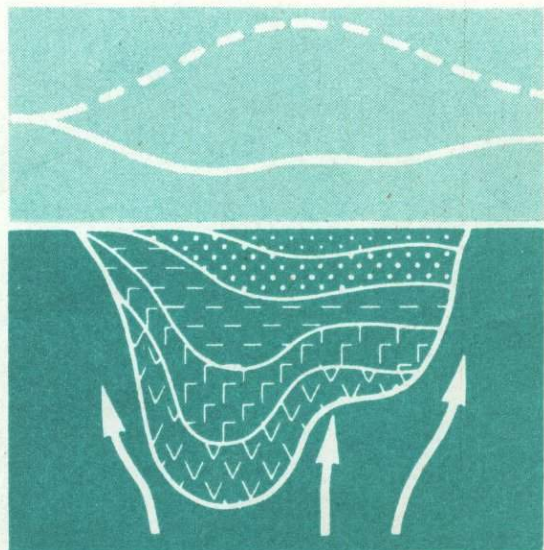


Т. Аширов

# ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ТУРКМЕНИИ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Научный совет по геотермическим исследованиям

АКАДЕМИЯ НАУК ТУРКМЕНСКОЙ ССР

Институт сейсмологии

Т. Аширов

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ  
ПОЛЕ  
ТУРКМЕНИИ

4315  
Ответственный редактор  
кандидат геолого-минералогических наук  
Я.Б. СМИРНОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА 1984



А ш и р о в Т. Геотермическое поле Туркмении. М.: Наука, 1984.

На основе обобщения и анализа результатов геотермических исследований описано геотермическое поле в сложных геолого-тектонических структурах территории Туркмении. Установлено влияние различных поверхностных неоднородностей на геотемпературное и тепловое поля в верхних горизонтах земной коры. Обсуждаются главные особенности распределения поля тепловых потоков в связи с тектоническим строением и развитием недр Туркмении. Впервые рассмотрены особенности формирования теплового поля в процессе новейших тектонических движений земной коры. Проведено сопоставление распределения теплового потока с радиогенными источниками тепла и с характером других геофизических полей. Разработана термическая модель литосферы основных структурных зон Туркмении. Даются рекомендации по использованию данных геотермии в практических целях и в разработке вопросов геодинамики.

Книга рассчитана на широкий круг геофизиков, геологов и гидрогеологов.

Рецензенты

В.Ф. БОРЗАСЕКОВ, С.И. СЕРГИЕНКО

## ВВЕДЕНИЕ

Проблема изучения термического режима земной коры и верхней мантии, его взаимосвязи со строением, геофизическими особенностями и составом литосферы, а также с поверхностными структурами с целью выяснения закономерностей формирования и размещения полезных ископаемых тесно связана с требованиями теории и практики геологоразведочных работ, с вопросами сейсмической опасности и исследованиями в области фундаментальных основ геологии. Основным источником информации о тепловом режиме недр являются исследования в глубоких скважинах, горных выработках, на дне океанов и морей, направленные на выяснение особенностей распределения параметров геотермического поля, пространственных различий в напряженности глубинного теплового потока и распределения температур в глубоких слоях отдельных структур Земли. Тепловая энергия является одним из главных источников внутренней энергии различных геосфер Земли и определяет геологическое развитие и энергетику геолого-тектонических процессов, состояние и физические свойства слагающих ее пород.

Особый интерес представляет изучение геотермического поля земной коры и верхней мантии территории Туркмении, являющейся одним из геологически наиболее закрытых регионов и характеризующейся интересными геологическими и геофизическими особенностями (региональная нефтегазоносность, наличие богатого и разнообразного комплекса полезных ископаемых, весьма сложные по строению и различные по возрасту консолидации земной коры структуры, интенсивные новейшие тектонические и современные сейсмотектонические движения, гидротермальные и грязевулканические проявления и др.).

Развитие геотермических исследований на территории Туркмении стало возможным благодаря значительному увеличению объема геологоразведочных буровых работ на нефть и газ, минеральные воды и другие полезные ископаемые за последние 30 лет. Накопленный экспериментальный материал геотермических измерений в скважинах Туркмении в разные годы обобщен в опубликованных работах многих авторов: В.Ф. Борзасекова, С.С. Джибути, Ю.Р. Каграманова, В.В. Колодия, Л.Г. Соколовского, Я. А. Ходжакулиева, С. Шабердыева и др. Однако в этих работах нашли отражение результаты немногочисленных температурных измерений, выполненных в глубоких скважинах Туркмении до 1964–1965 гг. Накопленный к этому времени материал термометрических измерений в скважинах и обобщений о закономерностях распределения геотемпературного поля по различным площадям и регионам весьма неравнозначен по точности измерений, по объему и качеству обобщений. Более того, он отражает лишь общие черты геотермических условий пробуренной части геологического разреза осадочной толщи территории Туркмении. Вопросы же изучения теплового поля Земли, характеризующего энергетический и термический режим земной коры и верхней мантии рассматриваемой территории, до последнего времени оставались совершенно неизученными, и автор настоящей работы надеется в известной мере восполнить этот пробел.

Одним из основных геофизических методов изучения строения и динамики земной коры в Институте сейсмологии АН ТССР в последние годы стали геотермические исследования. С 1972 г. здесь под руководством и при непосредственном участии автора начато планомерное изучение геотермического поля осадочной толщи и глубоких слоев земной коры Туркмении. Настоящая работа — первая сводка результатов этих исследований и попытка их геолого-геофизической интерпретации.

Работа основана в значительной степени на личных экспериментальных и научно-методических исследованиях автора и термометрических измерениях, проведенных в глубоких скважинах производственными и научными подразделениями Управления геологии Туркменской ССР, ордена Ленина Всесоюзного Промышленного объединения "Туркменнефть" МНП СССР, ордена Знак Почета Всесоюзного промышленного объединения "Туркменгазпром" МГП СССР и др. Сделана первая попытка обобщения данных геотермических работ, проведенных в разные годы и отраженных в литературных и фондовых источниках. В работе также широко обобщены литературные и фондовые материалы научных исследований по геологии, тектонике и геофизике земной коры Туркмении.

В экспедиционных геотермических исследованиях, экспериментальных работах и в обработке данных последних лет, кроме автора, принимали участие сотрудники лаборатории геотермии и гидрогеохимии Института сейсмологии АН ТССР Е.В. Дубровская, О. Курбанбердыев и В.А. Сопиев. В сборе фактических термометрических, геолого-геофизических и керновых материалов огромную помощь автору оказали руководители и ответственные специалисты производственных и научных подразделений геологических, нефтегазопромысловых и добывающих организаций Туркмении М.А. Аширмамедов, В.Ф. Борзасеков, Н.В. Дудин, М.К. Мирзаханов, В.Я. Соколов, М.Ш. Ташлиев, С.П. Халлиев, З.О. Цатурова, С. Шабердыев и др. В постановке настоящих исследований, в апробировании и обсуждении полученных данных принимали активное участие профессора М.Н. Бердичевский и Л.Л. Ваньян, кандидаты наук В.Г. Дубровский, М. Курбанов, В.И. Лыков, член-корреспондент АН ТССР О.А. Одеков, Б.Г. Поляк, Я.Б. Смирнов, М.Д. Хуторской и др. Большую помощь автору при оформлении и подготовке рукописи к печати оказали Л.В. Щеглова и Л.В. Харитонова.

Автор выражает глубокую благодарность всем перечисленным товарищам.

Автор весьма признателен и искренне благодарен канд. геол.-минерал.-наук Я.Б. Смирнову, чьи научные консультации и постоянные творческие контакты с ним оказали значительное влияние на формирование научных идей и взглядов, выдвигаемых в настоящей работе.

## ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА

Территория Туркмении охватывает южную часть Туранской эпигерцинской плиты и альпийскую орогеническую область (рис. 1). Основные структурные элементы на этом рисунке даны по картам Г.И. Амурского [1966], Ю.Н. Година [1969], С.П. Вальбе [1972], О.А. Одекова [1971] и др.

Изучением геологии, тектоники, глубинного строения земной коры и геофизических полей этих районов занимались многие исследователи. Данный раздел не претендует на исчерпывающий анализ имеющихся материалов по столь обширной территории. Его целью является описание основных геолого-геофизических особенностей, необходимых для анализа результатов геотермических исследований. Для этого нами использованы крупные обобщающие работы последних лет [Амурский, 1966; Беляевский, 1974; Борисов, 1967; Гарецкий, 1972; Геология СССР, 1972; Гидрогеология СССР, 1972; Колодий, 1969; Годин, 1969; Лыков, 1969; Машрыков, 1973; Милькис, 1964; Одеко, 1971; Ходжакулиев, 1976] и результаты глубинного разведочного бурения, электроразведки, гравии и магнитометрии, сейсмических исследований.

### ГЕОСТРУКТУРНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ И ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ

Южная часть Туранской плиты. Наиболее крупным тектоническим элементом юга Туранской плиты является Центрально-Туркменская область поднятий палеозойского фундамента, включающая Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, разделенные Капланкыр-Туаркырской депрессионно-разрывной зоной и Восточно-Туркменской синеклизой, в пределах которой Ю.Н. Годин [1969], Г.И. Амурский [1966], О.А. Одеков и др. (1974 г.) выделяют Мургабскую впадину и Амударьинскую зону ступеней (см. рис. 1).

В платформенном осадочном чехле рассматриваемой структуры выделяются четыре структурных яруса [Гарецкий, 1972]: триас-нижнеюрский, среднеюрско-нижнемиоценовый, среднемиоценовый—нижнеплиоценовый и верхнеплиоцен-антропогеновый, которые представлены: 1) терригенно-вулканогенной формацией мощностью более 1 км во впадинах, 2) глинистой (келловей—оксфорд), терригенно-карбонатной (верхняя юра—неоком), соленосной (киммеридж—титон), слабокарбонатной (неоком), терригенно-глауконитовой глинистой (сеноман, турон, сантон), мелоподобных мергелей (сантон, кампан, маастрихт), карбонатной (эоцен), глинистой (эоцен) толщами с максимальной мощностью 5—6 км, 3) морскими терригенно-карбонатными породами мощностью от первых сотен метров до 1 км, 4) преимущественно терригенными образованиями мощностью до первых десятков, реже — первых сотен метров.

Карабогазский и Центрально-Каракумский своды, сложенные сильно-метаморфизованными и прорванными интрузиями палеозойского гео-

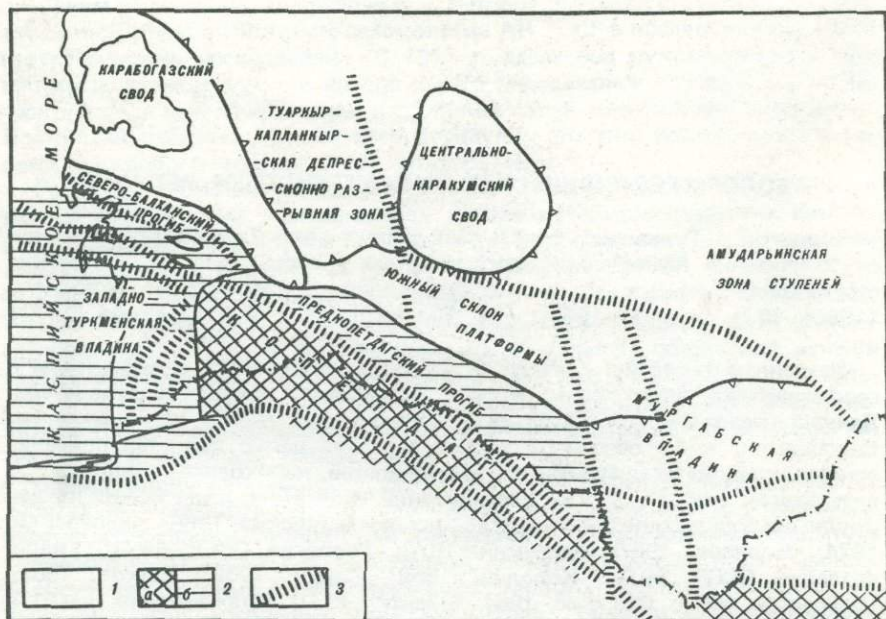


Рис. 1. Схема основных структурных элементов

1 — область эпигерцинской плиты; 2 — складчатые сооружения (а), впадины и прогибы альпийской орогенной области (б); 3 — глубинные разломы

синклинального комплекса, весьма сходны по структуре земной коры. Карабогазский свод охватывает залив Кара-Богаз-Гол, Южное Прикарабогазье (северные районы Красноводского полуострова) и прилегающую часть акватории Среднего Каспия. Фундамент здесь вскрыт скважинами в Каршах и Омчали на глубине 1000 и 1100 м под породами верхнего мела. В юго-восточном направлении поверхность фундамента погружается до 3—4 км. Глубинным сейсмическим зондированием (ГСЗ) на глубине 30—35 км отмечается поверхность "базальтового" слоя, а на глубинах 30—36 км — поверхность Мохоровичича.

Центрально-Каракумский свод, расположенный в центральной части Туркмении, представляет собой крупное сводовое поднятие палеозойского фундамента асимметричной формы. В наиболее приподнятой его части (Зеагли-Дарвазинское поднятие) фундамент залегают на глубине 1600—2000 м. Фундамент Центрально-Каракумского свода разбит разломами на ряд блоков. Здесь в мезозойском осадочном чехле развиты многочисленные мелкие локальные поднятия [Габриэльянц, 1965].

По данным ГСЗ, глубина залегания "базальтового" слоя здесь фиксируется на глубине 12—17 км, а поверхность Мохоровичича на глубине 30—35 км.

Переходной зоной между Центрально-Каракумским сводом и Предкопетдагским предгорным прогибом является Южный склон платформы (плиты), в пределах которого мезозойско-кайнозойский осадочный комплекс и поверхности основных границ земной коры моноклинально погружаются в сторону прогиба. В этом же направлении резко возрастает мощность осадочного чехла, особенно палеоген-неогеновых отложений.

Поверхность фундамента на этом участке разбита пересекающимися разломами на ряд блоков и ступеней. Мезозойский осадочный чехол образует многочисленные локальные поднятия, с поверхности перекрытые горизонтально залегающими неоген-четвертичными песчано-глинистыми отложениями. По данным ГСЗ, поверхность фундамента фиксируется здесь на глубинах 4–6 км, "базальтового" слоя — 20–25 км и Мохоровичича — на глубинах 35–40 км.

**Мургабская впадина** Восточно-Туркменской синеклизы является сложно построенным образованием, в пределах которой сюга на север выделяются: Бадхыз-Карабильская ступень, осевая часть Мургабской впадины и Захметская моноκлираль. Северный борт впадины шире и положе южного борта. Интенсивное опускание в мезозойско-кайнозойское время здесь привело к накоплению осадков значительной мощности. В наиболее прогнутой части впадины глубина залегания фундамента достигает 10–12 км. В разрезе осадочного чехла Мургабской впадины участвуют отложения неоген-четвертичного возраста мощностью до 1500 м, палеогена, мела, юры. Для этой зоны характерно присутствие многочисленных нарушений с большими амплитудами вертикального перемещения по плоскостям сбрасывателей, что привело к образованию резких форм рельефа — блоковых поднятий, грабенообразных прогибов, тектонических ступеней и др. В пределах Мургабской впадины в осадочном чехле развиты многочисленные локальные складки.

Амударьинская зона ступеней, лишь частично входящая в пределы рассматриваемой территории, включает Бухарскую и Чарджоускую ступени, Амударьинскую зону приразломных складок и Бешкентский прогиб. Рассматриваемая зона вовлечена в погружение в процессе расширения области седиментации Восточно-Туркменской синеклизы. В направлении к юго-западу наблюдается быстрое погружение поверхности кристаллического фундамента, где мощность осадочных образований не превышает 7–8 км. В юго-восточном направлении в пределах Амударьинской ступени увеличивается мощность мезозойско-кайнозойского осадочного чехла, в разрезе появляется толща Гаурдакской свиты (юрский возраст).

Таким образом, для районов Восточно-Туркменской синеклизы характерен большой диапазон глубин залегания поверхности фундамента от 3 до 10–12 км. В пределах синеклизы господствуют два простирания разломов — субмеридиональное и субширотное. Глубина залегания поверхности Мохоровичича изменяется в широких пределах: от 40 км в северной части до 50–55 км — в южной. Поверхность "базальтового" слоя залегает на глубинах 30–37 км, максимальная глубина отмечается в осевой части Мургабской впадины.

**Альпийская орогеническая область** на территории Туркмении представлена складчатыми сооружениями Копетдага, Балхана, Кубадага, Предкопетдагским и Северо-Балханским прогибами и Западно-Туркменской впадиной.

В Туркменской части Копетдагского мегантиκлинория П.И. Калугин [1966, 1968] выделил три крупных тектонических элемента: 1) область передовых дислокаций; 2) главный антиκлинорий; 3) область юго-западных вариаций Передовой цепи Западного Копетдага. Рассматриваемое альпийское складчатое сооружение сложено мезозойско-кайнозойскими осадочными породами общей мощностью более 10 тыс. м. В осадочном комплексе здесь выделяются шесть структурных ярусов, определяющих основные черты геологического развития Копетдагской системы: 1) карбонатная толща мальм-неокома мощностью более 2400 м, 2) песчано-

аргиллитовая серия апта, альба и сеномана — 2300 м, 3) карбонатно-глинистые породы верхнего мела (туронский, сеноманский и датский ярусы) мощностью до 1200 м, 4) глинистая толща палеогена — 1300 м, 5) морские (известняки, ракушечники, глины) и молассовые отложения (конгломераты, песчаники и др.) неогена суммарной мощностью более 2300 м, 6) толща четвертичных рыхлообломочных образований (суглинки с прослоями и линзами галечников и песков, валунно-галечниковые породы с прослоями алевролитов и конгломератов) мощностью до 800 м.

Глубинное строение территории сложно и очень слабо изучено. Результаты анализа аэромагнитных, гравиметрических, сейсмических и геологических материалов показывают, что мощность земной коры в пределах Копетдагского складчатого сооружения составляет 42–47 км, а поверхность Конрада залегает на глубинах 20–30 км. Поверхность палеозойского основания здесь картируется на глубинах более 10 км.

