

АКАДЕМИЯ НАУК УКРАИНСКОЙ ССР  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОХИМИИ  
ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

Э. Б. ЧЕКАЛЮК,  
И. М. ФЕДОРЦОВ,  
В. Г. ОСАДЧИЙ

# ПОЛЕВАЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ СЪЕМКА

На основе аналитического изучения и полевых наблюдений теплового режима поверхности Земли показана возможность исключения сезонных температурных колебаний и получения в полевых условиях температурных карт, содержащих информацию о глубинном температурном поле Земли и пригодных для геологической интерпретации. Рассматриваются теоретические вопросы полевой геотермической съемки, методика полевых измерений; описываются измерительная аппаратура, методика построения температурных карт и основы их геологической интерпретации. Приводятся некоторые результаты, полученные в процессе опытных полевых геотермических работ.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, интересующихся поисками различных полезных ископаемых.

Ответственный редактор  
д-р геол.-мин. наук В. И. Китык  
Рецензенты  
д-р геол.-мин. наук А. Н. Снарский,  
канд. геол.-мин. наук В. И. Антипов

Редакция литературы о Земле и Космосе

# ПРЕДИСЛОВИЕ

Термин «геотермосъемка» был принят на VII Всесоюзной научно-технической геофизической конференции, состоявшейся в ноябре 1972 г. во Львове, где обсуждалась эффективность подготовки нефтегазоносных структур к разведке различными геолого-геофизическими поисковыми методами, в том числе и методом геотермосъемки. До этого в течение нескольких лет Украинский научно-исследовательский геологоразведочный институт проводил геотермосъемочные полевые работы на территории Крыма и Пришивашья, затем Институт геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР проводил аналогичные работы на территории Внешней зоны Предкарпатского прогиба и примыкающей части Волыно-Подольской плиты. В результате этого была разработана аппаратура и усовершенствована методика полевых геотермосъемочных исследований. Материалы, полученные в процессе опытных съемок, оказались полезными для производственных организаций и используются геологоразведочными трестами при выборе рациональных направлений разведки на нефть и газ. Ознакомление специалистов с геологической информативностью геотермических карт, снятых с поверхности Земли, со способами получения этой информации в полевых условиях, с аппаратурой, необходимой для полевых измерений, геотермическим режимом поверхности Земли и тепловым полем Земли вообще будет, на наш взгляд, способствовать рациональному использованию и более широкому внедрению в производство нового полезного геолого-поискового метода.

Тепловое поле Земли формируется под влиянием множества факторов. Оно зависит от мощности и распределения внутренних источников тепла, теплофизических свойств горных пород, геоструктурных форм складчатости, тектонических движений, распределения интрузивных тел в недрах Земли и т. д. Кроме того, тепловое поле обладает также свойством «тепловой памяти», сохраняя продолжительное время сведения о термической истории Земли. В нем содержится многогранная геологическая информация, расшифровка которой будет, бесспорно, полезной для изучения земных недр. Попытки использования теплового поля в геологии предпринимались уже давно. От первых единичных измерений температуры в глубоких скважинах, произведенных еще в начале XX ст., геотермия развилась в самостоятельную науку с собственной теоретической базой и огромным объемом данных о температурном режиме различных геоструктурных единиц на материках, в морях и океанах. Достаточно полное представление о современном состоянии изученности теплового поля Земли дает вышедшая в 1972 г. монография

Г. А. Череменского «Геотермия» [30]. В связи с этим мы ограничимся здесь в основном лишь освещением особенностей приповерхностного поля Земли, прямо относящихся к геологической интерпретации результатов полевой геотермической съемки.

На тепловой режим поверхности Земли, кроме глубинных факторов, существенно влияют внешние, не имеющие ничего общего с глубинным геологическим строением Земли, а именно: солнечная радиация, вращение Земли вокруг собственной оси с суточным периодом, орбитальное движение Земли вокруг Солнца с годовым периодом, прецессия оси вращения Земли с периодом порядка 26 000 лет, в результате которых колебания температуры поверхности Земли приводят к периодическим изменениям климата, периодам обледенений и пр. Вместе с тем на температуру поверхности Земли влияют факторы случайной продолжительности и интенсивности — облачность атмосферы, атмосферные осадки, а также постоянно действующие внешние факторы (например, рельеф местности, качество покрова Земли, влажность грунта и пр.). Поэтому среди большинства геологов-геотермистов утвердилось мнение о том, что температурное поле приповерхностного слоя Земли совершенно непригодно для геологических целей. По общепринятому мнению, температурное поле содержит геологическую информацию только на таких глубинах, на которых внешние температурные возмущения становятся незаметными. Это предопределило общее направление развития геотермии. Глубинная геотермия хотя и дает менее искаженную внешними помехами информацию, однако возможности ее получения с больших глубин весьма ограничены числом и местоположением пробуренных скважин. Кроме того, естественное тепловое поле вокруг ствола скважины искажается как в процессе бурения, так и вследствие наличия металлической обсадной колонны в скважине. К тому же сведения о температурах в стволе скважины поступают лишь после ее бурения, что, пожалуй, является главным препятствием для использования глубинной геотермии в качестве поискового метода, опережающего бурение скважин.

Такие поисковые методы, как сейсморазведка, гравиметрия, различные виды электроразведки и прочие, отличаются обычно неограниченными возможностями получения геологических данных определенного вида прямо с поверхности Земли при незначительных затратах средств и времени, причем обязательно с опережением разведочного бурения. Полученные таким образом сведения используются для оценки перспективных площадей на определенные виды полезных ископаемых. Эти особенности не присущи глубинной геотермии, по крайней мере, до сих пор. Требования, предъявляемые к геолого-поисковым методам, может удовлетворять в принципе лишь геотермическая съемка прямо с поверхности Земли. Однако влияние атмосферных условий на температурный режим поверхности Земли требует разработки достаточно совершенной методики съемки температурного поля, а также способов исключения внешних температурных помех и методов геологической интерпретации температурных карт. Наиболее серьезной оказалась проблема исключения влияния солнечной радиации, которая по своей мощности в тысячи раз сильнее глубинных тепловых потоков Земли. От удовлетворительного решения этой проблемы зависела дальнейшая судьба метода поверхностной геотермической съемки.

Глубокий математический анализ возмущенного температурного поля в приповерхностном слое Земли показал, что не только влияние солнечной радиации, но и влияние всех периодических и сезонных колебаний атмосферной температуры

исключается автоматически и полностью в случае одновременного измерения температур во всех точках заданного профиля дистанционными датчиками температуры, погруженными в однотипный грунт на одинаковую глубину при условии одинакового наклона поверхности Земли в пределах снимаемого температурного профиля. Снятый таким образом температурный профиль отображает влияние только глубинного тепла Земли, т. е. он не зависит от времени года, погоды или времени проведения съемки, что было подтверждено полевыми испытаниями на нескольких опытных профилях, снимаемых многократно днем и ночью, летом и зимой. Конфигурация температурного профиля сохранялась при этом неизменной на всех съемках (сдвигается при этом только температурная привязка профиля), что наглядно показывает независимость полученных таким путем данных от колебаний атмосферной температуры и открывает для метода полевой геотермосъемки широкую перспективу.

Независимо от наших работ все чаще в зарубежной печати стали появляться сообщения об удачных результатах температурных исследований в приповерхностном слое Земли, на основании которых были обнаружены погребенные соляные купола, тектонические нарушения, глубинные структуры, месторождения сульфидных руд и т. д.

Выяснилось, что нефтяные и газовые залежи выделяются на региональном геотермическом поле локальными температурными аномалиями, которые выражаются повышением температур и более высокими геотермическими градиентами в аналогичных литологических комплексах горных пород над продуктивной зоной месторождений. Геотермические измерения на разных глубинах показывают, что превышение температуры над залежами сохраняется вплоть до поверхности Земли и может быть обнаружено без предварительного бурения геотермических скважин. Величина температурной аномалии зависит также от запасов углеводородов в залежах. Кроме этого установлено, что в пределах нефтяных и газовых месторождений на температурной карте четко фиксируется форма залежи, газо-нефте-водяные контакты, наиболее высокопродуктивные участки и глубинные тектонические нарушения, разбивающие месторождения на отдельные блоки.

В результате опытно-поисковых геотермических работ на малоизученной территории юго-западной части Керченского п-ова, проведенных работниками Украинского научно-исследовательского геологоразведочного института в 1968—1971 гг. обнаружена система древних разломов и связанные с ней положительные структуры, существование которых впоследствии подтвердилось сейсморазведкой. Эта территория стала перспективной площадью на нефть и газ. Аналогичные работы на территории Внешней зоны Предкарпатского прогиба проводились сотрудниками Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР в 1972 г. Было подтверждено наличие положительных температурных аномалий на поверхности Земли над газовыми залежами, оконтурено валообразное поднятие в северной части Волыно-Подольской плиты, что стало основой для корректировки направления разведочного бурения на этом участке.

Положительные результаты геотермосъемочных работ, полученные на суше, дают основание предполагать перспективность описываемого метода и для шельфовых зон морей, поскольку морское дно на глубинах свыше 40—60 м надежно защищено от влияния солнечной радиации и атмосферных температурных помех.

Например, в результате геотермических работ, проведенных в 1973 г. группой УкрНИГРИ в прибрежных районах Черного моря, выделено локальную температурную аномалию на дне моря, которая интерпретируется как глубокопогруженная антиклинальная структура, перспективная для разведочного бурения на газ

В первой главе книги дан краткий обзор работ по геотермическим исследованиям приповерхностного слоя Земли, выполненных до 1970 г., а также результатов наблюдений глубинного теплового поля нефтегазоносных регионов, составленных по литературным данным В. Г. Осадчим. Теоретические проблемы геотермии изложены Э. Б. Чекалюком во второй, третьей и четвертой главах. Пятая и шестая главы, в которых излагаются методические и практические вопросы, связанные с полевыми температурными исследованиями, подготовлены И. М. Федорцовым. Последнюю главу, освещающую результаты полевых геотермосъемочных работ, написали Федорцов и Осадчий.

Полученные результаты подтверждают эффективность и экономическую выгоду метода геотермической съемки, целесообразность ее дальнейшего развития, совершенствования и более широкого использования в общем комплексе геологических работ.

Авторы выражают благодарность д-ру геол.-мин. наук А. Н. Снарскому и канд. геол.-мин. наук В. И. Антипову, полезные советы которых способствовали улучшению компоновки книги.

КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙГлубинные геотермические наблюдения  
в нефтегазоносных регионах

Многими исследователями в различных нефтегазоносных провинциях мира установлена связь локальных температурных аномалий с залежами нефти и газа в осадочном чехле (Д. И. Дьяконов, А. И. Леворсен, К. А. Аникиев, А. И. Хребтов, С. Г. Думанский, И. И. Чиботарев, А. Дж. Карлсон, Дж. Мак-Катчин, В. Г. Осадчий и др.). Геотермические локальные аномалии выражаются повышенным термическим режимом горных пород над залежью углеводородов по сравнению с законтурной частью месторождения.

Локальные геотермические аномалии, связанные с наличием залежей углеводородов в осадочном комплексе горных пород, могут выявляться распределением температур по одноименным срезам на различных глубинах, определением геотермических градиентов в одноименных стратиграфических комплексах или горизонтах, а также по плотности теплового потока над залежами углеводородов.

В начале 20-х годов XX ст. Ван Орстранд [46, 47] при изучении температурного режима нефтяных месторождений Северной Америки на примере месторождения Солт-Крик установил закономерность, показывающую, что наиболее высокие температуры на одноименных глубинах приурочены к своду структуры и уменьшаются по направлению к крыльям. Д. И. Дьяконов [7] отмечает, что над сводом соляного купола Доссор (нефтяной район) геотермический градиент равен 8,7, а на крыле — 7,4° С/100 м, на месторождении Зыбза над сводом залежи в плиоценовых отложениях геотермический градиент составляет 3,23, а на крыльях в тех же отложениях — 2,08° С/100 м. В. В. Суетнов [23] на примере месторождений Дагестана опытным путем установил, что плотность теплового потока в своде залежей значительно превышает ее величину в крыльевых частях. Так, крыльевые участки характеризуются величиной потока 0,32—0,6 · 10<sup>-6</sup>, а сводовые — 4,95 · 10<sup>-6</sup> кал/см<sup>2</sup> · сек.

В пределах нефтегазоносных областей Украины все известные месторождения нефти и газа на региональном геотемпературном поле выделяются положительными локальными аномалиями. Превышение температур в своде продуктивных структур различно и достигает 10—15° С (табл. 1). Изотермические срезы на любых глубинах

над залежами показывают аналогичную картину распределения температур. Чем ближе к залежи, тем величина превышения сводовых температур над крыльевыми более значительна. Так, на Рыбальцевском месторождении (Восточно-Украинская нефтегазоносная область) на глубине 500 м превышение составляет 2, а на глубине 2500 м — 4° С.

Таблица 1

ФОНОВАЯ И МАКСИМАЛЬНАЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ГЛУБИНЕ 1000 м В НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УССР, °С

Месторождение	Фоновая температура	Максимальная температура	Превышение
Рудковское	44,3	59,0	14,7
Бильче-Волицкое	40,5	53,0	12,5
Северо-Медыничское	35,4	42,2	6,8
Гриновское	34,7	37,7	3,0
Бориславское	32,0	34,9	2,9
Оров-Уличнянское	27,8	30,7	2,9
Долинское	30,0	32,2	2,2
Битковское	29,5	32,3	2,8
Прилукское	33,0	42,0	9,0
Рыбальцевское	33,0	37,5	4,5
Шебелинское	37,0	42,0	5,0
Спиваковское	37,5	42,0	4,5
Северо-Голубовское	40,0	54,0	14,0
Чернухинское	29,0	35,0	6,0
Глинско-Розбышевское	36,0	42,0	6,0
Глебовское	61,1	64,3	3,2
Джанкойское	51,4	54,9	3,5
Октябрьское	42,8	47,2	4,4
Мошкаревское	52,4	60,0	7,6
Карловское	63,4	65,4	2,0

Сравнение величин температурных аномалий над однотипными структурами, расположенными в сходных геологических и региональных условиях, показывает, что, как правило, величина локальных аномалий всегда выше над ловушками, заполненными углеводородами, чем над водоносными структурами. Например, при сравнении Долинского нефтяного месторождения со Струтынской структурой получен незначительный приток нефти. Температура на глубине 2000 м в Долине на 8—10° С выше. При сравнении Битковской глубинной складки с аналогичной по строению Старунской на глубине 2000 м оказалось, что температура в Биткове на 6° С выше [17]. По данным С. Г. Думанского [6], в пределах Западно-Кубанского прогиба и Терско-Сунженской антиклинальной зоны температура в «сухих» скважинах ниже, чем в продуктивных (на глубине 500 м на 5,7, а на глубине 1500 м — 14—25° С), хотя скважины пробурены на структурах аналогичного геологического строения и с одинаковым эффектом анизотропии. В Южно-Украинской нефтегазоносной области температура на одноименных глубинах (1000 м) в водяной



структуре (Меловая) равна 41—43, а на Октябрьском месторождении — 45—48° С.

На крупных моноклинальных склонах в пределах платформ изотермические поверхности погружаются в сторону падения пластов, но если в отдельных частях таких моноклиналей есть аструктурные залежи нефти и газа, они выделяются положительными локальными температурными аномалиями (месторождения: в СССР — Северо-Голубовское в Восточно-Украинской нефтеносной области, в США — Севент Систер и Лопез в западной части штата Техас и др.). Из литературных данных известна приуроченность температурных аномалий лишь к продуктивным частям месторождений углеводородов. Так, А. И. Хребтов [25] на примере Александровского месторождения (СССР, Предкавказье) показал, что температурные аномалии приурочены только к залежам газа, а за контуром они исчезают. На месторождении Эльдorado (штат Канзас, США) температурный максимум смещен от геологического свода структуры на запад и приурочен к наиболее продуктивной части месторождения [41]. Замеры, проведенные на месторождении Хаверхил (штат Канзас, США), где нефть залегает в песчаной линзе, показывают, что температура в нефтеносной части на 2,65° С выше, чем за контуром нефть — вода [41]. Подобная зависимость отмечена на месторождениях Бурбенк, Глен-Пулл (штат Оклахома, США).

Геотермический профиль, проведенный М. К. Терри и Дж. Х. Бурнейем [45] в южной части штата Техас на глубине 30 м от поверхности, пересек месторождения Френдсвуд и Хастингс, и над обоими получены локальные положительные температурные аномалии, которые полностью совпадают с контурами нефтегазоносности.

С. Лайош указывает, что над залежами нефти крупнейшего месторождения Венгрии Надьлендфель установлена локальная температурная аномалия (порядка 15—20° С), которая связывается с существованием глубинного разлома. По мнению автора, этот разлом служил основным путем вертикальной миграции нефти при формировании месторождения.

В солянокупольных областях штата Техас (США) и на Эмбе (СССР) [2] выделение температурных аномалий над залежами нефти и газа затруднено наличием соляных куполов и штоков различных размеров, залегающих на разных глубинах от поверхности земли. Соль, как прекрасный проводник тепла, создает значительные температурные аномалии, которые не затухают со временем. Нефть и газ в условиях солянокупольной тектоники образуют залежи, как правило, в периферийных частях соляных тел, и поэтому величина температурной аномалии над залежами нефти и газа завуалирована температурной аномалией, которая вызвана наличием соли. Однако это не отрицает существования повышенных температур над залежами углеводородов.

На величину локальной температурной аномалии большое влияние оказывает этаж нефтегазоносности. Так, при сравнении Джанкойского и Стрелкового месторождений установлено, что на глубине

500 м температура в обеих структурах почти одинакова — 33—34° С, на глубине 1000 м на Джанкойской структуре она достигает 56, а на Стрелковой — 44° С. Это явление объясняется довольно просто, если учесть, что залежь газа на Джанкойской структуре залегает на глубинах от 880 до 1030 м. Она массивная, с большими запасами газа. Залежь газа на Стрелковом месторождении залегает на глубинах 430—900 м и представлена многочисленными маломощными газоносными горизонтами. Таким образом, температурный срез на глубине 500 м в обоих месторождениях проходит над продуктивной толщей, а срез на глубине 1000 м на Джанкойском месторождении проходит над продуктивной толщей, на Стрелковом — под ней. Следовательно, на Стрелковом месторождении газовая залежь не влияет на распределение температур на глубине более 1000 м, а на Джанкойском — температурная аномалия на глубине 1000 м вызвана наличием газовой залежи.

Величина локальных температурных аномалий зависит также от плотности запасов углеводородов, приходящихся на 1 км<sup>2</sup> площади [16]. Увеличение запасов углеводородов в осадочном разрезе приводит к росту величины локальных температурных превышений над залежами нефти и газа. Например, при запасах природного газа на Глебовском месторождении 4,2 млрд. м<sup>3</sup> температура на глубине 25 м над продуктивной частью выше на 2,1° С, а на Западно-Кировском, — где запасы газа составляют всего 0,14 млрд. м<sup>3</sup>, величина превышения составляет 0,8° С. Аналогичная зависимость подтверждается данными и по другим месторождениям углеводородов.

В Западно-Украинской нефтегазоносной области локальные температурные аномалии, связанные с залежами углеводородов, установлены на основании исследования тепловых потоков и анализа вариации температур на различных одноименных срезах. Более значительные величины теплового потока зафиксированы над продуктивными участками месторождения.

В связи с этим представляет интерес Северо-Медыничское газовое месторождение, имеющее три продуктивных горизонта. Первый из них приурочен к гельвет-сеноманским отложениям и является сводовой, стратиграфически экранированной залежью, залегающей на глубине 1349—1437 м. Два остальных продуктивных горизонта А и Б расположены в верхнемеловых отложениях на глубинах 1331—1344 м. Замеры геотермических градиентов, которые были использованы для вычисления теплового потока, производились в различных интервалах. В скв. 16 и 10 измерения проводились над залежами газа (500—1400 м), а в скв. 4 и 8 в интервале 1900—2450 и 900—2500 м, т. е. ниже залежей. В первом случае величина теплового потока составляет 1,4—1,3, во втором — 1,1—1,0  $\mu\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{сек}$  [12]. Более высокие значения теплового потока в отложениях над залежами газа связаны с локальной тепловой аномалией, которая ниже продуктивных горизонтов уменьшается. Таким образом, величины теплового потока, вычисленные для Северо-Медыничского месторождения газа, подтверждают существование аномалии, свя-

занный с наличием углеводов. При этом разница величин теплового потока над залежью и под ней достигает  $0,3 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ .

На Гриновском газовом месторождении замеры произведены в скв. 21-Г и 25-Г. Скважина 21-Г расположена за контуром газоносности, а скв. 25-Г прошла все продуктивные горизонты. Интервал замера геотермического градиента для вычисления теплового потока одинаков, литолого-минералогический состав пород, взятых для определения теплопроводности, однотипен, а полученные величины

Таблица 2  
СВОДОВАЯ И ФОНОВАЯ ТЕМПЕРАТУРЫ НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ  
ОСНОВНЫХ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ПРЕДКАРПАТСКОГО ПЕРЕДОВОГО ПРОГИБА, °С

Месторождение	Температура на глубине								
	300 м			500 м			1000 м		
	фоновая	на своде	превыше	фоновая	на своде	превыше	фоновая	на своде	превыше
Рудковское	21,2	26,5	5,3	29,1	36,9	7,8	44,3	59,0	14,7
Бильче-Волицкое	17,8	23,5	5,7	23,0	32,0	9,0	40,5	53,0	12,5
Северо-Медыничское	17,5	19,6	2,1	23,5	26,0	2,5	35,4	42,2	6,8
Бориславское	15,1	21,7	6,6	21,0	29,7	8,7	32,0	34,9	2,9
Долинское	15,2	18,1	2,9	19,3	23,6	4,3	30,0	32,2	2,2
Битковское	14,5	15,6	1,1	18,1	21,3	3,2	29,5	32,3	2,8

теплового потока различны. В данном случае превышение этой величины в приконтурной скважине (25-Г) над законтурной составляет  $0,1 \text{ мкал/см}^2 \cdot \text{сек}$ .

Распределение температур на срезах 1000, 500 и 300 м различных месторождений Предкарпатского прогиба (табл. 2) дает возможность определить величины превышения температур в сводовых частях залежей над законтурными участками.

Локальные геотермические аномалии над залежами углеводов прослеживаются и на меньших глубинах, чем срез 300 м. Анализ размещения скважин на отдельных месторождениях показал, что в законтурных скважинах на одинаковых глубинах температура значительно ниже, чем в скважинах, вскрывших продуктивные горизонты (табл. 3).

На Старосамборском нефтяном месторождении скв. 14 находится в контуре нефтеносности, а скв. 1 — за контуром. На всех проанализированных глубинах температура над залежью выше. Залежь нефти приурочена к ямненским отложениям на глубине 3460 м.

Подобная закономерность установлена и на месторождении Пыняны. Скважина Пыняны-1, находящаяся за контуром газ — вода, имеет наиболее низкие температуры.

В результате исследований, проведенных на Свидницком газовом и Кохановском нефтяном месторождениях на различных глубинах установлено, что над залежами четко вырисовываются температурные аномалии, связанные с наличием углеводородов. За контуром залежей температуры более низкие, чем в приконтурной части месторождений. Так, на глубине 1000 м разница температур достигает порядка 4,5—5° С. Причем аномальное превышение температуры в своде залежи над крыльевой частью прослеживается на

Таблица 3

ТЕМПЕРАТУРА НА РАЗЛИЧНЫХ ГЛУБИНАХ НЕКОТОРЫХ НЕФТЯНЫХ И ГАЗОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРЕДКАРПАТСКОГО ПРОГИБА, °С

Месторождение	Номер скважины	100 м	200 м	300 м	400 м	500 м	600 м	700 м	800 м	900 м	1000 м
Старосамборское	14	10,0	12,7	14,3	16,4	17,7	20,0	21,9	24,5	26,7	28,7
	1	8,2	9,8	11,4	13,1	15,5	17,4	19,2	21,1	23,0	25,1
Пынянское	7	28,6	30,5	31,5	32,8	34,0	36,2	37,2	38,6	39,5	40,9
	17	17,5	19,5	21,3	23,2	24,7	26,7	28,7	31,0	33,2	35,9
	20	18,4	20,7	22,8	25,3	27,7	29,9	32,5	35,3	38,0	40,8
	9	22,6	25,7	26,3	28,6	31,3	32,0	34,7	35,7	38,0	39,1
	1	13,4	15,9	18,2	21,0	23,2	26,4	28,0	30,2	31,9	34,1
Свидница-Кохановское	5-К	13,2	15,9	18,9	22,5	26,0	—	33,9	—	—	—
	4-К	11,0	14,1	17,8	21,5	25,4	—	33,4	—	—	—

всех исследованных глубинах от 50 до 700 м. Характерным примером могут быть температурные условия скв. 5-К, находящейся как в своде Свидницкой газовой залежи, так и в сводовой части Кохановской нефтяной залежи, и температурный режим скв. 4-К, которая для газовой залежи является законтурной, а для нефтяной — крыльевой. Температуру в скв. 5-К измеряли 11.VIII 1959 г. до глубины 700 м после полугодового стояния, что вполне достаточно для установления термального равновесия. Она составляла 33,9° С. Глубина скважины 1200 м. В скв. 4-К температуру измеряли 12. VIII 1959 г. до глубины 1100 м после семимесячного стояния. Максимальная температура составляла 54,7° С.

Интересно отметить, что по мере увеличения глубин замеров разница температур уменьшается, а ниже продуктивных газовых горизонтов в скв. 5-К превышение равно всего 0,5—0,6° С. Это объясняется тем, что на величину температурной аномалии до глубин 500 м влияет газовая залежь Свидницкого месторождения, которая вскрыта лишь скв. 5-К, а под газовой залежью (ниже 500 м) условия скв. 5-К и 4-К однотипны. Обе скважины являются продуктивными на нефтяной горизонт Кохановской залежи.

Для подтверждения наличия аномалий на незначительных глубинах в 1968 г. в Южно-Украинской нефтегазоносной области были

проведены экспериментальные геотермические исследования в интервале 0—100 м над наиболее изученными локальными температурными аномалиями Крыма. В результате было доказано, что локальные температурные аномалии, связанные с нефтяными и газовыми месторождениями, можно выявить на незначительной глубине (рис. 1) [28]. Так, на Глебовском газовом месторождении температура увеличивается на глубине 25 м от 13,1 на крыльях складки до 15°С на своде. По температурным замерам, выполненным на этом месторождении, построена геотермическая карта, которая сопоставлена со структурной картой по кровле отложений нижнего палеоцена. Линии одинаковых температур на карте в основном совпадают с изогипсами структуры. При сопоставлении геотермической карты, составленной для глубины 25 м, с аналогичными картами для глубин 500 и 1000 м на последних видно некоторое отклонение температурного пика на С-СВ. Такое изменение температурного максимума с глубиной может быть вызвано смещением в том же направлении поднятия в нижнемеловых отложениях.

На Октябрьской площади геотермические исследования проводились по профилю скв. 6, 4, 12, 3, который проходит с юга на север через центральную часть месторождения. Температуры на глубине 25 м по этим скважинам составляют 12,9, 14,2, 14,4 и 13,6°С. Разница в температурах между скв. 6,3 и 4,12, т. е. между сводовой и крыльевой частями структуры, составляет 1,5°С.

Температурные замеры на территории Задорненского газового месторождения были проведены в трех скважинах. В присводовой части (скв. 1) температура на глубине 25 м равна 15,1°С, в приконтурной зоне (скв. 3) — 14,2, за контуром газоносности (скв. 6) — 13,5°С. Температурный перепад между скв. 6 и 1 составляет 1,6°С. Аналогичные температурные аномалии отмечены также над Карловской, Краснополянской и Западно-Кировской газовыми структурами. Однако самые высокие температуры приурочены к сводам Глебовского и Задорненского газовых месторождений. Более низкая температура зафиксирована над Карловским газовым месторождением. Относительно малые температуры отмечены в присводовых скважинах Западно-Кировской и Краснополянской структур.

Таким образом, наличие четко фиксирующихся температурных аномалий на глубинах 25 и 50 м и послужило поводом для проведения теоретических исследований с целью выяснения информативности температурного поля на поверхности Земли и практического использования поверхностной геотермической съемки для решения геологических задач.

Причины возникновения локальных положительных аномалий температуры над залежами нефти и газа в настоящее время еще полностью не выяснены, и различные исследователи считают ту или иную причину главной. Д. И. Дьяконов [7], С. С. Ковнер [10], Л. И. Леворсен [13] предполагают, что температурные аномалии в сводовых частях нефтегазоносных структур возникают в основном вследствие эффекта тепловой анизотропии горных пород. Эти

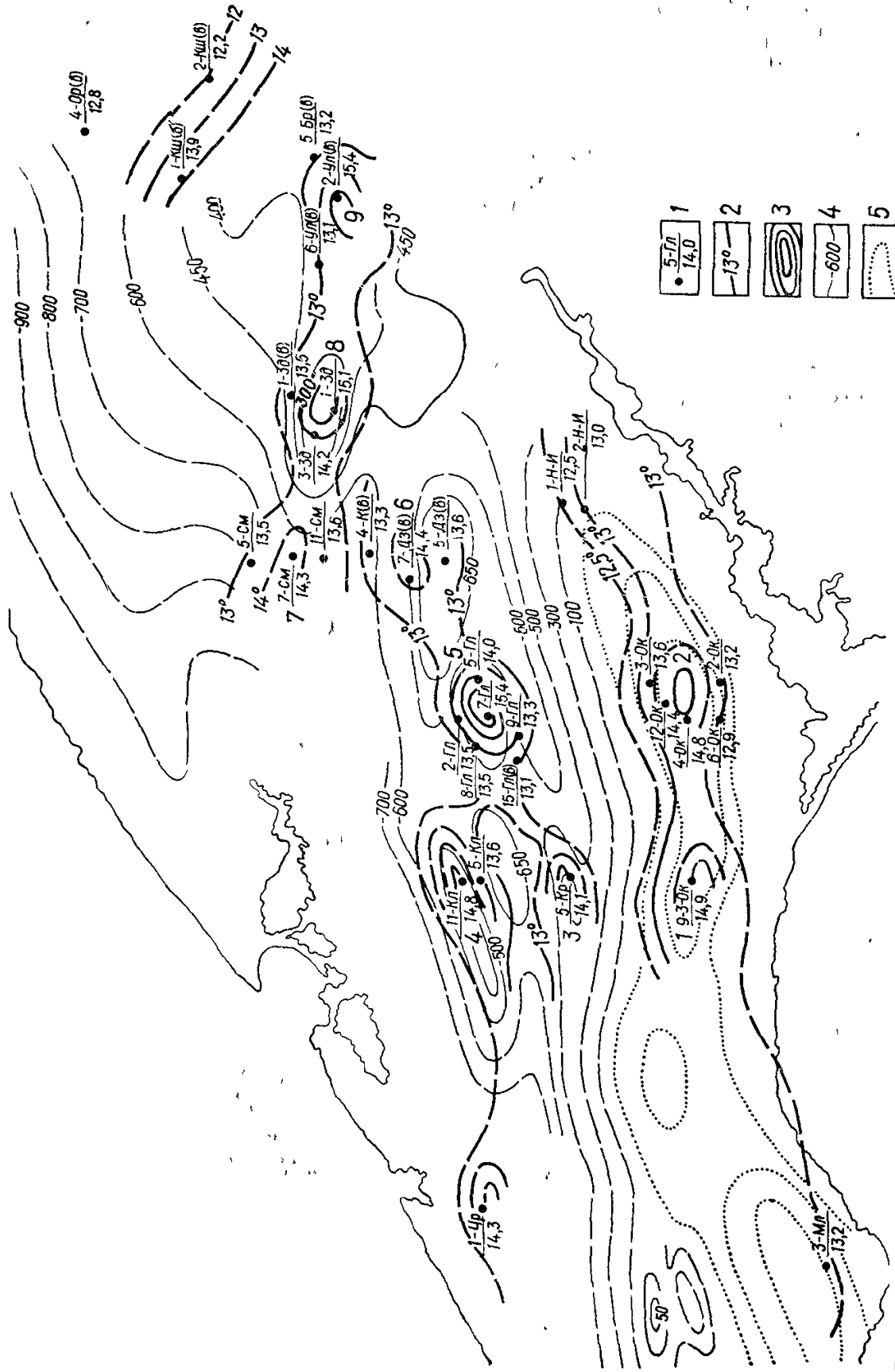


Рис. 1. Геотермическая карта Тарханкутского п-ова:

1 — скважины с известными значениями температуры; 2 — изогипсы по подошве олигоценовых отложений; 3 — известные температуры аномалии; 4 — изогипсы по подошве олигоценовых отложений; 5 — геологические границы подмиоценовых отложений. Скважины: Бр — Брезовская, Гл — Глебовская, Дз — Дозорненская, Зд — Задорненская, Ок — Октябрьская, 3 — Ок — Западно-Октябрьская, К — Кировская, Кл — Карловская, Кр — Краснополянская, Кш — Каштановская, Мл — Меловая, Н — И — Ново-Ивановская, Ог — Огинская, Ор — Орловская, См — Сейсмическая, С — С — Северо-Серебрянская, Уч — Ульяновская, Чр — Черноморская, (Р) — по ледя (горбыльчатая)

процессы особенно четко выражены на антиклинальных структурах, куполах, перегибах слоев и пр. Н. Н. Корытникова [11] решила задачу о величине тепловой аномалии в зависимости от теплопроводности горных пород и угла падения пластов. В геологической практике это решение до сих пор не нашло широкого применения, так как помимо указанных параметров необходимо учитывать множество других. Тепловая анизотропия влияет на величину локальных температурных аномалий над антиклинальными структурами независимо от того, есть или нет в них промышленные залежи углеводородов, и, таким образом, не раскрывает природы повышенных аномалий над углеводородными залежами.

Одной из возможных причин наличия таких аномалий может быть вынос тепла флюидами при формировании залежей углеводородов из расположенных ниже источников нефтеобразования и передача тепла окружающим породам. При вертикальной миграции флюидов совершается перенос больших масс вещества, что должно привести или к выносу на поверхность огромных масс воды, нефти, газа, или же к образованию значительных их залежей в осадочном чехле.

Необходимо отметить, что скорость вертикальной миграции через толщу горных пород незначительна. Большие скорости миграции, естественно, наблюдаются в разломах и трещинах земной коры. Кстати, проводящие разломы и трещины, по которым проходит восходящая миграция флюидов, всегда выделяются на региональном температурном поле положительными температурными аномалиями.

О возможности выноса тепла флюидами из больших глубин пишет К. А. Аникиев [1], показывая, что залежи нефти и газа с аномально высоким давлением всегда выделяются значительными температурными аномалиями. Разломы, по которым происходит движение нагретых флюидов, выделяются на структурах более высокими температурами. А. Дж. Карлсон [32] на примере месторождения Санта-Фе-Спринг (штат Калифорния, США) указывает, что одной из причин аномальной температуры здесь может быть вынос тепла нефтью и газом под высоким давлением во время формирования месторождения. В. А. Покровский и Б. Г. Поляк [18] приводят данные, показывающие, что нефть и газ, двигаясь к залежам, прогревают пути миграции, трассируя направление движения флюидов и создавая локальные температурные аномалии. Наглядно это подтверждается существованием цепочки связанных ловушек, таких, как Зых — Карачухар — Сураханы (СССР, Азербайджанская ССР) и Санта-Ана — Св. Джоакин — Гуарико — Санта-Роза (Венесуэла). Доказано, что ловушка, через которую прошло наибольшее количество нагретых флюидов (заполнялась первой в цепи), является наиболее прогретой. В цепочке ловушек на территории Азербайджанской ССР первой заполнялась залежь Зых, а в Венесуэле — Санта-Ана. Над обеими залежами зафиксирована более высокая температура на одноименных срезях, чем над остальными залежами приведенных цепочек ловушек.

