепловых свойств горных пород нефтяных месторождений Татарии. — В кн.: Термические методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефтяных месторождений. М., изд. ВНИИОЭНГ, 1967, с. 155—163 с ил.
79. *Яковлев Б. А.* Теплопроводность пород продуктивных отложений девона Ромашкинского месторождения. — «Нефтепромысловое дело», 1977, № 3, с. 10, 11.
80. *Яковлев Б. А., Васильев К. В.* Изучение тепловых свойств горных пород. — «Нефтяное хозяйство», 1975, № 12, с. 53—55 с ил.
81. *Яковлев Б. А., Васильев К. В.* Зависимость теплопроводности горных пород от температуры. — В кн.: Петрофизика коллекторов нефти и газа. М., «Недра», 1975, с. 164—168 с ил. (МИНХ и ГП. Труды. Вып. 115).

82. *Birch F.* Speculations on the Earth's thermal history. — "Bull. Geol. Soc. Amer.", 1965, № 76, p. 113—153 with il.
83. *Clarc S. P., Ringwood A. E.* Densiti distribution and constitution of the mantle. — "Rev. Geophys.", 1964, № 2, p. 35—88.
84. *Horai K., Simmons G.* Thermal conductivity of rockforming minerals. — "Earth and Planet. Sci. Letters.", 1969, vol. 6, № 5, p. 359—368 with il.
85. *Hurtig E.* Untersuchungen der Wärmeleitfähigkeitsanisotropie von Sandsteinen, Grauwacken und Quarziten. — "Pure a. Appl. Geophys", 1965, vol. 60. p. 85—100 with il.
86. *Hurtig E.* Zum Problem der Anisotropie Petrophysikalisher Parameter in geologishen Körpern. — "Geophysic und Geologie", 1967, Bd. 12, S. 3—36.
87. *Lee W. H. K., Macdonald G. I. F.* The global variation of terrestrial heat flow. — J. Geophys. Res.",, 1963, №, 68, p. 6481—6492 with il.
88. *Lee W. H. K., Uyeda S.* Review of heat flow data in Terrestrial Heat flow. Geophys. Monogr., № 8. Washington, American Geophysical Union, 1965, p. 87—190 with il.
89. *Roy P. F.* Heat flow measurement in the U. S. A. Thesis Harvard University. Cambridge, 1963. 17 p. with il.
90. *Tozer D. C.* The electrical properties of the Earth's interior. — "Physics, Chem., Earth.", 1959, № 3, p. 414—436 with il.
91. *Uffen R. J.* A method of estimating the melting point gradient in the Earth's mantle. Trans. American Geophysical Union., 1952, № 33, p. 893—896 with il.

Оглавление

Предисловие 3

Глава I. **Основные сведения о тепловом состоянии Земли** . . . 5

Роль внешних и внутренних источников тепла в энергетическом балансе Земли 5
Особенности переноса тепла в Земле 6
Современные представления о глубинных температурах Земли . 7
Тепловые потоки, наблюдаемые на поверхности Земли . . . 11

Глава II. **Распространение тепла в горных породах, пластовых жидкостях и газах** 17

Теплопередача в горных породах 17
Теплопроводность 19
Теплоемкость 22
Температуропроводность 25

Глава III. **Методы изучения тепловых свойств горных пород** . 27

Аналитические методы 27
Экспериментальные методы 29
Общий обзор методов 30
Учет погрешностей и эталонировние приборов 33
Определение тепловых свойств горных пород в условиях, моделирующих пластовые 38
Определение тепловых свойств горных пород в условиях их естественного залегания 41

Глава IV. **Влияние различных факторов на тепловые свойства горных пород** 51

Зависимость тепловых свойств пород от их литологической характеристики, принадлежности к геологическим структурам и анизотропии 51
Зависимость тепловых свойств пород от плотности и гранулометрического состава 62
Зависимость тепловых свойств пород-коллекторов от водонефтегазонасыщенности и пористости 65
Зависимость тепловых свойств пород от температуры и давления 69

Глава V. **Дистанционные приборы и методика исследования температур и тепловых потоков в скважинах** 75

Основные виды скважинных термометров и их особенности . . 75
Некоторые вопросы методики проведения термометрических исследований в скважинах 81
Методика определения и основы измерения тепловых потоков . 83

Глава VI. **Изучение закономерностей естественного теплового поля и использование результатов геотермических исследований в нефтяной геологии** 90

Причины геотермических аномалий и особенности регионального естественного теплового поля 90
Использование результатов геотермических исследований в нефтяной геологии 102
Изучение литологической характеристики пород 102
Изучение структур осадочного чехла, перспективных в нефтегазоносном отношении 104
Изучение глубинной тектоники и особенностей геологического строения нефтегазоносных регионов 116

Глава VII. **Исследования промысловых скважин и контроль за разработкой нефтяных месторождений** 124

Использование термометрии при проведении технологических работ в скважинх 124
Использование высокочувствительных термометров при исследовании эксплуатационных скважин 129
Применение термометрии для контроля за разработкой нефтяных месторождений 133

Список литературы 137