В пределах области юго-западных виргаций Передовой цепи Западного Копетдага выделяют три крупных структурно-тектонических элемента: Западное погружение Копетдагского антиклинория, зону передовых хребтов и Западно-Копетдагскую депрессию. В пределах первого, занимающего юго-восточную часть Западного Копетдага, в осадочном чехле мощностью до 16 км в рельефе выражена серия крупных складок. Все складчатые структуры разорваны взбросо-сдвигами северо-восточного простирания. Вдоль северного ограничения Западного Копетдага располагается антиклиналь Передового хребта, состоящая из двух крупных складок.

В пределах области передовых дислокаций развиты складчато-разрывные структуры, представленные: 1) складками юго-восток–северо-западного простирания, разбитыми и отделенными друг от друга системой правых сбросо-сдвигов со значительными (до 5 км) горизонтальными перемещениями и 2) короткими асимметричными субширотными складками, наложенными на складки первого типа. Здесь широко развиты правые взбросо-сдвиги протяженностью 3–6 км, а иногда до 20 км. Здесь более 100 разломов и дислокаций. Плоскости сместителей правых сбросо-сдвигов вертикальные или наклонные под углом 70–75°.

Область передовых дислокаций через так называемую термальную зону сочленяется с Южным бортом Предкопетдагского предгорного прогиба. Здесь выделяется глубинный разлом (Передовой разлом Копетдага), с которым связана сейсмотектоническая активизация земной коры рассматриваемой территории. С отмеченным глубинным разломом связаны наиболее сильные разрушительные землетрясения, в том числе Ашхабадское 1948 г. [Резанов, 1959; Рустанович, 1967; и др.].

**Предкопетдагский прогиб** прослеживается вдоль хребтов Копетдага от его восточного окончания до восточного погружения Балхана. Его западным продолжением является Северо-Балханский прогиб. Прогиб представляет собой асимметричную синклиналичную структуру и отделяет эпигерцинскую плиту от альпийской геосинклиналичной системы Копетдага. По осадочной толще и особенно по ее верхней половине прогиб расширяется в связи с альпийским орогеническим развитием Копетдага и миграцией прогиба в сторону платформы [Спикин, 1969]. Протяженность прогиба около 600 км, а максимальная ширина составляет 60–65 км. В пределах Предкопетдагского прогиба выделяются с запада на восток: Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская депрессии, которые отделены друг от друга структурными перемычками [Ишутин и др., 1970].

Эта зона характеризуется прогибанием всех поверхностей границ раздела земной коры. В разрезе осадочной толщи участвуют терригенно-карбонат-

ные образования мезозойско-кайнозойского возраста мощностью более 10–14 км, увеличивающиеся с севера на юг в сторону Копетдага. По данным ГСЗ, поверхность Мохоровичича фиксируется на глубине 48–50 км. Граница Конрада в прогибе залегает на глубинах 30–36 км [Структура..., 1974].

Западно-Туркменская впадина в отличие от Туранской плиты и сопредельных территорий длительное время испытывала прогибание, что привело к накоплению мощной толщи осадочных образований. В целом она представляет собой внутригеосинклинальную впадину, которая обрамлена на востоке и юге горными сооружениями Копетдага, Эльбурса и Кавказа. На северо-востоке она отделяется от юга Туранской плиты Кубадаг-Большебалханским мегаантиклинорием.

Западно-Туркменская впадина заполнена мощным чехлом осадочных отложений (до 20–25 км) и характеризуется весьма сложным геологическим строением. В строении впадины принимает участие обширный стратиграфический комплекс осадочных образований мезокайнозоя и, возможно, палеозоя, представленный морскими, лагунными и континентальными осадками. Глубинное строение впадины отличается от строения платформенных областей и обрамляющих ее горных сооружений. Одной из главных отличительных особенностей ее является утонение и практически полное выклинивание "гранитного" слоя земной коры [Резанов, Чамо, 1969; Резанов, Шевченко, 1978; Лыков, 1969; Одеков, 1971].

Западно-Туркменская впадина является восточной частью Южно-Каспийской внутригеосинклинальной депрессии. Крупнейшими тектоническими элементами впадины по структуре кристаллического фундамента являются: Прибалханская депрессия субширотного простирания, Гограньдаг-Чикишлярская ступень и Мессерианская ступень (Аладаг-Мессерианская зона блоковых поднятий), которая сложена меловыми и палеогеновыми отложениями и расположена за пределами впадины, но на западе смыкается к ней.

Прибалханская депрессия протягивается от предгорий Западного Копетдага в запад-северо-западном направлении. На юге она граничит с Восточно-Каспийской и Гограньдаг-Чикишлярской ступенями, на севере — с Кубадаг-Большебалханским мегаантиклинорием. Этой зоне соответствует глубокая депрессия всех границ раздела земной коры. Мощность осадков здесь достигает 20–25 км. К области накопления колоссальных мощностей осадков приурочен региональный разлом субширотного простирания. Прибалханская зона представляет собой внешний пояс интенсивно дислоцированных складок Западно-Туркменской впадины, в строении которой участвуют отложения кайнозоя мощностью 8–9 км и более.

Южнее этой зоны с севера на юг протягивается Гограньдаг-Чикишлярская ступень, которая на востоке граничит с Мессерианской, а на западе с Восточно-Каспийской ступенями. Гограньдаг-Чикишлярская ступень характеризуется развитием глубокопогруженных, сравнительно пологих и простых структурных форм неоген-антропогенного возраста. К складкам этой ступени приурочен одноименный глубинный разлом субмеридионального простирания. По данным МОВЗ [Лыков, 1969], мощность осадочного чехла здесь достигает 24 км. В сторону Каспия наблюдается подъем границы, соответствующей кровле "базальтового" слоя. Поверхность Мохоровичича в этой зоне залегает на глубине 30–35 км.

Между структурами Западного Копетдага и Гограньдаг-Чикишлярской ступенью с северо-востока на юго-запад протягивается Мессерианская

ступень. По данным бурения и сейсморазведки, здесь наблюдается выпадение из разреза некоторых подразделений мела и кайнозоя, что свидетельствует о перерывах в осадконакоплении. В геологическом строении ступени принимают участие отложения мела вскрытой мощностью 1600 м, терригенные и карбонатные породы палеогена 0—1300 м, плиоцена 0—600, красноцветной толщи 0—200, акчагыльского и апшеронского ярусов 100—900 и постплиоцена 120—550 м. По данным МОВЗ [Лыков, 1969], складчатое основание зоны, представленное породами докембрийского возраста, разбито двумя разрывами. В зоне, заключенной между разрывами, значительно увеличена мощность "гранитного" слоя, а поверхность палеозойских отложений приподнята, образуя довольно протяженный горст. Разрез земной коры здесь имеет типично континентальный облик. Глубина до поверхности Мохорвичича составляет 35—40 км.

### ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГРАВИТАЦИОННОГО И МАГНИТНОГО ПОЛЕЙ

Региональное и аномальное гравитационное и магнитное поля на исследуемой нами территории представлены в основном чередованием протяженных полос положительных и отрицательных аномалий, которые хорошо увязываются с особенностями как платформенной и геосинклинальной структуры, так и с внутренним строением фундамента.

В целом, областям поднятий фундамента южной части Туранской плиты соответствуют зоны относительно положительных аномалий в гравитационном поле, а областям Мургабской впадины и районам Предкопетдагского прогиба — относительно интенсивные отрицательные аномалии [Состояние..., 1968].

В западной части региона выделяется Центральнo-Каспийский гравитационный максимум, Карабогазская зона мозаичного гравитационного поля и сопряженная с ней зона линейных аномалий Капланкыр-Туаркырской депрессионно-разрывной зоны, которые, находясь в тесном соответствии с рельефом и внутренней структурой фундамента. В Карабогазской зоне, несмотря на общий мозаичный характер аномального магнитного поля, наблюдается тенденция к группированию магнитных аномалий в полосы северо-западного простираия.

Аналогичные аномалии гравитационного поля наблюдаются и в пределах Центральнo-Каракумского свода. На территории Центральнo-Каракумов характер аномального магнитного поля таков, что здесь наблюдаются как положительные, так и отрицательные аномалии линейного простираия. Интенсивность положительных аномалий  $\Delta T = 250 \div 300$  нТ. Линейность, вытянутость в единую дугообразную зону сравнительно узких положительных магнитных аномалий, оконтуривающих Центральнo-Каракумский свод, обусловлена предположительно магматическими породами основного состава, внедрившимися по зоне разлома [Глазунова, 1969].

Предкопетдагский прогиб на всем протяжении выражен зоной отрицательных аномалий, которые поперечными максимумами силы тяжести подразделяются на отдельные депрессии. С прогибом и внешней зоной Копетдагского мегантиклинория связана полоса магнитных максимумов. В целом Предкопетдагскому предгорному прогибу в магнитном поле соответствуют аномалии до 300 нТ.

Область Мургабской впадины в аномальном гравитационном поле также характеризуется зоной интенсивных отрицательных аномалий, имеющих преимущественно линейный характер. Прибортовые части аномалий осложнены зонами градиентов, связанными с глубинными разломами. Мургабской

впадине в региональном магнитном поле соответствует зона положительных аномалий интенсивностью 100–300 нТ.

Анализ аномального гравитационного поля районов Западно-Туркменской впадины показывает, что она характеризуется интенсивной отрицательной аномалией силы тяжести. Краевые же зоны впадины характеризуются полосами больших градиентов. По характеру аномального гравитационного поля четко выделяются различные районы.

К северной части западно-Туркменской впадины приурочена огромная отрицательная аномальная зона субширотного простираения (Прибалханский минимум). Южная часть впадины также характеризуется отрицательным гравитационным полем.

Сравнение гравитационных полей Западно-Туркменской впадины и окружающих территорий показывает их значительное различие, обусловленное особенностями глубинного строения земной коры и верхней мантии. А.А. Борисов [1967], указывая на отчетливое соответствие зон наиболее интенсивной неоген-антропогенной складчатости с зонами гравитационных минимумов, приходит к выводу, что зона гравитационной депрессии характеризует не только погружение всех горизонтов земной коры, но и какой-то специфический процесс в недрах Земли, выражающийся разуплотнением вещества верхней мантии.

Территория Западно-Туркменской впадины в целом характеризуется спокойным магнитным полем, где амплитуда аномалий не превышает 100 нТ. Абсолютное значение аномалий положительное. Слабый фон аномального магнитного поля объясняется значительными мощностями практически немагнитных осадочных образований, заполняющих впадину.

Однако поведение магнитных аномалий в какой-то степени отражает простираение крупных геоструктурных элементов земной коры: положительными аномалиями изолиний субширотного простираения характеризуется северная и аналогичными, но уже субмеридиональными простираениями — южная часть Западно-Туркменской впадины.

М.Е. Артемьев и др. [1973] показали, что район Туранской плиты характеризуется положительными изостатическими аномалиями небольшой интенсивности. При этом относительно пониженные значения изостатических аномалий свойственны областям депрессий фундамента плиты, а повышенные — положительным структурам. Отрицательные значения изостатических аномалий небольшой интенсивности характерны для Мургабской впадины и Предкопетдагского прогиба, более же высокой интенсивности — для Западно-Туркменской впадины.

Особенности характера регионального гравитационного поля как в платформенной, так и в геосинклинальной части исследуемой территории в общих чертах отображают положение границы Мохоровичича. Областям, характеризующимся положительными аномалиями Буге, соответствует приподнятое залегание границы Мохоровичича (30–35 км), и, наоборот, минимальные значения силы тяжести приурочены к участкам возрастания мощности земной коры до 45–55 км. Проведенная трансформация гравитационного поля и его разделение на составляющие [Состояние..., 1968] показали, что значительная доля гравитационного эффекта обусловлена влиянием различий в плотности подкорового вещества. В.И. Шрайбманом [1967] на основе расчета гравитационного поля в пределах Туранской плиты и сопредельных структур с учетом влияния наиболее гравитационно-активных границ раздела земной коры (поверхность фундамента и поверхность Мохоровичича) была построена схема остаточных аномалий силы тяжести, которая в некоторой степени характеризует плотностные

неоднородности верхней мантии. Минимальные значения остаточных аномалий характерны для Центрально-Каракумского и Карабогазского сводовых поднятий, а максимальные — для Мургабской впадины и Предкопетагдского прогиба.

Таким образом, аномальное гравитационное и магнитное поля в целом отражают особенности строения платформенной и геосинклинальной структуры региона, а региональное гравитационное поле — структуры земной коры и подкорового вещества.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ РЕГИОНА

Анализ геолого-геофизических исследований земной коры и материалов геологического разведочного бурения позволяет стратифицировать разрез региона и более или менее достоверно описать историю его развития.

В областях, испытавших длительное прогибание и охватывающих значительную часть современной Южно-Каспийской внутригеосинклинальной депрессии, и в том числе Западно-Туркменской впадины, в разрезе фундамента, возможно, принимают участие и породы нижнепалеозойского возраста. Наиболее древним тектоническим элементом рассматриваемой территории является Южно-Каспийский срединный массив, сформировавшийся как геоантиклинальное поднятие в течение всего палеозойского времени [Маловицкий, 1968]. По обе стороны от массива в этот период существовал неглубокий прогиб, начало погружения которого относится к палеозою [Одеков, 1971].

Фундамент юга Туранской плиты имеет герцинский возраст. К концу среднего и к началу верхнего палеозоя территория плиты испытывала интенсивную складчатость и орогенез.

В пределах Западно-Туркменской впадины в пермо-триасовое время на фоне интенсивного погружения докембрийского ложа происходят движения обратного знака, сформировавшие зоны локальных складок в вышележащих отложениях.

Пермо-триасовый период характеризуется интенсивной денудацией и выравниванием рельефа в пределах юга Туранской плиты. С конца верхне-триасового времени эта территория вступила в платформенное развитие.

В киммерийскую фазу, охватывающую юрское время (на фоне прогибания районов Южно-Каспийской депрессии), происходило унаследованное развитие крупных палеоструктур доюрского заложения. В это время произошло формирование крупных структур юга Туранской плиты (Мургабская впадина, Центрально-Каракумский и Карабогазский своды и др.). В верхнепалеозойско-триасовых депрессиях накапливались мощные толщи осадков. На поднятия мощность юрских отложений незначительна или они полностью отсутствуют. Характерно быстрое уменьшение мощности юрских отложений от осевых частей впадины и прогибов к их склонам. В среднеюрскую эпоху в прогибание вовлекаются южная и западная части плиты.

На фоне общего прогибания юга Туранской плиты в среднеюрско-нижнемиоценовое время намечаются эпохи отдельных относительно кратковременных поднятий. Наиболее крупное из них приурочено к границе мела и юры. С ним связана активизация движения, имеющая большое значение для формирования структурного плана рассматриваемого региона [Тектоника..., 1966].

Меловое время для Западно-Туркменской впадины характеризуется погружением, компенсированным осадконакоплением терригенных и карбонатных осадков, мощность которых достигает 4,5–5 км. В относительное

погружение был втянут и Южно-Каспийский срединный массив, но мощность накопившихся осадков здесь в два—четыре раза меньше, чем в других районах. На фоне общего прогибания Южно-Каспийского региона происходило повсеместное формирование отдельных структур и зон поднятий.

С мелового времени начался новый этап формирования рассматриваемой территории. В районах юга Туранской плиты происходило неравномерное погружение отдельных ее участков. В конце неокома в процесс прогибания втягивается большая часть рассматриваемой территории. Это привело к накоплению морских песчано-глинистых образований. Тенденция к погружению сохраняется и во второй половине раннемелового времени. В конце позднемелового времени в этом регионе происходит незначительный подъем.

В палеогене завершается развитие доорогенного этапа, образующего самостоятельный структурный этаж в осадочном чехле Западно-Туркменской впадины. В это время различные участки региона находились в разных геотектонических условиях, что привело к непостоянству и значительным колебаниям мощности палеогеновых отложений. Конец палеогена на рассматриваемой территории характеризуется поднятием, обусловившим постепенное сокращение размеров морского бассейна.

Общее воздымание территории южной части Туранской плиты в нижнемиоценовое время привело к значительному размыву ранее накопившихся осадков. Регион Западно-Туркменской впадины в этот отрезок геологического времени также не покрывался морем.

Со среднего миоцена вплоть до нижнего плиоцена вновь происходило неравномерное погружение значительных участков региона, что привело к накоплению осадков большой мощности в прогибах и особенно в пределах Западно-Туркменской впадины.

С конца нижнеплиоценового времени территория испытала региональный подъем. В верхнеплиоцен-четвертичное время районы юга Туранской плиты были частично заполнены морскими и континентальными осадками, мощность которых не превосходит первых сотен метров. Только в окраинных южных зонах, примыкающих к альпийским прогибам, и в Предкопетдагском прогибе происходит накопление осадков значительной мощности, компенсирующее интенсивное прогибание.

Средний плиоцен (красноцветная фаза) в районах Западно-Туркменской впадины характеризуется очень интенсивным прогибанием. Масштабы прогибания и мощность накопившихся осадков региона соизмеримы с таковыми в меловую эпоху, но скорость осадконакопления в среднем плиоцене в четыре-пять и более раз выше, чем в меловую эпоху [Одеков, 1971]. На этом фоне одновременно происходили интенсивные складкообразовательные движения внутри впадины.

В акачагыльское время вначале произошло ослабление восходящих колебательных движений, а затем резкое опускание территории впадины. Оно без скачков продолжалось как в апшеронский век, так и в четвертичный период, что привело к накоплению осадков мощностью до 2,5—2,7 км.

Таким образом, участки южной части Туранской плиты с конца верхнетриасового времени вступили в платформенное развитие, и ее осадочный чехол характеризуется унаследованным характером структурного плана фундамента, упрощаясь от более древних горизонтов к более молодым. Регион Западно-Туркменской впадины, испытавший длительное прогибание, характеризуется накоплением мощной толщи осадочных образований, причем темпы прогибания достигли своего апогея в альпийскую фазу складчатости.