Латеральная миграция вызывает заметные изменения в тепловом поле осадочного комплекса пород и приводит к образованию локальных температурных аномалий. Она прогревает пути движения флюидов и, таким образом, как бы фиксирует направление движения флюидов при формировании залежей углеводородов.

В процессе миграции углеводородов к будущей залежи по пористому пласту нефть приобретает дополнительное тепло в результате трения в породах. По пути фильтрации жидкостей и газов через пористую среду при формировании нефтяных и газовых залежей температура жидкостей увеличивается, а газов — понижается вследствие эффекта Джоуля — Томсона [26].

Термодинамические исследования [26] показывают, что в нефтяных и газовых залежах передача тепла происходит путем молекулярной теплопроводности и за счет конвективного переноса тепла флюидами. Конвективная циркуляция может возникать произвольно в недрах Земли вследствие неустойчивого состояния равновесия жидкостей и газов в геотермодинамических условиях. Для возникновения конвекции в залежах нефти и газа достаточно повышенной температуры свода нефтегазоносных структур по сравнению с крыльевыми частями. Возникновение конвективных токов усиливает эту разницу, а увеличение перепада температур ведет к интенсификации конвекционных процессов и, в конечном итоге, приводит к образованию стационарных циркуляционных потоков. Скорость циркуляции в данном случае зависит от перепада температуры и проницаемости коллектора. С повышением температуры в своде залежей восходящий конвективный поток концентрируется также в своде и замыкается через крыльевые участки структур. В связи с этим своды структур нагреваются более интенсивно и растет абсолютная величина локальных температурных аномалий над залежами нефти и газа. Если залежи разбиты на изолированные блоки, в каждом из них возникает независимый замкнутый конвективный поток, который формирует свои локальные температурные аномалии.

Конвективный перенос тепла в углеводородных залежах более значителен, чем в ловушках, заполненных водой, так как у воды значительно меньший коэффициент термического расширения и в связи с этим меньше разность объемных весов при наличии градиента температуры, а следовательно, интенсивность конвекции меньше.

Дополнительное количество тепла в залежах нефти выделяется вследствие процессов термической деструкции нефти [5, 21]. Как указывают М. Г. Рамазанзаде и П. М. Ростомян [19], в процессе окисления нефти температура в пласте может повыситься на  $1,21^{\circ}\text{C}$ , а А. И. Марков и Н. Н. Непримеров [15] приводят даже величину превышения  $2\text{--}3^{\circ}\text{C}$ . К. С. Хелд [34] выделяет в Калифорнии месторождение Керн Ривер и моноклинальные части месторождения Коалинг, где, по его мнению, температурные аномалии, бесспорно, вызваны окислением нефти.

В Западно-Украинской нефтегазоносной области месторождения нефти Кохановка и Судовая Вишня являются хорошим приме-



ром, где локальные температурные аномалии вызваны процессами окисления нефтей в залежах. Физико-химические свойства нефти этих месторождений показывают интенсивное их окисление пластовыми водами [31]. Удельный вес нефти изменяется здесь от 0,9 до 1,17 г/см<sup>3</sup>, содержание акцизных смол достигает 75—80%, серы — 7%. Залежи в настоящее время фактически уже разрушены. Локальная температурная аномалия на срезе 1000 м достигает 5—12° С.

Таким образом, локальные температурные аномалии над залежами нефти и газа возникают в результате сложного действия многочисленных агентов. На их абсолютную величину влияют литологический, тектонический и гидрогеологический факторы, физико-химические процессы, протекающие в залежах углеводородов (окисление, деструкция, дросселирование), дополнительный вынос тепла нефтью или газом с больших глубин при формировании залежей, нагрев нефти в процессе миграции, и, конечно, большую роль играет конвективный перенос тепла в закрытых залежах углеводородных скоплений.

### Полевые исследования температурного режима поверхности Земли

Исследования температурного режима приповерхностных слоев земной коры для выяснения глубинного строения недр проводились в различных странах, начиная с 30-х годов XX ст.

Еще в 1931—1934 гг. Ван-ден-Баувхьюсен, исследуя распределение температуры на глубине 1,5—2,0 м, установил приуроченность локальных приповерхностных температурных аномалий к зоне разломов в одном из районов Нидерланд. В 1935 г. Пауль, рассмотрев закономерности распределения температур на глубине 2,0 м, четко оконтурил погруженный соляной купол в районе Ганновера. Большой вклад в изучение приповерхностных температурных полей внесли чехословацкие ученые. О. Каппельмейер [36] показал возможность использования геотермических приповерхностных аномалий для картирования подземных термальных вод, зон их разгрузки, наличия поверхностных нарушений и картирования других геологических явлений. Б. Крчмар, Дж. Мазин [38], Б. Крчмар [37] в течение 1966—1970 гг. провели ряд работ на территории ЧССР (Словакия, Моравия) и ФНРЮ (Сербия и Македония). Геотермические измерения проводились на глубине 1,5 м. Использовался электрический мостовой термометр с чувствительным термисторным элементом, который разработан в Институте прикладной геофизики в Праге (Халоусек и Прихода, 1967 г.). Термометром измеряли температуру от 0 до 70° С с точностью в пределах 0—30° порядка 0,06°, а при температурах выше 50° С — 0,1°. Термометр портативный, весит 2,6 кг. Термочувствительный элемент может быть помещен в металлическую трубу длиной 1,5—10 м или в специальный кабель длиной 600 м, позволяющий проводить замеры в буровых скважинах. Как указывают Крчмар и др.,

{37}, зимой хорошие результаты могут быть получены благодаря снежному покрову. Чтобы исключить влияние суточных и годовых колебаний, необходимо на исследуемой площади иметь контрольные точки и повторять в них замеры через 2—3 ч для введения временных поправок. Если условия рельефа, растительности, гидрогеологии очень сложные, температуру можно замерять на двух глубинах — 1,0 и 2,0 м и анализировать распределение геотермических градиентов.

На сидерито-сульфидном месторождении Слис-Чемер (ЧССР) рудное тело залегает в кристаллических сланцах палеозойского возраста и перемежается пластами графита. Сидерито-сульфидные руды почти не содержат магнитных минералов, а их проводимость очень близка к проводимости графита, поэтому ни электроразведка, ни магниторазведка не могли дать положительных результатов. Известно, что в зоне окисления сидерито-сульфидных руд наблюдаются экзотермические реакции. В связи с этим Крчмар и Мазин применили метод полевой геотермосъемки для оконтуривания рудных тел. Над залежью сидерито-сульфидных руд четко зафиксирована температурная аномалия. Величина аномалии превышает 1—2° С и фиксируется довольно контрастно. Для подтверждения выделенного геотермической съемкой рудного тела была пробурена скважина, которая вскрыла сидерито-сульфидную залежь.

Приповерхностные геотермические аномалии получены чешскими исследователями над зонами нарушений, подземными карстовыми пустотами, выходами горячих минеральных вод. Замеры температуры над зоной нарушений проводились на глубине 1,4 м. Такие зоны выделяются положительными аномалиями. Для получения более точных данных при интерпретации геотермических аномалий необходимо увязывать температурные данные с результатами исследований другими геофизическими методами.

В 1970 г. были опубликованы результаты работ по приповерхностной геотермометрии, выполненные Дж. Полейем и Дж. Стевенингом (Нидерланды) [49]. Они экспериментально проверяли теоретические предположения о возможности применения приповерхностных геотермических исследований для поисков соляных куполов и связанных с ними залежей нефти, зон разрывных нарушений и определения возможностей геотермических приповерхностных работ в различных геолого-географических и биологических условиях. Первые приповерхностные геотермические исследования на Гронингском газовом месторождении были проведены в марте 1966 г. в течение 10 дней. На рис. 2 приведена геотермическая схема, на которой четко вырисовываются три локальные геотермические аномалии, приуроченные к соляным куполам. Скважины, пробуренные на первом куполе, указывают, что глубина залегания кровли соляного купола составляет 225 м (скв. В). К району расположения этой скважины и приурочен температурный максимум. Интересно отметить, что одна часть наблюдаемых точек, в которых измерялась температура, находилась на открытой местности, а другая — в лесу. В лесном массиве температура на глубине 1,5 м была значительно ниже.

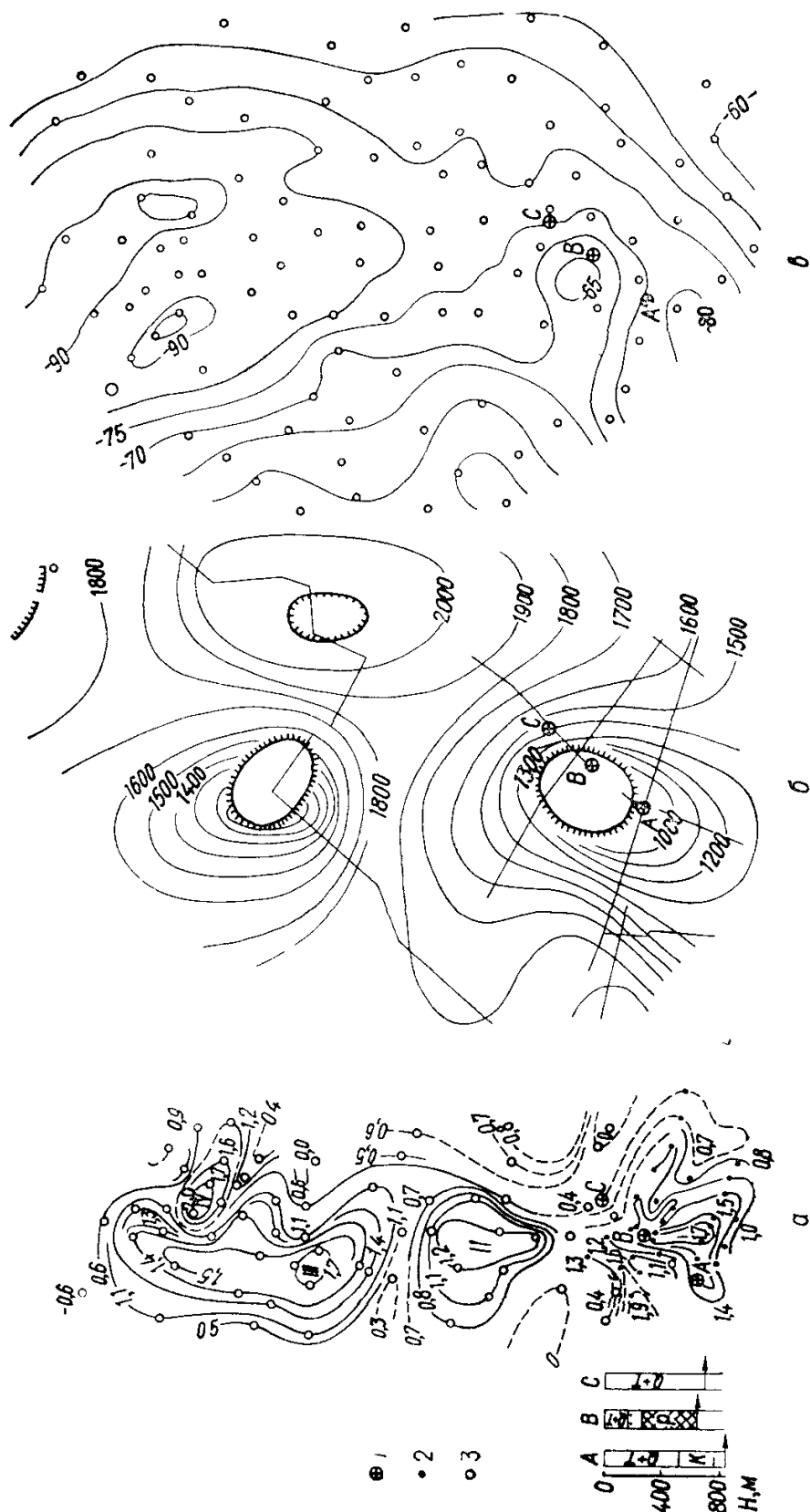


Рис 2 Температурная — а и гравитационная — б аномалии, а также глубина залегания (в м) по кровле меловых отложений Гронингского газового месторождения (по Дж Полейю и др, 1970) — б  
 1 — скважины (А, В, С), 2 — точки измерения температуры, находящиеся в лесу, 3 — точки измерения температуры на открытой местности,

Точки, находящиеся в различных условиях, приводились к среднему температурному уровню путем введения поправок. Величина аномалии над вершиной соляного купола достигала  $2^{\circ}\text{C}$ . Геотермической съемкой выделены еще аномалии, находящиеся рядом. При сравнении геотермосхемы с данными сейсморазведки, отражающими глубину залегания кровли меловых отложений, и данными гравиметрии произведена интерпретация выделенных локальных положительных аномалий. Геотермическая аномалия связана с соляным куполом, наличие которого подтверждается бурением и отвечает подъему

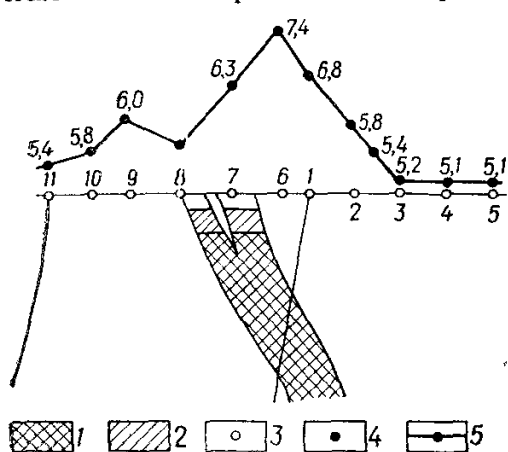


Рис. 3. Геотермический профиль Дегтярского месторождения сульфидных руд (Урал):

1 — рудное тело; 2 — зона окисления пирита; 3 — наблюдательные геотермические скважины; 4 — температура в точках наблюдения,  $^{\circ}\text{C}$ ; 5 — температурный профиль.

аномалии на участках окисления пирита. Такие же исследования проводились на колчеданных месторождениях Северного и Южного Урала [20]. При этом замеры температуры выполнялись в скважинах глубиной от 0,1 м до 2,5 м по профилям, пересекающим месторождение вкрест простирания. Максимальная амплитуда температурной аномалии, зафиксированной над Дегтярским месторождением колчедана, составляет  $2,3^{\circ}\text{C}$  (рис. 3).

В штате Северная Луизиана (США) термометрические исследования применяются при поисках литологических и стратиграфических ловушек нефти (рис. 4).

Интересные данные получены Полейем и др. [43, 44] при проведении приповерхностных геотермических исследований в районе Пил (южная часть Нидерланд), характеризующемся наличием хорошо изученной геологами системы погребенных разломов. На рис. 5 приведены параллельные геотермические профили, локальные поднятия температуры на которых соответствуют глубинным разломам, не выходящим на поверхность, а затухающим в отложениях третичного возраста. Расстояние между профилями 2 км. Величина аномалии порядка  $1-2^{\circ}\text{C}$ . Некоторое различие в форме температурных кривых на профилях вызвано влиянием грунтовых вод.

кровли меловых отложений. Аномалии II и III также интерпретируются как соляные штоки, и их существование подтверждено сейсмическими исследованиями. Небольшая, IV, аномалия, которая не зафиксирована сейсморазведкой, отражается гравитационным минимумом, возможно, вызванным наличием соляного купола. Таким образом, проведенные работы показали, что геотермические аномалии тесно связаны с зонами поднятий по сейсмическим данным и гравитационными аномалиями.

Полевыми геотермическими исследованиями на Зырянском месторождении сульфидных руд (Урал) выявлены температурные

Существование разломов подтверждено бурением глубоких скважин и сейсморазведкой. Следует отметить, что зоны нарушений и отдельные крупные разломы хорошо фиксируются не только по данным

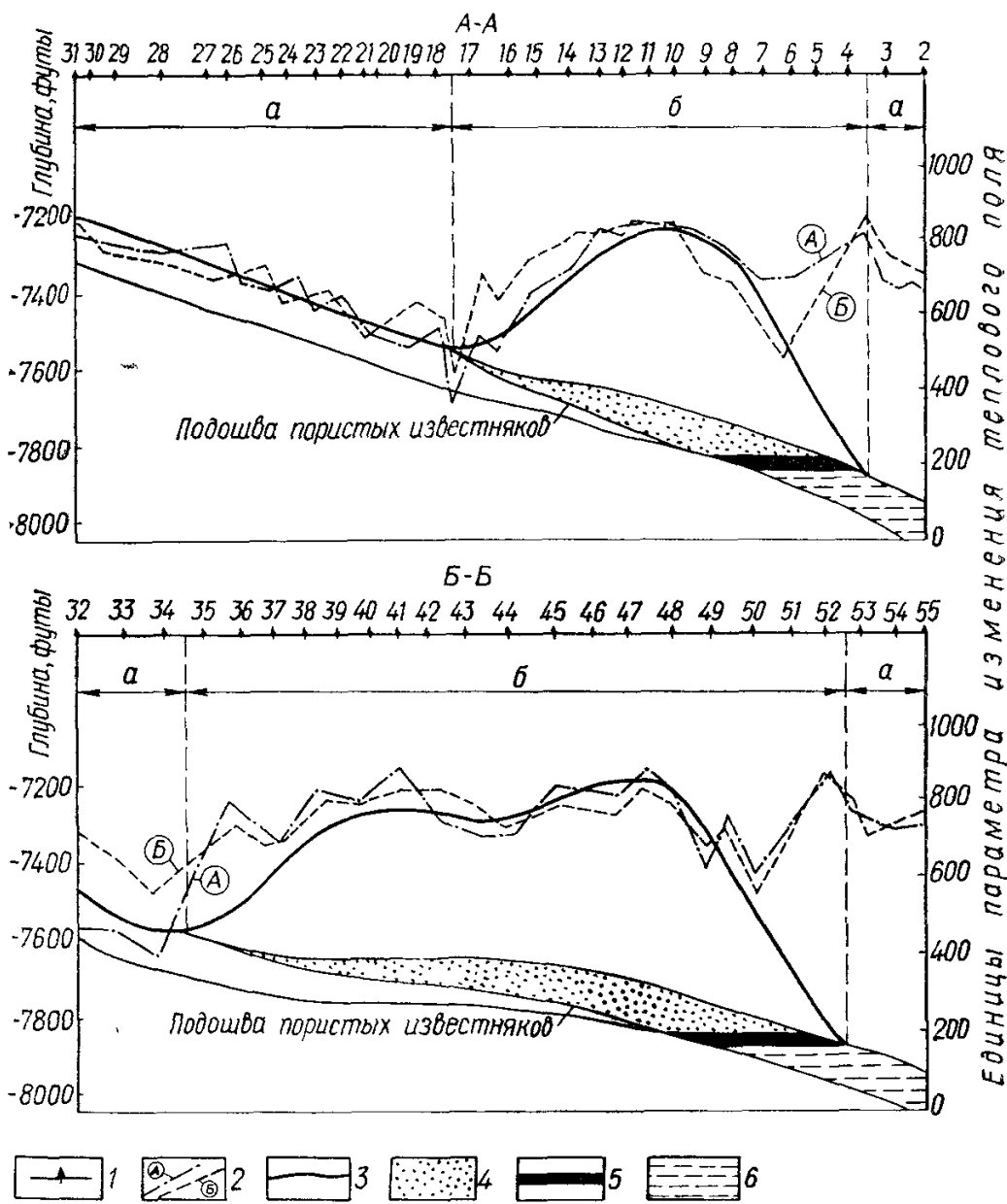


Рис. 4. Геотермические профили через нефте-газовое месторождение Блэк-Лейк. Температурные замеры на глубине 1,4 м (ловушка литологического типа) (по Ласки, 1967):

1 — номер пикета; 2 — кривые изменения теплового параметра, построенные на основании расчетов; 3 — температурная кривая; 4 — газ; 5 — нефть; 6 — вода; а — структурный эффект; б — эффект от нефте-газовой ловушки.

приповерхностных геотермических исследований, но и по данным температурных работ, проведенных на поверхности Земли при инфракрасной съемке с борта самолета. Мак-Дональд [42] пишет об успешном применении самолетного инфракрасного приемника для определения фронта внутрислоевого горения и зоны пара при термических методах добычи нефти, причем качество регистрации

тепловых излучений не зависит от поглощений в атмосфере, наличия в ней дыма и слабой облачности. На инфракрасных фотографиях более теплые объекты выделяются светлыми тонами, а холодные — темными. Таким образом был выделен, например, сброс, который не удавалось выявить ни в видимом, ни в радиоволновом

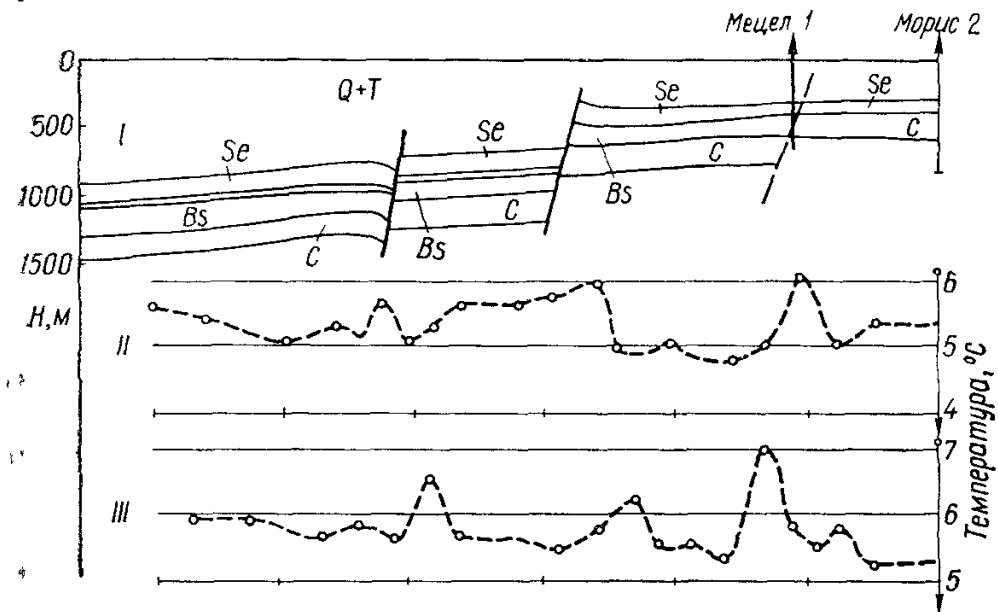


Рис. 5. Приповерхностные температурные аномалии над некоторыми нарушениями зоны «Пил» (по Дж. Полейю, 1970):  
 I — геологический профиль, II, III — температурные профили

диапазоне. Аппаратура, которая фиксирует инфракрасное излучение в полосе волн 8—14 мкм, обеспечивает хорошую дифференциацию температур. Однако, как указывает Федер Аллен [33], применяя поверхностную инфракрасную съемку, можно пока что фиксировать тепловые аномалии над неглубоко залегающими или поверхностными нарушениями и залежами, и не всегда можно получить надежные результаты во всех физико-географических условиях.

## Источники тепла

На поверхности Земли повсюду наблюдаются восходящие из глубин теплопроводные потоки, свидетельствующие о высоком тепловом потенциале ее недр. Глубинные тепловые потоки измерялись неоднократно в различных геологических условиях как на континентах, так и в океанах. Средние значения теплопроводных потоков выражаются в общепринятых единицах —  $10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек. На пяти континентах они составляют 1,19—1,67, а в океанах — 1,28—1,79, для всей же поверхности Земли в целом —  $1,44 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup> · сек [30]. Общее количество тепла, теряемого Землей при таком значении теплового потока, составляет  $\sim 7,3 \cdot 10^{12}$  кал/сек, или  $2,3 \times 10^{17}$  ккал/год. Эта цифра отвечает теплотворной способности приблизительно 23 млрд. условного топлива, что свидетельствует о значительной мощности внутренних источников тепла. Тепловые потери Земли могут частично компенсироваться как вследствие радиогенного тепла, так и в результате тепла геохимических реакций. Внутреннее тепло может генерироваться также в результате приливных и тектонических движений, за счет превращения механической или гравитационной энергии Земли, в процессах трения — в тепловую энергию. Некомпенсированная внутренними источниками часть тепловых потерь ведет, очевидно, к постепенному охлаждению земного шара.

В процессе охлаждения Земли в целом часть ее теплотерь компенсируется из тепловых запасов Земли. В этом случае для грубой оценки тепловых запасов Земли воспользуемся общепринятой средней теплоемкостью вещества Земли порядка  $700$  ккал/м<sup>3</sup> × град и, учитывая объем Земли  $1,0833 \cdot 10^{12}$  км<sup>3</sup>, найдем, что при ее охлаждении на 1° С высвобождаются запасы тепла  $7,6 \cdot 10^{23}$  ккал/град, т. е. примерно в  $3,3 \cdot 10^6$  раз больше, чем годовые потери тепла Земли. Таким образом, за время существования планеты (5,5 млрд лет) Земля остыла бы при нынешних теплотерях и при отсутствии внутренних источников тепла всего приблизительно на 1500° С. Это значение весьма приближенно, поскольку, с одной стороны, внутренняя генерация тепла тормозит остывание и, с другой — теплотери Земли, в прошлом горячей, были, очевидно, больше текущих теплотерь. Напомним, что представления об

исходном холодном состоянии Земли никакими фактами не подкрепляются. Достаточно указать, что каждый килограмм холодного вещества по пути следования из космического пространства к поверхности Земли теряет в ее гравитационном поле около 6,37 млн. *кГм* потенциальной энергии. Эта энергия превращается только в тепло в эквивалентном количестве 14 700 *ккал/кг*, чего вполне достаточно для расплавления и превращения в пар любого химического соединения. В результате энергетических расчетов показано [27], что Земля, образовавшаяся даже путем конденсации холодного газо-пылевого облака, была бы раскаленной на поверхности и, в лучшем случае, с холодным ядром внутри с размерами Луны. Таким образом, термическую историю Земли можно рассматривать только как процесс остывания верхних ее оболочек с учетом одновременного нагревания ее внутреннего, сначала холодного, ядра. Такого рода процессом нетрудно объяснить всю гамму геотектонических явлений, совершившихся в планетарный период эволюции Земли.

Из представлений об остывании первоначально горячей Земли следует, что ее суммарные текущие теплотери ( $2,3 \cdot 10^{17}$  *ккал/год*) превышают текущие тепловыделения всех ее внутренних источников тепла, ибо всякий процесс остывания ведет в пределе к стационарному состоянию, когда теплотери становятся равными тепловыделениям внутренних источников. С этих позиций рассмотрим возможные внутренние источники тепловой энергии. В тепловую энергию могут превращаться все ее формы (в основном гравитационная, химическая и ядерная энергии вещества Земли).

Гравитационная энергия планеты зависит от ее размеров. Если последние в целом уменьшаются, то высвобождаемая при этом часть гравитационной энергии превращается в другие формы, в том числе и в тепло. При уменьшении современного радиуса Земли на 1 *м* высвобождается энергия, выражаемая в тепловом эквиваленте значением  $1,8 \cdot 10^{15}$  *ккал*, т. е. приблизительно в 130 раз меньше, чем годовые потери тепла Земли. Таким образом, изменения гравитационной энергии не могли повлиять на термическую историю Земли.

Запасы химической энергии могут содержаться в эндотермических соединениях вещества в составе горячей Земли, которые в процессе ее охлаждения превращаются постепенно в экзотермические соединения с выделением тепловой энергии. В исходном горячем состоянии Земли скрытые запасы тепловой энергии содержались в расплавленных веществах и в газовой фазе ее оболочки. Исходная температура поверхности Земли составляла 2500—3000° С [27]. В этих условиях вода находилась в состоянии перегретого пара. Не могли существовать распространенные ныне гидраты и карбонаты. Поэтому в составе газовой оболочки Земли, кроме водяного пара, содержались значительные количества двуокиси углерода, что наблюдается ныне на Венере. Предполагая, что вся вода нынешних морей и океанов в количестве  $15 \cdot 10^{17}$  *т* находилась в паровой фазе, поскольку скрытая теплота испарения 1 *т* воды равна примерно  $5 \cdot 10^5$  *ккал*, теплосодержание паро-газовой оболочки горячей Земли



равнялось  $7,5 \cdot 10^{23}$  ккал. Процесс конденсации пара мог бы компенсировать современные тепловые потери Земли всего лишь в течение 3 млн. лет. Не намного больше тепла могут дать процессы образования гидратов и карбонатов, а также другие реакции минералообразования. Вместе все химические источники тепла, видимо, могли бы компенсировать тепловые потери Земли в течение периода не более чем 10 млн. лет, равного двум тысячным долям возраста Земли.

Более значимым источником тепла Земли могут быть ядерные процессы, в частности, процессы распада урана, тория и других радиоактивных элементов. Однако распределение этих элементов в Земле изучено весьма слабо. Разные авторы по субъективным и грубым оценкам содержания радиоактивных элементов в составе Земли пришли к выводу, что радиогенное тепло соизмеримо с тепловыми потерями Земли. Суммарное тепловыделение радиогенных источников составляет от  $2,3 \cdot 10^{17}$  до  $23 \cdot 10^{17}$  ккал/год [30]. Вполне очевидно, что нестационарный процесс остывания Земли может перейти в конечном итоге в стационарное состояние, когда ее теплотери полностью компенсируются внутренним тепловыделением. В таком случае внутреннее тепловыделение не может превышать текущих теплотерь  $2,3 \cdot 10^{17}$  ккал/год. Поэтому приводимые в литературе оценки радиогенного тепла Земли можно считать, бесспорно, завышенными.

Итак, основным источником тепла Земли в прошлом, т. е. в период ее интенсивного остывания, были собственные запасы, содержащиеся в горячем веществе, нагретом в процессе его конденсации в планету из рассеянного в космосе материала. Современное термическое состояние Земли, по-видимому, приближается к стационарному. При этом радиогенное тепло уже играет роль основного внутреннего источника, компенсирующего почти все внешние тепловые потери Земли.

Из внешних источников тепла Земли первостепенное значение имеет солнечная радиация. На весь земной шар падает около  $1,3 \times 10^{21}$  ккал/год лучистой энергии, что равно тепловым потерям Земли примерно за 5000 лет. Однако значительная часть этого тепла тут же рассеивается и отражается обратно атмосферой и облаками, а в ночное время излучается в космическое пространство. Некоторое количество солнечной энергии аккумулируется растительным покровом Земли для фотосинтеза различных органических соединений. Значительная часть лучистой энергии расходуется на круговорот воды в атмосфере Земли и на движение воздушных масс. В конечном итоге годовой баланс прихода и расхода лучистой энергии практически уравнивается. Средняя температура на поверхности Земли устанавливается на таком уровне, при котором Земля излучает в космос не только часть внутреннего тепла, но и все тепло, получаемое от внешних периодических источников.

Кинетическая энергия Земли не играет существенной роли в ее общем энергетическом балансе.

## Температура в недрах Земли

Распределение температуры в недрах Земли определяется, в основном, двумя факторами: размещением и мощностью внутренних источников тепла и интенсивностью охлаждения ее поверхности. Последнее можно заменить определенной среднегодовой температурой на поверхности Земли. Граничный градиент температуры в верхнем слое Земли также определяется по прямым измерениям температуры в глубоких скважинах. Вот, пожалуй, и все исходные све-

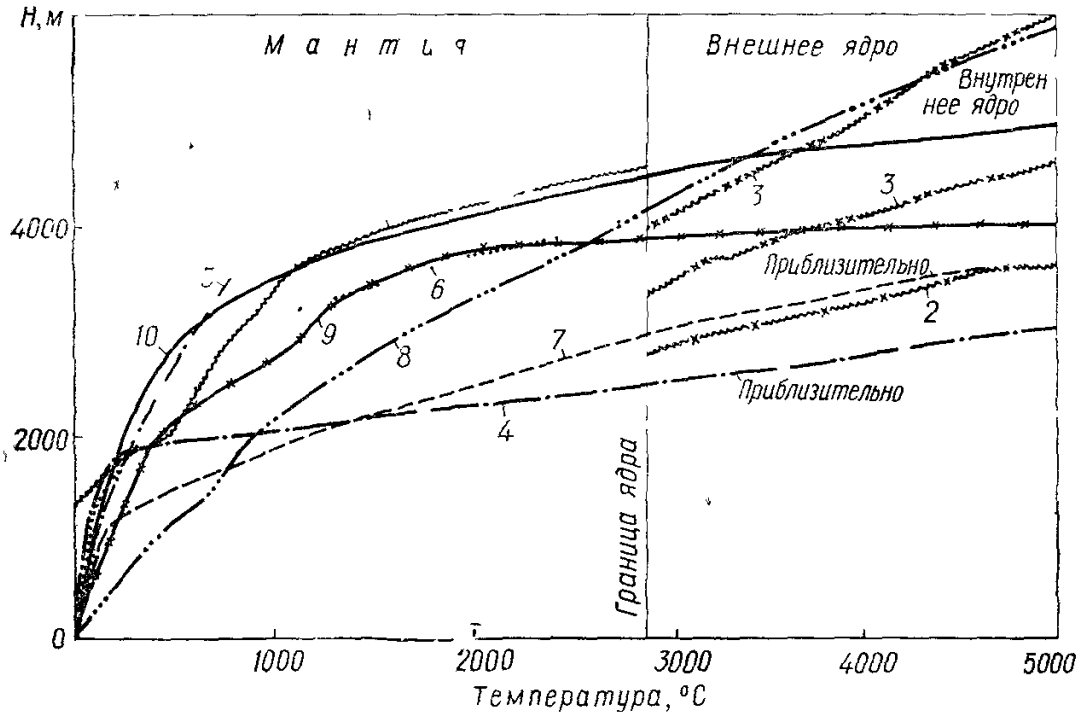


Рис 6 Распределение температур в недрах Земли, по данным разных авторов [3]

1 — по Асфену, 2 — по Симону 3 — по Галварри 4 — по Гутенбергу, 5 — по Джеффрису, 6 — По Джекобсу 7 — по Ферхугену 8 — по Гильварри, 9 — по Любимовски 10 — по формуле (7)

дения о температуре Земли, получаемые экспериментально. На глубинах свыше 9 км прямых измерений температур пока не проводилось. Температуры продуктов вулканических извержений составляют 1000—1400° С, и привязываются они к различным глубинам весьма приблизительно. Поэтому определить температуру Земли на больших глубинах можно лишь на основе далекой экстраполяции. Погрешность такой оценки возрастает с увеличением глубины.

Пытаясь изучить распределение температур внутри Земли, многие авторы исходили из различных предположений. Так, Гутенберг [3] предполагает, что в процессе остывания Земли к моменту кристаллизации ее вещества установилось адиабатическое распределение температуры в недрах, а земная кора играла своего рода роль теплоизоляционной оболочки. Исходя из этих предпосылок, Гутенберг вычислил температурную кривую Земли (рис 6). Дж Джекобс [4] вычисляет температуру Земли на основании предпола-

гаемого им распределения радиоактивных элементов в разных геосферах Е. А. Любимова исходит в основном из маловероятной холодной модели Земли, которая должна была разогреться собственным радиогенным теплом. В. П. Жарков считает, что температура на глубине 100 км равна приблизительно  $1300^{\circ}\text{C}$ , а с увеличением глубины она повышается вдоль линии плавления вещества и т. д. Как видно из рис 6, температурные кривые, построенные по данным разных авторов, очень расходятся

Поскольку нет достаточных оснований для предпочтения того или иного способа оценки глубинных температур Земли, попытаемся вычислить усредненную кривую распределения температур, исходя из предположения, что современное температурное состояние Земли почти стационарное и распределение температур не зависит от времени, тепловые потери Земли постоянные, отвечают наблюдаемым  $2,3 \cdot 10^{17}$  ккал/год, почти полностью компенсируемым радиогенным теплом, радиоактивные элементы рассеяны по всему объему Земли равномерно. Отсюда получаем

$$q = \left(\frac{r}{r_0}\right)^3 q_0, \quad (1)$$

где  $q$  — стационарный тепловой поток на глубине  $h = r_0 - r$ , причем  $r_0$  — радиус Земли,  $r$  — радиус сферы, через которую протекает тепловой поток  $q$ .