## ВОДОНОСНОСТЬ РАЗРЕЗА И ДИНАМИКА ПОДЗЕМНЫХ ВОД

Изучение процессов теплопереноса в земной коре показало, что литолого-фациальный и петрологический разрезы литосферы, геолого-тектоническое строение определяют способности горных пород к передаче тепла и формируют особенности распределения геотермического поля в различных регионах. Вместе с тем содержание в породах воды и флюидов и их динамика определяют другой механизм теплопередачи — конвективный.

На территории Туркмении согласно гидрогеологическому районированию по геолого-структурному и морфологическому признакам выделяют: Каракумский, Западно-Туркменский, Восточно-Среднекаспийский артезианские бассейны, а также массивы трещинных вод складчатых областей: Большебалханский, Копетдагский и Кугитанский [Гидрогеология . . . , 1972 ].

Так как геотермические измерения в основном сосредоточены на площадях первых пяти районов, то остановимся кратко на их основных особенностях. В пределах восточной части Среднекаспийского артезианского бассейна в региональном плане 14 водоносных горизонтов от нижнего в палеозойско-триасовых отложениях до верхнего — в новокаспийских с различными расходами по источникам от 0,01 до 100 л/с. По химическому составу воды хлоридно-сульфатно-натриевые с минерализацией от 0,9 до 50 г/л. Источником питания водоносных горизонтов служат атмосферные осадки, инфильтрующиеся в породы в областях выходов этих отложений на дневную поверхность (Кубадаг, Большой Балхан, Туаркыр и Мангышлак).

Гидродинамические условия восточной части Среднекаспийского артезианского бассейна изучены крайне слабо. В областях современной инфильтрации уровни вод в мезозойских отложениях находятся на отметках + 400 м (Большой Балхан), +230 м (Туаркыр), а в районах распространения напорных вод от +40 до +150 м. При этом наблюдается общее падение напоров на запад-северо-запад. Значительно более сложная гидродинамическая обстановка характерна для кайнозойских водоносных горизонтов. Подземные воды неогеновых отложений ввиду нерегулярности распространения имеют локальные очаги разгрузки. Вместе с тем на Красноводском полуострове они имеют общее направление движения на запад и северо-запад. Подземные воды четвертичных отложений характеризуются региональным уклоном зеркала в сторону Каспийского моря.

В пределах складчатой области Большого Балхана и Кубадага девять водоносных комплексов — от среднеюрских до верхнечетвертичных. Здесь воды в основном пресные, для юрских отложений с минерализацией от 0,6 до 4 г/л, а для меловых — от сульфатно-хлоридно-натриевых до хлоридно-натриевых с минерализацией от 0,6 до 67 г/л. Неогеновые воды рассматриваемого района имеют незначительную минерализацию до 1—2 г/л. Источником питания массивов трещинных вод складчатой области Большого Балхана и Кубадага является инфильтрация атмосферных осадков, выпадающих на площадях выходов отложений на поверхность основных водоносных горизонтов. Движение подземных вод здесь происходит преимущественно в двух направлениях: на север и на юг. В северном направлении подземный сток трещинных вод является областью питания для водоносных комплексов Среднекаспийского артезианского бассейна, а в южном — в пролювиальных и более глубоких отложениях предгорной равнины, образуя поток грунтовых вод с региональным уклоном.

Западно-Туркменский артезианский бассейн охватывает территорию Западно-Туркменской впадины, сочленяющейся на севере со складчатой об-

ластью Большого Балхана—Кубадага. В пределах этой внутрисинклинальной депрессии, характеризующейся накоплением большой мощности осадочных образований (до 6–7 км лишь за плиоцен-четвертичное время), в разрезе выделены девять водоносных комплексов.

Водоносные комплексы предплиоценовых отложений содержат пластовые хлоридно-натриевые воды, часто со значительным содержанием гидрокарбонатов (до 0,5–2 г/л) и сульфатов (до 0,3–2,66 г/л). Более высокоминерализованные воды (40–300 г/л) свойственны верхней, более песчаной части разреза. Они характеризуются повышенным содержанием микроэлементов: йода, брома, аммония, стронция, железа и растворенного органического вещества  $C_{орг}$  (10–158 мг/л),  $N_{орг}$  (1,6–18,8 мг/л) и нефтяных кислот до 4,2 г/л.

Водоносные комплексы ачкагыльских отложений содержат пластовые воды по химическому составу хлоридно-натриевые метановые с минерализацией до 40–50 г/л.

Водоносные комплексы апшеронских отложений по составу воды хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с повышенным содержанием йода и нефтяных кислот, с минерализацией до 30–240 г/л. Воды четвертичных отложений также хлоридно-натриевые с минерализацией от 33 до 126 г/л.

Динамика подземных вод на рассматриваемой территории изучена достаточно хорошо [Колодий, 1969; и др.].

В области разгрузки плиоцен-четвертичных вод, в зонах грязевых вулканов, тектонических нарушений в сводовых и присводовых частях антиклинальных структур Западно-Туркменской впадины, а также аварийных и эксплуатационных скважинах расход достигает 5–10, реже 100–110 л/с. Средняя скорость движения подземных вод в областях разгрузки в среднеплиоценовом комплексе оценивается равной  $5,7 \cdot 10^{-6}$  см/с.

В.В. Колодием [1969] показано, что движение подземных вод красноватой толщи направлено в общем с запада на восток и северо-восток, от областей наибольшего прогибания впадины к ее приподнятым участкам. Более того, указанное направление движения вод сохраняется на всех этапах плиоценовой истории развития впадины и связано с отжиманием седиментационных вод в процессе неравномерного уплотнения осадков в различных участках впадины при ее погружении, начиная от начала неогена до современного времени. В связи с этим Западно-Туркменскую впадину следует рассматривать как отдельную водоупорную систему.

В складчатых сооружениях Копетдага и Малого Балхана в разрезе юрских и меловых отложений выделены пять водоносных комплексов: мальм-неокомский, аптский, альбский, сеноманский и турон-сенон-датский. Еще два водоносных комплекса приурочены к отложениям палеогена. К неогеновым отложениям в Западном Копетдаге приурочены три водоносных комплекса, а в Центральном и Восточном Копетдаге — два. С четвертичными отложениями связан один водоносный горизонт [Гидрогеология..., 1972; Колодий, Кудельский, 1972; Милькис, 1964; и др.].

Мальм-неокомский водоносный комплекс является наиболее водообильным и питается в основном атмосферными осадками в зонах тектонических структур Копетдага. Воды неокома гидрокарбонатные с самым разнообразным сочетанием ионов и минерализацией от 0,4 до 76 г/л. Разгрузка осуществляется многочисленными источниками, кяризами и скважинами как в области питания, так и в зоне разрывных дислокаций Передового разлома Копетдага (термальная линия Копетдага). Общее представление о скоростях движения воды в мальм-неокомском водоносном комплексе и ско-

Таблица 1

Оценка скорости фильтрации в водовмещающих породах малым-неокомской карбонатной толщи Центрального Копетдага, определенная по гидрогеологическим данным

Площадь, скважина	Глубина скважины, м	Расстояние до ближайшего разрыва, м	Интервал опробования, м	Данные откачек		Коэффициент фильтрации, $K_f \cdot 10^{-4}$ , см/с	Гидрологический уклон, $10^{-1}$	Скорость фильтрации $V_f \cdot 10^{-7}$ , см/с
				дебит, л/с	понижение, м			
Фирюзинское ущелье, 2 г	600	2000	60-120	2,5	20	2,34	0,30	70,2
" 1 г	1140	2000	498-700	0,68	2,7	1,68	0,30	50,4
" 1 г	1140	2000	573-822	0,56	12	0,25	0,89	22,3
" 1 г	1140	2000	822-1126	2,0	30	0,31	0,54	16,7
Западная пограничная антиклиналь Хальват, р-н пос. Первомайский 546 К	351	3000	42-351	0,16	22	0,03	1,69	5,57
Яблоновская синклиналь, р-н пос. Каранки, 552 К	363	5000	245-363	0,22	18,4	0,14	0,02	0,28
Северный склон, Приграничная антиклиналь у пос. Фирюза 1109 К	206	1000	80-206	0,98	9,6	1,04	0,8	83,3

Таблица 2

Оценка скорости фильтрации в водовмещающих четвертичных отложениях предгорных равнин Центрального Копетдага

Конус выноса*	Площадь, км <sup>2</sup>	Максимально вскрытая мощность водоносного горизонта, м		Удельный дебит, л/с, верховья/низовья		
		верховья	низовья	минимальный	максимальный	средний
1	2	3	4	5	6	7
<i>Нагорно-предгорный (расчлененный, транзитно-инфильтрационный)</i>						
Арчманский	224	222	133	2,5 0,3	10,4 9,0	5,6 3,3
Арвазский	183	450	175	0,4 1,4	6,1 5,5	3,4 5,1
Келятинский	430	368	153	— 0,5	— 13,5	— 4,5
Гындыварский	150	248	85	0,2 0,2	2,0 3,0	0,8 1,2
Каранки-Яблоновский	108	80	97	0,4 0,4	3,0 23,0	1,8 5,7

Литология и возраст	Данные откачек		Коэффициент фильтрации, $K_f \cdot 10^{-4}$ , см/с	Гидрологический уклон, $10^{-1}$	Скорость фильтрации $V_f \cdot 10^{-7}$ , см/с
	дебит, л/с	понижение, м			
Известняки с прослоями аргиллитов-готтерив	2,5	20	2,34	0,30	70,2
Известняки-готтерив + валанжин	0,68	2,7	1,68	0,30	50,4
Известняки и доломиты - валанжин	0,56	12	0,25	0,89	22,3
Известняки, доломиты с прослоями ангидрита и аргиллита - валанжин + верхняя юра	2,0	30	0,31	0,54	16,7
Известняки - нижний баррем	0,16	22	0,03	1,69	5,57
Известняки - нижний баррем	0,22	18,4	0,14	0,02	0,28
Известняки - нижний баррем	0,98	9,6	1,04	0,8	83,3

4315

Коэффициент фильтрации, $K_f \cdot 10^{-4}$ , см/с верховья/низовья			Скорость фильтрации, $V_f \cdot 10^{-5}$ см/с, верховья/низовья		
минимальный	максимальный	средний	минимальный	максимальный	средний
8	9	10	11	12	13
<i>Нагорно-предгорный (расчлененный, транзитно-инфильтрационный)</i>					
5,80	415	183	0,35	25,0	11,0
17,4	350	154	1,04	21,0	9,2
28,0	856	470	1,68	51,5	28,2
29,0	1000	240	1,74	60,0	14,4
9,30	9,30	9,30	0,56	0,56	0,56
22,0	695,0	220	1,32	41,7	13,2
17,3	22,0	19,0	1,04	1,32	1,14
15,0	750,0	112,0	0,9	45,0	6,76
1,16	2,22	1,73	0,07	0,13	0,10
16,2	1940	580	0,97	116	34,8



Таблица 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
<i>Предгорный (нерасчлененный, инфильтрационный)</i>						
Караялчи-Сунчинский	200	287	288	—	—	—
				0,3	9,0	2,4
Секиязьбский	218	153	61	—	—	—
				0,5	20,1	4,5
Алтыябский	144	104	158	—	—	—
				1,7	15,5	6,1
Фирюзинский	161	255	123	—	—	—
				0,4	36,6	8,3
Акдашский	30	309	57	—	—	—
				0,7	41,0	10,8
Кельтечинарский	112	117	150	—	—	—
				0,7	11,2	3,4

\* Преобладающий состав пород: галечники с подчиненными прослоями супесей, песков, алевролитов, конгломератов, переходящие на севере в супеси, пески с незначительными прослоями гравия и галечника.

ростях фильтрации дает оценка этих параметров (табл. 1), рассчитанных нами на основе гидрогеологических данных М.Р. Милькиса [1964].

Подземные воды аптского водоносного комплекса в целом малодобитны (до 2 л/с). Их минерализация меняется от пресных до довольно соленых 33,92 г/л. Воды с минерализацией до 0,7 г/л гидрокарбонатно-сульфатные кальциево-натриевые, от 0,7 до 14 г/л — сульфатно-гидрокарбонатные кальциево-натриевые и сульфатные натриево-кальциевые. Содержание сероводорода достигает 12,8–98,4 мг/л. Питаются они также атмосферными осадками.

Альбский водоносный комплекс аналогично вышерассмотренным содержит как пресные, так и высокоминерализованные хлоридно-натриевые воды (более 10 г/л). Здесь отмечено также наличие сероводорода от 10 до 33 г/л.

Воды верхнемеловых отложений сульфатные и хлоридные с различным сочетанием анионов и катионов, а также с различной минерализацией. Питание осуществляется путем инфильтрации атмосферных осадков в отложениях трещиноватых известняков и песчаников. Дебиты источников не превышают 3 л/с.

Воды палеогеновых и неогеновых отложений в основном встречаются в Западном и Восточном Копетдаге. Они солоноватые и соленые. Питание их осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков. Расход по источникам и скважинам 7–8 л/с.

Воды четвертичных водоносных комплексов приурочены к нагорно-предгорным и предгорным конусам выносов. Общая минерализация их — 1–3 г/л. Представление о движении подземным вод и скоростях фильтрации дают оценки, приведенные в табл. 2, которые были рассчитаны нами на основе гидрогеологических данных.

В пределах Каракумского артезианского бассейна, охватывающего в основном платформенную часть Туркмении, гидрогеологические условия

8	9	10	11	12	13
<i>Предгорный (нерасчлененный, инфильтрационный)</i>					
—	—	—	—	—	—
8,1	220	110	0,49	13,2	6,6
—	—	—	—	—	—
105	834	197	0,63	50,7	11,8
—	—	—	—	—	—
41,7	834	336	2,50	50,7	20,2
—	—	—	—	—	—
17,4	1500	428	1,05	90,0	24,7
—	—	—	—	—	—
8,1	19,9	32,4	0,49	1,19	1,94
—	—	—	—	—	—
16,2	223	176	0,97	13,5	10,5

весьма сложны, что вызвано фаціальными изменениями по площади. В мезозойско-кайнозойском осадочном чехле рассматриваемой территории выделяют четыре водоупорные толщи (верхнеюрская, нижнеальбская, нижнетуранская и эоценовая) и четыре водоносных комплекса (юрский, нижнемеловой, верхнемеловой и неоген-четвертичный).

Основные черты гидрогеохимического режима пластовых вод едины для всех водоносных комплексов и выражаются в закономерном изменении химического состава, увеличении минерализации и метаморфизации вод по направлению от областей современной инфильтрации к центральной части бассейна [Борзасеков, 1969].

В качестве определяющей роли в создании напоров в водоносных комплексах Я.А. Ходжакулиев [1976] рассматривает два источника — элизионный и инфильтрационный.

Весьма приближенные оценки движения подземных вод Каракумского артезианского бассейна на участках с повышенными значениями средних градиентов напора соответствующих емкостно-фильтрационных свойств пород указывают на их значительные изменения от  $0,3 \cdot 10^{-7}$  см/с до  $17,4 \cdot 10^{-7}$  см/с. Более того, максимальные величины в основном характерны для областей разгрузки и питания водоносных комплексов (см. табл. 2).

Таким образом, анализ гидрогеологических условий рассматриваемой территории указывает на довольно сложную гидродинамическую обстановку в различных структурно-тектонических зонах, что должно быть учтено при постановке геотермических измерений.

СОСТОЯНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ  
И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Изучение геотермического поля важно при решении кардинальных вопросов геологии (глобальная эволюция Земли, геотектонические теории и др.) и геофизики (интерпретация данных ГСЗ, КМПВ, физика глубинных недр Земли и др.), так как глубинные процессы с разным энергетическим эффектом (магматизм, метаморфизм и др.) определяют особенности геолого-тектонического развития крупных зон Земли, их физико-химическую эволюцию и специфику геофизических полей.

Основным параметром, характеризующим геотермическое поле, является земной тепловой поток ( $q$ ), который в стационарных условиях определяется из соотношения

$$q = -\lambda \frac{dT}{dz}, \quad (1)$$

куда входят значение теплопроводности горных пород ( $\lambda$ ) и геотермический градиент ( $dT/dz$ ), легко определяемые близ поверхности Земли. Но измеренный таким путем тепловой поток зависит от различных по интенсивности и длительности физико-химических и поверхностных геологических процессов, сопровождающихся выделением или поглощением тепла, так или иначе осложняющих условия теплопередачи. В этом случае измеренный тепловой поток может быть представлен выражением

$$q = q_0 \pm q_{\text{конв}} + q_{\text{р.ос}} \pm q_{\text{ф..х}} \pm \Delta q. \quad (2)$$

Здесь  $q$  — глубинный кондуктивный тепловой поток, поступающий от кровли консолидированной земной коры;  $q_{\text{конв}}$  — конвективная составляющая, связанная с движением подземных вод;  $q_{\text{р.ос}}$  — тепловой поток за счет генерации тепла в осадках;  $q_{\text{ф..х}}$  — генерация и поглощение тепла в осадочном слое при различных физико-химических процессах;  $\Delta q$  — деформирование глубинного теплового потока в результате нестационарных явлений (осадконакопление, денудация и др.).

Глубинный тепловой поток  $q_0$  ( $q_0 = q_{\text{кор}} + q_{\text{м}}$ ) есть сумма радиогенного теплового потока земной коры и потока тепла, поступающего из кровли верхней мантии.

Таким образом, зная величину теплопроводности ( $\lambda$ ) горных пород и геотермический градиент ( $dT/dz = g$ ) в них, можно определить тепловой поток вблизи поверхности Земли. Интерпретируя распределение наблюдаемого теплового потока, можно определить величину глубинного теплового потока в пределах крупных однородных тектонических зон, которая позволяет изучить геотермический режим и распределение температуры в земной коре и верхней мантии.

С 1974 г. планомерные геотермические исследования, включающие высокоточные измерения температуры в скважинах и определение тепловых свойств горных пород, начаты в Институте сейсмологии АН ТССР под руководством и при непосредственном участии автора настоящей работы с целью изучения структуры геотермического поля и разработки термических моделей литосферы основных структурно-тектонических зон Туркмении.

## ИЗМЕРЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ И ВОПРОСЫ ОЦЕНКИ КАЧЕСТВА ФАКТИЧЕСКОГО МАТЕРИАЛА

В основу изучения геотермического поля положены результаты замеров температуры в скважинах, пробуренных в различных структурно-тектонических зонах Туркмении. Для этого использовались данные термокаротажа скважин и температурные измерения при опробовании продуктивных пластов, выполненные после не менее чем 10–15-суточного пребывания скважин в состоянии покоя, а также материалы специальных геотермических измерений, проведенных автором более чем на 50 скважинах со значительным временем выстойки (от 2–3 месяцев до нескольких лет).

В первом случае были собраны и обобщены замеры температуры в скважинах, произведенные промыслово-каротажными и научно-производственными организациями Туркмении с 1950 г. Температурные измерения выполнены в основном электрическими (ЭТМИ, ТЭГ и др.) и ртутными термометрами, имеющими сравнительно невысокую точность (0,3–0,7 °C).

Фактический материал был отобран на основе оценки термограмм по методике, предложенной ранее [Дьяконов, 1958; Покровский, Поляк, 1961]. При этом учитывалось: 1) назначение замера, 2) период покоя скважины до замера, 3) техника проведения замера и его регистрация.

Особое внимание было уделено сведениям о способах проведения замера, скорости спуска регистрирующей установки и длительности простаивания скважин.

Качество термометрической информации оценивалось по температуре подошвы слоя годовых теплооборотов (гелиотермозона). Мощность гелиотермозоны ("нейтральный" слой) в пределах песчаных пустынь и равнин на территории Туркмении изменяется от 20 до 40 м. Последнее связано с рельефом местности и различным уровнем залегания грунтовых вод, на что указывают результаты высокоточных геотермических измерений в приповерхностном слое Туркмении.

Температура подошвы "нейтрального" слоя близка к температуре поверхности почвы. Н.М. Фролов показал, что температура "нейтрального" слоя отличается от температуры почвы на 1–3 °C.

В связи с этим для выяснения степени нарушенности теплового поля в приустьевой части скважины нами составлены схематическая карта распределения температуры на глубине 3,2 м (рис. 2). Материалами для построений послужили данные о среднегодовых значениях температуры на этой глубине, полученные метеорологическими станциями и приведенные к 80-летнему циклу [Справочник . . . , 1967].

Степень нарушенности теплового равновесия в скважинах оценивалась путем сопоставления зафиксированной температуры в верхней части термограммы с температурой, снятой с карты, представленной на рис. 2. В зависимости от величины их расхождения ( $T = 1 \div 3$  °C) скважины принимались для геотермических исследований или отбраковывались. При этом обращалось также внимание на температуру на одной и той же глубине в близкорасположенных скважинах, что исключает сомнительные замеры, связанные с техническими и другими причинами в регистрирующей аппаратуре.

Следует учитывать и то, что при промыслово-каротажных производственных работах измерения температуры производятся с недостаточно высокой точностью и иногда опускается определение геотермического градиента в условиях неравновесного распределения температуры, что крайне осложняет интерпретацию получаемых результатов. Основанные на этих данных оценки величины теплового потока и выводы о геотермических особенностях разреза требуют уточнения.

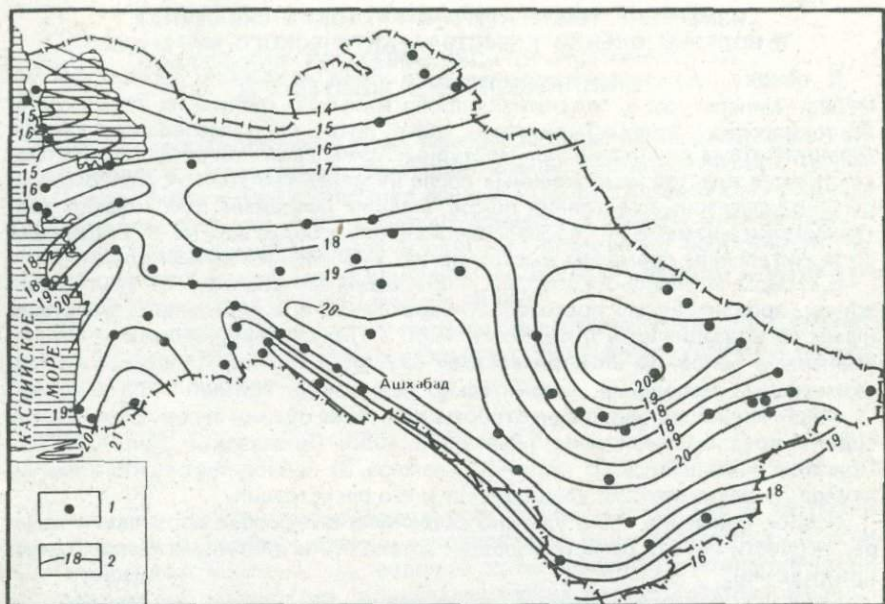


Рис. 2. Схематическая карта температуры почвы на глубине 3,2 м  
1 — пункты ГУГМС; 2 — изолинии температуры почвы

С этой целью нами были проведены специальные геотермические измерения в 50 скважинах, пробуренных в Западно-Туркменской впадине и Копетдагской складчатой системе.

Учитывая то, что в настоящее время стандартная аппаратура и оборудование для высокоточных измерений температуры промышленностью не выпускаются, нами изготовлена и испытана нестандартная аппаратура. Она основана на измерении сопротивлений в варианте двухпроводной уравновешенной мостовой схемы с полупроводниковым датчиком-термистором. Скважинный прибор представляет собой латунную капсулу с датчиком-термистором, который подсоединяется к выводам измерительных линий. Герметизация достигается конусными сальниками. Спуско-подъемным оборудованием служили каротажный подъемник ПК-2 и ручная лебедка, рассчитанная на работы до глубины 1000 м. В качестве измерительных линий применялись сталемедные провода ГПСМПО, ПСРП и т.д. со стационарными метками через 20 м и каротажный кабель КПКТ-6, размеченный магнитными метками через 10 м.

Измерение сопротивления полупроводникового датчика ( $R_1$ ) и проводов ( $R_n$ ) в полевых условиях проводились мостом P-327 класса 0,05. В качестве внешнего нуля-индикатора был использован гальванометр типа M-95 чувствительностью  $7,2 \cdot 10^{-10}$  А/мм, что позволило вести измерения с точностью  $\pm 0,01$  °С.

Тепловая инерционность скважинного термометра в жидкости 5–10 мин.

Влияние температурного изменения сопротивления измерительных линий пренебрежимо мало, так как в этой схеме в качестве температурного датчика применялись высокоомные терморезисторы типа КМТ-1 (40–65 кОм). Измерения сопротивления проводов до глубин 3000 м на ряде

скважин показали, что изменение сопротивления линий за счет влияния температуры составляет 5–10 Ом.

Градуировка термисторных датчиков производилась в термостате Хеплера U-10 (производство ГДР), поддерживающим температуру с точностью  $\pm 0,01^\circ\text{C}$ .

Температурная зависимость сопротивления термистора в рабочем интервале температур определяется соотношением

$$R = A \cdot e^{\left(\frac{B}{T} + \frac{C}{T^2}\right)}, \quad (3)$$

Коэффициенты  $A$ ,  $B$  и  $C$  остаются постоянными в интервале  $50^\circ\text{C}$ , и для их определения необходимо иметь три градуированные точки. Их можно определить по формулам

$$\ln A = \frac{(T_2 - T_3) T_1^2 \ln R_1 + (T_3 - T_1) T_2^2 \ln R_2 + (T_1 - T_2) T_3^2 \ln R_3}{(T_2 - T_3) T_1^2 + (T_3 - T_1) T_2^2 + (T_1 - T_2) T_3^2},$$

$$B = \frac{(T_3^2 - T_2^2) T_1^2 \ln R_1 + (T_1^2 - T_3^2) T_2^2 \ln R_2 + (T_2^2 - T_1^2) T_3^2 \ln R_3}{(T_2 - T_3) T_1^2 + (T_3 - T_1) T_2^2 + (T_1 - T_2) T_3^2}, \quad (4)$$

$$C = \frac{(T_2 - T_3) T_2 T_3 T_1^2 \ln R_1 + (T_3 - T_1) T_1 T_3 T_2^2 \ln R_2 + (T_1 - T_2) T_1 T_2 T_3^2 \ln R_3}{(T_2 - T_3) T_1^2 + (T_3 - T_1) T_2^2 + (T_1 - T_2) T_3^2}.$$

Для упрощения обработки данных полевых измерений были составлены таблицы  $R_1 = f(T)$  с шагом по  $T$ , равным  $0,01^\circ\text{C}$ , рассчитанные на ЭВМ.

Вычисление геотермического градиента, определяющего интенсивность нарастания температуры с глубиной, проводилось по формуле

$$g = \frac{T_2 - T_1}{H_2 - H_1} = \frac{\Delta T}{\Delta H}, \quad (5)$$

где  $\Delta T$  — приращение температур в интервале глубин  $\Delta H$ .

В табл. 3 приведены погрешности определения геотермического градиента в зависимости от точности измерения температуры и реальных градиентов температуры, характерных для территории Туркмении. Анализ полученных оценок показывает, что, для того чтобы получить погрешность измерений геотермического градиента не более 2% при измерениях температуры с точностью  $0,01$ – $0,02^\circ\text{C}$ , интервал между точками измерения должен составлять не менее 25 м. Длина интервала в то же время ограничивается изменчивостью литологического состава и теплофизических свойств горных пород. В связи с этим при высокоточных измерениях интервал между замерами в конкретных случаях составлял 40–50, а иногда 100 м.

При использовании же каротажно-промысловых данных, где точность измерения температуры составляет  $0,3$ – $0,7^\circ\text{C}$ , с целью получения геотермического градиента с точностью 5–10% необходимы интервалы с постоянным градиентом не менее чем 250–400 м.

При расчете геотермического градиента для изучения теплового потока глубины меньше 100–150 м обычно исключались, поскольку там возможны влияния различного характера искажений, связанных с рельефом, движением грунтовых вод и т.д. Более того, отмеченные глубины свободны от суточных и сезонных колебаний температуры поверхности Земли.

Таблица 3

Оценка погрешности определения геотермического градиента при различных его реальных значениях в зависимости от интервала и точности измерения температуры в скважинах, %

Интервал измерения, м	Геотермический градиент $g$ , °C/100 м					
	1,0	1,5	2,0	2,5	3,0	3,5
<i>Точность измерения температуры <math>T = 0,01^\circ \text{C}</math></i>						
25	4,0	2,66	2,0	1,6	1,34	1,14
50	2,0	1,33	1,0	0,8	0,67	0,57
100	1,0	0,66	0,55	0,4	0,33	0,29
200	0,5	0,33	0,27	0,2	0,16	0,14
400	0,25	0,16	0,13	0,1	0,18	0,07
<i>Точность измерения температуры <math>T = 0,1^\circ \text{C}</math></i>						
25	40,0	26,6	22,0	16,0	13,4	11,0
50	20,0	13,3	11,0	8,0	6,7	5,7
100	10,0	6,6	5,5	4,0	3,3	2,9
200	5,0	3,3	2,7	2,0	1,6	1,4
400	2,5	1,6	1,3	1,0	0,8	0,7
<i>Точность измерения температуры <math>T = 0,5^\circ \text{C}</math></i>						
25	200	130	110	80,0	67,0	57,0
50	100	66	55	40,0	33,0	28,0
100	50	33	27	20,0	16,0	14,0
200	25	16	13	10,0	8,0	7,0
400	12	8	6	5,0	4,0	3,0
<i>Точность измерения температуры <math>T = 1^\circ \text{C}</math></i>						
25	400	266	220	160	134	114
50	200	133	110	80	67	57
100	100	66	55	40	33	29
200	50	33	27	20	16	14
400	25	16	13	10	8	7

Термометрические данные, которые были в нашем распоряжении, не позволяют определить градиент в сравнительно тонких литологических пластах, что связано с невысокой точностью измерений температур. Но принятые нами способы определения значения градиента как среднего в пределах сравнительно мощных (200–400 м) интервалов исследуемого геологического разреза дают достаточно надежные результаты.

Для анализа геотермического режима осадочной толщи с помощью экстраполяции производилась оценка температуры на глубинах за пределами температурных измерений до 200–300 м. В этом случае для каждого литолого-стратиграфического комплекса отдельных тектонических зон устанавливалось наиболее вероятное значение геотермического градиента, и температура на заданной глубине  $z$  вычислялась из соотношения

$$T_z = T_1 + g_B (z - z_1), \quad (6)$$

где  $T_1$  — фактическая температура на глубине замера;  $z_1$ ,  $g_B$  — наиболее вероятное значение геотермического градиента для данного литолого-стратиграфического комплекса.

## ИЗУЧЕНИЕ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД

Теплопроводность слагающих геологические разрезы пород является сложной функцией температуры, давления, влагонасыщенности, состава и других факторов. Изучение тепловых свойств горных пород необходимо при разработке геотермической модели литосферы и имеет большое значение в нефтепромысловой практике.

На территории Туркмении измерения тепловых свойств начаты лишь в последнее время [Аширов, 1975 а,б]. Массовые же измерения теплопроводности горных пород по основным литолого-стратиграфическим комплексам Туркмении выполнены автором в процессе подготовки настоящей работы.

В настоящее время для измерения тепловых свойств горных пород применяется несколько модификаций стационарных и нестационарных методов определения теплового поля. Большинство этих методов довольно хорошо и подробно рассмотрены в ряде опубликованных работ [Дьяконов, Яковлев, 1969; Кондратьев, 1957; Любимова, 1968; Кутас, Гордиенко, 1971; Тепловой . . . , 1970; и др.].

В Институте сейсмологии АН ТССР при исследовании теплопроводности нами применены импульсные методы мгновенного линейного источника тепла и метод игольчатого зонда.

Метод игольчатого зонда основан на решении задачи распространения тепла постоянной мощности  $Q$  от бесконечного цилиндрического источника в однородной среде [Карслоу, Егер, 1964]:

$$T(r) = - \frac{Q}{4\pi\lambda} E_i\left(-\frac{r^2}{4at}\right), \quad (7)$$

где  $\lambda$  — теплопроводность среды;  $r$  — радиус цилиндрического источника;  $a$  — температуропроводность среды;  $t$  — время;

$$-E_i(-x) = \int_0^{\infty} \frac{e^{-x}}{x} dx. \quad (8)$$

Изменение температуры от  $T_1$  до  $T_2$  соответственно при временах  $t_1$  и  $t_2$  в случае  $t \gg \tau$  можно получить, используя асимптотическое разложение функции  $E_i(x)$ , по формуле

$$\Delta T = \frac{a \ln \frac{t_2}{t_1}}{4\pi\lambda}. \quad (9)$$

Здесь кривая зависимости  $T$  от  $\ln t$  приближается к асимптоте с углом наклона  $Q/\lambda$ . Формула (9), естественно, будет справедлива, если выполняется условие  $\tau \gg r^2/a$ . При этом отношение радиуса иглы к ее длине должно быть  $1/15-1/30$  [Von Herzen, Maxwell, 1959].

Установка изучения теплопроводности методом игольчатого зонда состоит из собственно игольчатого зонда с нагревателем, датчиком температуры и измерительной части. Корпусом зонда служит тонкостенная трубка (игла) радиусом  $r = 2$  мм и длиной 40 мм. В качестве датчика температуры использовались высокоомные терморезисторы типа ММТ-6, которые предварительно отградуированы в термостате Хеплера  $U = 10$ . В качестве нагревателя использовался эмалированный константановый провод, омическое сопротивление которого не зависит от изме-

нений окружающей температуры. Ток накала на нагреватель подавался от стабилизированного источника питания типа УИП-2 и постоянно контролировался миллиамперметром. Изменение сопротивления датчика температуры-терморезистора измерялось цифровым ампервольтметром  $\Phi = 30$ . Отсчет времени производился с помощью двухстрелочного секундомера.

Процесс измерения теплопроводности сводился к следующему. В образцах горных пород высверливалось отверстие диаметром 2 мм, в которое помещался цилиндрический зонд. Для лучшего контакта зонда с образцом отверстие заполнялось жидкостью с более высокой теплопроводностью, чем горные породы. Затем включалось питание нагревателя и через каждый интервал в 15 с регистрировалось изменение температуры. Результаты измерений наносились на полулогарифмический бланк, осями которого являются  $T$  и  $\ln \tau$ , где  $T$  — температура и  $\tau$  — время. Определяя по графику значения температуры  $T_1$  и  $T_2$  в соответствующие моменты времени  $\tau_1$  и  $\tau_2$ , по выражению (9) определяли коэффициент теплопроводности горных пород. Многократные измерения теплопроводности на эталонном образце показали, что данная методика при соблюдении условий хорошего контакта образца с зондом и лучшей теплоизоляции от внешней среды позволяет определять теплопроводность горных пород с точностью 5–10%.

Метод импульсного линейного (цилиндрического) источника тепла впервые реализован в ИФЗ АН СССР [Любимова, 1968]. Он основан на анализе изменения распределения температур в неограниченном теле, вызванного действием мгновенного линейного источника тепла. Распределение температуры от такого источника тепла описывается выражением

$$T = \frac{Q}{4c\rho a\pi\tau} e^{-\frac{r^2}{4a\tau}}, \quad (10)$$

где  $Q$  — количество тепла, подаваемое в среду;  $c$ ,  $\rho$  и  $a$  — соответственно теплоемкость, плотность и температуропроводность изучаемой среды;  $r^2 = x^2 + y^2$  — квадрат расстояния от поверхности нагревателя до точки, в которой измеряется температура.

При условии

$$\left. \frac{dT}{d\tau} \right|_{\tau=\tau_{\max}} = 0, \quad a = \frac{r^2}{4\tau_{\max}} \quad (11)$$

$\tau_{\max}$  — время, за которое изменение температуры в точке измерения достигает максимума. Подставив (11) в (10), получим

$$\rho c = \frac{Q}{T_{\max}\pi r^2} \cdot e^{-1}, \quad (12)$$

где  $T_{\max}$  — температура в точке измерения в момент времени  $\tau_{\max}$ . Если иметь в виду  $\lambda = a/c\rho$ , нетрудно определить теплопроводность изучаемой среды.