Стационарный тепловой поток Земли подчиняется уравнению

$$q = -4\pi r^2 \lambda k \frac{dT}{dr}, \quad (2)$$

где  $T$  — температура;  $\lambda$  — теплопроводность;  $k = 3,14 \cdot 10^4$  — переводной коэффициент для согласования единиц измерения

Подставив (1) в (2), получим дифференциальное уравнение

$$4\pi\lambda k dT = -\frac{q_0}{r_0^3} r dr. \quad (3)$$

В общем случае значение теплопроводности есть функция температуры, давления и состава вещества. В частном случае, учитывая весьма грубую оценку, можно принять, что теплопроводность пород постоянна и равна определенному среднему значению  $\lambda = \bar{\lambda}_c$ . Тогда, интегрируя (3), получаем параболическое распределение температур в Земле:

$$T(r) = T(r_0) + \frac{q_0}{4\pi\bar{\lambda}_c k r_0} \left[1 - \left(\frac{r}{r_0}\right)^2\right]. \quad (4)$$

Средняя теплопроводность Земли  $\bar{\lambda}_c$  в (4) считается неизвестной величиной. Ее значение можно оценить с определенной погрешностью, принимая усредненное по разным оценкам значение температуры в центре Земли  $T_c \cong 4500^{\circ}\text{C}$ . Тогда из (4)  $\bar{\lambda}_c = 0,1 \text{ ккал/см} \times \times \text{град} \cdot \text{сек}$ , что в 10—20 раз больше, чем средняя теплопроводность горных пород в атмосферных условиях. Поскольку, по опытным

данным [9], теплопроводность горных пород с увеличением температуры монотонно падает, по крайней мере, до температур порядка  $\sim 1100^\circ\text{C}$ , то, по существу, нет никаких оснований предполагать возрастание теплопроводности вещества Земли с глубиной. Полученный результат показывает, что проблема температурного поля Земли не может быть удовлетворительно решена, ограничиваясь явлением теплопроводности, так как, сохраняя реальное значение теплопроводности пород порядка  $0,01 \text{ кал/см} \cdot \text{град} \cdot \text{сек}$ , необходимо допустить нереальную температуру в центре Земли — порядка  $45\,000^\circ\text{C}$  или уменьшить количество радиоактивных элементов в Земле почти в 10 раз, что также маловероятно. Приемлемо допущение, что тепло выносится из недр Земли не только вследствие теплопроводности, но и другими способами (например, путем конвективно-диффузионного переноса вещества, лучистой передачи и пр). Таким образом, эффективный коэффициент теплопроводности Земли оказывается значительно больше средней теплопроводности горных пород. Необходимость нереально высокой теплопроводности Земли для вывода из ее недр всего радиогенного тепла подкрепляет гипотезу о дегазации глубинных слоев Земли. В этом случае диффузионный массоперенос связан с теплопереносом и зависимость коэффициента теплопроводности от температуры покажется аналогичной зависимости коэффициента диффузии от температуры. По этой аналогии эффективную теплопроводность Земли можно выразить функцией температуры:

$$\lambda = \lambda_0 \exp \alpha [T(r) - T(r_0)], \quad (5)$$

где  $\lambda_0$  — средняя теплопроводность горных пород на поверхности Земли ( $\lambda_0 = 5 \cdot 10^{-3} \text{ кал/см} \cdot \text{град} \cdot \text{сек}$ );  $\alpha$  — постоянный коэффициент порядка  $10^{-3} \text{ град}^{-1}$ .

После подстановки (5) в (2) получаем следующее дифференциальное уравнение:

$$4\pi\lambda_0 k \exp \alpha [(T(r) - T(r_0))] dT = -\frac{q_0}{r_0^3} r dr. \quad (6)$$

Интеграл этого уравнения дает логарифмическое распределение температур в недрах Земли

$$T(r) = T(r_0) + \frac{1}{\alpha} \ln \left[ 1 + \frac{\alpha q_0}{8\pi k \lambda_0 r_0} \left( 1 - \frac{r^2}{r_0^2} \right) \right]. \quad (7)$$

На рис. 6 обращает внимание усредненное расположение кривой между оценками других авторов, что свидетельствует о достаточно высокой вероятности полученного распределения. Температура в центре Земли по формуле (7) для принятых выше коэффициентов  $\alpha$  и  $\lambda_0$  равна  $\sim 4800^\circ\text{C}$ .

Проблему теплового поля Земли изучают многие исследователи, и все чаще она нуждается в уточнениях. Более достоверно изучено температурное поле приповерхностного слоя Земли до глубины 5—6 км. Результаты последних исследований показали, что тепловые

потоки распределились неравномерно по поверхности Земли в зависимости от особенностей геологического развития того или иного региона. Так, на территории Украинского щита эта величина изменяется от 0,60 до 0,95, в Индоло-Кубанском прогибе — 1,0—1,5, а в Закарпатском межгорном прогибе она составляет в среднем  $2,5 \times 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . Максимальные величины теплового потока наблюдаются в районах современной вулканической деятельности.

Нестационарен и наиболее сложен тепловой режим на контакте поверхности Земли с атмосферой и гидросферой. В итоге взаимодействия внутренних и внешних притоков и оттоков тепла температура поверхности Земли значительно изменяется — примерно от  $-40$  до  $+70^\circ \text{С}$ .

### Температура атмосферы и гидросферы Земли

Распределение температуры в атмосфере и гидросфере определяется в основном чрезвычайной мобильностью газовой или жидкой среды. Вода или воздух находятся постоянно в состоянии конвективного движения и перемешивания. Последнее приводит в принципе к изотермическому состоянию. Однако перемешивание жидкостей или газов ведет в поле тяжести не к изотермическому, а к изоэнтропному, т. е. к адиабатическому состоянию вещества, при котором устанавливается определенный градиент температуры, зависящий от ускорения гравитационного поля. Из термодинамических функций при условии постоянной энтропии следует определенное значение адиабатического температурного градиента в поле сил тяжести:

$$\Gamma_S = - \frac{AM}{c_p} \alpha_p T, \quad (8)$$

где  $\Gamma_S$  — адиабатический температурный градиент, *град/см*;  $A$  — тепловой эквивалент механической работы, *кал/кг · см*;  $M$  — молекулярный вес, *кг/моль*;  $\alpha_p$  — коэффициент температурного расширения, *град<sup>-1</sup>*;  $c_p$  — теплоемкость, *кал/моль · град*.

Для воздуха, как для идеального газа,  $\alpha_p T = 1$ ,  $M = 29 \times 10^{-3} \text{ кг/моль}$ ,  $c_p = 7 \text{ кал/моль · град}$ . Отсюда из (8) следует, что  $\Gamma_S = 9,7 \text{ град/км}$ . Адиабатический градиент температуры  $\Gamma_S$  является предельным градиентом, при котором возможно еще механическое равновесие сухой атмосферы. Повышение градиента температуры воздуха приводит к возникновению вертикальных конвективных течений воздуха, т. е. к самопроизвольному интенсивному перемешиванию атмосферы. В результате градиент температуры в атмосфере снижается до геотермического  $\Gamma_S$ . Теплоконвективная циркуляция при нагревании воздуха возникает часто самопроизвольно, особенно летом в полдень в жаркую погоду.

Вследствие очень низкой теплопроводности спокойного воздуха, примерно в 50 раз меньшей средней теплопроводности горных пород, для передачи глубинного теплового потока Земли через воздух

путем теплопроводности необходим очень высокий температурный градиент — в 50 раз больше, чем в почве, т. е. около  $1500^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , что существенно превышает допустимое значение адиабатического градиента температуры  $\Gamma_s = 9,7^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Таким образом, даже при полном отсутствии внешних источников тепла атмосфера Земли остается термически неуравновешенной системой. Атмосферный штиль в этом случае периодически будет нарушаться бурями, вызываемыми нагреванием атмосферы внутренним теплом Земли. В основном почти весь глубинный тепловой поток снимается с поверхности Земли на контакте с воздухом конвективными течениями воздуха.

Все сказанное относится к самому нижнему и достаточно плотному слою атмосферы, называемому тропосферой, состояние которой описывается классическими законами термодинамики. Высота тропосферы достигает 8—10 км в полярных областях и 16—18 км в тропиках [35]. В нижней части тропосферы средний температурный градиент близок  $6^{\circ}\text{C}/\text{км}$  и лишь в верхней части приближается к адиабатическому значению  $10^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Эти отклонения можно объяснить, по-видимому, циркуляцией в атмосфере водяного пара. При конденсации облаков теплота конденсации переходит в атмосферу, что снижает в ее нижних слоях градиент температуры. Расположенные выше тропосферы верхние, сильно разреженные слои атмосферы подвергаются сильному влиянию солнечной радиации и космических лучей. Поэтому на температурный режим их почти не влияют «земные» источники тепла.

Меньше изучен температурный разрез морей и океанов. Из формулы (8) следует, что адиабатический градиент воды при температуре  $20^{\circ}\text{C}$  чрезвычайно низок — около  $1,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . При градиентах температуры, превышающих это значение, вода теряет механическое равновесие в поле тяжести и приводится в движение. Теплопроводность воды примерно в три раза меньше средней теплопроводности горных пород, и поэтому для вывода теплового потока из дна океанов теплопроводным путем нужен высокий градиент температуры — порядка  $100^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , что во много раз выше стабильного градиента —  $1,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$ . Теплота Земли при этом снимается со дна океанов конвективными движениями воды. Тепловой поток Земли способен вызывать мощные океанические течения воды.

Следует отметить, что в связи с аномальным термическим расширением воды ее максимальная плотность отвечает температуре  $4^{\circ}\text{C}$ . Адиабатический градиент при такой температуре равен нулю. Следовательно, в поле тяжести механическая устойчивость водяной массы при температуре  $4^{\circ}\text{C}$  снижается до минимума. Как выше, так и ниже этой температуры плотность воды уменьшается и возникают конвективные потоки. При охлаждении воды на поверхности до  $4^{\circ}\text{C}$  «тяжелая» холодная вода опускается на дно водоема. Дальнейшее охлаждение воды ниже  $4^{\circ}$  ведет к снижению ее плотности. Такая вода всплывает уже на поверхность водоема и в конечном итоге замерзает. По указанным причинам температура воды на дне непромерзающих водоемов не бывает никогда ниже  $4^{\circ}\text{C}$ .

## Тепловой режим поверхности Земли

Температура поверхности Земли зависит от многих внутренних и внешних условий. Здесь встречаются, аккумулируются и разряжаются тепловые потоки, выносимые из глубин Земли и поглощаемые от внешних источников тепла. Поэтому поверхность Земли отличается от всех других поверхностей внутри земного шара самыми высокими амплитудами периодических колебаний температуры. Поскольку внутренние источники тепла отличаются малой мощностью и достаточно постоянной интенсивностью, то колебания температуры на поверхности Земли возмущаются в основном солнечным излучением и зависят от погоды, лучепоглощающих свойств земного покрова, рельефа местности, влажности воздуха и почвы, атмосферных осадков, потребления тепловой энергии на испарение почвенной влаги, потребления лучистой энергии растениями, времени года, географической широты и пр.

Мощность солнечного излучения существенно превышает мощность подземных тепловых потоков. Как уже отмечалось, суммарная тепловая энергия солнечного излучения, падающего на диск Земли в течение одного года, достигает  $2 \cdot 10^{21}$  ккал/год, что в несколько тысяч раз превышает количество тепловой энергии внутренних теплопроводных потоков —  $2,3 \cdot 10^{17}$  ккал/год. Поэтому температурное поле на поверхности Земли отображает главным образом влияние внешних источников тепла, не имеющих ничего общего с внутренним тепловым режимом Земли. Внешние температурные возмущения отличаются от внутренних периодическим характером, и их влияние на температуру Земли убывает с глубиной погружения по экспоненциальному закону. На определенной глубине, называемой глубиной «нейтрального температурного слоя», влияние внешних источников тепла становится незаметным. Ниже ее наблюдается невозмущенное поверхностными явлениями стационарное тепловое поле Земли, зависящее только от внутренних, глубинных факторов.

Залегающий выше «нейтрального» приповерхностный слой Земли представляется зоной исчезающих температурных возмущений и описывается известным температурным дифференциальным уравнением второго порядка в частных производных

$$a \nabla^2 T = \frac{\partial T}{\partial t}, \quad (9)$$

где  $T$  — температура;  $t$  — время;  $a = \frac{\lambda}{c}$  — температуропроводность, значение которой в общем случае может быть функцией координат;  $\lambda$  — теплопроводность;  $c$  — теплоемкость среды;  $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$  — оператор Лапласа;  $x, y, z$  — декартовы координаты.

Температурное поле приповерхностного слоя под ограниченным участком горизонтальной земной поверхности можно рассматривать с высоким приближением как функцию одной ординаты —

глубины  $h$  и  $t$ . Тогда уравнение (9) упрощается:

$$a \frac{\partial^2 T}{\partial h^2} = \frac{\partial T}{\partial t}. \quad (10)$$

Используя изображение  $T$  как функции времени по Лапласу,

$$T_n(h, s) = \int_0^{\infty} T(h, t) e^{-st} dt. \quad (11)$$

Приводим уравнение (10) к виду обычного дифференциального уравнения второго порядка

$$T_n'''(h, s) = \frac{s}{a} \left[ T_n(h, s) - \frac{T(h, 0)}{s} \right]. \quad (12)$$

Функция  $T(h, 0)$  — отвечает распределению температур в Земле в исходный момент времени, когда  $t = 0$ . Общее решение уравнения (12) для  $a = \text{const}$  имеет вид:

$$T_n(h, s) = \frac{T(h, 0)}{s} + A(s) e^{-\sqrt{\frac{s}{a}} h} + B(s) e^{+\sqrt{\frac{s}{a}} h}, \quad (13)$$

где  $A(s)$  и  $B(s)$  — постоянные интегрирования, зависящие от граничных условий. Поскольку температура на Земле на больших глубинах ограничена и не зависит от внешних возмущений, т. е. от времени, то с ростом  $h$  второй и третий члены уравнения (13) должны превращаться в нуль. Из этого следует, что  $B = 0$ . Таким образом, общее решение поставленной задачи упрощается:

$$T_n(h, s) = \frac{T(h, 0)}{s} + A(s) e^{-\sqrt{\frac{s}{a}} h}. \quad (14)$$

Функция  $T_n(0, s)$  соответствует изображению заданной функции температуры на поверхности Земли,  $h = 0$ . Для условия  $h = 0$  находим из (14)

$$A(s) = T_n(0, s) - \frac{T(0, 0)}{s}.$$

Тогда

$$T_n(h, s) = \frac{T(h, 0)}{s} + \left[ T_n(0, s) - \frac{T(0, 0)}{s} \right] e^{-\sqrt{\frac{s}{a}} h}. \quad (15)$$

Переводя решение задачи для изображения оператора Лапласа (7) в оригинал, воспользуемся теоремой Бореля о свертках:

$$F_{n1}(s) F_{n2}(s) \longleftrightarrow \int_0^{\infty} F_1(\tau) \cdot F_2(t - \tau) d\tau, \quad (16)$$

где символ  $\longleftrightarrow$  означает взаимное соответствие изображения и оригинала функции.

В качестве первого множителя  $F_{n1}(s)$  в произведении (16) при-



нимаем изображение функции температуры на поверхности Земли

$$F_{п1}(s) = s T_{п}(0, s) - \frac{T(0, 0)}{s} \left| \leftarrow \div \rightarrow T'(0, t), \quad (17)$$

где  $T(0, t)$  — заданная функция температуры на поверхности Земли;  $T'(0, t)$  — производная этой функции по времени  $t$ .

Следовательно, как вытекает из (15), вторым членом будет функция

$$F_{п2} = \frac{e^{-\sqrt{\frac{s}{a}}h}}{s}. \quad (18)$$

Используя соотношения (17) и (18), переводим решение (15) для изображения в общее решение для оригинала искомой функции в виде свертки

$$T(h, t) = T(h, 0) + \int_0^t \operatorname{erfc} \frac{h}{2\sqrt{a(t-\tau)}} \cdot T'(0, \tau) d\tau. \quad (19)$$

Распределение температуры на глубине  $T(h, 0)$  в начальный момент времени  $t = 0$ , а также колебаний температуры  $T(0, t)$  на поверхности Земли  $h = 0$  для формулы (19) можно выбирать без каких-либо ограничений. Для получения реальных результатов следует приравнять эти функции к наблюдаемым значениям температуры.

В однородной среде земных пород постоянной теплопроводности температура с глубиной увеличивается по линейному закону

$$T(h, 0) = T_0 + \Gamma h, \quad (20)$$

где  $\Gamma$  — геотермический градиент;  $T_0$  — среднегодовая температура на поверхности Земли.

Изменения температуры на поверхности Земли характеризуются периодичностью и могут быть выражены аналитически суммой гармонических функций

$$T(0, t) = T_0 + \sum_{i=1}^n \Delta T_i \sin\left(\frac{2\pi}{T_i} t - \alpha_i\right), \quad (21)$$

где  $\Delta T_i$  — амплитуда колебаний температуры с периодом колебаний  $T_{пi}$ ;  $\alpha_i$  — фазовое смещение колебаний с периодом  $T_{пi}$ .

Теперь задача сводится к раскрытию свертки (19) типа

$$F_i(h, t) = \int_0^t \operatorname{erfc} \frac{h}{2\sqrt{a(t-\tau)}} d \sin \frac{2\pi}{T_{пi}} \tau, \quad (22)$$

где  $T_{пi}$  — период колебаний.

Функция  $F_i(h, t)$  для малых значений времени  $t$ , строго говоря, не является периодической. Однако, если периодические изменения температуры на поверхности Земли повторяются многократно, значение свертки (22) приближается асимптотически к периодической функции. Пусть  $r = 2\pi n T_{пi} + t$ , где  $n$  — число периодических

циклов. Тогда функция (22) принимает следующее предельное значение:

$$F_i(h, t) = e^{-\sqrt{\frac{\pi}{aT_{\text{пл}}}} h} \sin\left(\frac{2\pi}{T_{\text{пл}}} t - \sqrt{\frac{\pi}{aT_{\text{пл}}}} h\right). \quad (23)$$

Подобный вывод формулы (23) для установившегося гармонического процесса возмущений дан в работе [26], где описан оп-

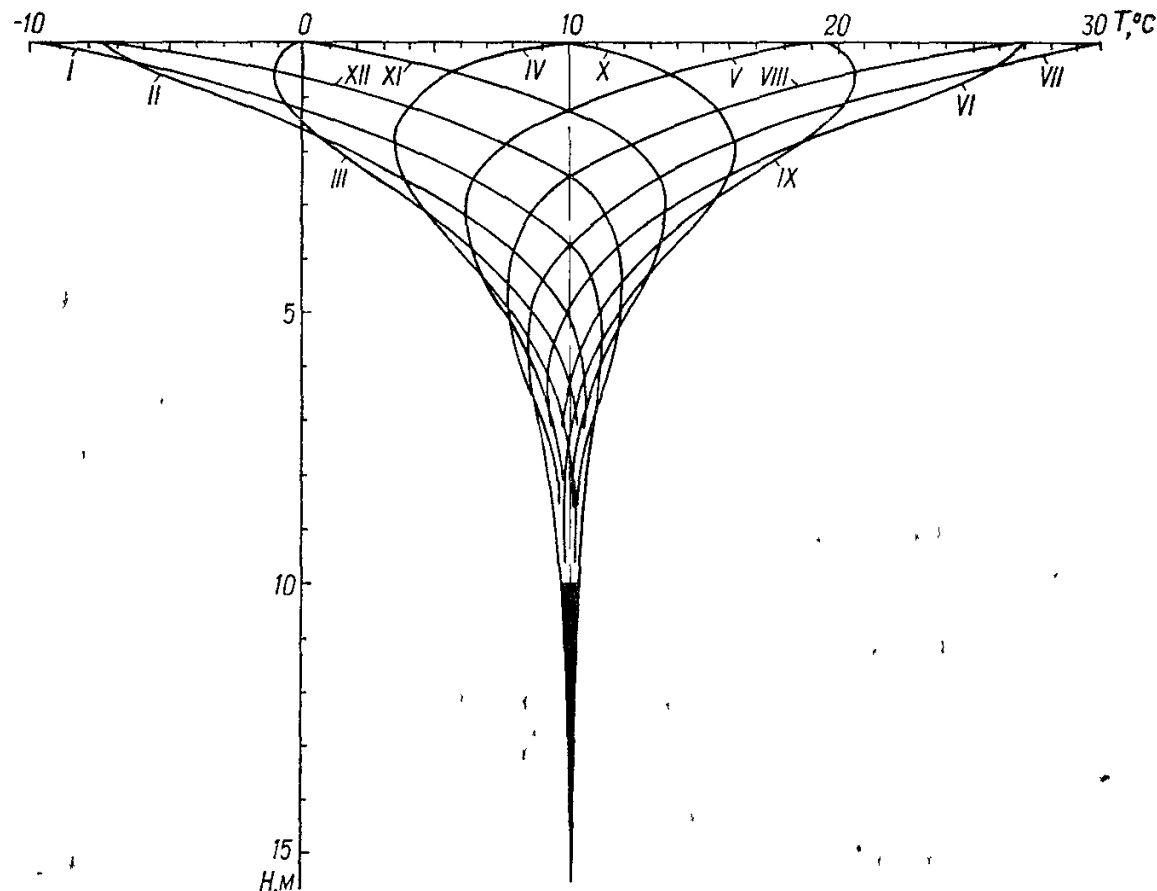


Рис. 7. Расчетные кривые распределения температуры в приповерхностном слое Земли по месяцам для теплопроводности грунта  $0,002 \text{ м}^2/\text{ч}$ .

Римскими цифрами обозначено распределение температуры по соответствующим месяцам.

ределенный вид волнового движения. Показатель степени в (23) зависит от глубины  $h$  и может быть представлен в виде  $\frac{2\pi}{H_i} h$ , где  $H_i$  соответствует длине температурной волны

$$H_i = 2\sqrt{\pi a T_{\text{пл}}}. \quad (24)$$

С учетом (20), (21), (24) решение задачи принимает удобную для практических вычислений форму, а именно:

$$T(h, t) = T_0 + \Gamma h + \sum_{i=1}^n \Delta T_i e^{\frac{2\pi h}{H_i}} \sin\left[\frac{2\pi}{T_{\text{пл}}} t - \frac{2\pi}{H_i} h\right]. \quad (25)$$

Основные периоды колебаний температуры атмосферного воздуха определяются движением Земли: суточный период — вращением Земли вокруг собственной оси, годовой период — орбитальным движением Земли вокруг Солнца. Более длительные периоды зависят от возмущений орбитального движения Земли гравитационными действиями других планет. Период 26 000 лет управляется прецессией оси вращения Земли и сопоставляется с периодами оледенений и т. д.

Как следует из решения [25], амплитуда колебаний температуры затухает с глубиной погружения по экспоненциальному закону

$$\Delta T_i = \Delta T_{10} e^{\frac{-2\pi h}{H_i}} \quad (26)$$

Интенсивность затухания амплитуды температурной волны зависит от отношения  $h: H_i$ . На глубине  $h = H_i$  амплитуда колебаний температуры  $\Delta T_i(H_i) \cong \cong 0,002 \Delta T_{10}$ . Для  $h = = 1,5 H_i$  получаем  $\Delta T_i \cong \cong 10^{-4} \Delta T_{10}$ . Поэтому можно принять, что температурные волны, возмущаемые на дневной поверхности Земли, практически затухают до незаметных значений в пределах глубин, соответствующих длине одной-полторы температурной волны [24]. Поскольку

длина температурной волны обратно пропорциональна периоду колебаний температуры, волны высоких частот с короткой длиной проникают на небольшие глубины, волны продолжительного периода проникают глубже.

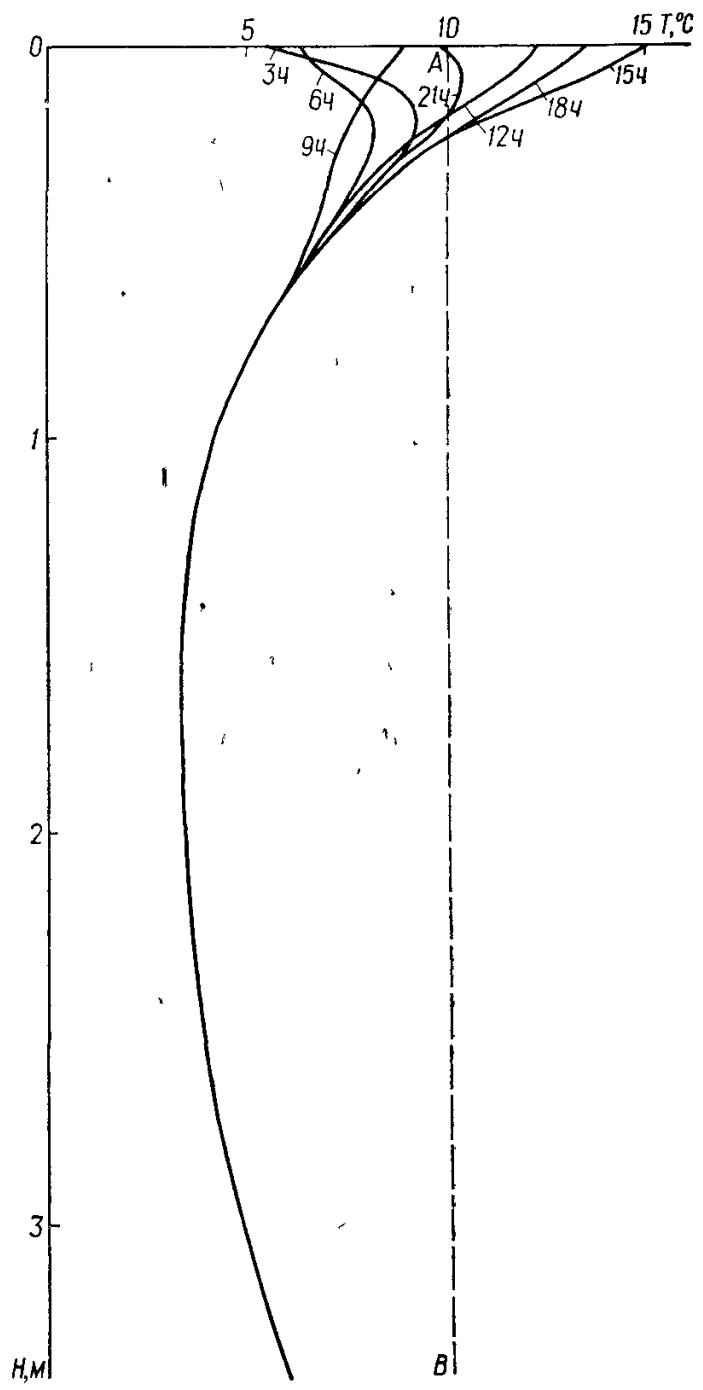


Рис. 8. Расчетные кривые суточных колебаний температуры в почве в апреле. А—В — среднегодовая геотерма, 3 ч, 6 ч и т. д. — время суток

Температуропроводность земных пород, за редкими исключениями, не выходит за пределы  $0,001—0,002 \text{ м}^2/\text{ч}$ . Для этих значений, как следует из (24), длина волны для годового периода колебаний температуры  $T_{\text{гр}} = 8768 \text{ ч}$  будет находиться преимущественно в пределах  $H_{\text{гр}} = 10—15 \text{ м}$ , а для суточного периода  $H_{\text{нс}} = 0,5—0,8 \text{ м}$ .

Для наглядного представления о температурном режиме приповерхностного слоя приводим на рис. 7 «букет» кривых распределения среднемесячных температур на глубине, вычисленных по формуле (25) для  $T_0 = 10^\circ \text{С}$ ;  $\Gamma = 0,035^\circ \text{С}/\text{м}$ ;  $\Delta T_{\text{гр}} = 20^\circ \text{С}$ ;  $a = 0,002 \text{ м}^2/\text{ч}$  и для  $t = 730; 2730; 3730 \text{ ч}$  и т. д. На рис. 8 показана кривая IV, взятая из рис. 7 и дополненная «метелкой» кривых суточных колебаний температуры для  $\Delta T_{\text{нс}} = 5^\circ \text{С}$ ,  $T_{\text{нс}} = 24 \text{ ч}$  и  $t = 0; 3; 6; 12 \text{ ч}$  и т. д.

Из рис. 7 видно, что осенью и зимой температура подстилающих слоев Земли до глубин несколько метров превышает температуру поверхности Земли, а весной и летом, наоборот, подстилающие слои Земли относительно холодные. Эта особенность может иметь практическое значение в сельском хозяйстве для прогнозирования земледелия. Видимо целесообразно было бы расширить программу стандартных наблюдений метеорологической службы, включая измерения температурного режима приповерхностного слоя Земли до глубин  $10—15 \text{ м}$  разработанными для этих целей регистрирующими приборами. Кроме практических целей, такие наблюдения могут дать фактический материал для решения многих теоретических проблем, связанных с температурным режимом слоев Земли и ее атмосферы.

Итак, температурный режим приповерхностного слоя Земли чрезвычайно сложен, особенно в интервале заметных суточных колебаний температуры, налагающихся на годовые колебания температуры. Температурные кривые в пределах возмущенного слоя выражаются периодическими функциями, в первую очередь функцией годовых колебаний температуры на поверхности Земли с регулярным суточным периодом и множеством других периодов случайной протяженности в зависимости от прозрачности атмосферы, силы ветра, атмосферных осадков и пр. Тем не менее периодические колебания температуры на поверхности Земли практически не влияют на тепловое поле в глубоких недрах Земли.

### Роль тепла в развитии Земли

Огромное значение в общем балансе энергетических запасов земного шара имеет тепловая форма внутренней энергии Земли. Видимо, поэтому теплота играет здесь ведущую роль как источник энергии, необходимой для развития Земли в планетарный период и для реализации крупных тектонических процессов. С этих позиций Земля представляется громадным тепловым механизмом, в котором тепловая энергия превращается по законам термодинамики в механическую энергию тектонических движений.

Многообразие тектонических явлений, наблюдаемых на поверхности Земли (возникновение материков и океанов, развитие геосинклинальных поясов, образование разломных зон, поднятий и впадин, развитие трансгрессий, регрессий и складчатости, вулканическая деятельность и пр.), представляется закономерным следствием, вытекающим неизбежно из постепенного рассеивания внутренних энергетических запасов Земли. Энергия Земли теряется в разных формах: в виде тепловых потерь земного шара, в итоге постепенной дифференциации вещества Земли в собственном поле тяжести вследствие изменения скорости вращения Земли, от гравитационного влияния отдельных космических тел и др. Все эти факторы играют различную роль в разных геотектонических гипотезах.

Многие тектонологи полагают, что первопричиной тектонических движений является перераспределение и разгрузка накопленных напряжений вещества в недрах Земли. Накоплением и разрядкой напряжений объясняются различные сдвиги, разрывы, смятия, объемные превращения веществ и пр. Но перераспределение напряжений не происходит само по себе, а является следствием определенных самопроизвольно протекающих тепловых процессов. По-видимому, единая первопричина, управляющая всеми самопроизвольными процессами в природе,— это стремление вещества к состоянию термодинамического равновесия. Стремясь к равновесию с окружающей космической средой, более нагретый земной шар непрерывно тянет запасы собственной тепловой, в основном радиогенной, энергии. С другой стороны, вследствие одностороннего процесса гравитационной дифференциации вещества и диссипации атмосферы снижаются также запасы гравитационной и упругой энергии Земли. Взаимодействие между космическими телами влияет на уровень потенциальной и кинетической энергии Земли в целом. На основании существующих форм энергии (радиогенной, тепловой, гравитационной и кинетической), учитывая законы ее сохранения и принимая в качестве первопричины тектонических движений общую тенденцию вещества к выравниванию термодинамических потенциалов, нетрудно построить реальные модели, способные самопроизвольно воспроизводить различные монотонно или периодически протекающие тектонические движения. Выравнивание термодинамических потенциалов проявляется прежде всего в наличии теплопроводных потоков внутри Земли и теплопередачи в космическое пространство. Поэтому первопричиной тектонических движений следует признать самопроизвольный процесс остывания первоначально горячей Земли. Предполагается при этом, что даже вследствие гравитационной конденсации холодного газо-пылевого облака могла бы образоваться только горячая планета с холодным ядром. Последующее нагревание ядра и остывание раскаленной неоднородной оболочки Земли приводит к дифференциации напряжений, к объемным превращениям, разрывам затвердевшей коры и пр., т. е. к явлениям, наблюдаемым в процессах тектогенеза.

В механике периодические процессы моделируются просто различными механическими, электромагнитными или же комбинированными автоколебательными системами с соответствующими периодами собственных колебаний. Для моделирования циклических геотектонических процессов, отличающихся периодами циклов десятки и сотни миллионов лет, пока еще не найдено достаточно надежно организованных автоколебательных систем. В этом плане следует рассмотреть зависимые друг от друга, чрезвычайно медленно протекающие процессы — осадконакопление, явления теплопереноса, диффузионного массопереноса, гравитационную сегрегацию вещества, объемные превращения, ретроградное расслоение гомогенных растворов под давлением и пр. В качестве источника энергии, необходимой для развития и поддержания колебаний модели земной коры, можно использовать тепловую энергию недр, гравитационную энергию Земли, потенциальную энергию упругого сжатия вещества на больших глубинах и кинетическую энергию собственного вращения Земли. С помощью указанных средств можно построить, по крайней мере, несколько простых независимых друг от друга автоколебательных систем с различными характеристиками. Как увидим дальше, одна из этих систем, в основу которой положены объемные превращения глубинного вещества, отличается весьма спокойным и равномерным характером движения и высокими амплитудами колебаний. Она удобна для моделирования медленно происходящих поднятий и опусканий земной коры. Вторая система с использованием ретроградных явлений отличается неравномерным характером колебаний, а именно: длительным эволюционным периодом накопления запасов тепловой и упругой энергии вещества и коротким революционным периодом разрядки этих же накопленных запасов энергии. Эта система моделирует удовлетворительно периодические вулканические извержения, землетрясения, интрузии и т. п. Комбинируя свойства указанных колебательных систем в различных пропорциях, можно реализовать, а затем и математизировать весьма сложные геотектонические циклы.

На рис. 9 показана упрощенная схема первой модели колебательной системы в разные моменты времени, а именно: в начале периода опускания земной поверхности (фаза *а*) и в начале периода поднятия (фаза *б*). Эта схема включает пять основных компонентов, принимающих участие в колебательном процессе: слой воды *I*, слой осадочных пород *II*, мощный слой метаморфогенных пород *III*, дегазированный полиморфный слой *IV* в состоянии «на грани объемного превращения» и мантийное вещество в эффективно твердом состоянии с фиксированным уровнем кровли. Внутри этой системы действует радиогенный источник тепла суммарной тепловой мощности  $q_0$ , измеряемой в калориях на единицу площади на поверхности Земли. Размещение радиогенного вещества по вертикали не имеет в данном случае существенного значения. Для простоты поместим весь источник тепла на уровне контакта слоев *IV* и *V*. Тогда стационарные распределения температур в Земле для противоположных

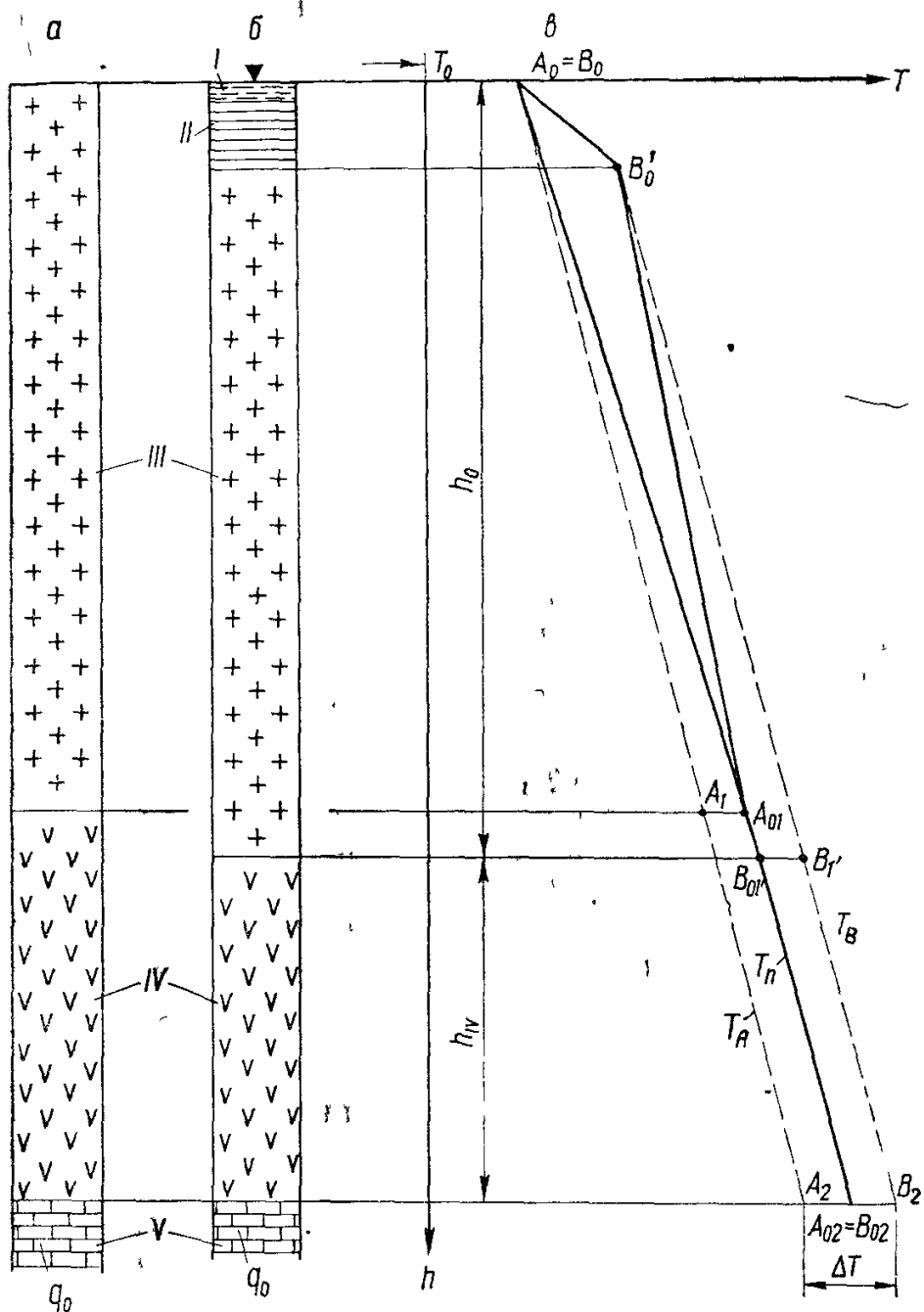


Рис 9. Схема геотермодинамической колебательной системы, управляемой с поверхности Земли

*a* и *б* — состояния системы в моменты инверсии вертикальной скорости, *в* — температурные диаграммы, *T* — температура, *h* — глубина, *h*<sub>0</sub> — глубина кровли слоя *IV*, *A*<sub>0</sub>, *A*<sub>1</sub>, *A*<sub>2</sub>, *B*<sub>0</sub>, *B*<sub>1</sub>, *B*<sub>2</sub> — установившиеся предельные температуры пород при постоянном восходящем тепловом потоке, *A*<sub>01</sub>, *A*<sub>02</sub>, *B*<sub>01</sub>, *B*<sub>02</sub> — кривая температур для объемного превращения вещества *IV*, *A*<sub>0</sub>, *A*<sub>01</sub> и *B*<sub>0</sub>, *B*<sub>01</sub> — схематическое распределение температур в момент инверсий, *q*<sub>0</sub> — восходящий тепловой поток

амплитуд будут изображаться предельными кривыми  $A_0, A_1, A_2$  и  $B_0, B_1, B_2$  (рис. 9). Если температура объемного превращения слоя  $IV$ , обозначаемая символом  $T_{II}$ , находится в пределах  $T_A < T_{II} < T_B$ , предельные распределения температур  $T_A$  и  $T_B$  не могут быть стабильными. Тогда модель приобретает свойства самозаводящейся автоколебательной системы, действующей по изложенному ниже принципу.

Принимаем, что среднегодовая температура на поверхности Земли сохраняет постоянное значение  $T_0$  в течение длительного интервала времени, а внутренняя температура Земли в ее далеком прошлом была выше текущей. В процессе остывания Земли вещество в слое  $IV$  находилось в разуплотненной фазе до тех пор, пока его температура была выше температуры фазового превращения  $T_{II}$ . Дальнейшее остывание Земли до естественного стационарного предела  $A_0, A_1, A_2$  привело к постепенному превращению вещества в слое  $IV$  в более плотную фазу, т. е. к сокращению ее объема и к опусканию первоначального уровня контакта  $III-IV$  (рис. 9). В итоге поверхность Земли погрузилась под уровень моря, что, в свою очередь, способствовало накапливанию осадочного слоя пород. Последний играет в данном случае роль тепловой изоляции. С увеличением мощности осадков возрастает с течением времени и температура в их подошве  $T_B$  на значение  $\Delta T = \Gamma \Delta h$ , где  $\Gamma$  — геотермический градиент;  $\Delta h$  — мощность осадочного слоя. Вследствие этого изменяется распределение температуры в нижних слоях Земли, приближаясь постепенно к предельной кривой  $B_0, B_1, B_2$ . Температура в слое  $IV$  через некоторое время становится выше температуры превращения  $T_{II}$ , и вещество в этом слое разуплотняется, что связано с поднятием поверхности Земли и размывом осадочного покрова, т. е. с возвращением системы к почти исходному состоянию, показанному на рис. 9, а. Как видно, весь принцип работы данной автоколебательной модели основан на согласовании взаимодействий между внешними (осадконакопление) и внутренними (объемные превращения) факторами. Поэтому работоспособность модели зависит от соблюдения определенных пропорций между ее параметрами. Во-первых, амплитуда колебаний на поверхности Земли  $\Delta h_3$  связана прямым соотношением с мощностью превращающегося слоя  $h_{IV}$ . По литературным данным, относительное уменьшение объема пород при их превращении в более плотную фазу изменяется от 13 (кварц  $\rightarrow$  коэзит) до 45% (коэзит  $\rightarrow$  стиповерит). Наиболее существенным является превращение кварц  $\rightarrow$  стиповерит, сопровождаемое 60%-ным изменением объема и почти 20%-ным изменением линейных размеров тела. Поскольку, судя по максимальным мощностям осадков, амплитуда опускания земной поверхности достигает 20 км, что может составлять не больше чем  $\frac{1}{5}$  части линейного размера или мощности превращающегося слоя, то мощности слоев, претерпевающих объемные превращения, достигают (а возможно, иногда и превышают) значения порядка 100 км. По мнению С. И. Субботина и соавторов [22], объемные превращения совершаются, на-



чиная с глубин от границы Мохоровичича и ниже. Особенно интенсивные превращения можно ожидать на глубинах ниже 160 км, где термодинамические условия соответствуют условиям превращения кварца в стиповерит. Кроме объемных превращений веществ, некоторую роль в опускании участков поверхности Земли могут играть также и упругие деформации вещества за счет дополнительной нагрузки подстилающих пород, создаваемой осадочным слоем. Деформации такого же порядка вызываются температурным расширением осадочных пород при амплитудах температуры до  $\pm 250^\circ \text{C}$ . Таким образом, большие амплитуды погружения отдельных участков земной коры можно объяснить в основном процессами объемных превращений вещества Земли в интервалах глубин, измеряемых десятками и, возможно, сотнями километров.

Объемные превращения всех видов связаны с выделением или поглощением тепла. Без компенсации скрытой теплоты превращений изменение одного только давления может оказаться недостаточно эффективным средством для управления процессом превращения вещества. Например, насыщенный водяной пар может быть конденсирован в воду без изменения давления и температуры при условии полного вывода всей скрытой теплоты конденсации. Если же эта теплота не выводится в окружающую среду, с ростом давления пар нагревается и никакое повышение давления не может привести к конденсации пара. Поэтому скорость объемных превращений вещества Земли лимитируется скоростью компенсации скрытой теплоты превращений, т. е. процессом, весьма медленным.

Баланс тепловой энергии в зоне превращения может измениться только вследствие дивергенции тепловых потоков. Средняя тепловая мощность восходящего теплопроводного земного потока равна  $1,44 \times 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ . В то же время скрытая теплота превращения (например, кварца в коэзит)  $\Delta H = 46,2 \text{ кал/см}^3$ . Принимая разницу между мощностями подводящего и уходящего тепловых потоков  $\Delta q = 0,08$ ,  $q_0 = 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}$ , находим, что на компенсацию скрытой теплоты превращения в объеме  $1 \text{ см}^3$  кварца потребуется время порядка  $46,2 : 1,2 \cdot 10^{-7} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек} = 38,5 \cdot 10^7 \text{ сек} = 10 \text{ лет}$ . Соответственно, для превращения пласта мощностью  $1 \text{ км} = 10^5 \text{ см}$  потребуется миллион лет, а для превращения мощности порядка  $100 \text{ км}$ , что необходимо для обеспечения амплитуды прогиба порядка  $20 \text{ км}$ , нужен интервал времени порядка  $100 \text{ млн. лет}$ . Такое значение интервала времени вполне отвечает величинам полупериодов геотектонических циклов. Полный период большого геотектонического цикла должен превышать в среднем интервал времени, необходимый для отвода и последующего восстановления запасов скрытой теплоты превращений, т. е. в сумме не менее  $200 \text{ млн. лет}$ . При исправном действии модели полупериод уплотнения или охлаждения вещества на глубине совмещается с полупериодом осадконакопления или с нагреванием вещества на поверхности Земли и, наоборот, полупериод нагревания или разуплотнения вещества на глубине должен совмещаться с размывом и охлаждением

вещества на поверхности Земли, т. е. требуется определенное фазовое смещение температурной волны. В этом случае интервал времени, необходимый для передачи температурного импульса от поверхности Земли до глубин залегания кровли превращающегося слоя пород, должен соответствовать продолжительности превращения, измеряемой сотнями миллионов лет. При иных обстоятельствах колебания температур и смещения на глубине и на поверхности Земли будут несогласованными и могут интенсивно погашаться.

Более точную количественную характеристику предполагаемой колебательной системы и оптимальные параметры модели можно найти путем решения одномерного температурного дифференциального уравнения для относительно сложных начальных и граничных условий, что представляет уже довольно сложную математическую проблему. Но пока ограничимся лишь приближенной математической оценкой периода колебаний такой автоколебательной системы на основе решения для возмущенных гармонических колебаний температуры [26]. Это решение при реальных значениях температуропроводности  $\alpha = 0,004 \text{ м}^2/\text{ч}$  и  $t_0 = 24,356 \cdot 10^8 \text{ ч}$  (или 200 млн. лет) из [24] дает длину температурной волны  $H_0 = 200 \text{ км}$ , что соответствует общим геологическим представлениям о глубинных превращениях вещества в пределах слоя Гутенберга верхней мантии Земли. Амплитуда колебаний температуры затухает с глубиной по формуле [26]. На глубине  $h = \frac{1}{2} H_0$  амплитуда температуры затухает примерно до 4,3% первоначального значения на поверхности Земли. Для мощности осадков  $\sim 20 \text{ км}$  можно принять, что  $\Delta T_0 = 300^\circ \text{ С}$ , а следовательно, колебания температуры на глубине 100 км достигают значений  $\pm 13^\circ \text{ С}$ , чего вполне достаточно для объемных превращений вещества, состояние которого находится вблизи его критической точки перехода. Очевидно, что более точная характеристика модели требует точного решения задачи для реальных граничных условий.

Кроме описанной выше геотектонической модели автоколебательного сооружения, можно предложить и другие схемы автоколебательных систем, действующие на иных принципах. На рис. 10 такая система представлена в виде колонки горных пород. В отличие от схемы рис. 9, эта схема состоит из пород, пересыщенных газовой фазой, в основном, парами воды, двуокиси углерода, а в нижней части, возможно, и углеводородами. Верхний слой верхней мантии Земли, по мнению ведущих вулканологов, может содержать до 6—7% воды в гомогенном растворе. С повышением давления предел насыщения пород водой обычно повышается до определенного максимального значения, и дальше вода уже выделяется из гомогенного раствора, т. е. наступает ретроградное расслоение гомогенного раствора на две фазы — конденсированную и газовую. Расслоенный таким образом слой  $\delta$  на (рис. 10) представляет собой твердopodobное ретроградно-разгазированное тело. В поле сил тяжести разгазированное состояние вещества неустойчиво.

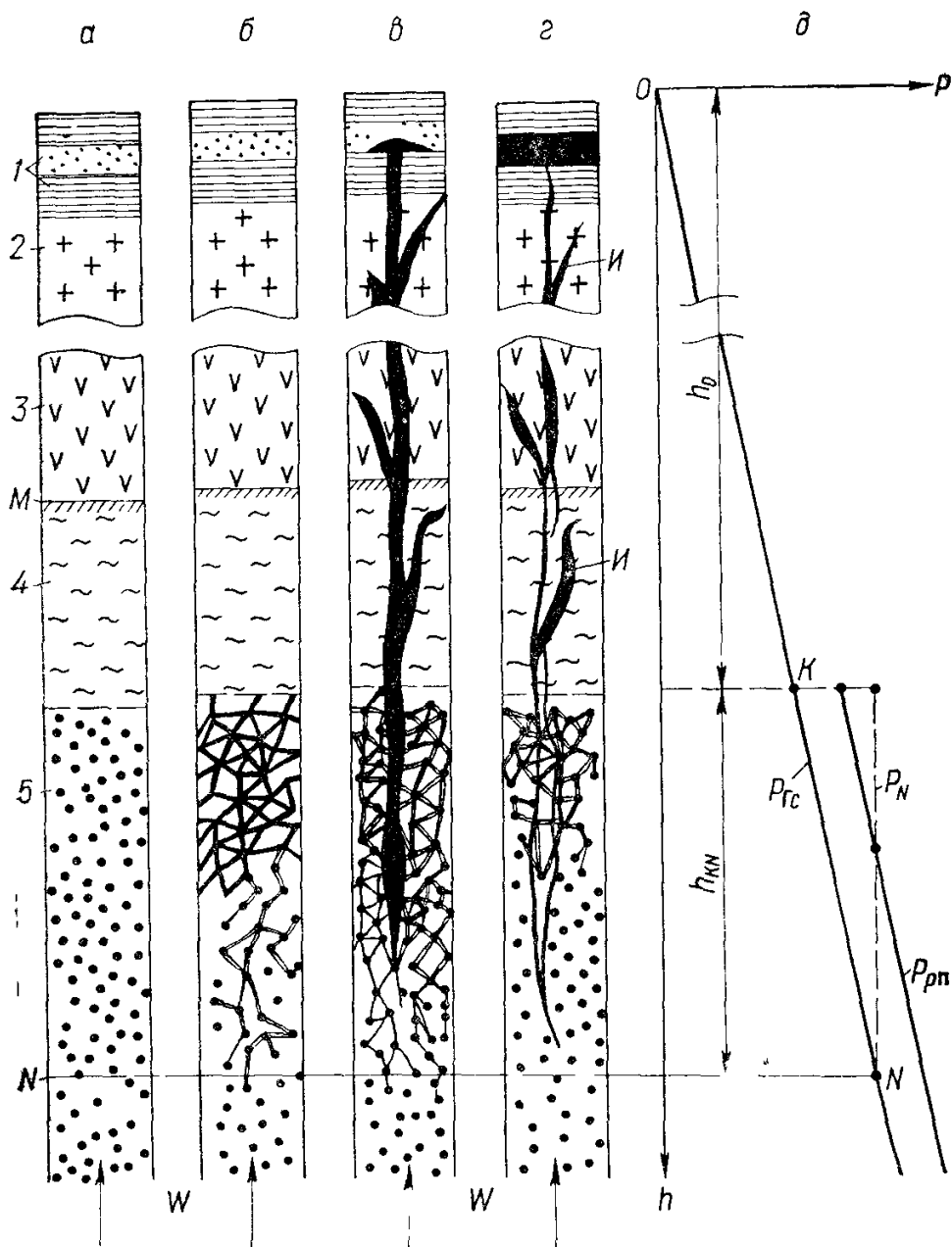


Рис. 10. Схема упруго-гравитационной автоколебательной системы: 1 — осадочный слой, 2 — гранитный слой, 3 — базальтовый слой земной коры, 4 — однородный слой, или так называемый запорный слой верхней мантии Земли, 5 — ретроградно-разазированный слой верхней мантии (слой Гутенберга), *M* — граница Мохоровичича, *W* — скорость диффузии летучих компонентов в мантии. Состояния системы: *a* — в начале периода накопления упругой энергии флюидов, *б* — в конце периода накопления упругой энергии флюидов, *в* — в начале периода разрядки (в момент макрогидроразрыва), *г* — в конце периода разрядки, *д* — диаграмма давления *h* — глубина,  $P_{ГС}$  — геостатическое давление,  $P_{рп}$  — давление гидроразрыва пород,  $P_N$  — накопленное давление в газовой фазе, *K* — верхняя граница ретроградных давлений в верхней мантии Земли, *K* — *N* — интервал микрогидроразрывов, *I* — интрузия.

В жидком разгазированном теле пузырьки газа интенсивно всплывают вверх и система быстро расслаивается на две гомогенные фазы. В твердом разгазированном теле конвекция пузырьков газа загорможена. Здесь главную роль в процессах расслоения играет диффузия рассеянной части газа от областей с высокими давлениями в сторону пониженных давлений, т. е. в сторону верхней границы разгазированного тела. Давление в пузырьках газа можно приравнять к геостатическому давлению. Точно таким же должно быть и парциальное давление растворенного вокруг пузырька газа. В результате образуются градиент давления газа в растворе и интенсивная диффузия вверх. С уменьшением глубины снижается удельный вес пород и падает их температура, вследствие чего уменьшаются градиент давления и коэффициент диффузии. Поэтому дивергенция диффузирующего потока не равна нулю. Часть газа застревает по пути следования вверх в виде пузырьков. Вследствие этого с течением времени увеличиваются и запасы расслоенного газа, и его давление в разгазированном теле, стремясь в верхах разгазированного слоя к значениям, выше геостатического, за счет его выравнивания с более высоким геостатическим давлением в нижних частях этого слоя (эффект всплывающего пузырька в закрытом сосуде [21]). Это ведет к накоплению запасов упругой энергии в газовой фазе и к развитию процессов, показанных на рис. 10, *а* — *г*, и т. д. В исходном состоянии принимаем, что газовая фаза рассеяна равномерно по объему тела и давление в ней соответствует геостатическому давлению (рис. 10, *а*). При повышении давления (в итоге дивергенции потока) отдельные пузырьки могут соединяться сеткой микротрещин (рис. 10, *б*). После накопления достаточно большого гидродинамически соединенного объема газовой фазы с давлением, превышающим геостатическое, должны произойти гидроразрыв всей вышележащей толщи пород (рис. 10, *в*) и быстрая разрядка накопленных запасов энергии и запасов сжатого газа. В процессе разрядки флюиды с растворенными в них веществами могут расселяться по вмещающим породам-коллекторам осадочного слоя, образуя месторождения различных полезных ископаемых. После разрядки давление газовой фазы падает до значений ниже геостатического, поэтому выводящий разлом смыкается и залечивается. В оперении этого залеченного разлома могут сохраниться останцы или интрузии эндогенных растворов *И* (рис. 10, *г*). Дальше цикл накопления газовой фазы возобновляется и система опять переходит постепенно через все состояния *а*, *б*, *в* и т. д. и геотектонический цикл повторяется многократно до тех пор, пока в недрах Земли имеются еще запасы летучей фазы. По мнению большинства ведущих мантиологов, суммарный объем воды в морях и океанах, выделившейся из мантии за всю историю планетарного развития Земли, не превышает 2—3% суммарного количества воды, еще оставшейся в составе мантии. Этих запасов вполне достаточно для обеспечения тектонической деятельности Земли еще на много десятков миллиардов лет.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ  
ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

## Общие сведения

Распределение интенсивности теплового потока зависит от распределения неоднородностей вещества Земли и, возможно, от размещения источников тепловой энергии в ней. Теплопроводный поток на пути от источника тепла до поверхности Земли как бы «просвечивает» всю толщу горных пород. Линии теплопроводного потока, образно говоря, «втягиваются» в высокотеплопроводные тела или обтекают тела с низкой теплопроводностью. Таким образом, в проекции теплопроводного потока на поверхности Земли содержится определенная информация о возмущающих поток телах, скрывающихся в ее недрах. Она нивелируется постепенно с ростом расстояния от возмущающего тела, но при больших его размерах может быть обнаружена на достаточно большом расстоянии, что представляет практический интерес в области геологических исследований глубинного строения Земли. Кроме включений, отличающихся температурными параметрами от окружающих пород, источниками возмущения теплового потока могут быть и трещинные породы вследствие анизотропии их теплопроводности. Как известно, теплопроводность слоистых пород вдоль напластования значительно выше, чем в перпендикулярном направлении. Поэтому положительные структуры «стягивают» тепловой поток к сводам складки, а отрицательные — выводят тепло к периферии. Разломы и зоны нарушений, способствуя миграции флюидов, характеризуются обычно собственным температурным режимом, отличающимся от окружающего. В случае конвективных восходящих потоков наблюдаются линейные положительные аномалии температуры, при нисходящих же потоках (зоны питания) — отрицательные температурные аномалии. Сбросы, сдвиги и надвиги часто обнаруживаются по несоответствию температурных полей по обе стороны линии сдвига. Скопления некоторых полезных ископаемых, способных окисляться (например, скопления нефти, серы, двухвалентного железа и др.) обнаруживаются положительными температурными аномалиями как локальные источники тепловой энергии.

Кроме стационарных тепловых аномалий, в температурном поле Земли наблюдаются и затухающие во времени температурные

процессы, в которых содержится информация о совершившихся в прошлом геологических событиях. Такие аномалии вызываются тектоническими движениями земной коры, внедрением интрузии, периодическими изменениями климата и пр. Историческая информация, содержащаяся в нестационарном тепловом поле Земли, затухает с течением времени чрезвычайно медленно и в некоторых случаях может быть обнаружена через десятки тысяч лет после происшествия.

## История климата

Причины периодических изменений климата Земли еще до сих пор представляются гипотетическими. Одной из наиболее вероятных причин кажется прецессия оси вращения Земли с периодом 26 000 лет. Вследствие линейности теплопроводных уравнений главная гармоника периодического процесса с таким периодом налагается на стационарное температурное поле Земли независимо от сезонных возмущений температуры другими частотами.

В соответствии с формулой (24), длина температурной волны для периода 26 000 лет или  $2,27 \cdot 10^8$  ч и для значений теплопроводности  $0,001—0,003$  м<sup>2</sup>/ч будет равняться 2—3 км. Выделив на температурных кривых, наблюдаемых в глубоких скважинах, гармонику с периодом 26 000 лет, можно в принципе уточнить дату начала и конца последнего ледникового периода.

В связи с этим представляет интерес проблема так называемой вечной мерзлоты. Например, вся территория от оз. Байкал до берегов Северного Ледовитого океана покрыта слоем промерзлого грунта, мощность которого увеличивается к северу от десятков до сотен метров (600—800 м), что свидетельствует о длительном и сильном похолодании в этом районе в прошлом. Отметим, что среднегодовая температура для промерзания грунта до глубин 800 м должна была бы сохраняться в течение многих десятков тысяч лет на уровне не выше  $-25^{\circ}$  С. Дальше на север зона вечной мерзлоты уходит на сотни километров в море. На дне моря температура воды не падает ниже  $4^{\circ}$  С, а под этим дном на небольшой глубине встречен мерзлый грунт на сотни метров вглубь. Поскольку под покровом воды грунт не промерзает, а может только таять, причем в рассматриваемом случае он растаял на небольшой глубине, то можно сказать, что северные окраины Сибири недавно погрузились под уровень моря и, вполне возможно, это погружение продолжается и сейчас. Точные данные о продолжительности периода похолодания, начале погружения материка, скорости его опускания могут дать математические решения соответствующих задач на основании фактических данных.

Попытаемся оценить продолжительность холодного периода, необходимую для промерзания грунта до глубин 800 м на основании решения задачи Стефана [14]. В решении этой задачи не учитывается влияние восходящего теплового потока Земли, что мо-

жет привести к искажению результата, в данном случае — к занижению периода промерзания.

Расчетная формула Стефана имеет вид:

$$h_3 = \beta \sqrt{t}, \quad (27)$$

где  $h_3$  — глубина промерзания грунта;  $\beta$  — коэффициент, характеризующий скорость промерзания грунта.

Значение коэффициента можно определить из характеристического уравнения по приближенной формуле Лейбензона

$$\beta = \frac{\lambda_2 (T_0 - T_3)}{\rho \gamma_2 W \sqrt{\pi a_2}} \sqrt{1 + 2\rho \gamma_2 W \sqrt{\pi a_2} \frac{\lambda_1 (T_3 - T_c)}{\lambda_2^2 (T_0 - T_3)}}, \quad (28)$$

где  $T_3$  — температура промерзания;  $T_c$  — атмосферная температура;  $T_0$  — температура талого грунта;  $\lambda_1$  и  $\lambda_2$  — теплопроводность мерзлого и талого грунта;  $a_2$  — температуропроводность талого грунта;  $W$  — влажность грунта (в кг воды на 1 кг породы);  $\gamma_2$  — плотность грунта,  $\text{кг/м}^3$ ;  $\rho$  — скрытая теплота промерзания воды, равная  $80 \text{ ккал/кг}$ . Для оценочных определений принимаем такие значения:  $W = 0,15$ ;  $\gamma_2 = 2000$ ;  $\rho = 80$ ;  $a_2 = 0,003 \text{ м}^2/\text{ч}$ ;  $\lambda_1 = \lambda_2 = 1 \text{ ккал/м} \cdot \text{град}$ ;  $T_3 = 0^\circ \text{C}$ ;  $T_c = -20^\circ \text{C}$ ;  $T_0 = 20^\circ \text{C}$ . Тогда по формуле (28) вычисляем значение  $\beta_1$ , равное  $0,084$ . Теперь из (27) находим, что промерзание грунта до глубины  $800 \text{ м}$  продолжается, по формуле Стефана, в течение  $80 \text{ млн. ч}$ , т. е.  $11\,000 \text{ лет}$ . Полученный результат, очевидно, несколько заниженный, так как в формуле Стефана пренебрегается глубинный тепловой поток. Тем не менее он согласуется с полупериодом прецессии оси вращения Земли около  $13\,000 \text{ лет}$ .

Продолжительность таяния мерзлоты под дном океана можно также вычислить по формуле (27). Для этого принимаем, что глубина талого грунта  $h_T = 45 \text{ м}$ , температура воды на дне моря  $T_0 = 4^\circ \text{C}$ ;  $T_3 - T_c = 10^\circ \text{C}$ . Тогда  $\beta = 0,016$ ,  $t_T = 8\,800\,000 \text{ ч}$ , или около  $1000 \text{ лет}$ . Отсюда следует, что погружение материка под уровень моря началось совсем недавно.

### Геотектонические движения

Любое тектоническое движение нарушает стационарность теплового поля Земли и возбуждает в нем нестационарные продолжительно выравнивающиеся температурные возмущения. Так, погружающийся блок или глыба земной коры окажется всегда холоднее, чем ее окружение, и будет нагреваться от более прогретых на глубине бортов. В случае перекрытия осадками это нагревание усиливается и за счет аккумуляции тепла из собственного восходящего потока (теплопроводного). Воздымающаяся глыба будет теплее неподвижных окружающих пород, и тепловые процессы совершаются здесь в обратном, чем при погружении, направлении. Восстановление температурного равновесия в горизонтальном направлении, т. е. «от

бортов» к центру впадины, происходит чрезвычайно медленно. При достаточной ширине погружающегося блока, измеряемой сотнями километров (например, в Днепровско-Донецкой впадине) выравнивание температур может продолжаться десятки миллионов лет. По-видимому, такого же порядка будет и период нагревания погружающегося объекта собственным тепловым потоком. Поэтому наблюдаемая интенсивность тепловых потоков (при отсутствии интрузий и вулканической деятельности) должна уменьшаться от борта к центру впадины, а в горных сооружениях, наоборот, — от центрального хребта к предгорным впадинам.

Аналогичные, но более сложные и, возможно, менее устойчивые температурные аномалии или возмущения стационарного потока Земли возникают в результате горизонтальных сдвигов, надвигов, сбросов, взбросов, интрузий, при складкообразовании или при более сложных движениях верхнего покрова Земли. Влияние тектонических движений на температурное поле Земли открывает пути к решению обратных задач, т. е. к изучению истории тектонических движений по характеру наблюдаемого температурного поля.

Для оценки продолжительности периода нестационарных температурных процессов рассмотрим остывание плутона, внедрившегося в земную кору. Для простоты принимаем форму остывающего тела в виде шара радиусом  $R_0$ , теплофизические параметры плутонического вещества и окружающих пород — одинаковыми, способ передачи тепла через поверхность шара — контактным; окружающая среда не имеет внешних границ. Для условий имеется точное общее решение температурной задачи в изображениях Лапласа [14]. Используем это общее решение для одной конкретной точки, а именно: для центра шара, когда  $r = 0$ . В этом случае решение для изображения переводится в такой оригинал:

$$\frac{T_{\text{п}} - T(0, t)}{T_{\text{п}} - T_{\text{с}}} = \operatorname{erfc} x + x e^{-x^2}, \quad (29)$$

где  $x = \frac{R_0}{2\sqrt{\pi a t}}$ ;  $T_{\text{п}}$  — начальная температура интрузив;  $T_{\text{с}}$  — температура окружающей среды;  $T(0, t)$  — температура в центре интрузива в момент времени  $t$ ;  $a$  — температуропроводность пород.

Из кривой формулы (29) видно (рис. 11), что значение  $\Delta T(0, t)$  падает до 0,01 части начальной величины при значении  $x = 2,5$ . Отсюда нетрудно вычислить для этого условия значение времени остывания интрузии:

$$t_{0,01} = \frac{R_0^2}{4ax_{0,01}^2}. \quad (30)$$

Пусть  $a = 0,0019 \text{ м}^2/\text{ч}$ . Тогда значение  $t_{0,01} = 50 R_0^2$ . При значении радиуса интрузии  $R_0 = 1 \text{ км}$  находим  $t_{0,01} = 60$  тыс. лет, а при  $R_0 = 10 \text{ км}$ ,  $t_{0,01} = 6$  млн. лет. Как видим, интрузии больших размеров сохраняют принесенную из глубин теплоту весьма продол-



жительное время. В принципе возраст интрузии можно определить на основании прямых геотермических измерений.

Более продолжительные периоды времени сохраняются для нестационарного состояния крупных погружающихся глыб шириной сотни километров и большой длины (типа авлакогенов). Для оценки периода нагревания таких опущенных глыб рассмотрим аналитическую задачу для упрощенного случая, допуская, что глыба

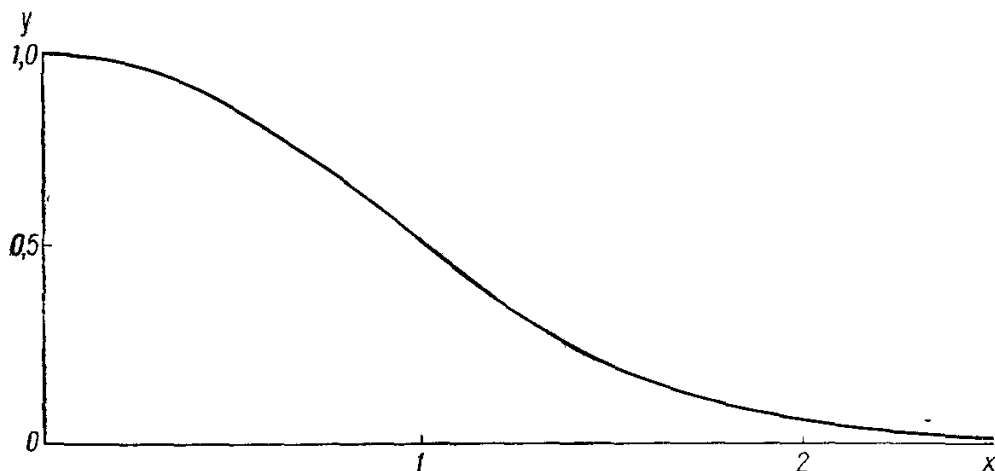


Рис. 11. Расчетная кривая:

$$y = \operatorname{erfc} x + xt^{-x^2}.$$

нагревается только от горячих бортов вследствие контактной передачи тепла. Обозначим исходную температуру глыбы  $T_{0г}$ , исходную температуру окружающих пород  $T_{0п}$ . Теплофизические параметры всех пород принимаются одинаковыми. При этом задача сводится к плоскопараллельной с одной горизонтальной осью ординат  $x$ . Поместим начало отсчета  $x = 0$  в оси глыбы и запишем систему температурных уравнений:

$$\frac{\partial^2 T_{г}}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial T_{г}}{\partial t}; \quad \frac{\partial^2 T_{п}}{\partial x^2} = \frac{1}{a} \frac{\partial T_{п}}{\partial t}, \quad (31)$$

или, в изображениях Лапласа:

$$T_{г}'' = s \left[ T_{г} - \frac{T_{0г}}{s} \right]; \quad T_{п}'' = s \left[ T_{п} - \frac{T_{0п}}{s} \right]. \quad (32)$$

В связи с симметрией задачи общее ее решение имеет вид:

$$\begin{aligned} T_{г} &= \frac{T_{0г}}{s} + A_{г}(s) \operatorname{ch} \sqrt{\frac{s}{a}} x, \quad |x| \leq \frac{L_0}{2}; \\ T_{п} &= \frac{T_{0п}}{s} - A_{п}(s) e^{-\sqrt{\frac{s'}{a}} x}, \quad |x| \geq \frac{L_0}{2}, \end{aligned} \quad (33)$$

где  $L_0$  — расстояние между бортами впадины.

Значение постоянных интегрирования  $A_{г}(s)$  и  $A_{п}(s)$  находятся из условия равных температур  $T_{г}\left(\frac{L_0}{2}, s\right) = T_{п}\left(\frac{L_0}{2}, s\right)$  и равных

теплопроводных потоков  $T_r \left( \frac{L_0}{2}, s \right) = T_{\text{п}} \left( \frac{L_0}{2}, s \right)$  на бортах. Значения этих констант и перевод изображения решения в оригинал приводит А. В. Лыков [14]. Оригинал решения для глыбы следующий:

$$T_r = T_{0r} + \frac{T_{0\text{п}} - T_{0r}}{2} \left[ \operatorname{erfc} \frac{\frac{L_0}{2} x}{2\sqrt{at}} + \operatorname{erfc} \frac{\frac{L_0}{2} + x}{2\sqrt{at}} \right]. \quad (34)$$

Для  $x = \pm \frac{L_0}{2}$ , т. е. на бортах впадины,

$$T_r \left( \frac{L_0}{2}, t \right) = T_{0r} + \frac{T_{0\text{п}} - T_{0r}}{2} \left( 1 + \operatorname{erfc} \frac{L_0}{2\sqrt{at}} \right). \quad (35)$$

Для  $x = 0$ , т. е. в центре впадины,

$$T_r(0, t) = T_{0r} + (T_{0\text{п}} - T_{0r}) \operatorname{erfc} \frac{L_0}{4\sqrt{at}}. \quad (36)$$

Разница между температурами на бортах и в центре впадины определяется выражением

$$\Delta T = (T_{0\text{п}} - T_{0r}) \left( \frac{1}{2} + \frac{1}{2} \operatorname{erfc} \frac{L_0}{2\sqrt{at}} - \operatorname{erfc} \frac{L_0}{4\sqrt{at}} \right). \quad (37)$$

В начальный момент после погружения блока  $\Delta T = 0,5 (T_{0\text{п}} - T_{0r})$ . Затем эта разность медленно уменьшается. После истечения достаточно большого интервала времени, когда  $\frac{L_0}{2\sqrt{at}} < 0,5$  решение (37) дает  $\Delta T < 0,01 [T_{0\text{п}} - T_{0r}]$ . Время, необходимое для такого затухания разности температур, определяется отношением

$$t_{0,01} \cong \frac{L_0^2}{a}. \quad (38)$$

Для  $L_0 = 100$  км, или  $10^5$  м, и  $a = 0,005$  м<sup>2</sup>/ч получаем из (38)  $t_{0,01} = 2 \cdot 10^{12}$  ч, т. е. 230 млн. лет. Как видим, разность теплопроводных потоков между бортами и центром впадины весьма устойчива.