Процесс измерения тепловых свойств сводится к следующему. В исследуемом образце на расстоянии  $r$  друг от друга просверливаются два параллельных отверстия диаметром 2 мм и глубиной 30 мм. В одно из них вводится нагреватель, в другое — "горячий" спай термомпары. "Холодный" спай термомпары помещается в сосуд Дьюара. Концы термомпары

подключаются к потенциометру Р363-1 класса точности 0,001. От источника питания в течение 3—5 с нагревателю сообщается импульс тепла. Величина тока фиксируется амперметром, напряжение на концах нагревателя — вольтметром. Одновременно с подачей импульса включался секундомер, на котором фиксировалось время максимального изменения температуры ( $T_{\max}$ ). Цена деления шкалы определялась заранее при градуировке термопар.

Опыты показали, что одним из основных условий применения этого метода является плотный контакт приборов — нагревателя и термопары со стенкой отверстий исследуемого материала. Небольшая воздушная прослойка может привести к значительным ошибкам (так как  $\lambda_{\text{в}} = 0,034 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$  при  $18^\circ\text{C}$ ). Заделка воздушных зазоров измельченной до порошка породой уменьшает ошибку, но при этом приборы будут в контакте с дисперсной средой и при каждой новой засыпке ошибка может меняться. Необходим плотный контакт именно с породой, который можно обеспечить путем сильного прижима всей поверхности нагревателя к стенкам отверстия в породе. При соблюдении этих условий собранная установка позволяет определять теплофизические свойства горных пород с погрешностью до 10%.

Таким образом, использованные методы определения теплопроводности горных пород в Институте сейсмологии АН ТССР позволяют вести измерения с точностью до 10%.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕПЛОвого ПОТОКА

Измерения температуры и геотермического градиента в буровых скважинах и построение различных температурных карт и разрезов не могут дать полную информацию о геотермическом поле и о глубинных температурах земной коры. Это обусловлено тем, что наблюдаемое по разрезу изменение температуры и геотермического градиента в значительной степени зависит от вариаций тепловых свойств горных пород в интервале измерения. Параметром, учитывающим это обстоятельство, является тепловой поток, методика определения которого достаточно хорошо и полно рассмотрена во многих опубликованных работах [Любимова, 1968; Тепловой . . . , 1970; Дучков, Соколова, 1974; Кутас, Гордиенко, 1971; и др.].

При определении теплового потока предполагают, что земная кора состоит из плоскопараллельных слоев, различных по теплопроводности и мощности, а поток тепла поступает из недр и не изменяется в скважинах с глубиной. В этом случае тепловой поток в исследуемом слое с постоянной теплопроводностью вычисляется по формуле

$$q_i = \lambda_i g_i, \quad (13)$$

где  $\lambda_i$  — средний коэффициент теплопроводности пород;  $g_i$  — средний геотермический градиент в  $i$ -слое.

Обычно в геологической ситуации разрез состоит из чередования различных литологических типов горных пород, что характерно для отдельных литолого-стратиграфических комплексов Западно-Туркменской впадины Предкопетдагского прогиба и платформенной части Туркмении. Более того, геологический разрез плиоцен-четвертичных отложений Западно-Туркменской впадины представлен тонкоритмичным чередованием в основном песчано-глинистых пород, процентное содержание песчаности

в которых в зависимости от условий осадконакоплений меняется от 30 до 70–75% [Нефтяные . . . , 1965; Формации . . . , 1976; Литостратиграфия . . . , 1983; и др.]. При этом обычное умножение теплопроводности одних типов пород на геотермический градиент даст искаженную величину теплового потока.

В связи с этим мы предварительно анализировали литолого-стратиграфический разрез каждой исследуемой скважины [Опорные . . . , 1971; Литостратиграфия . . . , 1983; и др.]. При отсутствии же таких материалов каждая скважина предварительно по кривым электрокаротажа КС и ПС, а также по кавернограмме подвергалась нами интерпретации, в результате чего в интервале с постоянным геотермическим градиентом выделялись литологически однородные пласты и за ними с учетом глубины, температуры и возможной влагонасыщенности закреплялись значения теплопроводности соответствующих типов пород, отобранных как из этих скважин, так и из соседних скважин этих же площадей. В ряде случаев из-за отсутствия или незначительного объема фактического материала были использованы данные о теплопроводности пород соседних площадей или по отдельным тектоническим зонам.

При этом вычисление теплового потока производилось по формуле

$$q = \frac{\sum_{i=1}^n (\lambda_i z_i) \sum_{i=1}^n (g_i z_i)}{\left( \sum_{i=1}^n z_i \right)^2}, \quad (14)$$

где  $\sum_{i=1}^n (\lambda_i z_i) / \sum_{i=1}^n z_i$  и  $\sum_{i=1}^n (g_i z_i) / \sum_{i=1}^n z_i$  — средневзвешенные значения теплопроводности и геотермического градиента по разрезу скважины;  $i$  — количество интервалов однородных пластов, участвующих в разрезе.

Аналогичным путем были вычислены величины тепловых потоков как по данным высокоточных температурных измерений, так и по данным замеров температур производственного термокаротажа и при опробовании продуктивных пластов. Корректировка имеющейся информации о тепловых потоках также производилась по рассматриваемой методике. Сравнение потоков, полученных специальными измерениями и определениями по имеющемуся термометрическому материалу, показало их хорошую сходимость. Разница в величинах потока в одной и той же скважине не превышала 10–15%.

Учитывая погрешности измерения теплопроводности образцов и исследуемого разреза, а также ошибки определения геотермического градиента, нетрудно оценить относительную ошибку. По данным специальных геотермических измерений, она составляет 10–15%, и по результатам анализа имеющейся термометрической информации 15–20%. В связи с этим средняя погрешность определения потока в рассматриваемом регионе составляет 15%.

## ОБРАБОТКА И АНАЛИЗ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Экспериментально изученные параметры геотермического поля (тепловые свойства, тепловой поток, удельное тепловыделение и др.) мы подвергли классической статистической обработке с целью получения их количественных характеристик. Процесс обработки в основном состоял из двух этапов. В первом, заключающемся в анализе экспериментальных данных, проводилось группирование по наиболее общим и устойчивым признакам (для тепловых свойств по литолого-петрографическому составу, приуроченности к определенным структурно-тектоническим зонам и др., а теплового потока — по структурно-тектоническим зонам и т.д.). Такой подход позволяет выявить главные закономерности изменения параметров геотермического поля в исследуемых горных породах, геологических структурах и объективно выделить и классифицировать геологические образования по геотермическим особенностям.

После соответствующего анализа вычислялись обобщающие показатели характера распределения параметров геотермического поля. Среднеарифметическое значение параметров геотермического поля вычислялось по формуле

$$k_{\text{ср}} = \sum_{i=1}^n k_i / N, \quad (15)$$

где  $k_i$  — геотермический параметр единичного измерения,  $N$  — количество измерений.

По формуле Старджесса были выбраны интервалы для построения гистограмм параметров геотермического поля [Кутас, Гордиенко, 1971]

$$h = \frac{k_{\text{max}} - k_{\text{min}}}{1 + 3,32 \cdot \lg N}, \quad (16)$$

где  $N$  — число значений  $k$ .

Основной характеристикой отклонения случайной величины от ее среднего значения (т.е. разброс значений) является дисперсия, определяемая как

$$S = \sqrt{\left( \sum_{i=1}^n (k_i)^2 / \sum_{i=1}^n N_i \right) - \left( \sum_{i=1}^n k_i / \sum_{i=1}^n N_i \right)^2}, \quad (17)$$

где  $N_i$  — число значений в  $i$ -м интервале.

Значение параметров геотермического поля, приходящегося на середину упорядоченной совокупности, характеризуется медианой. Если проведено нечетное число наблюдений в совокупности, то

$$Me = k_m. \quad (18)$$

Если же проведено четное число наблюдений, то за медиану принимают среднюю арифметическую значений  $k_m$  и  $k_{m+1}$ , т.е.

$$Me = \frac{k_m + k_{m+1}}{2}, \quad (19)$$

где  $k_m$  — модальное значение параметров геотермического поля и  $k_{m+1}$  — послемодальное.

Модальное значение используется для характеристики наибольшее число раз встречающегося значения геотермического параметра в данной совокупности и определяется по формуле

$$k_m (M_0) = k_{cp} + \frac{h (n_2 - n_1)}{2 n_2 - (n_1 + n_3)}, \quad (20)$$

$n_1, n_2, n_3$  — количество значений в домодальном, модальном и послемодальном интервалах.

Уклонение влево или вправо от нормального закона распределения характеризует коэффициент асимметрии, определяемый как

$$A = \frac{k_{cp} - M_0}{S}. \quad (21)$$

Мера же изменчивости геотермического параметра в данной совокупности определяется коэффициентом вариации, равным

$$V = \frac{S}{k_{cp}} \cdot 100\%. \quad (22)$$

Результаты вычислений статистических характеристик сводились в соответствующие таблицы.

### Глава III

## ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕДР ТУРКМЕНИИ

Термический режим верхних частей земной коры различных областей в основном определяется пространственным распределением параметров геотемпературного поля (температура, геотермический градиент) и теплофизических свойств горных пород, слагающих литолого-стратиграфический разрез поверхностных структурно-геологических неоднородностей.

Изучение характера распределения геотемпературного поля на территории Туркмении проведено крайне неравномерно и сосредоточено лишь в пределах нефтегазоносных структур Западно-Туркменской впадины и в платформенной части рассматриваемого региона [Борзасеков, 1967, 1969, 1975; Борзасеков, Ходжакулиев, 1970—1972; Джибути, 1959—1962; Каграманов, 1965; Колодий, 1969; Кравчинский, 1958; Кудельский, 1964, 1973; Мамиеменов, Назаров, 1978; Соколовский, Шабердыев, 1969, 1970; Ходжакулиев, 1972, 1976; Аширов, 1975а—в; Аширов и др., 1975, 1976, 1977; и др.]. Имеются и отдельные разрозненные термометрические материалы, полученные в перспективных на нефть, газ и воду площадях Туркмении. Анализ и обобщение имеющейся термометрической информации, полученные в процессе промыслово-каротажных работ более чем в 200 скважинах при опробовании продуктивных пластов в условиях, близких к тепловому равновесию (более 5000 замеров), а также результаты специальных высокоточных температурных измерений, выполненных автором более чем в 50 скважинах, и первых работ по изучению теплофизических свойств горных пород по основным литолого-стратиграфическим комплексам геологических разрезов позволяют дать характеристику и выявить главные особенности геотермических условий недр Туркмении.

## ТЕПЛОВЫЕ СВОЙСТВА ГОРНЫХ ПОРОД ОСНОВНЫХ ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Наиболее важный параметр тепловых свойств горных пород, необходимый для определения плотности поверхностного теплового потока из недр, для решения различных задач геотермики и методов теплового воздействия на пласты в нефтепромысловой практике — коэффициент теплопроводности. Он, являясь характеристикой способности горных пород к передаче тепла кондукцией, оказывает существенное влияние на формирование геотермического поля региона.

Определение теплопроводности горных пород в Туркмении начато сравнительно недавно [Аширов, Падучих, 1975]. В дальнейшем эти работы были продолжены автором в комплексе геотермических исследований в Туркмении.

Изучение теплопроводности горных пород по основным литолого-стратиграфическим комплексам геологических разрезов Туркмении проводилось путем ее экспериментальных определений более чем на 550 образцах по методикам, изложенным в предыдущей главе. Керновый материал для этого был отобран в основном из мезозойско-кайнозойских отложений ряда локальных структур платформенной и геосинклинальной частей Туркмении, разрезы которых и явились объектом изучения параметров геотермического поля (рис. 3). При отборе керновых материалов особое внимание обращалось на полноту охвата стратиграфических ярусов по глубине и литологии. Так, четвертичные отложения, хотя и немногочисленные, охарактеризованы от 200 до 900 м, акчагыл-апшеронские — от 800 до 2400, красноцветные от 1600 до 4800 м в пределах Западно-Туркменской впадины. Мезозойско-кайнозойские отложения более древних возрастов охарактеризованы в основном по структурам платформенной части Туркмении и складчатых сооружений Копетдага. При этом в основу экспериментальных работ был положен принцип наиболее полного освещения по литолого-стратиграфическим особенностям образцов и равномерному распределению их по площади.

Исследованные образцы представлены преимущественно терригенными породами — глинами, песчанистыми глинами, алевролитами, разнородными песчаниками с различной степенью уплотнения и карбонатно-галогенными отложениями: известями, ангидритами и др. (см. Приложение 1).

Гистограммы величин теплопроводности горных пород Туркмении приведены на рис. 4 А, а по основным структурно-тектоническим зонам — на рис. 5. Результаты же статистической обработки теплопроводности горных пород Туркмении приведены в табл. 4, а по отдельным структурно-тектоническим зонам — в табл. 5.

Анализ приведенных данных свидетельствует о широком диапазоне изменения теплопроводности осадочных горных пород. Наиболее низкими значениями теплопроводности среди выделенных совокуностей обладают глины. Рост теплопроводности вызывается повышением их песчаности, что хорошо подтверждается результатами измерений на образцах песчанистых глин. Теплопроводность последних (см. рис. 5А, в) 1,5—21, Вт/(м · К) значительно выше глин (рис. 5,а) 1,4—1,8 Вт/(м · К). Такая закономерность более отчетлива в средних, модальных и медианных значениях (см. табл. 4, 5). Такую же тенденцию имеет присутствие в глинистых породах алевроит-алевролитистого материала, что также видно из анализа рис. 4, 5, а также табл. 4, 5.

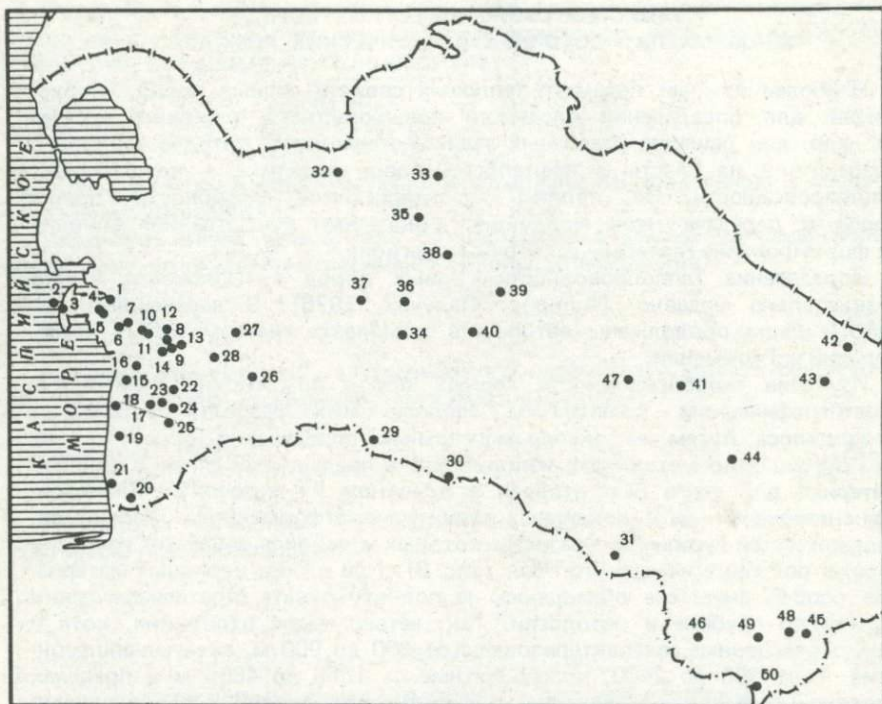


Рис. 3. Схема размещения площадей — пунктов отбора образцов горных пород для измерения тепловых свойств

Цифры на карте: 1 — Келькор, 2 — Банка Жданова, 3 — Челекен, 4 — Овалтовал—Комсомольское, 5 — Котуртепе, 6 — Барсагельмес, 7 — Бурун, 8 — Кумдаг, 9 — Боядаг, 10 — Монжукли, 11 — Худайтаг, 12 — Урунджук, 13 — Сыртланли, 14 — Куйджик, 15 — Карадашли, 16 — Гограндаг, 17 — Бугдайли, 18 — Камышлджа, 19 — Окарем, 20 — Аджияб, 21 — Чикишляр, 22 — Зирик, 23 — Гейрджаны, 24 — Западный Аладаг, 25 — южный Аладаг, 26 — Синджоу, 27 — Черкезли, 28 — Западный Чалджа, 29 — Сулюкли, 30 — Гаудан, 31 — Чаача, 32 — Карашор, 33 — Ахчакая, 34 — Атасары, 35 — Эгритақыр, 36 — Модар, 37 — Сансыз, 38 — Дарваза, 39 — Артык, 40 — Восточный Ербент, 41 — Северный Чашме, 42 — Сакар, 43 — Чамчаклы, 44 — Байрамали, 45 — Дульдуйагыр, 46 — Дузенқыр, 47 — Ханкуи, 48 — Кагазли, 50 — Ислим

Большими значениями теплопроводности характеризуются мергели  $\lambda = 1,72$ , модальные и медианные значения которых равны  $1,86 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ .

Значительно увеличиваются значения теплопроводности у песчаников, алевролитов и известняков. Значительные вариации теплопроводности отмечены в песках  $1,10\text{--}2,60 \text{ Вт}/(\text{м}\cdot\text{К})$ , хотя их среднее, модальное и медианное значения соизмеримы с таковыми у глин.

Галогенные отложения изучены в основном по керновому материалу, полученному из скважин Амударьинской зоны ступеней. Они представлены в основном гаурдакской свитой киммеридж-титона верхней юры, которая сложена гидрохимическими породами (каменная соль, гипсы и ангидриты) с подчиненными прослоями глин. Коэффициенты теплопроводности этих пород изменяются также в широких пределах (см. рис. 4, 5; табл. 4, 5).