### Неоднородности геологического разреза

Стационарные тепловые потоки содержат информацию о текущем состоянии земных недр. Тепловой поток, пронизывая всю толщу земной коры, отображает неоднородности ее теплофизических свойств. При теоретическом рассмотрении стационарного теплового поля Земли можно исходить из разных позиций, например, принимая в основу заданную на большой глубине постоянную температуру  $T_0$  или заданный постоянный теплопроводный поток  $q_0$ . В первом случае теплопроводные потоки будут функцией распределения тепло-

проводности горных пород, во втором — функцией теплопроводности будут геотермические градиенты. Поскольку стационарное состояние теплового потока Земли определяется внутренней генерацией тепла преимущественно радиогенного характера, предположение о постоянном тепловом потоке, по крайней мере, в среднем в пределах рассматриваемой территории, более обоснованно. Дифференциация теплового потока в этом случае свидетельствует о термической неоднородности встречаемых на пути горных пород. В целом теплопроводный поток распределяется по принципу наименьшего сопротивления, стремясь пройти преимущественно по породам с высокой теплопроводностью и огибая частично породы с низкой теплопроводностью. Если существует тепловая анизотропия, теплопроводный поток устремляется в основном в направлении максимальной теплопроводности. Наблюдаемое распределение интенсивности стационарного теплового потока на горизонтальных срезах отображает распределение теплопроводных свойств нижележащих слоев породы.

Возможность обнаружения теплопроводных препятствий в недрах Земли зависит от их размеров, глубины погружения относительно глубины температурного среза, совершенства измерительной аппаратуры и от методики интерпретации геотермических исследований. Для этого исследователь может использовать как строгие, так и приближенные математические методы. Строгие решения пространственных теплопроводных задач весьма громоздки, часто ненаглядные и мало пригодные для практического пользования. Во многих случаях допустима замена таких решений значительно более простыми и удовлетворительно приближенными путем несущественных видоизменений условий задачи. Рассмотрим, например, однородную неограниченную среду, через которую протекает стационарный восходящий тепловой поток заданной интенсивности. В этом случае температура среды на любом горизонтальном срезе будет постоянной и  $T = T_0 + \Gamma h$ , где  $\Gamma$  — геотермический градиент;  $h$  — расстояние от уровня отсчета;  $T_0$  — температура на уровне отсчета. Включим теперь на уровне отсчета препятствие в виде вертикального теплонепроницаемого цилиндра высотой  $\Delta h$  и диаметром  $D$ . Поскольку по условию задачи цилиндр теплонепроницаем, на его торцах обрываются восходящие тепловые потоки. В строгой постановке решение этой задачи выражается сложным сочетанием функций Бесселя. Чтобы оценить температурные возмущения, причиняемые цилиндрическим включением на далеких расстояниях, можно воспользоваться методом суперпозиций, предполагая, что восходящий стационарный тепловой поток в окружающих породах сохраняется и после включения цилиндра без изменения, а вдоль цилиндра протекает нисходящий тепловой поток интенсивность  $q_0$ . На торцах цилиндра нисходящий и восходящий потоки точно поглощаются. Таким образом, возмущения температуры в окружающей среде будут зависеть только от распределения фиктивного «цилиндрического» потока. На рис. 12 видно, что форма такого потока уже на небольшом расстоянии от торца цилиндра приближается к

сферической. В этом случае задачу можно свести к рассмотрению двух полусферических потоков, распространяющихся из полусфер, как бы наложенных на торцы цилиндра. В верхнюю полусферу стекает

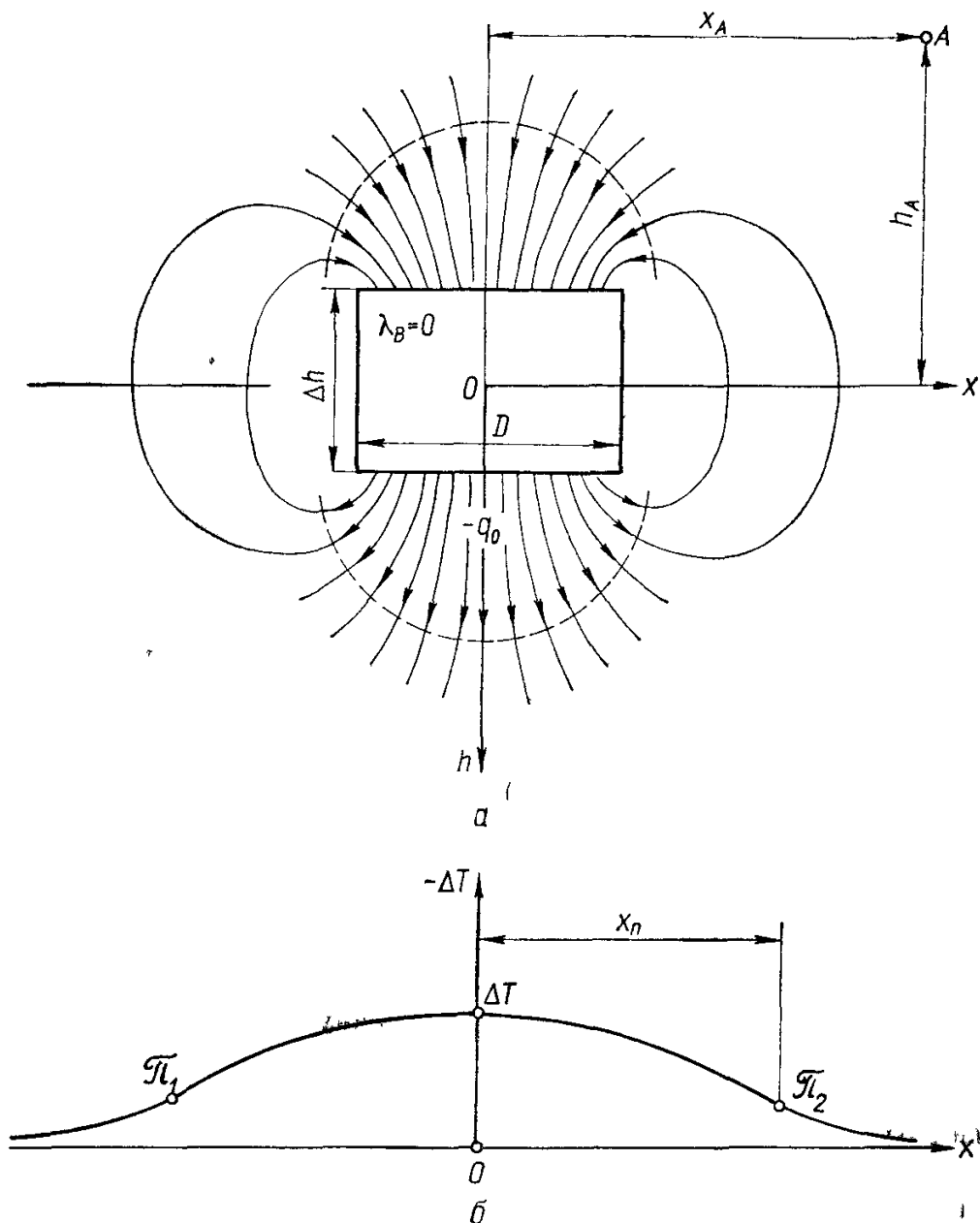


Рис 12 Схематическое изображение дополнительного теплового источника, эквивалентного включению теплонепроницаемого цилиндрического препятствия на пути восходящего геотермического потока — а и расчетная кривая изменения температуры на горизонтальном срезе вдали от включений — б

поток  $-q_0 S$ , из нижней вытекает  $+q_0 S$ , где  $S$  — площадь торца стержня.

Изменения температуры от сферического потока уменьшаются с расстоянием от источника следующим образом.

$$\Delta T(r) = \frac{Q_0}{4\pi\lambda r} \cdot \quad (39)$$

В рассматриваемом случае возмущение температуры двумя сферическими потоками выразится в заданной точке по формуле

$$\Delta T = \frac{q_0 S}{4\pi\lambda} \left[ \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right], \quad (40)$$

где  $r_1$  и  $r_2$  — расстояния от центров полусфер до заданной точки. Значения этих расстояний удобно выразить через координаты  $x$  и  $h$  (рис. 12),

а именно:  $r_1 = \sqrt{x^2 + \left(h - \frac{\Delta h}{2}\right)^2}$ ,  $r_2 = \sqrt{x^2 + \left(h + \frac{\Delta h}{2}\right)^2}$ . На

заданном срезе,  $h = \text{const}$ , формула (40) дает возмущенный температурный профиль включения. Экспериментальная точка на этом профиле, отвечающая условию  $\frac{\partial T}{\partial x} = 0$ , находится над центром

включения, т. е. в точке  $x = 0$ . Заменив отношение  $\frac{q}{\lambda}$  значением геотермического градиента  $\frac{q}{\lambda} = \Gamma$  и помня, что произведение

$S\Delta h$  равно объему включения  $v$ , из (40) получаем изменение температуры в экстремальной точке

$$\Delta T_M = \frac{\Gamma v}{4\pi \left( h^2 - \frac{\Delta h^2}{4} \right)}. \quad (41)$$

Формула (41) выведена для гипотетического, совершенно тепло-непроницаемого включения. Реальные включения могут иметь большую или меньшую теплопроводность по сравнению с теплопроводностью окружающих пород  $\lambda_{\Pi}$ . В этом случае значение  $\Delta T_M$  следует умножить на определенный коэффициент, меньший единицы. Приближенное значение такого коэффициента выражается отношением теплопроводностей

$$k \cong \frac{\lambda_B - \lambda_{\Pi}}{\lambda_B + \lambda_{\Pi}}. \quad (42)$$

Значение  $k$  изменяется в пределах от 1 при  $\lambda_B = 0$  до +1 при  $\lambda_B \rightarrow \infty$ . Глубина залегания включения  $h$  может быть вычислена по точкам перегиба на экспериментальном температурном профиле. Из условия  $\frac{\partial^2 T}{\partial h^2} = 0$  следует, что точки перегиба на температурной кри-

вой размещаются приблизительно на расстояниях  $x_{\Pi} \sim \sqrt{\frac{h^2 \frac{\Delta h^2}{4}}{2}}$ . Учитывая всю информацию температурного профиля, перепишем расчетную формулу (41)

$$\Delta T_M \cong \frac{\lambda_B - \lambda_{\Gamma}}{\lambda_B + \lambda_{\Gamma}} \cdot \frac{\Gamma v}{8\pi x_{\Pi}^2}. \quad (43)$$

Причем глубина залегания включения

$$h_B \cong \sqrt{2} x_{\Pi}. \quad (44)$$

Точки перегиба описывают контур, подобный контуру включения на глубине.

Итак, стационарное температурное поле содержит не только качественную информацию о погруженных объектах, но и количественные данные о глубине погружения, форме и размерах исследуемой неоднородности в недрах Земли. На температурном срезе можно обнаружить исследуемый объект, залегающий на глубинах несколько километров ниже температурного среза. Максимальная глубина залегания зависит от габаритов самого объекта.

Аналогичные неоднородности стационарного температурного поля Земли могут быть вызваны также анизотропией горных пород, смятых в складки. При этом положительные аномалии температур приурочены к сводам складок, а отрицательные — к синклиналильным зонам. В таких условиях изображение отдельных объектов на температурном срезе перекрывается и точки перегиба на температурных кривых смещаются в среднее положение между максимумами поднятия и опускания складчатых образований. Поэтому размеры температурного изображения складчатой области на температурном срезе почти не зависят от глубины погружения объектов. Очертания объектов на температурной карте линиями перегиба практически соответствуют в данном случае их истинным формам. Чтобы получить представление о возможных величинах температурных аномалий, возмущаемых неоднородностью пород, рассмотрим расчетный пример. Пусть глубина залегания включения  $h_b = 1$  км ниже температурного среза; объем включения  $1 \text{ км}^3$ ; температурный градиент  $\Gamma = 35^\circ \text{ С/км}$ ,  $k = +1/3$ , что отвечает условию  $\lambda_b = 2\lambda_n$ . Тогда по формуле (43) находим  $\Delta T_m = +2^\circ \text{ С}$ . Результат вычислений показывает, что только достаточно крупные неоднородности земной коры (структуры, блоки, надвиги различные литологические фации, неоднородности, выклинивания, разломы и пр.) могут возмущать ощутимые на расстояниях 1—2 км изменения температурного поля Земли. Влияние мелких неоднородностей быстро затухает с расстоянием и на общем геотемпературном фоне становится незаметным.

## Экзотермические процессы

Некоторые полезные ископаемые с высоким термодинамическим потенциалом (например, нефть, уголь, сера и др.), взаимодействуя с окружающей средой, постепенно окисляются с выделением тепла. Так тяжелая нефть в результате температурной деструкции превращается в более легкую и, в конечном итоге, в метан [21] или постепенно окисляется вплоть до  $\text{CO}_2$  и  $\text{H}_2\text{O}$ , выделяя при этом около  $10^7 \text{ ккал/м}^3$ . Деструкция и окисление нефтей в залежи происходят очень медленно по двум причинам. Во-первых, температура залежей нефти недостаточно высокая для ее быстрой деструкции и, во-вторых, количество свободного кислорода в недрах Земли чрезвычайно низкое. Тем не менее, по убеждению многих исследователей,

нефть в залежи медленно превращается с выделением тепла. По мнению В. А. Соколова [21], период полураспада нефти зависит от ее температуры и в среднем составляет  $10^8$  лет. За этот период из каждого  $1 \text{ м}^3$  нефти выделяются  $\sim 0,5 \cdot 10^7 \text{ ккал}$ , т. е. около  $0,05 \text{ ккал/м}^3$  за год. Годовым теплопроводным потоком выносятся в среднем на площади  $1 \text{ м}^2$  около  $450 \text{ ккал/м}^2$  за год, т. е. приблизительно в  $10^4$  раз больше, чем генерация тепла слоем нефти толщиной  $1 \text{ м}$ . Но если запасы нефти достаточно велики и эквивалентный слой рассеянной нефти измеряется сотнями метров, то экзотермическое тепло может заметно повлиять на значение геотермических градиентов в зоне нефтегазонакопления, что и наблюдается в природе. Следует подчеркнуть, что распадаются не только все геологические запасы нефти в залежи, но и запасы нефти в непромышленных объектах и вся рассеянная нефть в окружающих породах. Поэтому для оценки влияния экзотермического тепла следует умножить геологические запасы на поправочный коэффициент, превышающий единицу.

Исследуя аналогичные водо- и нефтеносные структуры, Ш. Ф. Мехтиев [16] заметил, что температуры на одном и том же срезе бывают выше над нефтеносными структурами, причем это зависит от общих запасов нефти. Точнее, превышение градиента температуры должно прямо зависеть от общих удельных запасов нефти  $\bar{Q}$  на площади  $1 \text{ км}^2$ , т. е.

$$\Delta T = k\bar{Q}. \quad (45)$$

Значение коэффициента  $k$  можно определить только опытным путем по данным полевых исследований в изученных регионах с известными уже запасами нефти. Зависимость температурных аномалий от удельных запасов нефти [типа (45)] существенно обогащает геотермические методы поисков нефти, которые теперь уже можно рассматривать как прямые поисковые методы. Даже тогда, когда значение коэффициента еще неизвестно, геотермический метод дает, по крайней мере, качественные признаки нефтеносности. Где больше  $\Delta T$ , там больше нефти. Аналогичные температурные аномалии должны наблюдаться также и над залежами торфа, угля и серы, что повышает значимость геотермии как прямого геологопоискового метода.

Роль источников тепла в земной коре могут играть также горячие интрузии, приподнятые блоки, восходящие потоки и пр. Глубина залегания источника тепла и его температуры могут быть оценены по геотермическому профилю на любом глубинном срезе в однородных породах. Например, для горячего включения в форме шара можно записать

$$\Delta T(v) = \frac{r_0}{r} \Delta T_0 = \frac{r_0 \Delta T_0}{\sqrt{x^2 + h^2}}, \quad (46)$$

где  $\Delta T_0$  — превышение температуры включения над температурой окружающей среды;  $r_0$  — радиус включения;  $h$  — расстояние центра включения от уровня среза;  $x$  — горизонтальная ордината.

Точки перегиба температурной кривой, как следует из условия  $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} = 0$ , располагаются на расстояниях  $x_{\Pi} = \pm \frac{h}{\sqrt{2}}$ . Тогда максимум температурного отклонения над источником тепла отвечает зависимости

$$\Delta T_{\text{м}} = -\frac{r_0}{2x_{\Pi}} \Delta T_0. \quad (47)$$

Определив по сейсмическим данным радиус источника тепла  $r_0$  по формуле (47), можно оценить и его температуру, поскольку значения  $\Delta T_{\text{м}}$  и  $x_{\Pi}$  получены в результате геотермических исследований. В данном случае геотермическая и сейсмическая информация взаимно дополняют друг друга.



**ИНФОРМАТИВНОСТЬ ТЕМПЕРАТУРНОГО  
ПОЛЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ****Общие замечания**

Для получения информации, содержащейся в температурном поле Земли, необходимо измерять температуру на заданной глубине в достаточном количестве разных точек и построить температурную карту для данного среза. Это можно сделать при наличии достаточного количества скважин, пробуренных до требуемого температурного среза. Однако такого количества скважин обычно нет, особенно на новых разведочных площадях. Кроме того, детализация температурного поля при ограниченном числе скважин вообще невозможна. Бурение глубоких скважин обходится дорого, а специальных геотермических — нерентабельно. Чтобы уменьшить затраты на геотермические работы, стали уменьшать глубины температурных срезов. При этом выяснилось, что удовлетворительные температурные карты получаются на срезах ниже так называемого нейтрального температурного слоя, т. е. на глубинах не менее 20—25 м, на которых годовые колебания температуры на поверхности Земли практически затухают до незаметных значений. Но и в такой постановке широкое внедрение геотермической съемки еще существенно тормозится громоздкостью буровых работ. Например, при сетке геотермических скв.  $100 \times 100$  м, необходимой для детального изучения температурного поля, на каждом квадратном километре поисковой площади надо пробурить по 100 геотермических скважин общей проходкой 3000 м. Поэтому особый интерес представляет идея использования для геотермических целей температурного поля поверхности Земли. Только в этом случае можно надеяться на высокую эффективность и широкое использование геотермосъемочных работ.

Как уже отмечалось, внешние факторы влияют на температуру поверхности Земли гораздо сильнее, чем внутренний тепловой поток. В связи с этим до последнего времени практически не использовались геотермические исследования на небольших глубинах. Тем не менее в зарубежной печати сообщалось [25, 31, 33, 41] о температурных измерениях в пределах приповерхностного слоя Земли. Из результатов обработки таких измерений следовало, что, невзирая на сильное влияние внешних источников тепла, в определенных условиях есть реальные возможности выделения элементов

глубинного стационарного температурного поля Земли, содержащих некоторую геологическую информацию. С целью выяснения разрешающей способности метода геотермической съемки в пределах приповерхностного слоя Земли группа сотрудников УкрНИГРИ под руководством И. М. Федорцова проводила систематические измерения температуры на территории Равнинного Крыма. Было доказано, что погребенные структуры, залегающие глубже 1000 м, можно оконтурить изотермическими линиями, снятыми на глубинах 0,5—1,5 м под горизонтальной дневной поверхностью в любое время суток или года. Подтверждены также реальные перспективы для развития нового геологопоискового метода полевой геотермосъемки, опережающего бурение скважин. Актуальной становится теперь проблема исключения сильных внешних температурных помех, искажающих слабое внутреннее температурное поле Земли вблизи ее поверхности. С этой целью внешние температурные помехи разделены на периодические и непериодические, или случайные, характеризующиеся различными свойствами и требующие разных способов их исключения или компенсации.

Пропускная способность вещества для температурных волн различной частоты отличается селективным характером. Сложные периодические температурные возмущения поверхности Земли, слагающиеся из суммы гармонических возмущений, проникая в глубины Земли, расслаиваются на составляющие гармонические волны, глубина проникновения которых различна и зависит от частоты или от периода колебаний температуры. Низкочастотные составляющие колебаний температуры проникают вглубь Земли далеко, высокочастотные же — затухают вблизи поверхности Земли. Например, на рис. 8 показано, что годовые колебания поверхностной температуры проникают практически до глубин 15—20 м, а суточные — до менее 1 м. Колебания атмосферной температуры продолжительностью до двух недель исчезают на глубинах до 4 м. Значительно глубже проникают длительные возмущения температуры (например, связанные с периодами оледенения). Характерной особенностью периодических колебаний температуры на поверхности Земли является то, что им отвечают в приповерхностном слое синхронные колебания температур Земли на больших площадях. Эту особенность можно использовать для исключения такого рода помех.

### Способ исключения периодических температурных помех

Основная проблема полевой геотермии состоит в выделении глубинных составляющих температурного поля в приповерхностном слое Земли, т. е. таких, которые содержат информацию, поддающуюся геологической интерпретации. Самой опасной помехой, которая могла бы свести на нет геологическую информативность полевой геотермической съемки, кажется, на первый взгляд, солнечная радиация,

мощность которой в тысячи раз может превышать мощности глубинных тепловых потоков. Поэтому исключение этой помехи — главная задача поверхностной геотермии.

В отличие от глубинных тепловых процессов, солнечные возмущения температуры на поверхности Земли имеют периодический характер с двумя основными периодами — суточным и годовым, описываемыми формулой (25). Среднегодовая температура поверхности Земли  $T_0$  в этой формуле представляется трудноопределяемым параметром. На метеорологических станциях измеряют постоянно температуру не Земли, а атмосферного воздуха. По этим измерениям вычисляют среднегодовую температуру нижних слоев атмосферы для определенной местности. Но средняя температура воздуха отличается от средней температуры почвы по многим причинам. Главная из них состоит в том, что основная доля энергии солнечного излучения поглощается покровом Земли, который нагревается в первую очередь, а затем уже часть поглощенного почвой тепла передается атмосферному воздуху. Поэтому среднегодовая температура поверхности Земли должна превышать среднегодовую температуру воздуха.

Удельный расход тепла из поверхности Земли в атмосферу определяется по закону теплопередачи Ньютона

$$q_\alpha = \alpha (T - \Theta), \quad (48)$$

где  $T = T(0, t)$  — температура поверхности Земли;  $\Theta$  — температура воздуха,  $\alpha$  — коэффициент теплопередачи, определяемый опытным путем. При свободной конвекции воздуха (штиль)  $\alpha = 2 \text{ ккал/м}^2 \times \text{ч} \cdot \text{град}$ . При ветре коэффициент теплопередачи существенно повышается в зависимости от скорости перемещения воздуха. В среднем принимается, что на поверхности Земли, обдуваемой ветром,  $\alpha = 20 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$ .

Тепло солнечного излучения, поглощенное поверхностью Земли, расходуется частично на испарение почвенной влаги, жизнедеятельность растений, нагревание почвы и пр. Остаток тепловой энергии  $q_\alpha$  передается атмосферному воздуху. Из баланса тепловых потоков следует уравнение

$$q_\alpha = \lambda \frac{\partial T(0, t)}{\partial h} + k\bar{q}(t), \quad (49)$$

где  $\bar{q}(t)$  — тепловой поток солнечного излучения, падающего на  $1 \text{ см}^2$  поверхности Земли;  $k$  — коэффициент поглощения солнечной энергии на поверхности Земли за вычетом расхода тепла на «собственные нужды» (изотермическое испарение почвенной влаги, потребление солнечной энергии растениями и пр.). Произведение  $k\bar{q}(t)$  отвечает остаточному количеству поглощенного тепла, которое, в конечном итоге, передается опять атмосферному воздуху.

Приравняв выражения (48) и (49), получаем

$$\alpha (T - \Theta) = \lambda \frac{\partial T(0, t)}{\partial h} + k\bar{q}(t). \quad (50)$$

Функции  $T$ ,  $\Theta$ ,  $\bar{q}(t)$ , входящие в уравнение (50), можно считать периодическими функциями времени, выражаемыми как сумма постоянных членов (соответственно,  $T_0$ ,  $\Theta_0$  или  $\bar{q}_0$ ) и множества гармонических составляющих. Интегрируя (50) по времени в пределах полного максимального периода, где  $t_{\pi} = 1$  год, заметим, что все гармонические члены исчезают и остается соотношение, определяющее взаимосвязь между постоянными параметрами, т. е. между

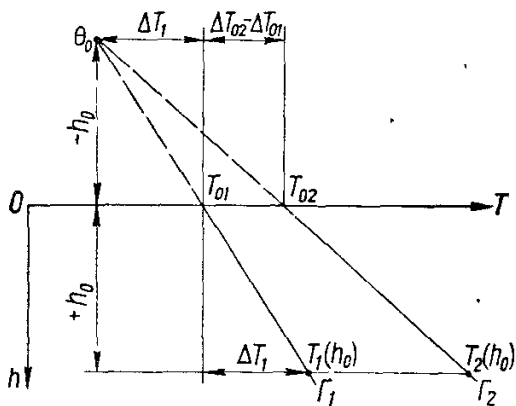


Рис. 13. Схема стационарного распределения температур в однородном покрове Земли для разных значений теплового потока.

$\Theta_0$  — среднегодовая температура атмосферного воздуха.

слоями. Для приближенной оценки значения  $h_0$  примем  $\lambda = 1,5 \text{ ккал/м} \times \times \text{ч} \cdot \text{град}$ ,  $\alpha = 10 \text{ ккал/м}^2 \cdot \text{ч} \cdot \text{град}$  и  $k \frac{q_0}{q_\lambda} = 200$ . Тогда, согласно

(53), получим  $h_0 = 30 \text{ м}$ . Это значит, что среднегодовая температура поверхности Земли  $T_0$  отличается от средней температуры атмосферы  $\Theta_0$  в такой степени, в какой стабильная температура Земли на глубине примерно 30 м отличается от средней температуры на поверхности  $T_0$ . Это показано наглядно на рис. 13 для линии, отвечающей геотермическому градиенту  $\Gamma$ . Если последний изменяется в пределах геологически однородной площади с одинаковым покровом, то вследствие того, что все геотермические линии пересекаются в точке  $(\Theta_0, h_0)$  (рис. 13), среднегодовые температуры на поверхности Земли  $T_{01}, T_{02}, \dots, T_{0n}$  в разных местах площади зависят от геотермического градиента или от глубинного теплового потока Земли. Дифференциация температур на однородной поверхности Земли подтверждается опубликованными в литературе результатами фотосъемок в инфракрасном диапазоне излучений. Однако температура поверхности Земли зависит также и от времени, а именно:

среднегодовыми значениями температур  $T_0$  и  $\Theta$  в зависимости от средних потоков тепла — внутреннего  $\lambda\Gamma$  и внешнего  $\bar{q}_0$ , а именно:

$$\alpha(T_0 - \Theta_0) = \lambda\Gamma + k\bar{q}_0. \quad (51)$$

Отсюда

$$T_0 = \Theta_0 + \Gamma h_0, \quad (52)$$

где

$$h_0 = \frac{\lambda}{\alpha} \left( 1 + \frac{\bar{q}_0}{q_\lambda} \right). \quad (53)$$

Причем  $h_0$  — расстояние, на котором при градиенте температур  $\Gamma$  наблюдается перепад температур  $T_0 - \Theta_0$  между граничными

$$T(h, t) = \Theta_0 + \Gamma(h_0 + h) + \sum_{i=1}^n \Delta T_i e^{\frac{-2\pi h}{T_{\pi i}}} \sin\left(\frac{2\pi}{H_i} h - \frac{2\pi}{T_{\pi i}} t\right), \quad (54)$$

где  $\Delta T_i$  — амплитуда температуры с периодом колебаний  $T_{pi}$ .

Последний член формулы (54), зависящий от времени, затрудняет геологическую интерпретацию результатов температурных измерений вблизи поверхности Земли. Для исключения этих временных помех требуется соблюдение определенных правил при производстве геотермосъемочных работ. Конечной целью методики геотермосъемочных работ является создание такого способа полевых измерений, при котором рельеф снимаемых температурных карт поверхности Земли не зависит от времени. Тогда влияния источников тепла на конфигурацию температурного рельефа поверхности Земли, очевидно, не наблюдается, и получаемые таким способом стабильные во времени температурные карты отображают только особенности глубинного теплового поля Земли. Математический анализ показывает, что полное исключение помех от внешних источников в принципе возможно только в том случае, когда колебания температур в приповерхностном слое Земли на всей исследуемой площади совершаются синхронно, причем когда амплитуда температур  $\Delta T_i$  каждого источника не зависит от координат на площади. Для синхронизации температурных колебаний требуется одинаковая теплопроводность подстилающих пород, а для равенства амплитуд температуры — одинаковая светопоглощающая способность верхнего покрова Земли и одинаковый угол исследуемой площади.

При синхронном температурном режиме в приповерхностном слое Земли в разницах температур между двумя точками на одинаковой глубине все члены, зависящие от времени, согласно (54), аннулируются при условии, что измерения температур в разных точках произведены одновременно. Тогда, как следует из (54):

$$T_2(h, t) - T_1(h, t) = (\Gamma_2 - \Gamma_1)(h_0 + h). \quad (55)$$

Результат измерений, согласно (55), совершенно не зависит от момента времени  $t$ , в котором совершается измерение температур, т. е. один и тот же результат измерений можно получить в любое время года как днем, так и ночью, если только измерения во всех точках однородной площади совершаются одновременно и на одинаковых глубинах. Это свидетельствует о том, что результат измерений содержит объективную и стабильную информацию о глубинном тепловом режиме Земли, не искаженную внешними помехами. Необходимо отметить, что при одновременном снятии температурного профиля во всех замерных точках на одинаковых глубинах при других, указанных выше, ограничениях исключаются полностью не только помехи от солнечной радиации, но и все другие внешние периодические помехи температуры нерегулярного характера (помехи от атмосферных осадков, облачности, влажности воздуха и пр.), поскольку они могут быть выражены рядом периодических функций Фурье. Поэтому зависимость (55) следует рассматривать как принципиальное теоретическое доказательство, или как «путевку в жизнь» для метода полевой геотермосъемки.

## Способ устранения непериодических помех температуры

Непериодические температурные помехи от внешних источников возникают обычно на двух участках исследуемой площади с разными покровами, уклонами или с различными коэффициентами поглощения световой энергии. Аналитический учет влияния покрова приводит к сложным и неудобным для практических целей математическим выражениям. Задача устранения этих помех решается проще и весьма удовлетворительно экспериментальным путем прямо в поле-

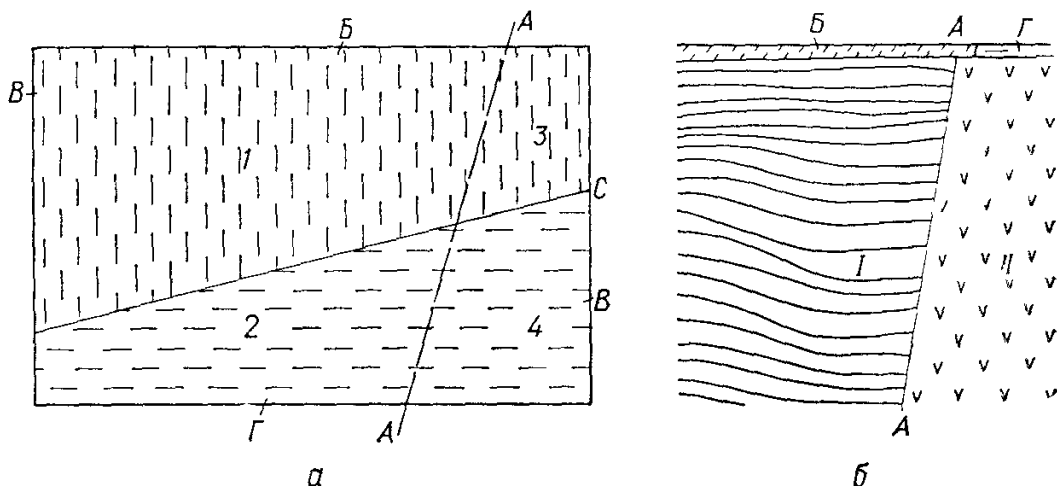


Рис. 14. Схема разметки площади на индивидуальные участки для геотермической съемки:

*а* — план исследуемого участка; *А—А* — граница сброса; *С—С* — граница покровов *Б* и *Г* на поверхности Земли; *б* — разрез по линии *В—В*; *И* — осадочные породы; *II* — кристаллический массив, *1—4* — однородные участки на исследуемой площади

вых условиях. С этой целью разведочную площадь следует разметить на однородные участки как по верхнему покрову, так и по подстилающим породам и по уклону. Например, на рис. 14 показана площадь, через которую проходит сброс *А—А*. С правой стороны сброса (рис. 14) кристаллические породы выходят на поверхность, слева лежат осадочные породы. Вся площадь горизонтальна и покрыта наносами (например, черноземом). Одна часть этой площади *Б* заросла лесом, другая — травой. В данном случае всю площадь следует разделить на четыре однородных участка так, чтобы в пределах каждого из них соблюдались одинаковые условия. Тогда в каждой из выделенных площадей *1—4* соблюдается равенство (55) и производство геотермосъемочных работ на каждом отдельном участке ведется по общим правилам как на однородной площади. Однако при стыковке температурных карт отдельных участков следует помнить, что значения параметров, согласно зависимости (55), будут иметь различные значения на разных участках площади. Участки, подстилаемые одинаковыми породами, но с разными покровами на поверхности, следует привести к одному условному покрову путем прямой стыковки соответствующих изотерм. На стыке участков с одинаковым покровом и с различными подстилающими породами

скачок температуры, вызванный уже глубинными причинами, сохраняется. Объединив таким образом участки 1 и 2, а также 4 и 3, можно получить температурное поле, независимое от влияния покрова Земли.

### Постоянные помехи

Постоянными помехами называют обычно скачки температуры, вызываемые термической неоднородностью приповерхностного слоя Земли. По существу эти скачки отображают объективные свойства пород, содержат определенную геологическую информацию и не могут быть исключены никакими методами измерений температуры. Такие помехи следует не исключать, а интерпретировать. В результате интерпретации можно сглаживать температурные профили для выявления более крупных глубинных структурных геотектонических или литологических единиц. Случайные скачки температуры в ту или другую сторону в близких точках измерений не могут иметь ничего с плавным подъемом или опусканием температурной кривой, вызываемыми крупными глубинными геологическими телами.

Обычно скачки температуры, кажущиеся случайными, имеют определенную и наблюдаемую связь с видимыми особенностями на поверхности Земли, поэтому их нетрудно интерпретировать и выяснить причину каждого, что может принести пользу почвоведом. Если существует достаточно плотная сетка точек измерений температуры, то без интерпретации допустима прямая математическая интерполяция и сглаживание зубчатой температурной кривой по принципу усредненных теплофизических свойств покрова Земли.