Следует заметить, что результаты хорошо укладываются в пределы изменчивости теплопроводности пород выделенных совокупностей для

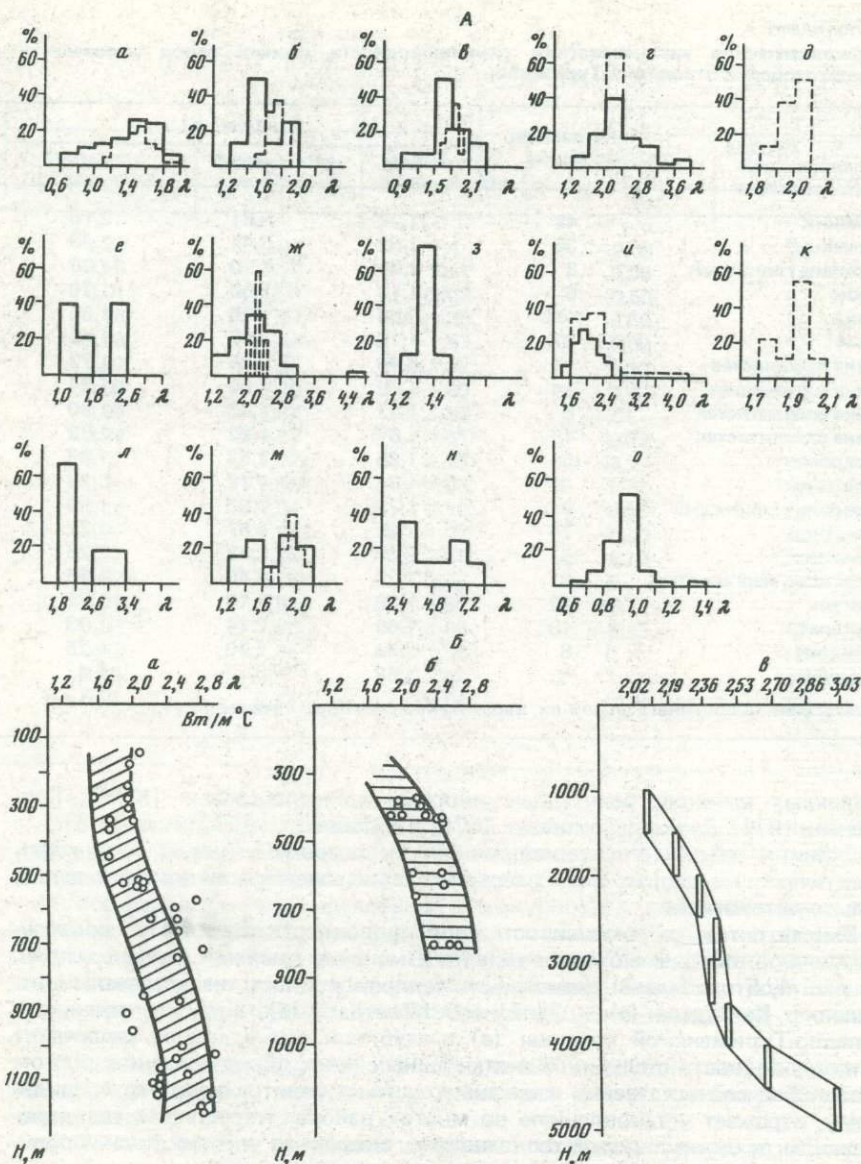


Рис. 4. А — Гистограммы теплопроводности горных пород мезозойско-кайнозойских отложений Туркмении (сплошная линия — воздушно-сухое состояние, пунктирная линия — увлажненное состояние)

а — глины, б — глины алевритистые, в — глины песчанистые, г — песчаники, д — песчаники глинистые, е — пески, ж — известняки, з — известняки мергелистые, и — алевролиты, к — алевролиты глинистые, л — аргиллиты, м — мергели, н — ангидриты, о — илы дна Каспийского моря

Б — Изменение теплопроводности горных пород в зависимости от глубины их залегания

а — известняки Центрального Копетдага, б — известняки Западного Копетдага, в — песчаники Западно-Туркменской впадины

Таблица 4

Статистические характеристики теплопроводности горных пород мезозойско-кайнозойских отложений Туркмении

Порода	Количество образцов	$\lambda$ , Вт/(м · К)		
		min	max	ср.
Песчаник	48	1,22	3,81	2,16
Песчаник/**	36	1,32	3,41	2,33
Песчаник глинистый	8	1,89	2,10	1,98
Песок	6	1,10	2,60	1,76
Глина	110	0,69	1,96	1,35
Глина*	67	1,16	1,95	1,48
Глина песчаная	14	0,94	2,25	1,72
Глина песчаная*	14	1,62	2,06	1,84
Глина алевритистая	8	1,22	1,93	1,90
Глина алевритистая*	16	1,57	1,82	1,72
Алевролит	54	1,35	2,53	1,83
Алевролит*	41	1,74	4,12	2,23
Алевролит глинистый	9	1,76	2,03	1,90
Известняк	74	1,39	4,57	2,22
Известняк*	5	2,08	2,43	2,26
Известняк мергелистый	8	1,28	2,45	1,86
Мергель	32	1,26	2,13	1,72
Мергель*	10	1,69	2,14	1,93
Ангидрит	8	2,54	7,70	4,76
Аргиллит	6	1,88	3,22	2,4

\* Измерения проведены в образцах, выдержанных в воде в течение 1 сут.

различных районов, полученные многими исследователями [Кутас, Гордиенко, 1971; Дучков, Соколова, 1974; Тепловой . . . , 1970; и др.].

Отметим также, что теплопроводность осадочных пород Туркмении практически не зависит от их возраста, а определяется, как показано выше, только литологией.

Вместе с тем на изменчивость теплопроводности осадочных пород существенное влияние может оказывать изменение давления и температуры. На рис. 4, Б приведены зависимость теплопроводности известняков Центрального Копетдага (а) и Западного Копетдага (б), а также песчаников Западно-Туркменской впадины (в) с глубиной. Наблюдаемое увеличение теплопроводности с глубиной в отмеченных типах пород связано с ростом давления и соответственно с их значительным уплотнением. Это, по-видимому, отражает установленную во многих районах корреляцию теплопроводности осадочных пород с плотностью, скоростью упругих волн и пористостью.

Влияние же температур на теплопроводность осадочных пород нам удалось проследить единичными исследованиями на образцах песчаников. Измерения, проведенные на одних и тех же образцах песчаников, помещенных в термостат и прогретых от комнатной температуры до 100°С, показали, что теплопроводность их в этом случае возрастает до 10–15%.

Таким образом, измерение теплопроводности на зерновых материалах дает близкие значения к условиям их естественного залегания (точностью 10–15%). Однако необходимо учитывать реальное распределение влажности, давления и температуры и вводить соответствующие поправки.

Стандарт отклонения, S	Медианное значение, Me	Модальное значение, Mo	Асимметрия, A	Коэффициент вариации, V, %
0,22	2,27	2,4	-0,09	23
0,15	2,23	2,11	0,65	16
0,01	1,94	2,03	-0,50	5
1,28	1,77	1,35	0,80	27
0,08	1,33	1,67	0,80	30
0,02	1,45	1,32	0,72	46
0,09	1,70	1,60	0,4	18
0,01	1,84	1,83	1,01	5
0,24	1,54	1,51	0,32	64
0,01	1,72	1,78	-9	6
0,26	1,96	1,96	-0,33	8,4
0,24	2,04	2,10	0,22	27
0,01	1,93	1,93	-0,30	53
0,18	2,10	2,30	1,17	20
0,02	2,26	2,26	0	44
0,01	1,87	1,88	-0,2	7
0,06	1,86	1,86	-0,47	17
0,02	1,95	1,93	0	10
2,25	4,47	2,59	1,15	39
0,21	2,14	2,04	0,68	22

Это также хорошо отражается и на результатах изучения статистических характеристик выделенных совокупностей (см. табл. 4, 5). Анализ табл. 4 и 5 позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Распределение в выделенных совокупностях имеет ненормальный характер. Это связано, по-видимому, с изменчивостью петрографического состава в выделенных совокупностях. Этим можно объяснить и случаи, при которых коэффициент вариации больше относительной, а стандартное отклонение — абсолютной ошибки измерений теплопроводности.

2. Разница между  $\lambda_{ср}$  и  $Mo$  в выделенных совокупностях в целом не превосходит ошибку измерения, если имеется достаточно большой объем определений.

3. По модальным значениям осадочные отложения делятся на низко- (глины, пески), высоко- (песчаники, алевролиты, известняки, ангидриты) и промежуточно- (глинистые песчаники, песчаники и алевролиты глинистые и др.) теплопроводные породы.

Таким образом, результаты изучения теплопроводности осадочных отложений Туркмении показали их существенные изменения, обусловленные в основном литологией слагающих пород. При этом по значению коэффициента теплопроводности можно выделить, по крайней мере, две группы пород:

1. Терригенно-глинистые отложения с относительно низкой теплопроводностью (глины, песчаные глины и др. — 1,3–1,9 Вт/(м · К)).

2. Плотные карбонатные, соленосные и кварцитовые породы повышен-

Таблица 5  
Статистические характеристики теплопроводности мезозойско-кайнозойских осадочных отложений Туркмении по основным структурным зонам

Порода	Количество образцов	λ, Вт/(м·К)		
<i>Западно-Туркменская впадина и сопредельные с нею структуры</i>				
Глина	54	0,74	1,96	1,38
Глина*	58	1,16	1,95	1,50
Глина песчанистая	13	0,94	2,25	1,71
Глина песчанистая*	14	1,62	2,06	1,84
Глина алевритистая	7	1,22	1,93	1,54
Глина алевритистая*	15	1,57	1,82	1,72
Песчаник	29	1,22	3,81	2,35
Песчаник*	34	1,32	3,80	2,41
Песчаник глинистый	8	1,89	2,10	1,98
Алевролит	13	1,35	2,37	1,85
Алевролит*	33	1,74	4,12	2,33
Алевролит глинистый	9	1,76	2,03	1,90
Песок	6	1,10	2,60	1,75
<i>Западный Копетдаг и зона его погружения</i>				
Глина	9	0,69	1,58	0,88
Глина*	9	1,22	1,58	1,37
Алевролит	9	1,47	2,53	2,04
Алевролит*	6	1,89	2,18	2,03
Мергель	24	1,26	2,12	1,71
Мергель*	11	1,45	2,14	1,89
Известняк	15	1,90	2,55	2,25
Известняк*	5	2,03	2,43	2,26
<i>Центральный Копетдаг</i>				
Известняк	53	1,39	2,93	2,15
Известняк мергелистый	8	1,28	2,45	1,86
<i>Туркменская антеклиз</i>				
Песчаник	13	2,18	3,70	2,60
Глина	19	0,94	1,80	1,44
Известняк	5	2,10	4,57	2,86
Алевролит	10	1,71	2,18	2,00
<i>Амударьинская синеклиза и сопредельные районы</i>				
Глина	25	1,14	1,88	1,57
Песчаник	8	1,68	2,34	1,94
Алевролит	18	1,63	2,47	2,04
Ангидрит	9	2,54	7,70	4,76

\* Измерения проведены в образцах, выдержанных в воде в течение 1 сут.

Стандарт отклонения, S	Медианное значение, Me	Модальное значение, Mo	Асимметрия, A	Коэффициент вариации, V, %
0,01	1,29	1,59	-19,00	0,7
0,10	1,46	1,55	-0,50	6,0
0,37	1,67	1,60	0,30	22,0
0,17	1,85	1,81	0,18	9,0
0,20	1,51	1,49	2,5	13,0
0,10	1,72	1,48	-0,6	6,0
0,53	2,27	2,20	0,23	22,0
0,59	2,29	2,22	0,32	24,0
0,14	1,98	1,94	0,28	7,0
0,24	1,86	1,60	1,00	13,0
0,76	2,08	1,83	0,65	33,0
0,04	1,94	1,95	-1,2	2,0
0,48	1,77	1,35	0,8	27,0
0,26	0,76	0,76	0,46	30,0
0,10	1,32	1,32	5,0	7,0
0,41	2,23	1,68	0,87	20,0
0,17	2,04	2,11	-0,47	8,0
0,26	1,86	1,86	-0,57	58
0,17	1,93	1,93	-0,23	9
0,26	2,28	2,48	-0,88	12
0,20	2,26	2,26	0,0	9
0,41	2,02	2,53	-0,92	19
0,10	1,87	1,88	-0,20	7,0
0,53	2,39	2,27	-0,62	20
0,28	1,62	1,58	-0,50	19
0,93	2,30	2,30	0,60	32
0,17	2,00	2,14	-0,82	8
0,20	1,63	1,67	-0,05	13
0,30	1,86	1,72	0,73	15
0,22	2,00	1,96	0,36	11
1,90	4,72	2,59	1,4	40

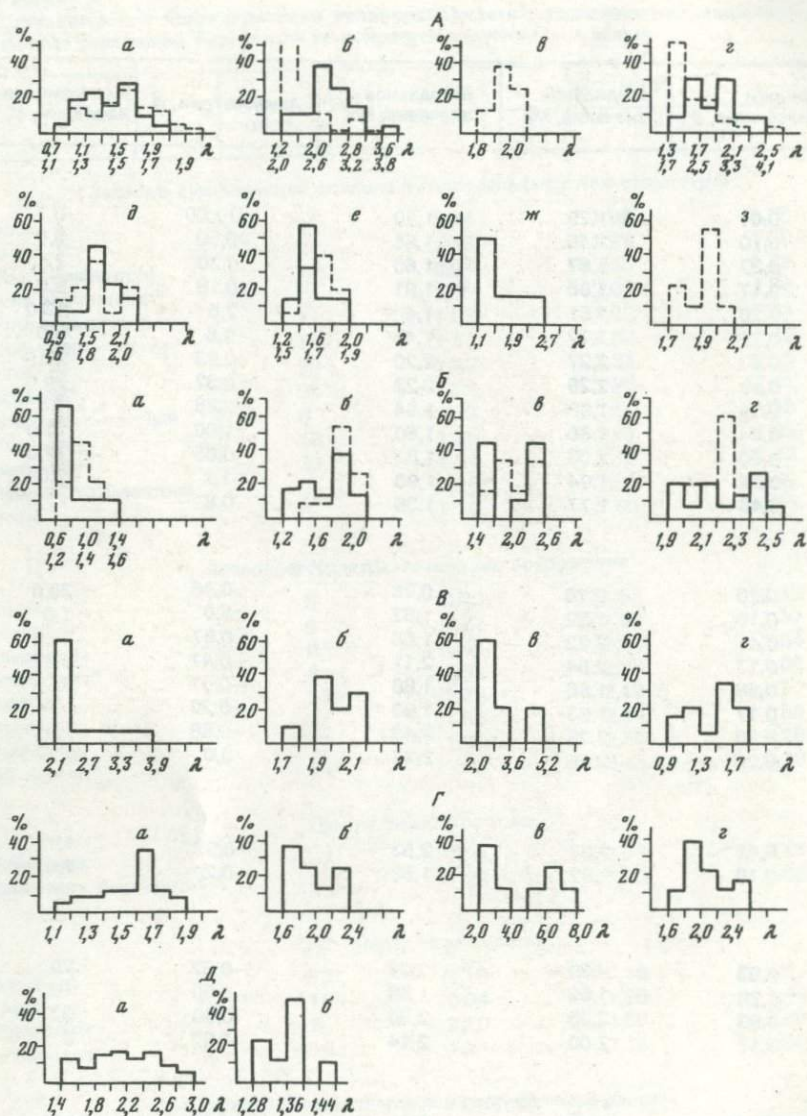


Рис. 5. Гистограмма теплопроводности горных пород мезозойских отложений по основным структурным зонам Туркмении (сплошная линия — воздушно-сухое состояние, пунктирная линия — увлажненное состояние)

А—Д — структурные зоны Туркмении: А — Западно-Туркменская впадина и сопредельные с ней структуры: а — глины, б — песчаники, в — песчаные глины, г — алевролиты, д — глины песчаные, е — глины алевролитистые, ж — пески, з — алевролиты глинистые; Б — Западный Копетдаг и зона его погружения: а — глины, б — мергели, в — известняки, г — глины; В — Туркменская антеклиз: а — песчаники, б — алевролиты, в — известняки, г — глины; Г — Амударьинская синеклиза и сопредельные районы: а — глины, б — песчаники, в — ангидриты, г — алевролиты; Д — Центральный Копетдаг: а — известняки, б — известняки мергелистые

ной теплопроводности (известняки, ангидриты, песчаники и др. — 2,0—4,7 Вт/(м·К).

Анализ приведенных данных теплопроводности мезозойско-кайнозойского комплекса осадочных горных пород позволяет перейти к изучению величин поверхностного теплового потока в основных структурно-тектонических зонах Туркмении.

### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ С ГЛУБИНОЙ

Распределение температуры на разбуренных глубинах характеризует поверхностные геотермические неоднородности и является исходным материалом для суждений о тепловом поле в более глубоких горизонтах земной коры и верхней мантии.

В связи с этим рассмотрим основные закономерности изменения температуры с глубиной в различных регионах Туркмении.

Максимальные глубины, на которых замерены температуры в пределах Западно-Туркменской впадины, составляют 4800—4900 м. Температура на этих глубинах на площадях Барсагельмес, скв. 58, Бурун, скв. 9 достигает 100°С, а в скв. 95 (Барсагельмес) температура на глубине 4500 м составляет 104,7°С (см. Приложение 2). В первых двух скважинах значения температуры являются, по-видимому, заниженными за счет недостаточной выстойки (18 дней).

Особенности распределения температуры на разбуренных глубинах четко видны на графиках изменения температуры с глубиной для разных площадей Западно-Туркменской впадины, построенных по данным опробования и промыслово-каротажных исследований, а также по данным высокоточных геотермических измерений, выполненных автором (рис. 6).

Анализ кривых изменения температуры с глубиной показывает, что в целом в районе исследований наблюдаются три типа изменения температуры:

1. По ряду скважин Западно-Туркменской впадины отмечается резкое нарастание температуры с глубиной в интервале до 500 м с последующим менее интенсивным нарастанием при дальнейшем углублении. Этот тип характерен для районов разгрузки термальных вод по зонам разломов и дислокаций (Челекен, Боядаг и др.).

2. В большинстве скважин газоконденсатных месторождений отмечается плавное изменение температур с глубиной с нарастанием ее градиента (Кизылкум и др.).