Среди видимых, постоянно действующих внешних причин изменения температуры Земли особое внимание следует уделять рельефу местности, от уклона которого зависит количество поглощаемой солнечной энергии. В соответствии с формулами (52) и (53), изменяется среднегодовая температура Земли  $T_0$ , правда в весьма ограниченных пределах, поэтому влияние рельефа не следует преувеличивать. Дело в том, что в пасмурные дни количество рассеянного света, падающего на поверхность Земли, не зависит от уклона ее поверхности; под снежным покровом Земля не подвергается солнечной радиации; температура атмосферных осадков совершенно не зависит от крутизны земной поверхности, ночью солнечной радиации нигде, конечно, нет. Лишь в ясные солнечные дни южные склоны прогреваются сильнее северных. Но приобретенное склонами солнечное тепло снимается ветрами и атмосферными осадками интенсивнее с прогретых участков, что ведет к частичному нивелированию различных среднегодовых температур на разных склонах. Разница среднегодовых температур Земли на противоположных склонах не превышает 0,5—2° С в зависимости от уклона. Ее нетрудно определить статистической обработкой данных геотермосъемки, а затем учесть при интерпретации геотермических профилей.

## Интерпретация температурных карт

После исключения внешних периодических помех, а также влияния случайных поверхностных факторов температурное поле на поверхности Земли и его информативность в принципе ничем не отличаются от температурного поля на глубинном срезе — ниже нейтрального температурного слоя. Периодические помехи исключаются методикой полевой съемки, остальные — в процессе обработки полевых

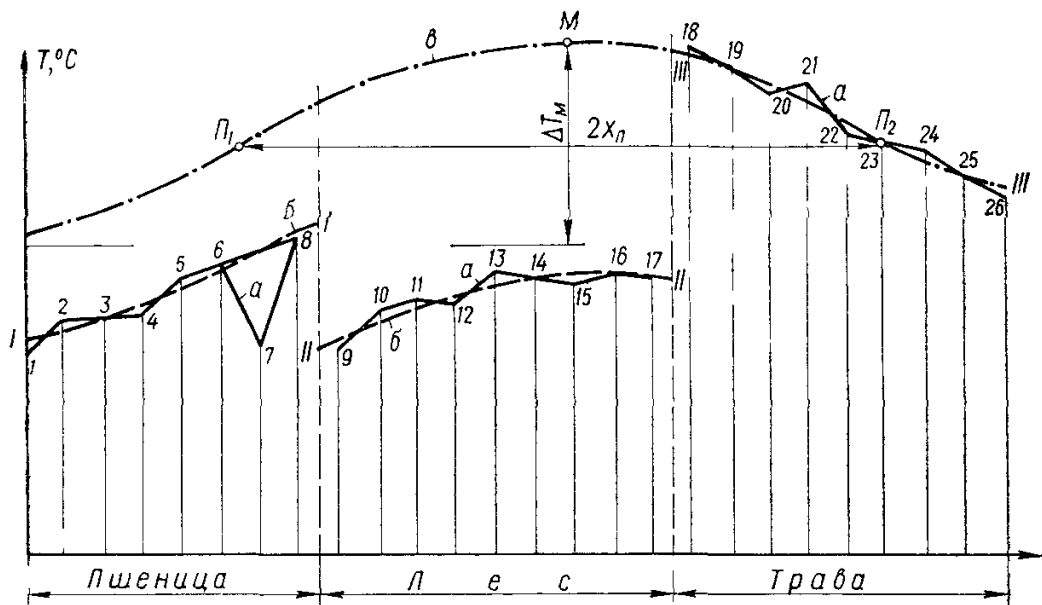


Рис 15. Схема подготовки температурных профилей для построения температурной карты

1—26 — номера замерных точек, а — заснятый профиль, б — профиль, приведенный к одному виду покрова Земли, в — сглаженный профиль, М — точка максимума температуры, П<sub>1</sub>, П<sub>2</sub> — точки перегиба температурной кривой

измерений, и поэтому способы интерпретации этих полей будут почти одинаковыми.

Но перед интерпретацией необходимо соответствующим образом построить температурную карту, а вернее, подготовить для этого построения геотермические разрезы. Пусть кривая на рис. 15 представляет собой «сырой» геотермический профиль общей протяженностью 5 км, проведенный по замерным точкам от 1 до 25 через каждые 200 м. На пути следования профиль пересекает три различных растительных покрова Земли: посевы пшеницы, дубовый лес и травяной покров. Анализируя расположение отдельных точек, убеждаемся в том, что, кроме точки 7, все остальные отклоняются немного от среднего значения, очевидно, ввиду неизбежных неоднородностей земного покрова. Затем выясняем причины значительного отклонения точки 7 и убеждаемся в том, что они были заложены во влажном болотистом грунте. Поэтому замером 7 пренебрегаем как нехарактерным для данного разреза и соединяем точку 6 с точкой 8. Теперь усредняем температурные кривые по участкам с одинаковым покровом. Делаем это так, чтобы отрезанные усредненной кривой поверхности, оконтуренные «сырым» профилем над и под ней,



были в сумме равными. Таким способом получаем три участка усредненной кривой *I—I*, *II—II*, *III—III*. Стыкуя эти отрезки кривых, приводим их к одному, например к травяному, покрову (рис. 15). Как видно, усредненный температурный профиль отличается положительной температурной аномалией  $\Delta t = 6,5^\circ \text{C}$  и расстоянием между точками перегиба *АВ* = 3,5 км. Если этот профиль проходит через центр глубинной складки, согласно формуле (44) последняя залегает на глубине около 1250 м. Относительно большее значение

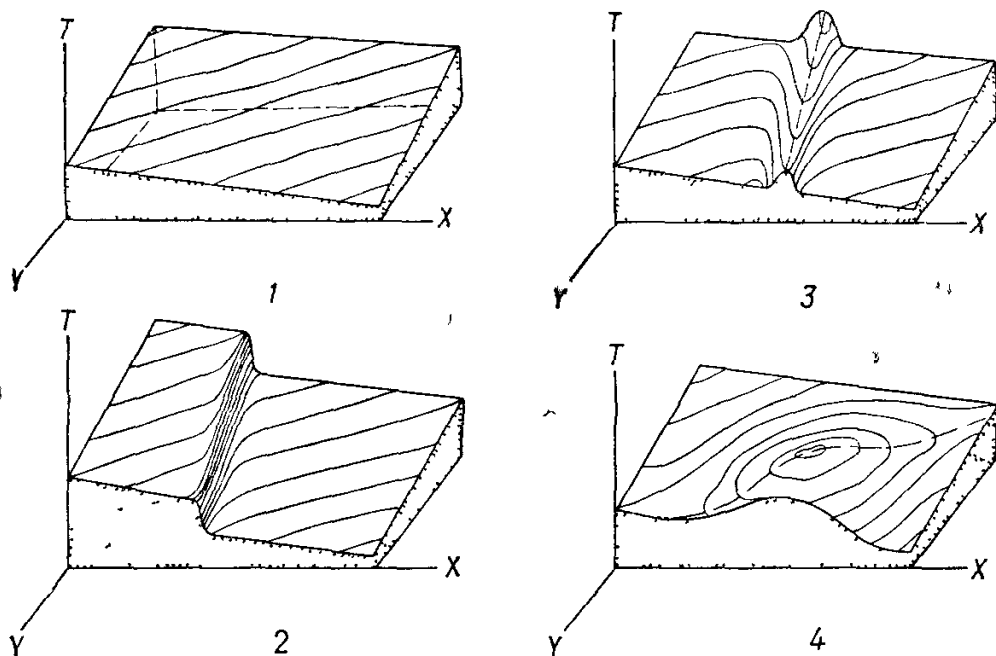


Рис 16. К интерпретации некоторых элементов температурного поля поверхности Земли

1 — наклоннозалегавшие пакки осадочных пород 2 — контакт пород различной теплопроводности, 3 — разрыв с усиленным тепловым режимом, 4 — погребенные положительные структуры

температурной аномалии ( $6,5^\circ \text{C}$ ) свидетельствует о больших размерах складки либо о наличии в ней залежей нефти или газа. Набор подготовленных таким образом кривых используют затем для построения температурных карт, на которых выделяют простые конфигурации с определенным геологическим смыслом. Например, элементы площади с постоянной температурой отвечают участкам горнонтального залегания пакки осадочных пород, не претерпевших заметных тектонических деформаций. Параллельные и равномерно расположенные изотемпературные линии (рис. 16, 1) характеризуют моноклинальное погружение термически анизотропных пластов. Скачки температуры (рис. 16, 2) сигнализируют о резком изменении теплопроводности подстилающих пород. Резкий скачок температуры свидетельствует о существовании погребенного сброса или границы размыва пород, «пологий» — о литологическом изменении состава пород и т. д. Погребенные разломы без особых сдвигов проявляются линейными элементами повышенных или пониженных температур (рис. 16, 3). Аномалии температур подобного рода

на элементах усиливаются местами за счет горячих источников в районах современной и недавней вулканической деятельности. Положительные погребенные структуры отображаются на геотермических картах «температурными поднятиями» (рис. 16, 4), а отрицательные — «температурными впадинами» и т. д.

Температурный рельеф на карте зависит также от размещения в недрах Земли различных рудных тел и полезных ископаемых. В частности, над участками залегания горючих ископаемых (таких, как нефть, уголь, горючие сланцы) наблюдаются положительные температурные аномалии. Подобные аномалии температуры выявлены над месторождениями сульфидных и радиоактивных руд.

Поскольку многие одинаковые температурные эффекты могут образоваться по различным геологическим причинам, для однозначной геологической интерпретации геотермических карт требуются некоторые сведения по общей геологии изучаемого района. Геотермический поиск залежей полезных ископаемых определенного вида ведется обычно в пределах геотектонических элементов земной коры, благоприятных для формирования месторождения данного полезного ископаемого. Например, нефте-газовые месторождения располагаются обычно в предгорных прогибах, межгорных впадинах, авлакогенах или в пределах погружений фундамента на территории платформ. Опыт подсказывает, что газовые месторождения приурочены к более прогретым зонам с высоким температурным фоном, нефтяные — к зонам с пониженным температурным фоном [8]. Температурные аномалии над нефте- или газосодержащими ловушками в два-три раза больше, чем над такими же ловушками, не содержащими горючих ископаемых. Сверханомальные температуры пропорциональны в данном случае, как указывалось, удельным запасам нефти, поэтому геотермический метод может применяться для поисков и оконтуривания не только структурных, но и литологически или тектонически экранированных прибортовых залежей нефти и газа. Есть основание предполагать, что геотермической съемкой можно будет обнаруживать рудные тела различного рода и формы, оконтуривать сероносные пласты и пр. В слабоизученных регионах геотермические карты следует сопоставлять с материалами других источников информации, таких, как сейсморазведка, газовая съемка, гидрогеологические данные, геохимические методы разведки и т. д.

## МЕТОДИКА ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

В результате опытных исследований температурного поля поверхности Земли, проведенных в различных нефтегазоносных областях УССР в течение 1970—1972 гг., получен большой фактический материал. На основании этих данных можно рекомендовать методику по организации и проведению геотермической съемки, описать аппаратуру и привести конкретные примеры применения приповерхностных исследований температурного режима для решения конкретных геологических задач.

В районе проведения геотермической съемки вначале выполняются работы по рекогносцировке местности с целью выбора оптимальных условий для заложения датчиков температуры на запроектированных профилях. При этом исследуемую площадь делят на участки с одинаковым поверхностным покровом, рельефом и литологическим составом приповерхностных слоев. На участках заложения датчиков температуры устанавливают колышки с указанием профиля и номера пикета. Производится привязка пикетов с обязательным промером расстояний между ними. Вносятся соответствующие коррективы на топографическую основу. Датчики температуры устанавливают вручную или механическим способом. Одновременно визуально описывается литология вскрываемых отложений, их плотность и влажность. При необходимости отбирают образцы грунта для определения теплофизических свойств горных пород и т. д.

Опытными исследованиями было установлено, что наиболее оптимальной для установки датчиков температуры является глубина 1,0—2,5 м, так как здесь почти полностью затухают суточные атмосферные температурные колебания. Датчики температуры устанавливаются на одинаковую глубину по всему профилю и проводится определенная выдержка их в состоянии покоя для восстановления нарушенного в грунте теплового режима. Практическими исследованиями было установлено, что тепловой режим на глубине 1,5 м восстанавливается приблизительно в течение 1,5 ч.

Замеры показаний датчиков температуры на заданном профиле надо выполнять одновременно, применяя термисторные термометры или термометры сопротивления, смонтированные на многожильном

кабеле. Если последних нет, температуру замеряют отдельно на каждом датчике, и, конечно, условие одновременности строго не соблюдается. Однако, как показали полевые работы, проведение измерений терморпарным термометром на геотермическом профиле длиной до 3 км в течение приблизительно 1 ч не отражается на качестве температурных данных. Чтобы продолжить замеры на геотермическом профиле в другое время, оставляют один или два датчика температуры в крайних пикетах, а остальные используют на новом участке. Параллельными геотермическими профилями можно проводить съемку независимо друг от друга. Но для привязки температурных данных необходимо снять один или несколько дополнительных поперечных профилей, включающих по одному датчику в пикет каждого из ранее снятых параллельных профилей. Таким образом, увязка температурных профилей проводится при введении поправок температуры, полученных по привязочным щупам.

В связи с тем, что геотермическая съемка на большой территории выполняется уже длительное время, необходимо все температурные значения привести к общему знаменателю. Для этого выбирают несколько контрольно-привязочных щупов, устанавливаемых в благоприятных условиях изучаемого района на весь период полевых работ. По комплексу замеров строят графики усредненного изменения температуры во времени, которые и используют для привязки результатов геотермических исследований. Например, при проведении температурных замеров на территории юго-западной части Керченского п-ова суточный прирост температуры в период апреля — мая составлял в среднем  $0,11^{\circ}\text{C}$  в сутки. В последующие месяцы эта величина уменьшилась до  $0,04$ — $0,006^{\circ}\text{C}$ , а с сентября начался спад температуры. Построенный по этим данным график годового цикла изменения температуры представляет собой синусоидальную кривую с максимальными значениями температуры в августе и минимальными — в феврале.

Используя данный график, можно рассчитать среднесуточное изменение температуры, необходимое для введения соответствующей «грубой» поправки на время года и для окончательной увязки измерений. Более точную привязку температурных кривых производят по фактическим изменениям температуры, замеренным во время выполнения геотермической съемки.

С помощью дополнительных датчиков температуры, как отмечалось, производится стыковка участков с различными поверхностными покровами, а также привязка участков с различной плотностью поверхности Земли (пахота, посев, целина и т. д.). По результатам замеров датчиков можно высчитать поправку, необходимую для исключения температурных помех вследствие неоднородности поверхностных покровов. Например, геотермический профиль по линии VII<sup>б</sup> — VII<sup>б</sup> Батальненской площади в Крыму пересекает целину и участок с посевами пшеницы (рис. 17). На границе между ними установлены стыковочные датчики (12/5 и 16<sup>а</sup>, 16<sup>б</sup>), по замерам которых и опре-

делена величина температурного скачка при переходе с целины к посевам и наоборот. Такие скачки иногда могут достигать значительных размеров, особенно при переходе от участков с низкой к участкам с

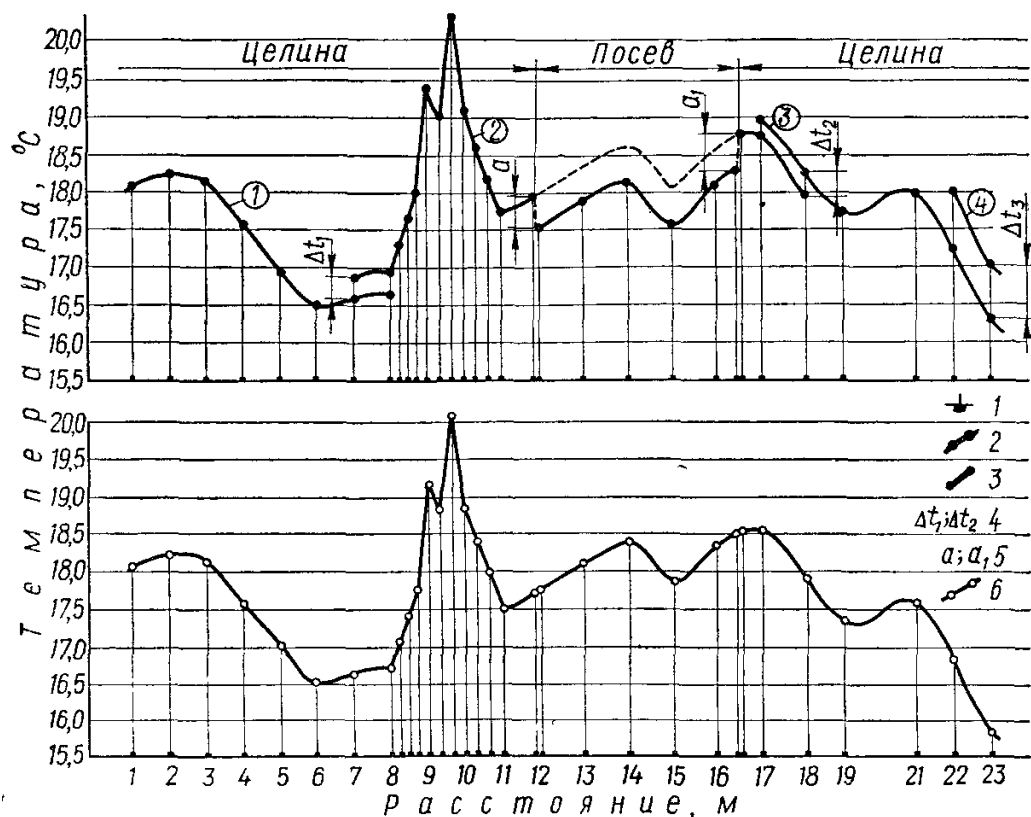


Рис. 17. Геотермический профиль по линии VII<sup>б</sup> — VII<sup>б</sup> (Батальненская площадь):

1 — номер пикета и датчика температуры; 2 — температурные кривые [замеры (цифры в кружках): 1 — 30.VI; 2 — 2.VII, 3 — 3.VII и 4 — 5.VII 1971 г.]; 3 — привязочные датчики температуры; 4 — величина прироста температуры при наращивании профиля; 5 — величина смещения температурной кривой за счет поверхностного покрова; 6 — температурная кривая, приведенная к температурным условиям 30 VI 1971 г. с учетом поправок.

высокой светопоглощающей способностью (например, из леса на открытую местность).

Опытные геотермические исследования, проведенные в 1971 г. на Свидницком газовом месторождении, показали, что при переходе из открытой местности в лесной массив происходит довольно резкое снижение температуры на глубине 1,5 м, вызванное действием постоянного затемнения приповерхностного слоя в лесу. Для увязки температурных данных, полученных на открытых местах и на лесном массиве, 23.IX 1971 г. был произведен специальный геотермический профиль (рис. 18) между ПК-26 (открытая местность) и ПК-23 (лес). Расстояние между точками наблюдения в переходной зоне «открытое место — лес» составляло 30 м. Как видно из рис. 18, ширина переходной зоны резкого понижения температуры 50—60 м. Температуры на глубине 1,5 м в лесу ниже, чем на открытой местности на 1,7—1,8° С. При однородных по физико-механическому составу и свойствам горных породах, в которых замерялась температура



(на исследуемом профиле это были светло-коричневые глины), разница температур принимается как поправка для увязки точек профиля, находящихся на открытом месте и в лесу. На рис. 18, I приведены данные, полученные Дж. Полейем и др. [43] на газовом месторождении Гронинген (в зоне умеренного климата) и в тропиках. При переходе от саванны в сухой лес температура в тропиках понижается на  $3,3^{\circ}\text{C}$ , переходная зона имеет непостоянную величину и изменяется от 100 до 200 м. В табл. 4 приводятся некоторые зна-

Таблица 4

ИЗМЕНЕНИЕ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ТЕМПЕРАТУР  
В ЗАВИСИМОСТИ ОТ РАСТИТЕЛЬНОГО ПОКРОВА,  $^{\circ}\text{C}$

Район исследования	Глубина изме- рения темпе- ратуры м	Температура замеренная на открытой местности	Температура в лесу	Разница тем- ператур	Источник
Свидницкое газовое место- рождение	1,50	10,44	8,78	1,66	Геотермосъемка 13 IX 1971 г. ИГиГТИ АН УССР
Гронингенское газовое месторождение	2,30	13,30	11,30	2,00	Дж Полей Дж Стевенинк (1970)
	2,30	13,20	11,20	1,00	
Африканская саванна (тро- пики)	1,55	30,00	26,70	3,30	То же

чения разницы температур, возникаемой исключительно за счет обильной растительности (лесных массивов), при условии, что поверхностные и приповерхностные условия одинаковы.

Приведенные поправки справедливы только на площадях, где они установлены. На новых площадях, учитывая описанную методику, при переходе от одного однородного участка площади к другому эти поправки определяются автоматически — путем перекрытия замеров привязочными точками на профилях. Подобным образом на температурный режим исследуемых площадей влияют озера и болота. В августе 1972 г. были проведены исследования в прибрежной зоне оз. Лесовая песня (Волинская область). Глубина замеров температуры по профилю составляла 1,5 м. Температура измерялась в светло-серых крупно- и среднезернистых песках. Длина профиля составляла 100 м до озера (четыре точки наблюдения через 25 м) и 10 м от берега (одна точка в воде, глубина 0,40 м). Дно озера сложено аналогичными песками. В скважине, находящейся у самой воды на берегу, уровень воды был 60 см от устья. По мере удаления от берега уровень воды понижается. Проведенные работы показали, что температура, замеренная в точке, находящейся в озере, на  $2,3^{\circ}\text{C}$  ниже, чем в крайней точке профиля на суше. Причем по мере приближения к озеру наблюдается сначала плавное, а затем резкое падение температуры. Ширина зоны резкого падения температуры 40—60 м.

Данные, приведенные Дж. Полейем и др. [43], показали, что в озере успешно применим метод съемки на глубине 1,0 м ниже поверхности дна. На исследуемом озере глубина достигала 3 м. Дно покрыто почти метровым слоем ила, который перекрывает пески. Замеры воды на различной глубине в озере резко отличаются друг от друга, а на глубине 1,0 м ниже поверхности дна были получены хорошие результаты, которые согласуются с замерами на прибрежных участках путем введения поправок, определенных таким же способом, что и при переходе в лесной массив с открытой местности. Геотермические исследования в озерах показывают, что на глубинах ниже поверхности дна на 1,0—1,5 м так же, как и на суше, четко фиксируются локальные температурные аномалии, обусловленные глубинными геологическими причинами. Подобная картина наблюдается и при работах на болотистой местности.

На качество замера температуры в приповерхностных слоях влияет уровень грунтовых вод. В зависимости от формы рельефа поверхности глубина залегания зеркала грунтовой воды изменяется от десятков сантиметров до нескольких метров. Над зеркалом грунтовых вод в породах выделяется так называемая зона аэрации мощностью до 0,6 м, в которой почвы постепенно изменяют свою водонасыщенность по схеме водонасыщенный грунт — влажный — воздушно-сухой. Известно, что теплопроводность горных пород и водонасыщенность тесно связаны. Отсюда следует, что если проводить замеры в точках по профилю, в которых грунты имеют различную водонасыщенность, судить о наличии температурных аномалий невозможно, так как замеры температур в данном случае проводятся не в одинаковых условиях. Следовательно, если на профилях попадаются точки, в которых грунт на забое имеет повышенную водонасыщенность по сравнению с соседними точками, то результаты замеров температуры в них не следует учитывать. Если же профиль пересекает участок, в котором ряд точек находится в сходных условиях водонасыщенности грунтов, тогда для привязки полученных данных используют метод промежуточных переходных точек, аналогично описанному выше случаю при переходе от леса к открытой местности. В июле 1972 г. проводились геотермосъемочные работы на площади Локачи (Волынская область). При сравнении профилей *К—К* и *Н—Н* видно, что высокий уровень грунтовых вод понижает температуру на глубине 1,5 м. Профили проведены на расстоянии 500—600 м друг от друга. На профиле *К—К* уровень грунтовых вод не вскрыт геотермическими скважинами. На профиле *Н—Н* выделяется участок, где уровень грунтовых вод находился 40—50 см от поверхности. Литологический состав пород, рельеф местности на обоих профилях однотипны. Полученные геотермические кривые на профиле *Н—Н* и *К—К* подобны по форме, но величины температур на 1,0—1,5° С ниже в точках на профиле *Н—Н*. При введении соответствующей поправки, определенной при полевых исследованиях, можно увязать температурные замеры на обоих профилях и полученные данные использовать для построения геотермических карт ис-



следуемой территории. Поправка на влажность может определяться как с помощью стыковочных датчиков температуры, так и лабораторным путем с учетом литологического фактора.

Поправка, вызванная изменением литологического состава близ-поверхностных пород, рассчитывается также по стыковочным щупам, установленным на границе выявленной литологической разнородности отложений. Так, при пересечении геотермическими профилями Парпачского гребня (Керченский п-ов), разделяющего выход на дневную поверхность майкопских глинистых отложений и известняков неогена, наблюдается существенное различие в температуре (рис. 19). Безусловно, характер температурного скачка в данном случае будет зависеть от теплопроводности вскрываемых отложений и сезона выполнения температурных замеров. В связи с этим летом при переходе из глинистых отложений к известнякам отмечается увеличение температуры, а зимой — наоборот, уменьшение.

Значения поправок можно также вычислять, зная коэффициенты светопоглощающей способности растений (поверхностных покровов) и теплопроводности подстилающих отложений, а также используя график годового цикла изменения температурного режима на поверхности Земли в данном районе. Построенные на основании этих данных палетки дают возможность проследить общие закономерности изменений температуры на границе неоднородных участков.

На температурный режим верхних слоев земной коры рельеф влияет только при значительном превышении уклона одного участка по отношению к другому. Специальными геотермическими исследованиями, выполненными на территории Тамбовской площади (Крым), было установлено, что на склонах до 5—7° температурный режим на глубине более 1 м практически не изменяется (рис. 20), а прирост температуры на глубине 1,5 м (от 0,1 до 0,4° С) отмечался

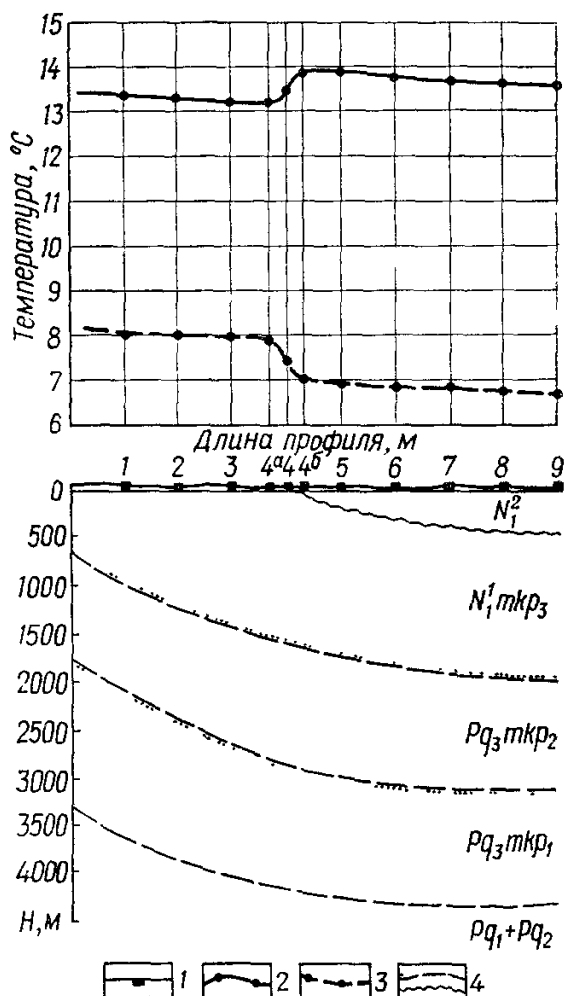


Рис. 19. Геотермический профиль через Парпачский гребень (Керченский п-ов):

1 — номер пикета, 2 — замер температуры на глубине 1,5 м (27 VII 1971 г), 3 — замер температуры на глубине 1,5 м (10. III 1971 г), 4 — границы стратиграфические горизонтов (известняки неогена майкопские глины)

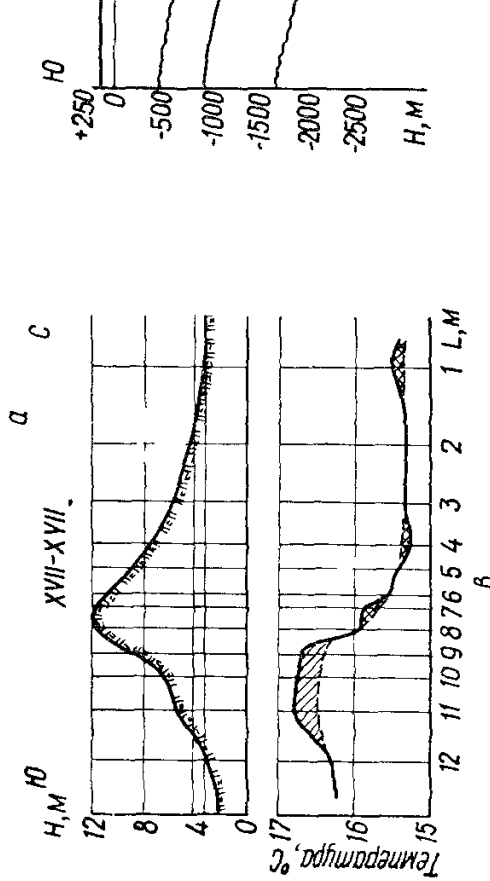
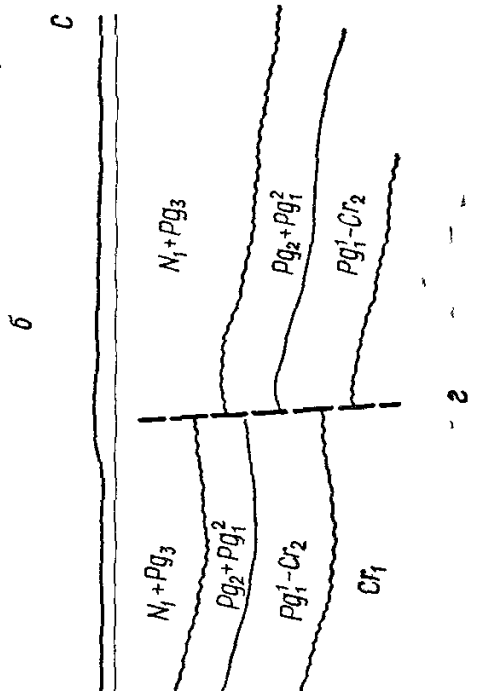
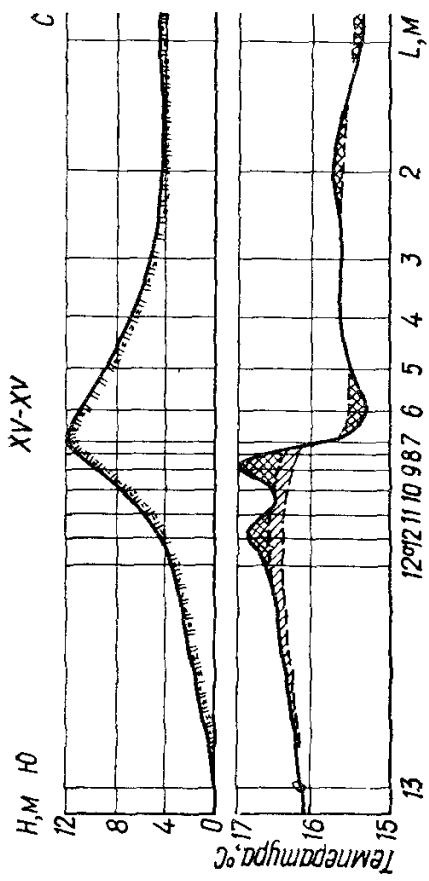
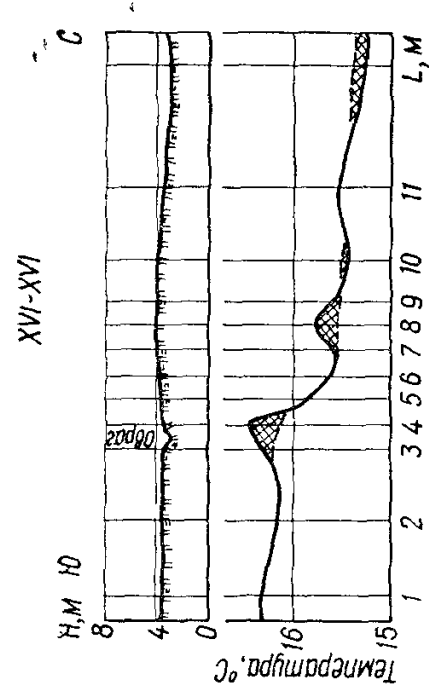


Рис 20 Геотермические профили Тамбовской площади (Крым) по линиям XV—XV — а, XVI—XVI — б, XVII—XVII — в и схематический геологический разрез по линии XV—XV — г

1 — локальные температурные аномалии, вызванные влиянием местных источников возмущения температурного поля 2 — температурные кривые, по данным замеров на глубине 1,5 м 3 — предполагаемый температурный эффект за счет влияния рельефа местности 4 — гипсометрическая поверхность геотермических профилей 5 — линии стратиграфических горизонтов 6 — предполагаемый сброс 7 — нижний неоген и верхний палеоген (майкоиская серия), 8 — эоцен и верхний палеоцен, 9 — нижний палеоцен и верхний мел, 10 — нижний мел

только на южном склоне холма при крутизне наклона земной поверхности  $8-16^\circ$  (рис. 20, б) и то лишь в период максимума солнечной радиации.

Температурные кривые для глубин 1,5 м в основном совпадают с геологическими профилями (рис 20) Незначительные вариации температурного режима на участке южного склона холма (профиль б) не искажают общей картины зависимости теплового поля от особенностей структурно-геологического строения района.

При проведении геотермических полевых исследований на площади Локачи была предпринята попытка выяснить влияние рельефа местности по отдельным профилям на изменение приповерхностных температур На рис 18 представлены некоторые температурные кривые и формы рельефа, на которых они сняты При проводке 7 июля 1972 г. профиля Д—Д от точки наблюдения ПК-97 до ПК-101 отмечено резкое изменение рельефа местности, выраженного в виде долинного вреза шириной около 800 м с перепадом высот до 45 м (рис. 18, IV). Профиль на участке простирается с юга на север. Наиболее высокая температура на данном отрезке профиля отмечена в ПК-99 (самая низкая точка наблюдения) Как южный, так и северный склоны характеризуются более низкими температурами ( $\Delta t = 1,2^\circ \text{C}$ ). На рис 18, IV представлен геотермический профиль над долиной вresa шириной 1200 м и перепадом высот 45—50 м. На данном профиле самая низкая точка наблюдения характеризуется наиболее низкой температурой. Юго-восточный склон прогрет более сильно, чем северо-западный. Соприкосновение приподнятого участка площади с погруженным показано также на рис. 18. На данном геотермопрофиле наиболее высокие температуры отмечены в самой высокой точке рельефа (ПК-330) Растительный покров, уровень грунтовых вод, литолого-минералогический состав пород в точке замера на всех профилях приблизительно однотипны. Из приведенного следует, что в равнинных районах, где углы наклона местности не превышают  $3-5^\circ$ , влияние рельефа на температурный режим осадочных отложений на глубине 1,5 м и выше будет незначительным и геотермическую съемку можно выполнять без учета поправки за рельеф. В предгорных и горных районах, а также на территории с сильно расчлененным рельефом необходимо учитывать поправку, величина которой будет зависеть от угла наклона поверхности Земли.

На основании полевых геотермических исследований, проведенных на одних и тех же геотермосъемочных профилях, но в различное время года, можно установить температурные поправки для увязки разновременных температурных профилей Так, интересные данные получены на профиле А—А площади Локачи, который замерялся в одних и тех же точках наблюдения (точки 1—9) дважды. Первые замеры проводились 26 мая 1972 г Точки наблюдения располагались вдоль полевой дороги на вспаханном и засеянном полях, на которых взошли молодые побеги картофеля, кукурузы, зерновых. Расстояние между точками наблюдения 200 м Повторный замер произведен 26 июля 1972 г. Термощупы были заложены в старые, ранее



В практике полевых работ для заложения датчиков температуры целесообразно выбирать участки, наиболее однородные по условиям и дающие возможность исключить ряд поправок. Следует избегать крупных склонов, оврагов, речных пойм, берегов озер, болот и т. д. В связи с тем, что каждый новый район характеризуется своими особенностями поверхностных и приповерхностных условий, возможны самые различные варианты вводных поправок. Однако детальное изучение приповерхностных условий исследуемого района дает возможность произвести учет и расчеты всех поправок и тем самым, исключая влияние внешних факторов, получить температурную карту, соответствующую тепловому полю глубинных горизонтов

На участках изучаемой территории, значительно отличающихся по температурным условиям от среднетемпературного фона района, следует установить дополнительное количество датчиков для выявления природы резких колебаний температуры. Например, при выполнении температурных измерений на геотермическом профиле VII<sup>б</sup>—VIII<sup>б</sup> (рис. 17) в пикетах 9 и 10 были зафиксированы резкие колебания температуры, превысившие 2° С. Более детальные геотермические исследования данного участка с помощью как параллельных профилей, так и установки дополнительных датчиков температуры помогли выяснить и проследить тектоническое нарушение субширотного простирания (рис. 21)

Детальную геотермическую съемку необходимо проводить на участках предполагаемых температурных аномалий. Целесообразно при этом учитывать и другие виды поисково-разведочных работ (комплексность): геофизические, геохимические, гидрогеологические и др.

**ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЛЕВЫХ ГЕОТЕРМОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ****Подготовка к полевым работам**

До начала полевого сезона следует уточнить цели и задачи геотермической съемки (рекогносцировочные работы, съемка регионально-го температурного профиля, детализация температурного поля на отдельных участках, оконтуривание локальных температурных аномалий, прослеживание тектонических нарушений, поиски залежей углеводородов, сульфидных или радиоактивных руд и др.), изучить детально материалы предшествовавших геологических и геофизических исследований в районе проведения геотермических работ, подобрать топографическую основу района предполагаемых исследований, составить детальный план и смету полевых работ, укомплектовать геотермосъемочную партию и снабдить ее необходимым оборудованием и материалом

При изучении геолого-геофизических материалов района полевых работ необходимо обратить внимание на геоструктурные особенности, стратиграфию и литологию разреза (геофизические и другие виды поисковых работ), гидрогеологическую характеристику приповерхностного слоя, глубину залегания коренных пород, геоморфологические особенности и разновидности поверхностных покровов. Исследуются также выявленные и предполагаемые месторождения полезных ископаемых, их форма, размеры и глубина залегания. Изучение фактического материала должно сопровождаться анализом всех спорных вопросов и неясностей в геологическом строении района, для разрешения которых используется геотермическая съемка. Кроме геолого-геофизических материалов, надо ознакомиться с данными о климате района, гидрографии, растительном покрове, особенностях рельефа. Все это должно составить основу для проведения геотермосъемочных работ и последующей интерпретации данных геотермической съемки

Исходя из геолого-геоморфологических особенностей района, степени его изученности и предполагаемых месторождений полезных ископаемых, перед геотермической партией ставятся конкретные задачи, которые ложатся в основу составления соответствующего проекта.

Изучая топографические карты исследуемого района, необходимо еще до выхода в поле выявить характер рельефа и определить оптимальные условия для расположения геотермических профилей. На топографическую основу наносится предварительная сетка размещения пикетов для температурных размеров, а также ориентиры для их привязки в полевых условиях. Масштаб топографической основы выбирается в зависимости от конкретных целей и задач геотермической съемки, в частности от заданного масштаба температурных карт. Для практики его удобно подобрать в два раза крупнее предполагаемого масштаба температурных карт. Так, при составлении графических материалов в масштабе 1 : 50 000 мы использовали топографическую основу для геотермической съемки в масштабе 1 : 25 000.

Успешное выполнение предусмотренных проектом заданий в значительной мере зависит от организации исследовательской партии — подбора сотрудников соответствующей квалификации, наличия необходимого оборудования, соответствующего снаряжения и надежного транспорта. Практика полевых работ показывает, что достаточно надежной для проведения геотермической съемки является машина «ГАЗ-66» с высокой проходимостью и хорошей амортизацией, необходимой для транспортировки измерительной аппаратуры. Кроме того, в комплект оборудования должны входить приспособления (механическое или ручное) для подготовки в грунте карманов под термометры и отбора образцов пород, набор инструментов для привязки профилей и пикетов на местности и установка для получения и хранения льда при проведении геотермической съемки термопарным термометром. Следует также располагать всем необходимым для первичной графической обработки фактического материала в полевых условиях. Перед выездом в поле исправность и надежность оборудования тщательно проверяется.

### **Составление плана полевых работ**

Основой для составления плана полевых работ по геотермической съемке является общий проект поисково-разведочных исследований изучаемого района, включающий целенаправленность на поиски и разведку определенных видов полезных ископаемых. Исходный план должен состоять из карты расположения профилей и пикетов, целевого задания и графика его выполнения. Весь объем работ следует разбить на два этапа: рекогносцировочный и детальный. Разница в проведении геотермических исследований на указанных этапах заключается в выборе методики и сетки расположения датчиков температурных замеров. При определении методики рекогносцировочных геотермических исследований необходимо учитывать форму и размеры предполагаемых антиклинальных структур (при поисках месторождений нефти и газа) или предполагаемый характер залегания и форму рудных тел (при поисках месторождений сульфидных и радиоактивных руд). В зависимости от этого, а также геологического

строения района, гидрогеологии, геоморфологии и поверхностных условий намечается та или иная схема размещения профилей и пикетов. Проектные точки температурных замеров располагаются параллельными профилями в шахматном порядке. Количество профилей, число точек замеров и расстояния между ними определяются в зависимости от размеров и форм антиклинальных структур или рудных тел данного района. Так, при средних размерах антиклинальных структур нефтяных и газовых месторождений Тарханкутского п-ова (от  $11,0 \times 3,4$  до  $6,5 \times 2,4$  км) расстояние между профилями принималось 1,5 км, а между пикетами — 250—300 м.

При такой схеме расположения измерительных точек должны быть зафиксированы все изменения температурного поля данного района, вызванные особенностями геологического строения.

Детальные геотермические исследования следует проводить в районах, где при рекогносцировочных температурных замерах выявлены участки с повышенными значениями температуры. Расстояние между пикетами при этом выбирается в зависимости от конкретных задач исследований (например, трассирование разломов, границы литологического выклинивания пород, размеров структур и т. д.). При плотности точек измерения температуры  $\sim 50$  м можно получить вполне достаточное количество фактического материала, необходимого для расшифровки геологического строения исследуемого района.

На двух указанных этапах геотермических исследований глубина установки датчиков температуры определяется в зависимости от рельефа, литологического состава приповерхностных слоев, уровня грунтовых вод и поверхностных покровов (целина, пахота, лес и т. д.). Например, при проведении геотермической съемки на территории юго-западной части Керченского п-ова, характеризующейся выходом на дневную поверхность коренных пород, относительно равнинным рельефом и отсутствием грунтовых вод, глубина погружения датчиков температуры составляла 1,0—1,5 м.

Геотермические профили располагаются, по возможности, вкрест простирания пород либо перпендикулярно к предполагаемой линии выклинивания отложений, а также полосам складчатости.

### **Измерительные приборы и техника проведения температурных замеров**

Геотермические исследования в настоящее время проводятся в основном электрическими термометрами сопротивления и термометрами расширения (максимальными). Реже применяются термометры манометрические, биметаллические, «ленивые» и др.

Электротермометры сопротивления (ЭТС-1, ЭТМИ-55) применяются при выполнении комплекса геофизических исследований скважин. Относительная точность у них высокая (порядка  $0,01^\circ \text{C}$ ), но применять их для замеров на небольших глубинах нецелесообразно из-за громоздкости и сложности аппаратуры [2, 7]. Кроме того,



они могут давать погрешность в абсолютном значении температуры иногда более  $10-12^{\circ}\text{C}$ .

При испытаниях и исследованиях скважин многие специалисты пользуются максимальными термометрами. Наиболее распространенным среди них является «ТП-7» с пределами измерения от  $15$  до  $155^{\circ}\text{C}$  и с ценой деления  $0,5^{\circ}\text{C}$ . Недостатком таких термометров является хрупкость стеклянного корпуса и невысокая точность. Кроме того, замеры ими занимают много времени в связи с тепловой инерционностью и необходимостью многократных спуско-подъемных операций. При работе с максимальным термометром необходимо также, чтобы температура наружного воздуха была ниже, чем ожидаемая температура в скважине (иначе термометр покажет максимальную температуру наружного воздуха), что ограничивает область его применения.

Манометрические, биметаллические и «ленивые» термометры характеризуются значительной тепловой инерционностью и низкой точностью (чувствительностью), а поэтому очень редко применяются в практике геотермических исследований.

Таким образом, все термометры имеют определенные недостатки и практически малопригодны для проведения массовых температурных измерений вблизи земной поверхности. В новых условиях геотермических исследований повысились требования к тепловой инерции и чувствительности датчиков температуры, а также к точности регистрирующих приборов. Кроме того, измерительная аппаратура по возможности должна обеспечить относительную одновременность значительного количества температурных замеров в полевых условиях.

Всем этим требованиям в значительной мере отвечает измерительная аппаратура, созданная на базе термодатчика термометра УкрНИГРИ. В усовершенствовании его конструкции непосредственное участие принимал инженер В. П. Лень.

Принцип действия термодатчика основан на свойстве разнородных металлов образовывать в паре (спае) термоэлектродвижущую силу (э. д. с.), зависящую от материала термоэлектродов и разности температур между спаем и свободными концами. Исходным материалом для этого была выбрана хромель-копелевая термопара, изготавливаемая нашей промышленностью в виде провода марки «ПКГВхк-2  $\times$  2,5».

Сконструированный термометр прост по компоновке, надежен в работе в любое время года, им можно замерять температуру с точностью до  $0,05^{\circ}\text{C}$  (рис. 22).

Концы хромель-копелевого провода свариваются электросваркой с помощью графитового электрода, а затем покрываются лаком. Изготовленная таким образом термопара нужной длины (1) помещается в корпус щупа. Щуп — это металлическая труба диаметром  $28\text{ мм}$  (2), в нижней части которой расположен медный наконечник, а к верхней крепится розетка штепсельного соединения (3). Для погашения термопередачи по телу трубы к спаю термопары между

корпусом щупа и медным наконечником монтируется переходник из термоизоляционного материала (16) Спай термопары помещают в полость медного наконечника, заполненного трансформаторным маслом, что обеспечивает надежную электроизоляцию от окружающей среды с источником тепла. Выход хромель-копелевого провода

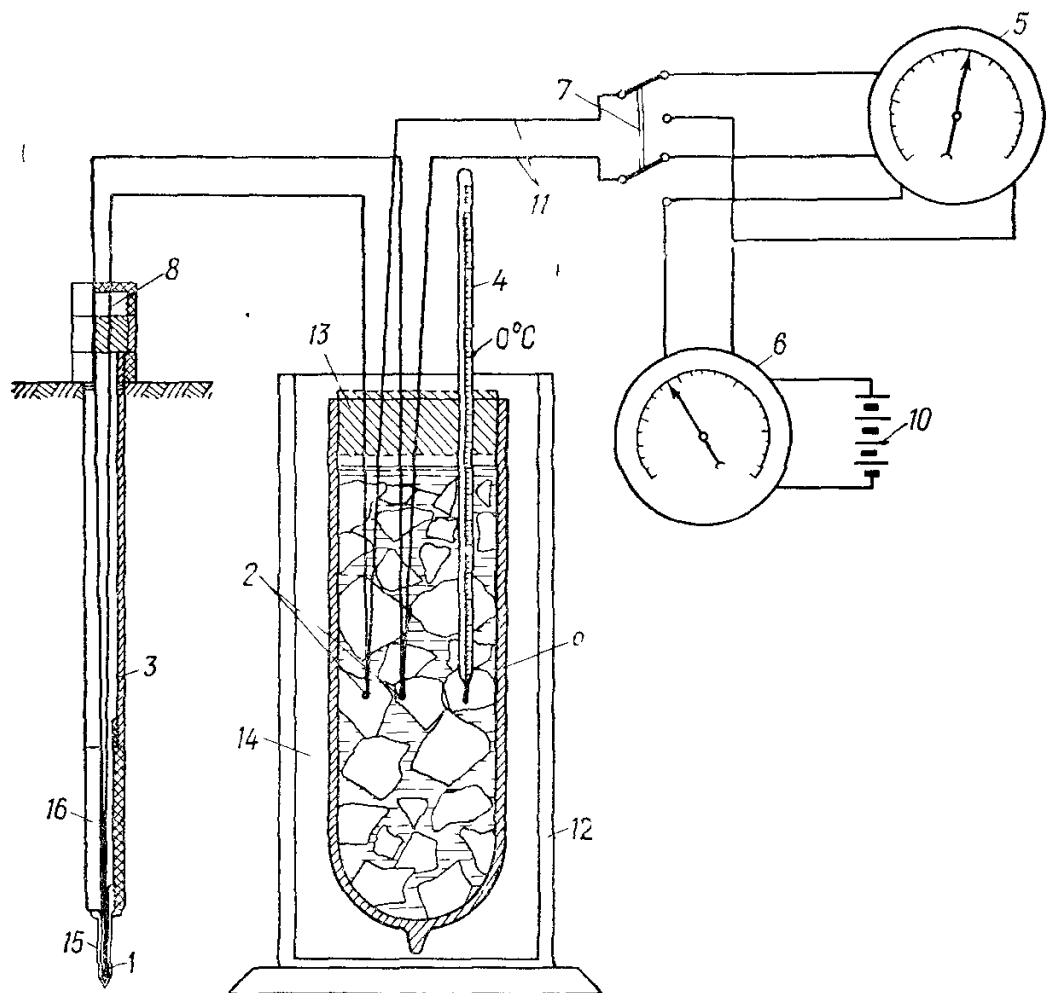


Рис. 22 Схема термопарного термометра

1 — рабочий спай термопары, 2 — свободный конец термопары, 3 — щуп (зонд) с датчиком температуры, 4 — лабораторный термометр, 5 — потенциометр (УПИП—60М), 6 — гальванометр марки М 136/2, 7 — переключатель, 8 — розетка штепсельного соединения, 9 — сосуд Дюара 10 — батарея подсветки 11 — соединительные провода, 12 — футляр подставка, 13 — пробковый изолятор, 14 — термоизоляционный материал, 15 — медный наконечник, 16 — переходник изолятор

из полости медного наконечника герметизируется с помощью изолянта и пластилина, а концы его размещаются в розетке штепсельного разъема. Свободные концы термопары с припаянными к ним соединительными проводами помещают в сосуд Дюара, куда вставляется также лабораторный термометр для контроля заданной температуры. Для этой цели лучше всего использовать температуру таяния льда ( $0^{\circ}\text{C}$ ), сохраняющую свое постоянное значение на протяжении длительного времени. Сосуд Дюара помещают в теплоизоляционный футляр-подставку, а отверстие в сосуде закрывается пробковой заглушкой. Соединительные провода, припаянные к свобод-

ным концам термопары, подключаются к регистрирующим приборам.

Так как регистрирующие приборы характеризуются значительной чувствительностью, перевозить и хранить их должны в специально оборудованных ящиках при температуре 5—35° С с относительной влажностью воздуха до 80%. При транспортировке необходимо избегать ударов и вибрации. При монтаже стационарной передвижной геотермической станции измерительную аппаратуру следует располагать в приспособлениях с хорошей амортизацией и тепло-влагоизоляцией.

Принцип работы термопарного термометра заключается в регистрации термоэлектродвижущей силы, возникающей в хромель-копелевом спае вследствие созданной разности температур между спаем и свободными концами. Для измерения э. д. с. в контур термопары (с помощью соединительных проводов) включают потенциометр (УПИП). Измеряемая э. д. с. включается навстречу известному падению напряжения на части измерительных сопротивлений от прохождения по ним строго определенного рабочего тока (2 ма). Отсчеты берутся по шкале реохорда и гальванометра. Зная перепад температуры, отсчитываем величину напряжения (в мв) и определяем значение э. д. с. для 1° С. При практической работе решается обратная задача.

Градуировка термопарного термометра производится в лабораторных условиях. «Рабочий» спай термопары помещают в термостат, температура в котором регулируется с помощью лабораторного термометра «Свободные» концы термопары вставляют в сосуд Дюара, в котором поддерживается заданная температура или температура таяния льда (0° С). Создается определенный перепад температуры между спаем термопары и «свободными» концами. В экспериментальную таблицу записывают показания по шкале реохорда «УПИПа», лабораторному термометру в термостате и температуру в сосуде Дюара.

Величина э. д. с. термопары ( $m$ ), отвечающая перепаду температуры (в °С), вычисляется как среднеарифметическое по результатам четырех — пяти замеров и определяется по формуле

$$m = \frac{U_k}{t_p}, \quad (56)$$

где  $U_k$  — показания по шкале реохорда, мв;  $t_p$  — температура в термостате, °С.

В связи с тем, что шкала реохорда разбита на крупные деления, замеры по ней берут в целых делениях, а избыток э. д. с. измеряется по гальванометру. Для каждого целого деления шкалы реохорда вычисляется величина э. д. с. компенсации ( $U_k$ ), соответствующая определенному значению перепада температуры. Например, для целых значений шкалы реохорда 1,50; 1,55; 1,60, 1,65 и т. д. отвечают следующие величины температуры: 11,981, 12,380; 12,779; 13,178° С и т. д. Предварительно определяется также количество делений по шкале гальванометра, отвечающее значению  $m = 0,0631$  мв/°С. В среднем данная величина соответствует 120 делениям.

Таким образом, взяв отсчет по шкале гальванометра, вычисляем дополнительную температуру  $t_{\text{доп}}$ , т. е.

$$t_{\text{доп}} = \frac{n}{120}, \quad (57)$$

где  $n$  — показания гальванометра в делениях.

Искомая температура

$$t_u = t_k + t_{\text{доп}}. \quad (58)$$

При опытной градуировке термопарных датчиков длиной 1,0—2,5 м было установлено различие в значении  $m$  только в четвертом знаке, на основании чего она составляет 0,0631 мВ/°С для всех термопар.

Перед началом замера сосуд Дюра заполняют водой заданной температуры или льдом, затем в него вставляют свободные концы термопары с соединительными проводами, спаи которых должны быть хорошо изолированы. Туда же для контроля заданной температуры вставляется лабораторный термометр с делением шкалы в 0,01° С. Соединительные провода термопары подключаются, соблюдая полярность, к зажимам «—» и мВ потенциометра, а гальванометр — к зажимам «ГН». Подготовка к работе потенциометра и гальванометра ведется согласно их инструкции. Перед началом замера обязательно надо проверять установку условного «нуля» гальванометра. После этого погружают «рабочий» конец термометра (щупа) на определенную глубину и, сделав необходимую выдержку, подключают «свободные» концы термопары в цепь измерительной аппаратуры.

Чтобы убедиться в надежности изоляции «свободных» концов термопары, необходимо отключить датчик температуры от гальванометра посредством соединительной колодки и зафиксировать показания последнего. Если «нуль» сдвинут в ту или иную сторону, необходимо еще раз изолировать «свободные» концы термопары. Если «нуль» на месте, их подключают к колодке и, вращая ползунок реохорда, устанавливают указатель шкалы на целое деление, одновременно наблюдая за показаниями гальванометра. Результаты отсчетов по реохорду и гальванометру записывают в таблицу.

Искомую температуру в точке замера находим по формуле (58), или

$$t_u = t_k + \frac{n}{m}, \quad (59)$$

где  $m$  — термоэлектродвижущая сила термопары, отвечающая перепаду температуры 1° С.

Устанавливаются датчики температуры на заданную глубину следующим образом. Ручным или механическим способом на размеченном профиле под датчики температуры в грунте подготавливаются карманы, диаметр которых должен быть на 2—3 мм больше диаметра щупа, а длина — на 4—5 см меньше его длины. Чтобы щуп был на необходимой глубине, наконечник вдавливают в плотные забойные породы на 4—5 см, в результате чего обеспечивается хороший кон-

такт датчика с окружающими породами. При выполнении этих работ отбираются пробы грунта для описания литологической характеристики разреза, а также, при необходимости, для определения теплофизических свойств пород.

Для исключения влияния внешних температурных источников на корпус щупа последний устанавливается с таким расчетом, чтобы верхняя часть головки располагалась на 10—15 см ниже уровня поверхности. Выемку в грунте засыпают тем же грунтом и в 0,5 м от нее в ориентированном направлении устанавливают колышек с указанием номера пикета и профиля.

Применение щупов описанной выше конструкции для проведения геотермических исследований глубже 3 м нецелесообразно. В этом случае отградуированный хромель-копелевый провод необходимой длины наматывают на переносную геофизическую лебедку, а спай термопары снабжают гильзой-грузом. Спускают и поднимают рабочий конец термопары на заданную глубину вручную. В практике геотермических исследований скважин на территории равнинного Крыма мы применяли термопарный термометр с длиной хромель-копелевого провода до 180 м. Однако при дальнейшем увеличении длины провода уменьшалась величина  $m$ , что в свою очередь снижало точность замера температуры. Градуировка термопары и техника проведения замеров при увеличении длины датчика осуществляется по описанной выше схеме. Замерять температуру можно и по упрощенной схеме, используя для этого только гальванометр. Однако точность измерений при этом будет составлять всего  $0,1^\circ\text{C}$ . Определение количества делений шкалы гальванометра, соответствующих температуре  $1^\circ\text{C}$ , выполняется в данном случае по формуле

$$c = \frac{n}{\Delta t}, \quad (60)$$

где  $n$  — показания гальванометра в делениях;  $\Delta t$  — перепад температуры между «рабочим» и «свободным» концами термопары,  $^\circ\text{C}$ ;  $c$  — количество делений на гальванометре, отвечающих перепаду температуры  $1^\circ\text{C}$ .

Данные замеры возможны только при условии перепадов температуры между рабочим и «свободным» концами термопары, не превышающих  $10^\circ\text{C}$ . Дальнейшее увеличение температурного перепада приводит к «заклиниванию» шкалы гальванометра.

Истинная температура в точке замера

$$t = t_d \pm \Delta t, \quad (61)$$

где  $t_d$  — температура в сосуде Дюара,  $^\circ\text{C}$ ;  $\Delta t$  — перепад температуры между «рабочим» и «свободным» концами термопары,  $^\circ\text{C}$ . Величина  $\Delta t$  определяется из формулы (60):

$$\Delta t = \frac{n}{c} \quad (62)$$

Термопарный термометр конструкции УкрНИГРИ применим только для геотермических исследований по поверхности Земли и для

мелких скважин без давления на устье, так как прямоугольное сечение провода затрудняет использование лубрикатора с сальниковым уплотнителем. Опытная проверка данного термометра в полевых условиях показала, что он характеризуется достаточной точностью и надежностью в работе.

Для целей геотермической съемки можно использовать и другие виды термометров, а именно: термисторные или платиновые, смонтированные на многожильном кабеле. Довольно перспективный термометр высокой точности с использованием пьезокварцевых датчиков температуры (кварцевые резонаторы) разрабатывается в настоящее время сотрудниками Института геологии и геохимии горючих ископаемых АН УССР. Не исключено также, что рекогносцировочную геотермическую съемку можно будет проводить с самолетов, оборудованных радиометрами или приборами по регистрации инфракрасного излучения (аэротермофотосъемка).

**РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ  
ИССЛЕДОВАНИЙ  
В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЯХ  
УКРАИНСКОЙ ССР****Результаты опытных работ на территории  
Равнинного Крыма**

Для опытной проверки предлагаемого метода геотермической съемки были выбраны наиболее изученные в интервале глубин 25—1000 м локальные температурные аномалии Мошкаревского и Владиславовского нефтяных и Глебовского газового месторождений, расположенных на территории Равнинного Крыма. Данные участки характеризуются отчетливо выраженными положительными структурами, равнинным рельефом, однородностью литологического состава верхних горизонтов и поверхностью покрова. Апробировались самые различные варианты геотермической съемки: от температурных замеров по поверхности Земли до температурного зондирования на глубинах 0,30—1,60 м. Наиболее эффективными оказались геотермические исследования в плотных породах (с глубины 0,40 м), хотя некоторая закономерность в конфигурации локальных температурных аномалий прослеживалась и при измерениях температуры в приповерхностном слое. При таких глубинах вскрывались плотные породы, в которых довольно четко отмечается синхронность температурных колебательных движений.

Результаты проведенных исследований показали, что распределение температур в верхних слоях Земли совпадает с формой изотермических поверхностей более глубоких горизонтов. Так, на геотермическом профиле Глебовского газового месторождения температурная кривая для глубин 0,5 м повторяет форму изотермической поверхности 20, 30; 40° С и более. Разница в температурах на глубине 0,5 м между пикетом 8, расположенным в своде антиклинального поднятия, а также 3 и 13, расположенными, соответственно, на юго-восточном и северо-западном крыльях складки, составляет 0,75° С. Еще более четко выражена температурная аномалия на Мошкаревской площади (рис. 23). Перепад температуры здесь на глубине 0,6 м между сводовым и крыльевыми участками структуры составляет более 1,45° С. В сводовой части Владиславовского нефтяного месторождения на глубине 1,5 м зафиксированная температурная аномалия составляет 1,20° С.

Таким образом, тепловое поле верхних горизонтов Земли, как и глубинных горизонтов, отображает в основном особенности

геологического строения, литологического состава пород, локальных размещений углеводородных залежей и т. д.

Промышленное апробирование геотермической съемки проводилось на территории юго-западной части Керченского п-ова. Выход на дневную поверхность коренных пород (майкопских глин),

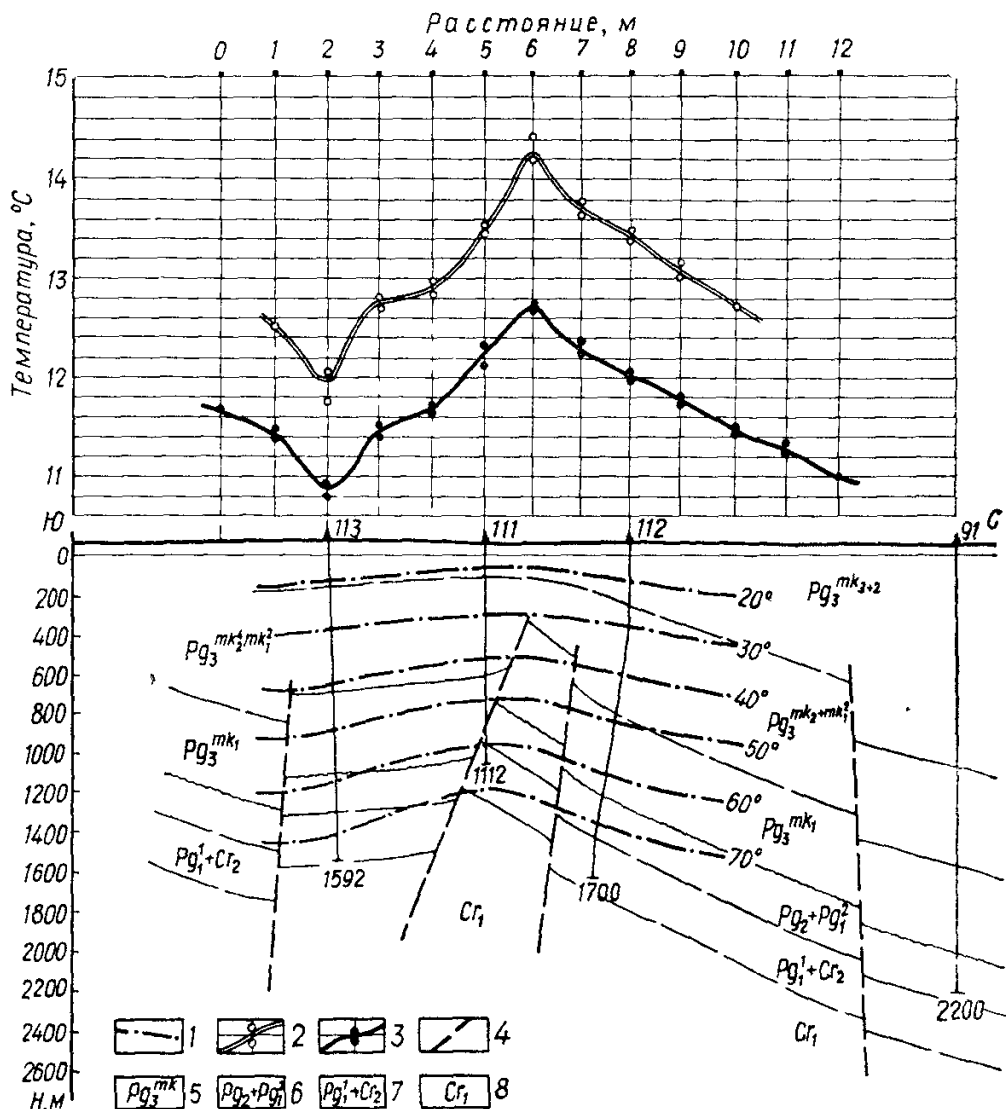


Рис. 23. Геотермический профиль Мошкаревской площади:

1 — глубина залегания геотермической поверхности 20, 30, 40, 50, 60, 70° С; 2 — температурная кривая на глубине 0,6 м (замер днем 15. X 1970 г.); 3 — температурная кривая на глубине 0,6 м (замер ночью 19. X 1970 г.); 4 — возможные дизъюнктивные нарушения; 5 — верхний палеоцен (майкопская серия); 6 — средний и нижний палеоцен; 7 — нижний палеоцен и верхний мел, 8 — нижний мел.

относительно равнинный рельеф и отсутствие грунтовых вод в данном районе благоприятно сказывалось на качестве температурных замеров, и поэтому не вводились некоторые поправки.

Основные задачи сводились к решению вопросов методического характера, выбора оптимальных условий для проведения геотермической разведки, расчета необходимых поправок, проверки надеж-



ности измерительной аппаратуры, а также геологической интерпретации результатов съемки.

По данным рекогносцировочных геотермических исследований было намечено несколько районов с повышенными значениями теплового поля (рис. 24). В результате детальной геотермической съемки,

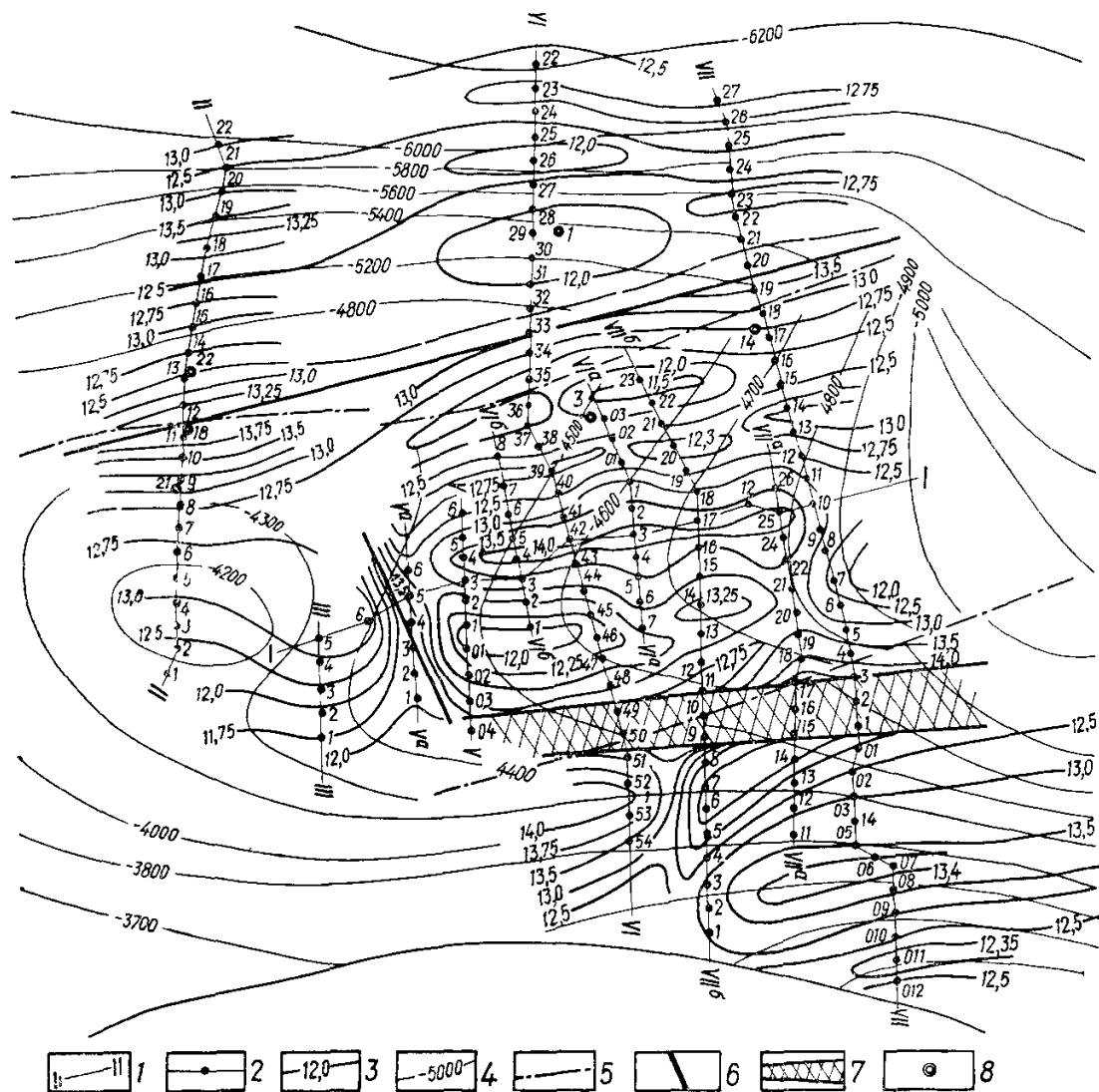


Рис. 24. Геотермическая карта юго-западной части Керченского п-ова:

1 — геотермические профили, 2 — номер пикета, 3 — изотермы (в °С) на глубине 1,5 м, 4 — гипссы условного отражающего горизонта в отложениях нижнего мела, 5 — линия температурного скачка, 6 — зона резких изменений температуры, 7 — предполагаемые тектонические нарушения по сейсмическим данным, 8 — номер скважины.

выполненной на одном из таких участков (Батальненская площадь), выявлена положительная температурная аномалия размером  $2,5 \times 5$  км субширотного простирания (см. рис. 21). Величина ее соответствует температурным значениям, зафиксированным над сводами Мошкаревского и Владиславовского нефтяных месторождений. По конфигурации температурных кривых, полученных при проведении профильного температурного зондирования, намечены

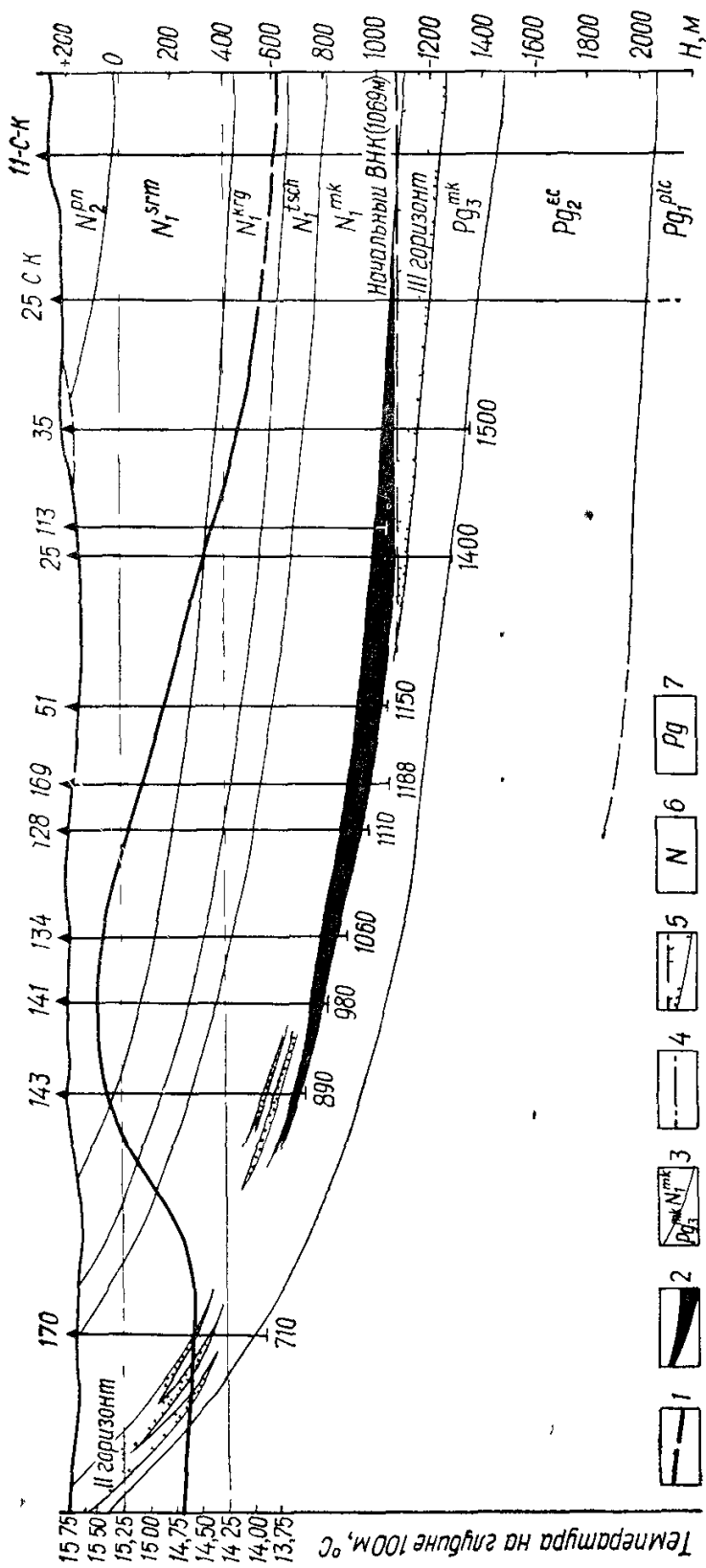


Рис 25 Геотермический профиль нефтяного месторождения Широкая Балка:

1 — температурная кривая на глубине 100 м, 2 — нефтяная залежь, 3 — геологические границы, 4 — водо-нефтяной контакт, 5 — непродуктивная часть III горизонта, 6 — отложения неогена, 7 — отложения палеогена

также тектонические нарушения и сбросы, расположенные соответственно в южной и восточной частях исследуемой территории (см. рис. 17, 21). Как видно из геотермической карты юго-западной части Керченского п-ова, построенной по данным геотермической съемки и сопоставленной с результатами сейсморазведочных работ, предполагаемые тектонические нарушения почти совпадают с разломами, выявленными глубоким бурением и геофизическими исследованиями. Причем как геотермические данные, так и сейсморазведочные материалы были получены независимо друг от друга. В результате обработки материалов съемки выяснилось, что по данным геологической интерпретации геотермических карт можно получить дополнительную информацию и детализировать участки площади, не освещенные на сейсмических профлях. Так, резкие колебания температуры, зафиксированные в пикетах 9 и 10 геотермического профиля VII<sup>б</sup>—VII<sup>б</sup> (см. рис. 17), связаны с раздробленными породами в зоне тектонического нарушения.

Пологими скачками температуры на геотермических профилях характеризуются погребенные сбросы и выклинивание значительных пачек пород, изменяющих теплопроводность осадочной толщи (см. рис. 19).

Геотермические условия углеводородных залежей, приуроченных к литологическим и стратиграфическим ловушкам, т. е. ловушкам, не связанным с антиклинальными структурами, мы изучали на примере нефтяных месторождений Широкая Балка и Ключевое, которые расположены в Западно-Кубанском прогибе. Нефтяные залежи этих месторождений приурочены к выклинивающимся песчаным горизонтам палеоценового возраста. При моноклинальном погружении отложений в сторону прогиба, вследствие тепловой анизотропии пород, должен наблюдаться на одинаковых глубинах рост температуры в сторону восстания пластов. Такой рост действительно отмечается между северной и южной законтурными частями месторождения (рис. 25). Однако на фоне закономерного роста температуры в сторону восстания пластов над нефтяной залежью четко вырисовывается температурная аномалия с некоторым смещением температурного максимума в сторону выклинивания пород. Температурный перепад на глубине 100 м между центральной и законтурными частями данного месторождения составляет 0,8—1,2° С. По температурным кривым в данном случае можно определить направление моноклиналиного склона, а также выделить залежи нефти и газа, связанные с литологическими и стратиграфическими ловушками.

### **Опытные работы на территории Предкарпатского прогиба и Волыно-Подольской плиты**

Положительные результаты полевой геотермосъемки, которые были получены в весьма благоприятных условиях Равнинного Крыма, многие исследователи считали недостаточными для рекомендаций

этого поискового метода к использованию в других, более сложных районах. Поэтому опытные работы были продолжены на территориях Предкарпатского прогиба и Волыно-Подольской плиты. Необходимо было подтвердить возможность обнаружения залежей нефти и газа по температурным аномалиям на поверхности Земли, найти взаимосвязи между геотемпературным полем и другими физическими полями, а также попытаться оконтурить изотермами погребенную структуру, обнаруженную сейсморазведкой.

Первая задача решалась на площади хорошо изученного газового месторождения Свидница, расположенного на территории Яворовского района Львовской области (северо-западная часть Внешней зоны Предкарпатского передового прогиба). Месторождение частично расположено также на территории Польской Народной Республики. Газовая залежь пластово-сводового типа (ненарушенная) приурочена к пологой брахиантиклинальной складке в нижнесарматских отложениях. Ширина складки 4,5 км, длина 7,0 км, глубина залегания в среднем 1250 м. Складка имеет пологие углы падения крыльев. Продуктивные газовые горизонты установлены в волыньском горизонте дашавской свиты нижнего сармата. Выделено девять промышленных горизонтов на глубине 400—1000 м. Максимальные абсолютно свободные дебиты приурочены к нижним горизонтам и достигают 200 тыс.  $m^3/сутки$ . Особенностью данного месторождения является наличие на северо-западном крыле структуры тектонического нарушения, экранирующего газовую залежь. На юго-востоке под Свидницкой газовой залежью в отложениях юрского возраста открыта залежь тяжелых высокосмолистых нефтей — Кохановская. Контуров залежей газ — вода и нефть — вода не совпадают. Удельный вес Кохановской нефти 1,012  $г/см^3$ , содержание серы — 6,95%, азота — 1,01, акцизных смол — 84%. Групповой состав нефти (в %): метановые углеводороды — 10, нефтяные — 35, ароматические — 55.

Поверхностные условия Свидницко-Кохановского месторождения довольно сложные. Три четверти площади месторождения заняты лесным массивом. Рельеф в основном равнинный, с местными уклонами до 5—6°. Почвы на поверхности главным образом песчаные или супесчаные. На глубине замера температур встречались глина, светло- и темно-коричневая, песчаная, и реже пески. С учетом данных температурного профиля по глубинным замерам температуры в эксплуатационных скважинах был проведен параллельный ему полевой температурный профиль для сопоставления. Наблюдательные пикеты располагались в однотипных условиях поверхностного покрова и приповерхностных слоев. Уровень зеркала грунтовых вод не был вскрыт ни в одной из точек (рис. 26).

Глубина замера температуры при снятии профиля равнялась 1,5 м. Локальный геотермический максимум (рис. 26) приурочен к сводовой, наиболее продуктивной части обеих залежей (район скв. 34-С и 5-К). В районе скв. 34-С температура достигала 11,32°С. Низкие температуры приурочены к законтурным газовым скв. 3-С и

4-К. Температура у скв. 3-С составляет  $9,31^{\circ}$ , а у 4-К —  $10,26^{\circ}$  С. Более резкое падение температуры на участке между скв. 34-С и 3-С, чем на участке между скв. приконтурной 2-С и законтурной для газа 4-К, вызвано тем, что скв. 3-С является непродуктивной и законтурной как для газовой залежи Свидницкого месторождения, так

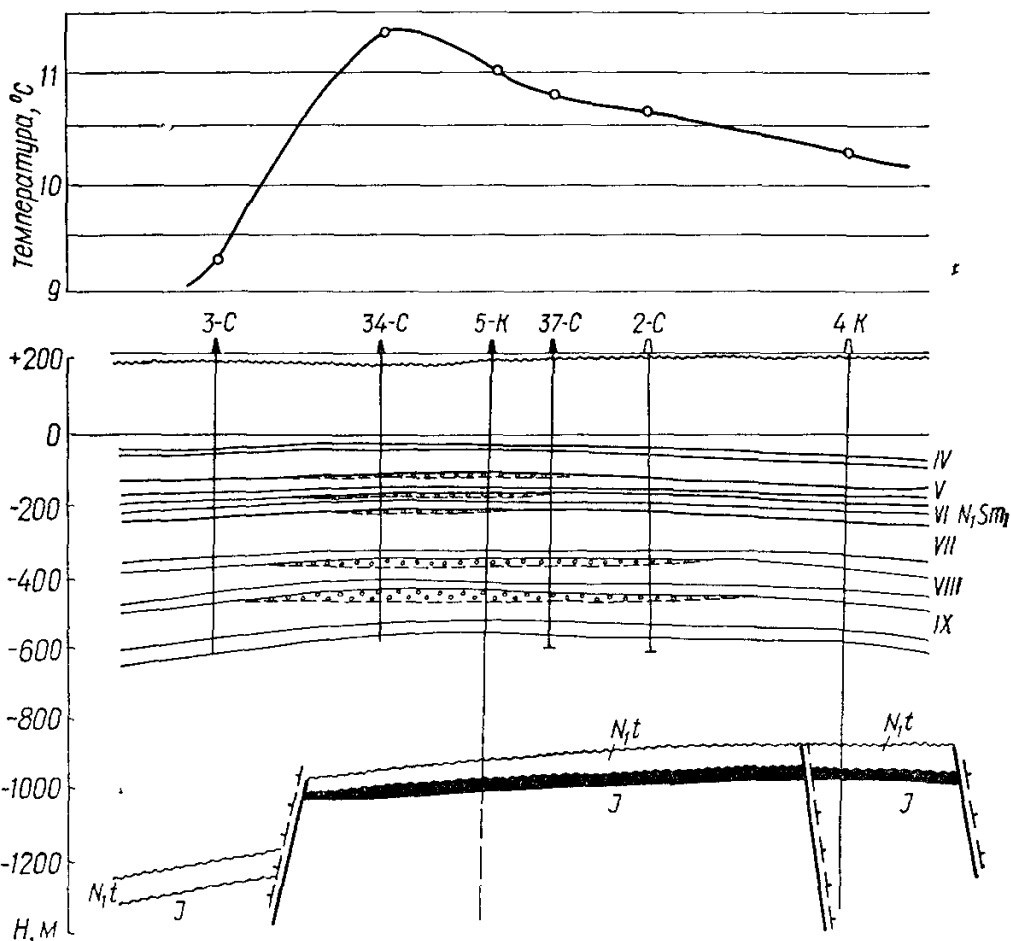


Рис 26. Геотермический профиль через Свидницко-Кохановское месторождение нефти и газа. Температурные замеры на глубине 1,5 м.

и для нефтяной залежи Кохановка. Скв. 4-С законтурная лишь для газовой залежи, и здесь, как и на больших глубинах, на температурный режим осадочных пород верхних горизонтов влияет залежь нефти Кохановского месторождения. Таким образом, приведенные данные подтвердили предположение о наличии над залежами углеводородов локальных температурных аномалий, заметных и в приповерхностных слоях. Кроме описанного выше профиля, на Свидницком месторождении проведена серия замеров по отбивке контакта газ — вода. Для этого в зоне предполагаемого контакта (экранирующего разлома) точки наблюдения сгущались до 50 м. Такой микропрофиль проведен между приконтурной скв. 26-С и законтурной 7-С. Предполагаемый разлом, экранирующий залежь, проходит, по геологическим данным, в 200 м северо-западнее скв. 26-С по направлению к скв. 7-С. Температурные измерения показали, что резкое

падение температур по описанному выше профилю начинается в 300—350 м от скв. 26-С, очевидно, оно связано с зоной глубинного нарушения. Резкий скачок температуры ( $\Delta t = 1,2 — 1,3^\circ \text{C}$ ) зафиксирован на расстоянии 320 м от скважины 26-С. Подобная картина установлена также в районе приконтурной скв. 35-С (температура  $11,75^\circ \text{C}$ ) и удаленных на 200 м друг от друга по профилю пикетах: ПК-18, где температура равна  $11,45^\circ \text{C}$  (приконтурная часть), ПК-17<sup>а</sup> и

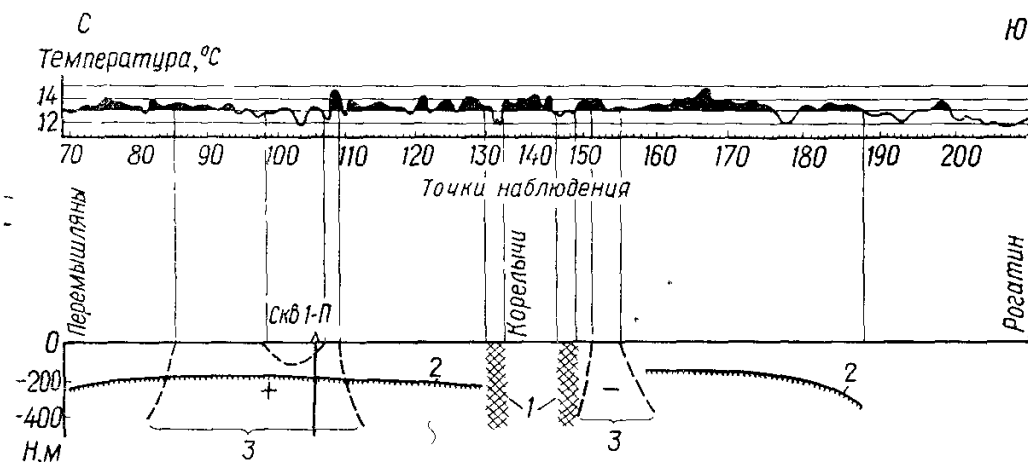


Рис. 27 Региональный приповерхностный профиль по линии Перемышляны-Рогатин.

1 — тектонические нарушения, установленные по геофизическим данным, 2 — изогипсы преломляющего горизонта в  $D_2$  по данным КМПВ, 3 — контуры остаточных аномалий по данным гравиметрии (+) — положительные, (-) — отрицательные

ПК-17 (за контуром залежи), где температура, соответственно, составляет  $10,67$  и  $10,60^\circ \text{C}$ . Полученные результаты подтверждают высокую информативность полевой геотермической съемки и на территории Предкарпатского прогиба.

Вторая задача решалась на неразведанной бурением территории. Рекогносцировочный региональный профиль протяженностью 28 км был снят на территории Перемышлянского района Львовской области. На профиле заложено 140 замерных точек на расстоянии друг от друга в среднем 200 м (рис. 27).

Двухсотметровый разнос точек был избран для выявления лишь основных черт геотемпературного поля (без детализации). Глубина установки щупов составляла 1,5 м ( $\pm 0,01$  м). Район работ представляет собой слабо всхолмленную местность; разность высотных отметок достигает 20—30 м, леса нет, и только кое-где вдоль проложенного профиля встречаются участки лесозащитной полосы, существенно не влияющие на результаты замеров. В большинстве случаев для установки щупов выбирались открытые места с травяным покровом, по возможности избегались вспаханные участки. Обобщенный разрез приповерхностного слоя следующий (сверху вниз): суглинки темно-коричневые, в нескольких случаях ржаво-желтые, ярко-желтые, плотные, увлажненные, иногда перемежающиеся с тонкими (мощность до 1 см) прослоями светло-серых тонкозернистых песков — до

1 м. В интервале между точками наблюдения 176—180 (расстояние 800 м) разрез отличается от описанного выше. Здесь развита пойменная терраса небольшой речки, сложенная сильно гумусированными, легкими, в сухом состоянии буровато-серого цвета суглинками.

В районе опытных работ геофизическими исследованиями выделяется крупная сводовая структура (рис. 27), оконтуренная по изогипсам преломляющего горизонта в толще верхнего девона. Линия профиля пересекает с севера на юг две гравитационные аномалии: между точками наблюдения 85—109 — положительную и между 151—155 — отрицательную. В интервалах точек 130—135, 145—149 профиль непосредственно приближается к разлому, установленному по геофизическим данным.

Характер кривой геотермического профиля свидетельствует об общей корреляции данных КМПВ и геотермической съемки. Девонская структура четко обозначается постепенным повышением температуры от 12—12,5 на северном и южном погружениях свода до 13,5—14,5 и даже 15° С в центральной его части. Резкие скачки температуры, усложняющие форму кривой и затрудняющие ее интерпретацию, вызваны различными факторами. Устанавливается достаточно четкая зависимость температуры от геоморфологических особенностей местности и ее гидрогеологического режима. Падения температуры в точках 176—179, 122, 182, 193, 200 (все они расположены в пойменной террасе) вызваны циркуляцией в приповерхностном слое террасы вод, очевидно, охлаждающих ее. Влияние подземных вод сказывается и в точках 142, 153 и 203 — здесь температура также понижается на 1—1,5 и даже 2° С. В одном случае падение температуры на 1,5° определенно можно объяснить тем, что точка наблюдения 126 расположена в 2 м от лесополосы и большую часть времени находится в тени.

В отношении корреляции между данными геотермического зондирования и гравитационными аномалиями устанавливается факт общего повышения температуры над отрицательной гравитационной аномалией на 0,5—0,7° С и понижение температуры на такую же величину над положительной аномалией.

Попытка оконтуривания погребенной структуры была предпринята на площади Локачи, расположенной в северной части Львовского палеозойского прогиба.

Местность в районе работ представляет собой слабо всхолмленную равнину. Абсолютные высоты достигают 180—304 м. Характерно развитие грядово-холмистых возвышенностей северо-восточного простирания. Вершины гряд плоские, реже имеют гребневидную форму. Ширина их достигает 2 км. Через исследуемую площадь протекает р. Луга (приток Зап. Буга).

Полевая геотермическая съемка в районе Локачи — Завидов велась по профилям. Интервалы между точками наблюдения составляли в среднем 200 м. Глубина установки щупов 1,5 м ( $\pm 0,01$ ). Температуру измеряли в 400 точках. Площадь съемки составила

более 250 км<sup>2</sup>. Общая длина профилей 80 км. Длина отдельных профилей изменялась от 3 до 10—12 км.

Для характеристики современных отложений, в которых проводились измерения температуры, приведем типичные разрезы:

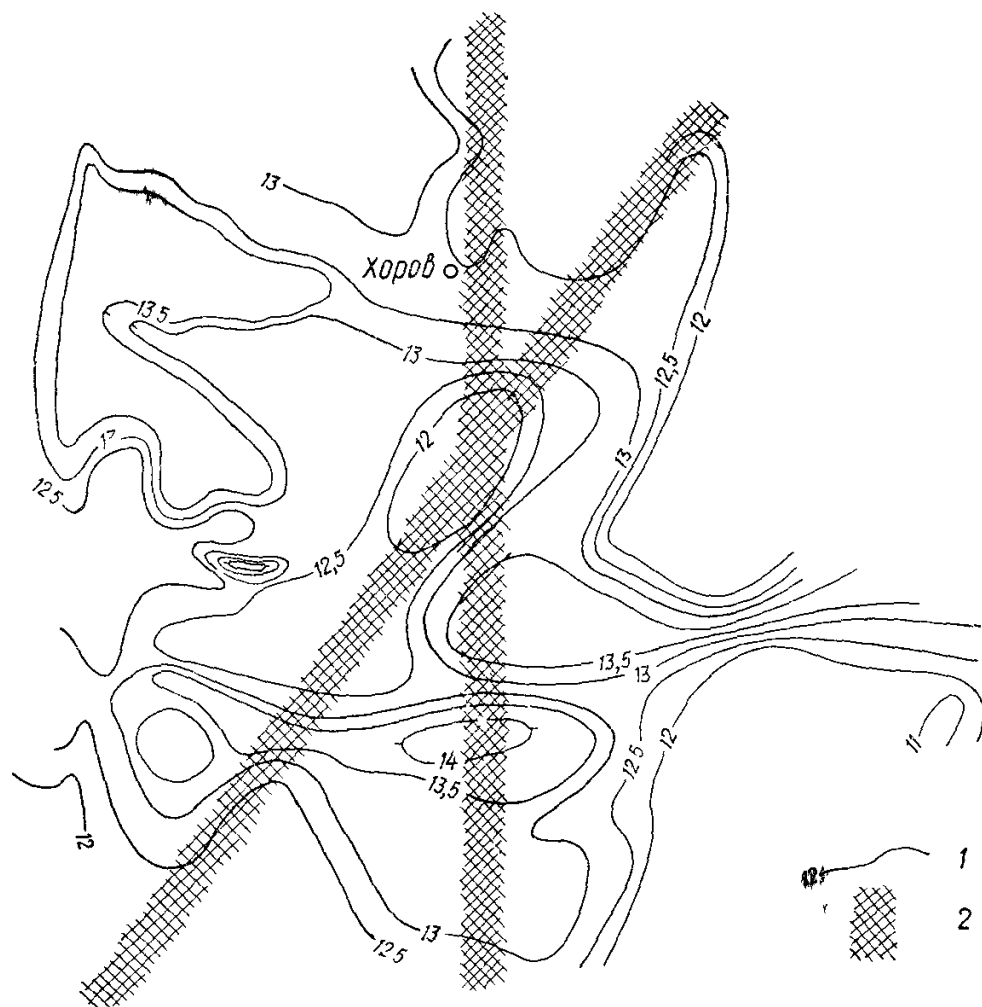


Рис. 28. Карта изотерм площади Локачи:

1 — изотермы с указанием температуры (в °С) на глубине 1,5 м, 2 — тектонические нарушения, установленные геофизическими исследованиями

с. Топылище — колхозный двор (сверху вниз): почвенно-растительный слой — 0,35 м, темно-серый суглинок — 0,25 м, мергель — 0,5 м; с. Завидов (восточная окраина, сверху вниз): почвенно-растительный слой — 0,1 м, темно-серый суглинок с песком — 1,3 м, серый тонкозернистый суглинок — 0,3—0,5 м, серый суглинок с обломками мергеля — 0,2—0,4 м, серый суглинок с песком; с. Конохи (развалины замка, сверху вниз): почвенно-растительный слой — 0,1 м, мергель; с. Загоров (в 1,3 км к востоку от центра села, сверху вниз): почвенно-растительный слой — 0,35 м, серый суглинок — 2,5 м, мергель — 0,25 м, брекчия — 0,5 м, мергель — 0,25 м, с. Загоров (правый берег реки, у моста, сверху вниз). валунный суглинок с обломками мергеля и растительными остатками — 1,13 м, торф — 1,5 м, глина черная.



По результатам полевой геотермической съемки построена карта изотерм в масштабе 1 : 50 000 (рис. 28). Минимальные температуры обнаружены в крайнем юго-восточном углу площади ( $11^{\circ}\text{C}$ ), максимально прогретые участки — несколько южнее центральной части планшета ( $14^{\circ}\text{C}$ ).

По карте изотерм можно выделить участки повышения и падения температуры. Наиболее прогретый участок находится южнее центральной части площади (изотерма  $14^{\circ}\text{C}$ ) и продолжается к западу. Таким образом, здесь вырисовывается небольшая антиклинальная структура широтного простирания. В 1 км южнее населенного пункта Хоров намечается аналогичная сусширотная антиклинальная структура; на восточном окончании она разворачивается к югу, и здесь с небольшим синклинальным осложнением соединяется с первой структурой. В северо-западном углу площади оконтуривается (по изотерме  $13,5^{\circ}\text{C}$ ) прогретый участок сложной конфигурации, видимо, продолжающийся к северо-востоку в направлении населенного пункта Локачи. В центральной части планшета в северо-восточном направлении вытягивается веретенообразный участок пониженной температуры (изотерма  $12,5^{\circ}\text{C}$ ), причем в северо-восточной половине отмечено наибольшее падение температуры —  $12^{\circ}\text{C}$ .

В целом на исследуемой площади вырисовывается антиклинальная структура северо-восточного простирания первого порядка (*I*) с наложенными на ее крылья осложняющими структурами второго порядка как положительными, так и отрицательными.

Итак, исследовательские работы, проведенные с целью апробации метода полевой геотермосъемки в разных геологических условиях (Крым, Предкарпатье, Волыно-Подольская возвышенность), показали повсеместную эффективность нового геологопоискового метода и его высокую рентабельность. Достаточно сказать, что одна исследовательская группа в составе трех человек при соответствующей технической оснащенности может покрыть рекогносцировочной геотермической съемкой за один рабочий день территорию 15—20 км<sup>2</sup> или детальной съемкой — 8—10 км<sup>2</sup>. При проведении полевых работ можно не ограничиваться ни количеством, ни местом расположения точек замеров температуры.

На основании теоретического анализа теплового режима Земли в целом показано, что из нестационарного температурного поля поверхности Земли может быть выделена стационарная составляющая ее глубинного потока, несмотря на сильное влияние внешних возмущений. Этот важный для реализации метода геотермической съемки вывод подкреплен многократно опытными полевыми работами, проведенными в разных геологических условиях. Были получены стабильные температурные профили, снятые на глубинах 0,5—1,5 м совершенно независимо от внешних температурных помех. Такие результаты достигались на участках с однотипным поверхностным покровом и неизменным уклоном поверхности Земли при соблюдении определенных правил съемки, а именно: одинаковой глубине погружения температурных датчиков в однотипный грунт и одновременном измерении температур на всех точках снимаемого профиля. Снятые при этом температурные кривые в любую погоду сохраняют стабильный профиль, что подтверждает их независимость от переменных внешних помех.

На границе участков с разными покровами или уклонами наблюдается постоянный скачок температуры, отображающий влияние покрова Земли на температуру ее поверхности. Это влияние исключается путем прямой стыковки температурных кривых, снятых на граничащих участках. Сглаженный таким способом температурный профиль не зависит от глубины и времени съемки, поэтому в нем заключена объективная информация о глубинном тепловом поле Земли, подлежащая геологической интерпретации наравне с температурным профилем, снятым на достаточно больших глубинах, где внешние температурные помехи становятся уже незаметными.

Разработанная методика проведения геотермосъемочных работ с целью нефтяных и газовых месторождений проверена полевыми исследованиями на территории нефтегазоносных областей УССР. В результате регионального геотермического зондирования на региональном температурном поле установлены локальные температурные аномалии, которые при детальном геотермо-

съемочных исследованиях были оконтурены, а интерпретация показала, что они соответствуют глубокозалегающим антиклинальным структурам. Сравнение величин превышения температур над продуктивными и законтурными частями уже разведанных месторождений углеводородов с аналогичными величинами аномалий на новых площадях позволяет дать высокую оценку перспектив их нефтегазоносности. Проведение поисковых геотермосъемочных работ на нефть и газ рекомендуется проводить всегда с другими прямыми геолого-геофизическими и геохимическими методами поисков углеводородных скоплений, что значительно обогащает геологическую информацию о перспективах нефтегазоносности. Поисковые исследования методом полевой геотермической съемки можно рекомендовать также на такие полезные ископаемые, как самородная сера, залежи сульфидных руд, штоковые залежи соли. Методика проведения этих работ аналогична исследованиям, рекомендуемым при поисках месторождений углеводородов.

Метод полевой геотермической съемки удовлетворяет всем требованиям, предъявляемым геологопоисковым методам. Результаты геотермической съемки содержат объективную геологическую информацию о глубинном тепловом поле Земли, не зависящую от внешних помех; работы по геотермосъемке могут осуществляться на новых площадях, опережая разведочное бурение; объем информации ничем не ограничен, так как сетка замерных точек может быть уплотнена в зависимости от желаемой детализации съемки; производительность геотермосъемочных работ высокая; стоимость этих работ низкая, поэтому геотермосъемка может конкурировать с другими видами геологопоисковых работ.

Метод полевой геотермической съемки представляется весьма перспективным дополнением существующего комплекса геологопоисковых методов.

1. Аникиев К. А. Аномально высокие пластовые давления в нефтяных и газовых месторождениях «Недра», Л., 1964.
2. Беляков М. Ф. Геотермические наблюдения в буровых скважинах и их интерпретация. Гостоптехиздат, М., 1955.
3. Гутенберг И. В. Физика земных недр. ИЛ., М., 1963.
4. Джекобс Дж., Рассел Р., Уилсон Дж. Физика и геология. «Мир», М., 1964.
5. Добрянский А. Ф. Химия нефти. Гостоптехиздат, М., 1961.
6. Думанский С. Г.— Автореф. канд. дис. Львов, 1966.
7. Дьяконов Д. И. Геотермия в нефтяной геологии. Гостоптехиздат, М., 1958.
8. Карачинский В. Е.— В кн.: Тезисы докладов межведомственного совещания молодых специалистов геологов и геохимиков г. Львова по вопросам геологии и геохимии горючих ископаемых. «Наукова думка», К., 1965.
9. Кларк С. Справочник физических констант горных пород. «Мир», М., 1969.
10. Ковнер С. С.— ДАН СССР, 1947, 55, 27.
11. Коротникова Н. Н.— Изв. АН СССР, сер. географ. и геофиз., 1943, 3.
12. Кутас Р. И., Гордиенко В. В. Тепловое поле Украины. «Наукова думка», К., 1971.
13. Леворсен А. И. Геология нефти. Гостоптехиздат, М., 1955.
14. Лыков А. В. Теория теплопроводности. Гостоптехиздат, М., 1952.
15. Марков А. И., Непримеров Н. Н.— В кн.: Термические методы увеличения нефтеотдачи и геотермология нефт. месторождений. ВНИИОЭНГ, М., 1966.
16. Мехтиев Ш. Ф. и др.— Геология нефти и газа, 1968, 6.
17. Новосилецкий Р. М. Пластовые давления флюидов в недрах Украины. «Наукова думка», К., 1966.
18. Покровский В. А., Поляк Б. Г.— В кн.: Методическое руководство по гидрогеологии для оценки перспектив нефтегазоносности. Гостоптехиздат, М., 1961.
19. Рамазанзаде М. Г., Ростомян П. М.— Изв. высш. учебн. заведений, серия нефть и газ, 1960, 7.
20. Сафронов Н. И. Термометрический метод поисков сульфидных залежей. ОНТИ, М., 1936.
21. Соколов В. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. «Недра», М., 1965.
22. Субботин С. И., Наумчик Т. Л., Рахимова И. Ш. Мантия Земли и тектогенез. «Наукова думка», К., 1968.
23. Суетнов В. В.— В кн.: Вопросы гидрогеологии и геотермии Дагестана. Махачкала, 1964.
24. Фролов Н. М. Температурный режим гелиотермозоны. «Недра», М., 1966.

25. Хребтов А. И. Геотермические условия и термальные воды Центрального Предкавказья. «Наука», М., 1965.
26. Чекалюк Э. Б. Термодинамика нефтяного пласта. «Недра», М., 1965.
27. Чекалюк Э. Б. Термодинамические основы теории минерального происхождения нефти «Наукова думка», К., 1972.
28. Чекалюк Э. Б., Осадчий В. Г., Федорцов И. М.— В кн.: Тезисы докладов VII Всесоюзной научн.-техн. гесфиз. конфер. «Недра», М., 1972.
29. Чекалюк Э. Б., Федорцов И. М.— В кн.: Тепловой режим при сверхглубоком бурении. «Наукова думка», К., 1971.
30. Череменинский Г. А. Геотермия. «Недра», М., 1972.
31. Яценко Е. Ф., Григорович А. С.— В кн.: Геохимия углеводородов. «Наукова думка», К., 1967.
32. Carlson A. I.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1930, 14, 8.
33. Feder Allen M.— World Oil, 1967, 164, 5, 142; 145—146, 149, 151.
34. Heald K. C.— American Petroleum Institute Bulletin, 1930, 215.
35. Hesse W. Handbuch der Aerologie, Leipzig, 1961.
36. Карпелмayer О.— Geophys. Prospect., 1957, 5, 3, 239—258.
37. Krčmar B., Dedkova D.— Geologicky pruzkum, 1966, 11, 367—369.
38. Krčmar B., Masin J.— Geophysical Prosp., 1970, 18, 2.
39. Lasky Bernard H.— World Oil, 1967, 164, 5, 92—99.
40. Lasky Bernard H.— World Oil, 1956, 243, 6, 123—127.
41. McCatchin J. A.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 1930, 14, 5.
42. MacDonald Harold C.— World Oil, 1969, 169, 2, 48—52.
43. Poley J. Ph., Steveninck I. van.— Geophys. Prospect. 1970, 18, 666—699.
44. Poley J. Ph., Steveninck J. van.— Geophys. Prospect., 1971, 19, 695—697.
45. Terry M. C., Burney J. H.— Thermal prospecting for oil. Temperatures, its measurement and control in science and Industry, Reinhold Publ. Corp., 1941.
46. Van Orstrand C. E.— Amer. Petrol. Inst. Bull., 1930, 205.
47. Van Orstrand C. E.— Geophysics, 1940, 5, 1.

# Оглавление

	ПРЕДИСЛОВИЕ . . . . .	3
ГЛАВА	I. КРАТКИЙ ОБЗОР ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ . . . . .	7
	Глубинные геотермические наблюдения в нефтегазоносных регионах . . . . .	7
	Полевые исследования температурного режима поверхности Земли . . . . .	17
ГЛАВА	II ТЕПЛОВОЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ . . . . .	23
	Источники тепла . . . . .	23
	Температура в недрах Земли . . . . .	26
	Температура атмосферы и гидросферы Земли . . . . .	29
	Тепловой режим поверхности Земли . . . . .	31
	Роль тепла в развитии Земли . . . . .	36
ГЛАВА	III ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАТИВНОСТЬ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ . . . . .	45
	Общие сведения . . . . .	45
	История климата . . . . .	46
	Геотектонические движения . . . . .	47
	Неоднородности геологического разреза . . . . .	50
	Экзотермические процессы . . . . .	54
ГЛАВА	IV ИНФОРМАТИВНОСТЬ ТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ . . . . .	57
	Общие замечания . . . . .	57
	Способ исключения периодических температурных помех . . . . .	58
	Способ устранения непериодических помех температуры . . . . .	62
	Постоянные помехи . . . . .	63
	Интерпретация температурных карт . . . . .	64
ГЛАВА	V. МЕТОДИКА ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ . . . . .	67
ГЛАВА	VI. ОРГАНИЗАЦИЯ ПОЛЕВЫХ ГЕОТЕРМОСЪЕМОЧНЫХ РАБОТ . . . . .	78
	Подготовка к полевым работам . . . . .	78
	Составление плана полевых работ . . . . .	79

Измерительные приборы и техника проведения температурных замеров . . . . .	80
--	----

**Г Л А В А VII РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ В НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ ОБЛАСТЯХ УКРАИНСКОЙ ССР . . . . . 87**

Результаты опытных работ на территории Равнинного Крыма . . . . .	87
Опытные работы на территории Предкарпатского прогиба и Волыно-Подольской плиты	91
Заключение . . . . .	98
Литература . . . . .	100