3. В большинстве скважин нефтеносных и других структур наблюдается распределение температур с глубиной, происходящее с заметными перегибами термограмм. При этом зафиксировано изменение градиента при переходе от четвертичных отложений к апшерон-акчагыльским в сторону ее увеличения. Второй ощутимый перегиб кривой изменения температуры наблюдается в среднем в интервале глубин 2000—3500 м, где происходит заметное снижение геотермического градиента. Далее по отдельным скважинам, пробуренным до глубин 4500—5000 м, наблюдается увеличение градиента. Зона низкого градиента в целом совпадает с нефтегазоносными пластами верхнего и среднего красновата. Эта особенность, по-видимому, связана с увеличением теплопроводности верхнекрасноцветных отложений за счет содержания в них подвижных флюидов, имеющих высокую эффективную теплопроводность.

Анализ приведенных материалов позволяет выявить основные закономерности распределения температур в исследованном регионе. В частности,

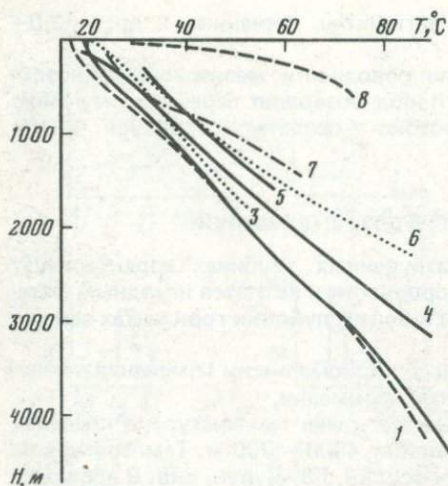


Рис. 6. Характерные термограммы для некоторых площадей Западно-Туркменской впадины

1 — Барсагельмес, 2 — Котуртупе, 3 — Окарем, 4 — Чикишляр, 5 — Камышлджа, 6 — Небитдаг, 7 — Кумдаг, 8 — Челекен

с глубиной увеличивается дифференциация температур в пределах как локальных структур, так и в отдельных тектонических зонах. При этом зоны проявления гидротермальной деятельности характеризуются наиболее высокими температурами (Челекен, скв. 7, Боядаг, скв. 11 и др.), которые наблюдаются, в основном на глубинах 0—1500 м. На глубине свыше 2000 м не отмечаются аномально высокие температуры, связанные с гидротермальной деятельностью.

Величина геотермического градиента (или геотермической ступени) в исследованном районе меняется в довольно широких пределах от 1,6 до 11°С/100 м (63—9 м/°С). Максимальные значения градиента в интервале глубин 0—300 м наблюдаются в зонах активного проявления гидротермальной деятельности (9—11°С/100 м), которые были зафиксированы в скв. 7, 52 и др. площади Челекен. Наблюдается также четкое различие градиента по разрезу в песчаных и глинистых породах Юго-Западной Туркмении. Низкий градиент отмечается в толще песчаников, а высокий — в толще глинистых пород. Вариации частных значений градиентов обычно коррелируются с литолого-фациальными изменениями в разрезе.

Фоновое значение геотермического градиента варьирует в Западно-Туркменской впадине от 1,8—1,9 до 2,3—2,5°С/100 м.

Распределение температуры в Копетдагской складчатой системе и Предкопетдагском предгорном прогибе изучено крайне слабо и ограничивается лишь данными о замерах температуры в единичных глубоких скважинах в процессе гидрогеологических исследований в основном в пределах так называемой термальной области Передовых дислокаций Центрального Копетдага и Юго-Западных виргаций Передовой цепи Западного Копетдага, а также в комплексе нефтегазопромыслового глубокого разведочного бурения в Предкопетдагском прогибе.

Максимальные глубины, на которых замерены температуры в пределах Копетдагской альпийской складчатой системы и в зоне ее сочленения с Туранской плитой, составляют 3000 м (Баши-Кодж, скв. 2), а в пределах Предкопетдагского прогиба — 4000 м (Изгаит, скв. 2). Значения температуры на этих глубинах 100 и 143°С соответственно (рис. 7, 8).

Анализ имеющихся немногочисленных термометрических материалов, полученных в процессе промыслово-геофизических работ при гидрогеологических и нефтегазопромысловых изысканиях [Борзасеков, 1975], и данные высокоточных геотермических исследований (три скважины в Западном Копетдаге и нефть — в Центральном) позволяют выявить некоторые закономерности распределения температурного поля (см. рис. 7).

Распределение температурного поля в Копетдагском регионе имеет

40

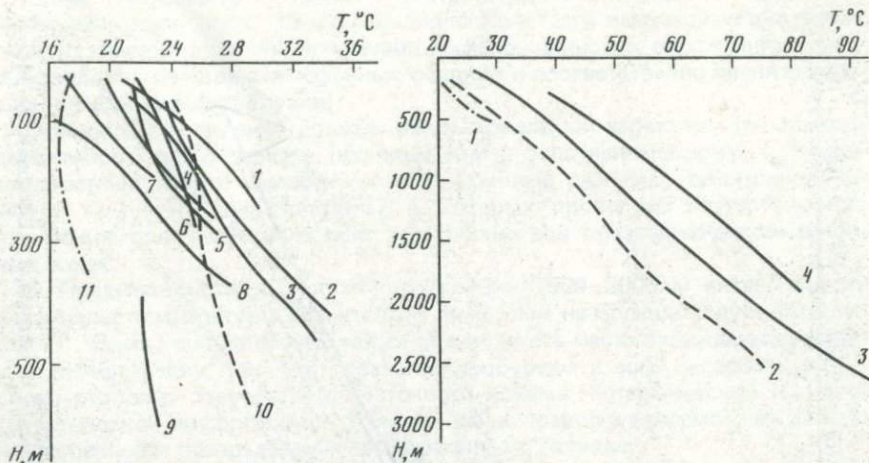


Рис. 7. Характерные термограммы для некоторых площадей Копетдага  
 1 — Сейткердери, 2 — Терсакан, 3 — Синджоу, 4—5 — Наарли, 6 — Чандыр, 7 — Аккая, 8 — Ак, 9 — Гаудан, 10 — Коу, 11 — Чули

Рис. 8. Характерные термограммы для некоторых площадей Предкопетдагского предгорного прогиба  
 1 — Такры, 2 — Изгант, 3 — Бами-Кодж, 4 — Кизыларват

сложный характер, отражающийся в значительных вариациях величин геотермических градиентов в зависимости от литолого-стратиграфических комплексов. Так, максимальные значения геотермического градиента (более  $4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) отмечены в турон-датской глинисто-мергелистой толще, повышенные — в аптской глинистой толще ( $3,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), средние — в апт-сеноманской песчано-глинистой толще ( $2\text{--}3,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) и минимальные ( $1\text{--}2,6^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ) — в карбонатных отложениях мальм-неокома.

На рис. 7, где приведено распределение температуры в приповерхностных частях земной коры, нетрудно заметить две зоны с различным температурным режимом. Термокривые, полученные на структурах Западного Копетдага, характеризуются повышенными значениями геотермического градиента ( $3,5\text{--}4,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ), а термокривые, полученные в районах Центрального Копетдага, — низкими значениями геотермического градиента ( $1,5\text{--}2,5^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ ). Границу между двумя зонами с различным температурным режимом вслед за В.Ф. Борзасековым [1975] мы также проводим восточнее линии Арчман—Нохур, в зоне смены левосдвиговых дислокаций Западного Копетдага правосдвиговыми дислокациями Центрального Копетдага. Диапазон различия температурного режима рассматриваемых районов с увеличением глубины (в исследованном интервале глубин) значительно расширяется.

Отмеченные различия, по-видимому, связаны с поверхностным гидрогеологическим режимом и с особенностями геологического строения приповерхностных частей земной коры. Известно, что Центральный Копетдаг характеризуется интенсивными современными тектоническими движениями земной коры, приведшими к глубокой эродированности его вплоть до мальм-неокомских трещиноватых карбонатных образований [Горелов и др., 1979; Милькис, 1964; Гидрогеология ..., 1972; и др.]. В этом случае возможно охлаждающее влияние инфильтрирующихся на большие

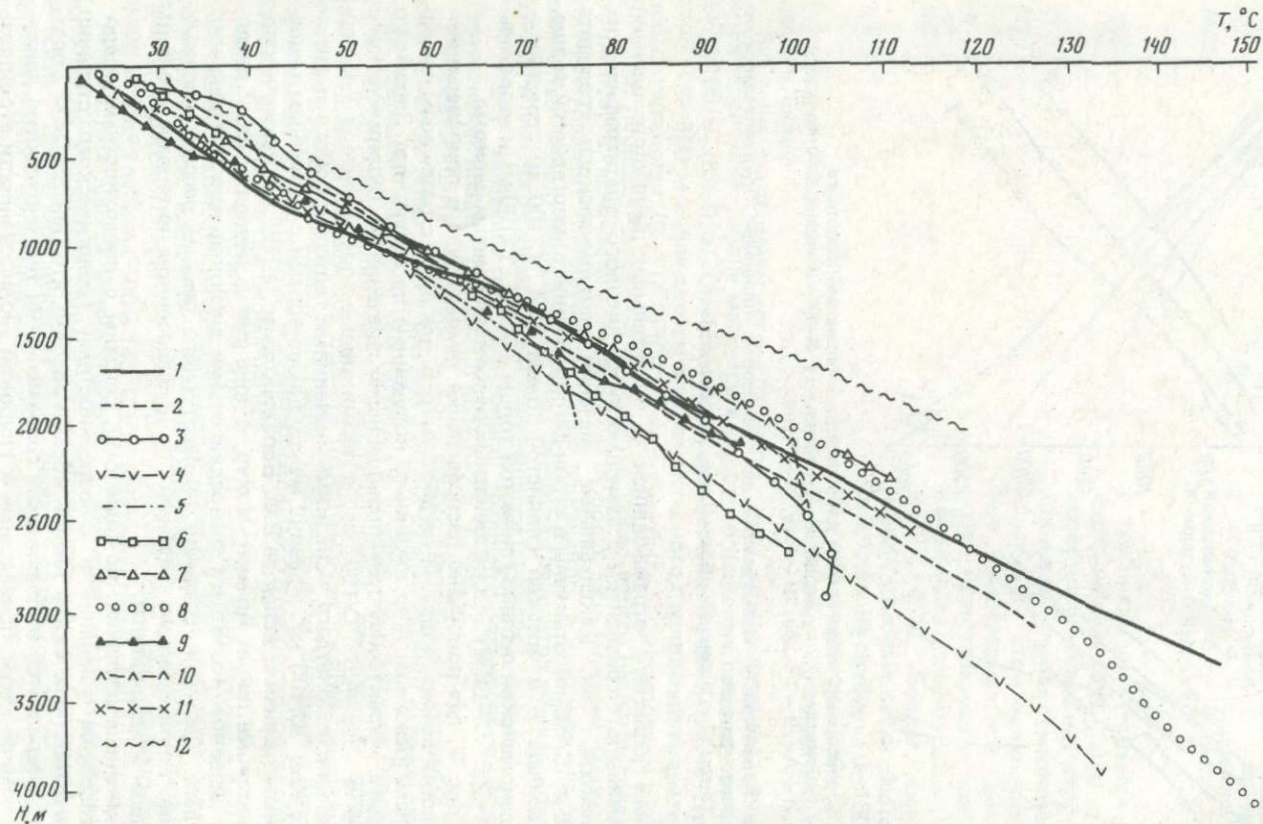


Рис. 9. Характерные термограммы для некоторых площадей южной части Туранской плиты  
 1 — Шехитли, 2 — Мары, 3 — Метеджан, 4 — Северный Чешме, 5 — Гадын, 6 — Сансыз, 7 — Ислим, 8 — Бахардок, 9 — Модар, 10 — Фараб, 11 — Кагазлы, 12 — Карачоп

глубины атмосферных осадков и соответственно уменьшение параметров геотермического поля. Район Западного Копетдага характеризуется развитием на поверхности мощной толщи песчано-глинистых отложений, служащих водоупором для атмосферных осадков и соответственно препятствующих нисходящей фильтрации.

Очевидно, эти явления должны иметь локальный характер. Они, по всей вероятности, приурочены к проницаемым и ослабленным зонам в приповерхностных частях земной коры (глубинные разломы, сейсмодислокации и т.д.), так как скважины, в которых проведены геотермические измерения, пробурены на поиски термальных вод в разрывно-дислокационных зонах.

В Предкопетдагском прогибе до глубин 1500–2000 м интенсивность нарастания температуры значительно ниже, чем на больших глубинах (см. рис. 8). Здесь, по-видимому, также может иметь место охлаждающее влияние инфильтрации, так как скважины пробурены в зоне Северо-Ашхабадского разлома. Отсутствие достаточного объема геотермической и гидрогеологической информации в этом районе не позволяет рассмотреть детально особенности распределения температуры по глубине.

В пределах платформенной части Туркмении наблюдается плавное нарастание температуры с глубиной (рис. 9). Локальные же особенности вариации геотермических градиентов отражают литолого-фациальную изменчивость разреза.

Максимальные глубины, на которых измерены температуры в пределах платформенной части Туркмении, составляют 4060 м (Бахардок, скв. 1) и 4200 (Байрамали, скв. 9). Температура на этих глубинах соответственно равна 149,7 и 136°С.

Геотермический градиент в пределах осадочного чехла исследованного региона меняется в довольно широких пределах от 1 до 5–6°С/100 м. Самые низкие значения градиента (1,0°С/100 м) зафиксированы в соленосных отложениях верхней юры (гаурдакская свита, сложенная преимущественно каменной солью, гипсами и ангидритами с подчиненными прослоями глин) восточных районов южной части Туранской плиты (Амударьинская зона ступеней). Повышение значения градиента наблюдается в терригенных отложениях. При этом отмечается также четкое различие градиента по разрезу в песчаных, глинистых и карбонатных породах. Низкий градиент характерен для песчаников и известняков, а высокий — для глинистых пород. Вариации геотермического градиента по глубине в целом коррелируются с литолого-фациальными изменениями в разрезе, что ранее было показано в работе В.Ф. Борзасекова [1969] для районов платформенной части Туркмении.

Фоновое значение геотермического градиента в пределах структур юга Туранской плиты варьирует в основном от 2,5 до 4,5°С/100 м.

Диапазон изменения в неоген-четвертичном комплексе исследованного региона оказался достаточно высоким (более чем в два раза) и составляет 1,8–3,6°С/100 м. Низкие значения градиента приурочены к центральным частям депрессионных зон. Максимальные значения (более 3°С/100 м) отмечаются в приразломных зонах и сводовых частях локальных структур депрессионных зон исследованного региона, а также на отдельных площадях южного склона платформы (Бахардокская моноклираль) и в бортовых зонах Мургабской впадины.

Средний геотермический градиент глинистой толщи палеогенового комплекса характеризуется изменением его фоновых значений от 2,5 до 6,5°С/100 м. Низкие значения зафиксированы в Предкопетдагском проги-

Таблица 6

Изменения геотермического градиента в основных литолого-стратиграфических горизонтах Туркмении

Тектонические структуры	Глубина залегания поверхности фундамента, км	Геотермический градиент, °С/100 м					Осадочная толща
		Неоген-четвертичный	Палеоген	Верхний мел	Нижний мел	Юра	
Карабогазский свод	1—1,5	—	—	—	—	—	4,5—5,0
Центрально-Каракумский свод	1,5—2,0	—	4,2—6,5	3,6—4,1	3,5—3,8	3,0—4,8	3,5—4,5
Карабиль-Бадхызская ступень	5—6	—	3,5—6,2	4,0—4,8	4,6	—	4,6
Южный склон платформы	5—7	2,0—3,6	3,5—4,7	2,7—3,6	2,6—3,6	2,5—3,4	2,9—3,5
Мургабская впадина	8—14	1,8—3,6	2,9—5,5	3,0—3,6	3,0—3,5	2,0—2,7	3,0—3,2
Предкопетдагский предгорный прогиб	10—15	1,9—2,5	2,0—2,8	—	—	—	—
Гограньдаг-Чикишлярская ступень	15—20	1,7—3,0	—	—	—	—	—
Прибалханская ступень	20—25	1,4—3,0	—	—	—	—	—
Мессеринская ступень	13—18	—	—	3,0—3,7	—	—	—

бе и в осевых частях Мургабской впадины (2,5—3,1°С/100 м), средние — на южном склоне платформы (3,5—4,0°С/100 м) и высокие (4,2—8,1°С/100 м) в пределах Центрально-Каракумского свода. Величина геотермического градиента по меловому комплексу пород меняется незначительно (3,2—4,8°С/100 м). Распределение градиента аналогично другим стратиграфическим комплексам и подчинено в основном структурному плану поверхности самого комплекса и кристаллического фундамента, что впервые было показано В.Ф. Борзасековым [1969]. Фоновое значение градиента в юрском осадочном комплексе (хотя данные их незначительны) изменяется от 2,5 до 3,8°С/100 м. Низкие градиенты характерны для Амударьинской зоны ступеней (1—2,7°С/100 м), где в разрезе участвует соленосная толща (гаурдакская свита) мощностью более 100 м. Высокие значения его (3,0—4,8°С/100 м) зафиксированы в пределах Центрально-Каракумского свода.

В табл. 6 приведены характерные значения геотермического градиента в основных литолого-стратиграфических комплексах. При составлении таблицы учтены и использованы также результаты ранее проведенных исследований [Джибути, 1962; Борзасеков, 1969; Ходжакулиев, 1976; и др.]. Анализ таблицы и приведенных выше материалов показывает, что структура поля геотермического градиента в исследованном регионе обусловлена тесной связью с литологическим составом горных пород с разными коэффициентами теплопроводности, с геолого-тектонической обстановкой изученных площадей, а в областях развития интенсивных движений поверхностных и подземных вод — с гидрогеологическими условиями.

Более отчетливо намечается также значительная роль нефтегазовых флюидов в формировании локальных аномалий геотермических градиентов. Эти выводы находят отражение в региональных и локальных особенностях распределения геотемпературного поля по площади.

#### ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ НА ТЕРРИТОРИИ ТУРКМЕНИИ

Пространственные особенности распределения температуры характеризуют структуру геотемпературного поля. В связи с этим для отдельных скважин или групп скважин, расположенных вблизи друг от друга и пробуренных на локальных структурах и нефтегазоносных площадях Туркмении, были построены графики изменения температуры с глубиной. По значениям температур, снятых с этих графиков, а в отдельных случаях значений температур, рассчитанных по геотермическому градиенту за пределы интервала исследования (не более 200–300 м), были построены схематические карты температур на различных срезах глубин. При этом не учитывалась абсолютная отметка скважин (рис. 10–12, 13, а–в). Эти срезы дают наглядное представление об основных закономерностях в распределении геотемпературного поля на территории Туркмении.

На срезе глубин 1000 м наименьшие температуры отмечаются в пределах Западно-Туркменской впадины и Предкопетдагского предгорного прогиба (30–45°С) и в осевой части Мургабской впадины, максимальные температуры характерны для Центрально-Каракумского, Каракумского и Карабогазского сводовых поднятий (65–75°С) и особенно в зонах эпиплатформенного орогенеза Бадхыз-Карабильской ступени (90–100°С) (см. рис. 10). При этом в пределах Центрально-Каракумского свода и Амударьинской зоны ступеней наблюдаются отрицательные аномалии. Положительные аномалии зафиксированы в Мары-Байрамалийской группе локальных структур.

На срезе глубин 2000 м максимальные значения температур характерны для Карабиль-Бадхызской ступени (120–130°С), а также в пределах площадей Карабогазского и Центрально-Каракумского сводовых поднятий (100–150°С). По мере погружения поверхности фундамента происходит понижение температур: на южном склоне платформы и в Мургабской впадине на глубине 2000 м 85–90, в Предкопетдагском предгорном прогибе 70–75 и в Западно-Туркменской впадине 50–70°С (см. рис. 11, 13, б). На рис. 11 видно, что Карабогазский и Центрально-Каракумский сводовые поднятия четко фиксируются по положительным аномалиям в поле температур, а осевая зона Мургабской впадины и Предкопетдагский предгорный прогиб — по отрицательным аномалиям. Отрицательные аномалии в поле температур на срезе 2000 м характерны и для Амударьинской зоны ступеней, которые четко приурочены к зоне газосносных площадей района.

Распределение поля температур на глубине 3000 м аналогично двум описанным срезам глубин и имеет тот же характер (рис. 12, 13, в). Здесь максимальные температуры наблюдаются в пределах Карабиль-Бадхызской ступени эпиплатформенного орогенеза (150–160°С). Мургабская впадина характеризуется фоновыми значениями температур 120–125°С. Низкими значениями температур характеризуется Предкопетдагский прогиб (90–95°С) и Западно-Туркменская впадина (80–90°С). Как видно из рис. 12, на глубине 3000 м намечается тенденция в выравнивании глубинных температур.

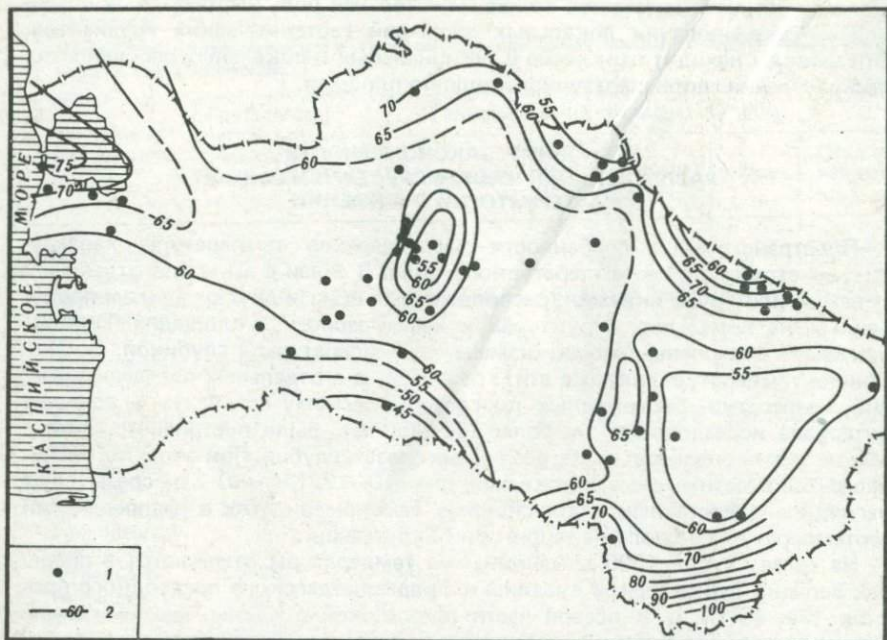


Рис. 10. Схематическая карта изотерм на глубине 1000 м  
1 — скважины, 2 — изотермы

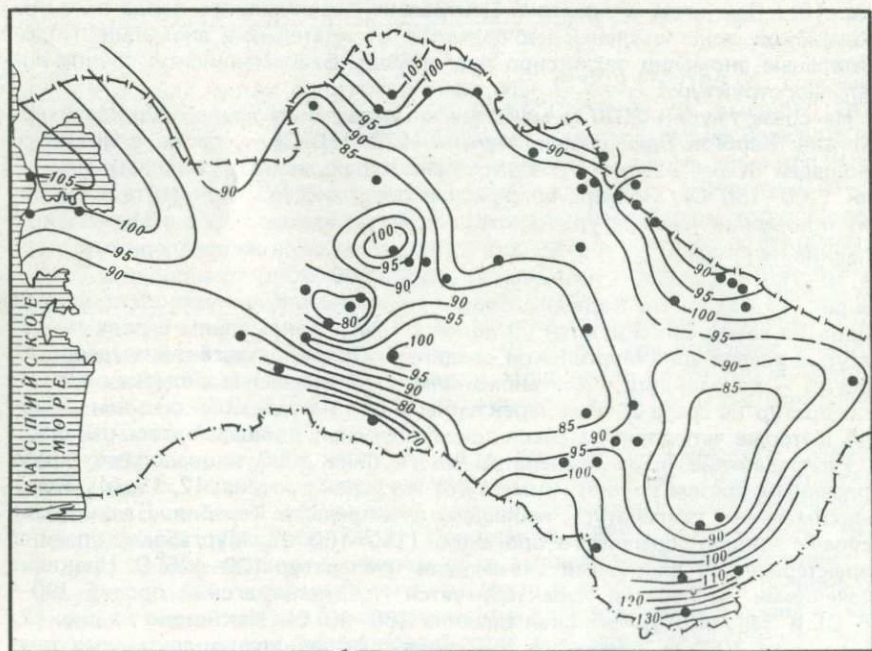


Рис. 11. Схематическая карта изотерм на глубине 2000 м  
Условные обозначения см. на рис. 10

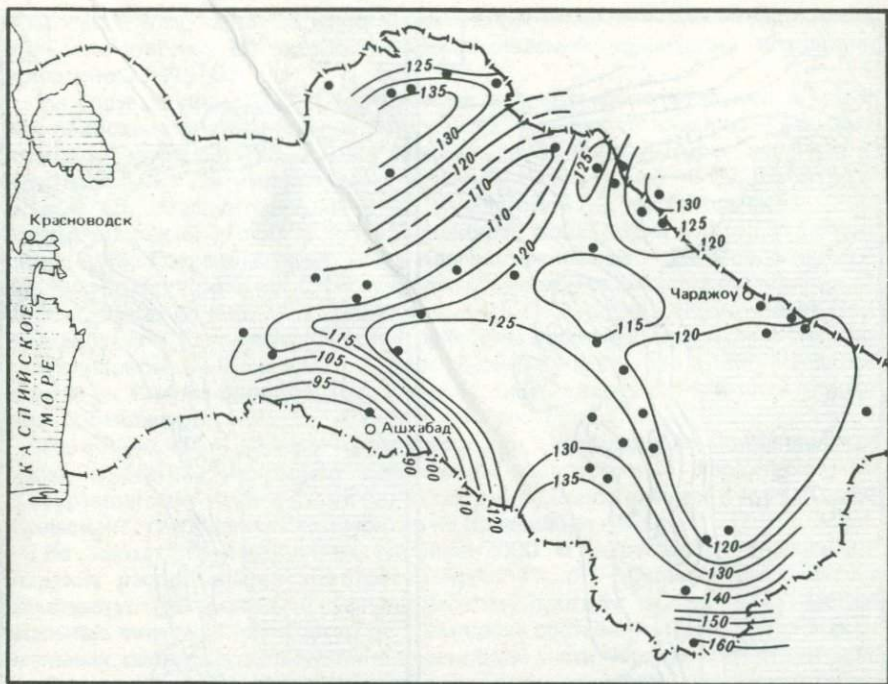


Рис. 12. Схематическая карта изотерм на глубине 3000 м  
Условные обозначения см. на рис. 10

Сравнение карт (см. рис. 10–12) показывает, что структура поля температур в исследованном регионе в целом обусловлена геолого-тектонической структурой региона. Анализ карт выявляет наличие возможной связи поля температур в платформенной части Туркмении с бассейнами газонакопления. Это проявляется в выделении четких отрицательных аномалий в пределах Центрально-Каракумского свода и Амударьинской зоны ступеней. По-видимому, это можно объяснить вертикальным перемещением водорастворенных углеводородных газов и процессами их адиабатического расширения, что впервые было отмечено В.Ф. Борзасековым [1969] и Я. А. Ходжакулиевым [1976]. При этом площадь аналогичных аномалий оказалась большей, чем предполагалось ранее.

Таким образом, рассмотрение распределения поля температур в исследованном регионе показывает приуроченность максимальных температур на всех гипсометрических отметках к приподнятым блокам фундамента (Центрально-Каракумский свод, Карабогазский свод) и областям эпиплатформенного орогенеза (Карабиль-Бадхызская ступень), а минимальных — к депрессионным зонам (Мургабская впадина, Предкопетдагский предгорный прогиб и Западно-Туркменская впадина).

Достаточный объем термометрической информации в пределах Западно-Туркменской впадины позволил построить более детальные схемы распределения геотемпературного поля выше рассмотренных срезов глубин.

На представленных картах (см. рис. 13, а–в) отчетливо выделяются локальные геотермические аномалии (ЛГА), пространственно совпадающие с нефтегазоносными площадями и структурами в плиоцен-четвертичном

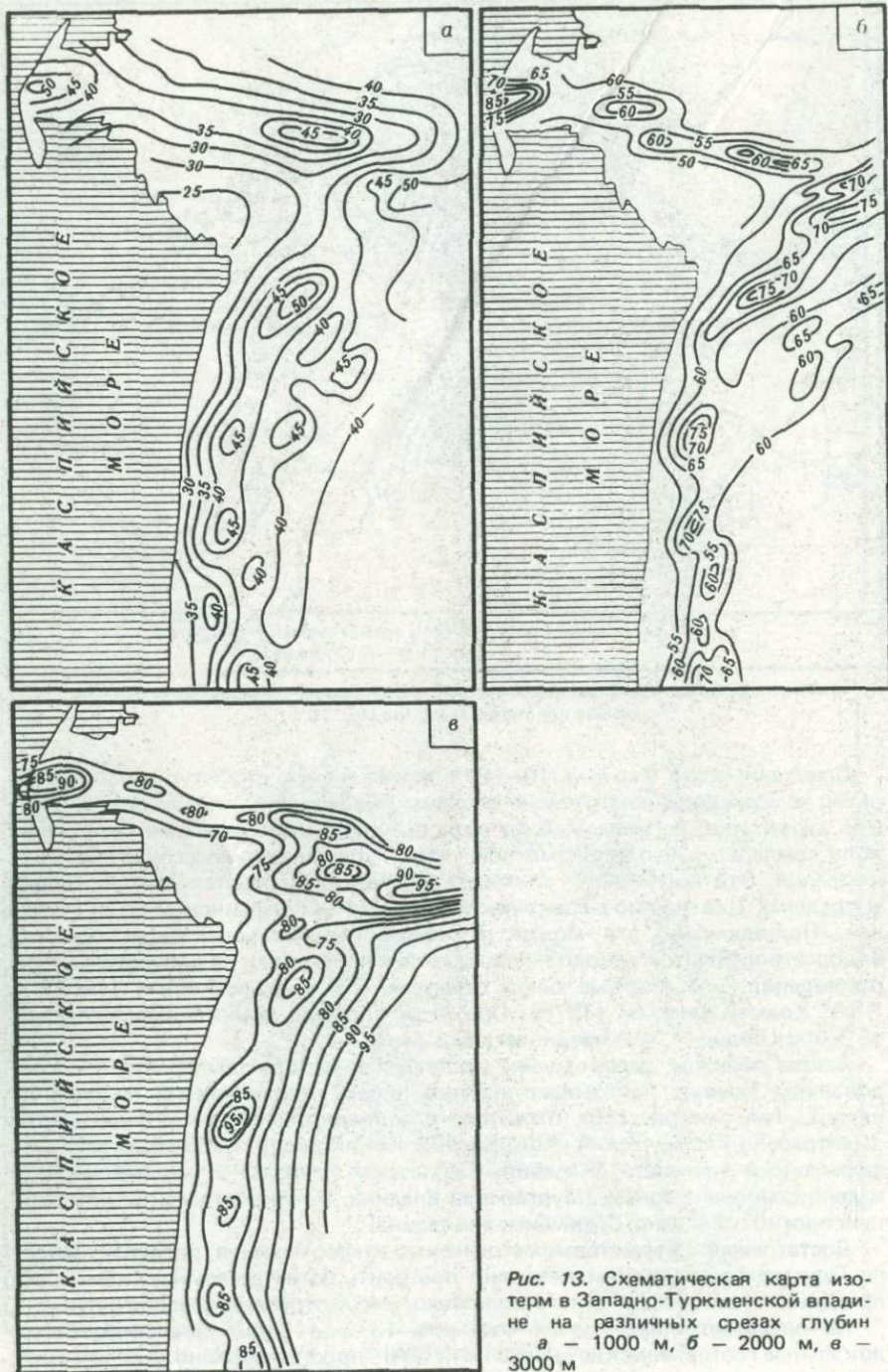


Рис. 13. Схематическая карта изотерм в Западно-Туркменской впадине на различных срезах глубин а — 1000 м, б — 2000 м, в — 3000 м

комплексе отложений Западно-Туркменской впадины. Амплитуда изменения температуры по площади рассматриваемой территории составляет примерно 20–25°С.

На срезе глубин 1000 м наименьшие температуры отмечаются в пределах наиболее погруженной части Западно-Туркменской впадины — в Кизылкумском прогибе (25–30°С), максимальные температуры характерны для отдельных антиклинальных складок: Челекенской — 55, Небитдагской — 45, Монжуклинской — 45, Кумдагской — 45, Боядагской — 50, Сыртланлинской — 50°С (Прибалханская зона поднятий); Бугдайлинской — 45, Гограньдагской — 50, Камышлджинской — 50, Окаремской — 45, Чикишлярской — 45°С (Гограньдаг-Окаремская зона поднятий).

Как видно из рис. 13, а, геоизотерма 35°С отчетливо ограничивает Прибалханскую и Гограньдаг-Окаремскую зоны поднятий. При этом геоизотермы в первом приближении по своей конфигурации повторяют изогипсы структур. Иными словами, геоизотермы рисуют структурный план плиоценовых отложений.

На общем фоне высоких температур, характерных для Прибалханской зоны поднятий, несколько пониженной прогреетостью характеризуется Котуртепинская группа структур (Котуртепе, Барсагельмес, Бурун, Комсомольская), где значения температур не превышают 40°С.

На картах геоизотерм на глубине 2000 м наблюдается аналогичная картина распределения температур (рис. 13, б). Минимальные значения температур приурочены к Кизылкумскому прогибу (менее 45°С). Максимальные значения температур на этом срезе составляют 85°С. Зона максимальных температур приурочена к сводовой части Челекенской структуры.

Геоизотермы на срезе 2000 м еще более рельефно, чем геоизотермы на глубине 1000 м, отражают структуру плиоценовых отложений. Отчетливо выделяются все структуры и их отдельные зоны. Так, аномалия геотемпературного поля на структуре Камышлджа составляет 20, на Челекене — 30, Боядаге — 10, а на остальных локальных структурах — более 5°С.

Распределение температур на глубине 3000 м (см. рис. 13, в) в пределах территории исследований в региональном плане имеет тот же характер, что и на глубинах 1000 и 2000 м. Здесь также локальными аномалиями геотемпературного поля выделяются отдельные тектонические структуры в плиоцен-четвертичном осадочном комплексе Западно-Туркменской впадины. Интенсивность аномалий на этом срезе глубин (относительно 1000 и 2000 м) слабее и составляет 5–10°С. На всех структурах характер аномалий положительный.

Максимальные температуры (95°С) на этом срезе наблюдаются в пределах структур Камышлджа и Челекен, минимальные (70°С) в Кизылкумском прогибе.

Таким образом, сравнение карт срезов на глубинах 1000, 2000 и 3000 м, а также анализ геотермических данных позволяют считать, что структура геотемпературного поля в пределах Западно-Туркменской впадины обусловлена тесной связью распределения температур с локальными и региональными геолого-структурными особенностями плиоцен-четвертичных отложений.

Рассмотрим возможные причины возникновения интенсивного геотемпературного поля над отдельными локальными структурами юго-западной части Туркмении. На наш взгляд, ими являются: 1) приближение к дневной поверхности более древних, консолидированных мезозойских отложений, характеризующихся хорошей теплопроводностью; 2) уменьшение мощности подстилающих красноцветных глинистых палеоген-миоценовых пород,

характеризующихся довольно низкой теплопроводностью; 3) структурно-тектонические особенности плиоцен-четвертичных отложений и 4) наличие значительной конвективной теплопередачи нефтегазовыми флюидами и движением подземных вод.

В пределах Западно-Туркменской впадины возникновение геотемпературных аномалий в плиоценовых отложениях может быть связано, очевидно, со всеми указанными причинами. Однако какие же из них играют главную роль в формировании регионального и локального геотемпературных полей? Рассмотрим некоторые из них.

Некоторые исследователи считают, что приуроченность зон максимальной прогретости к отдельным положительным структурам или их участкам обусловлена подогреванием их глубинными слабоминерализованными гидрокарбонатно-натриевыми водами, поступающими в верхние горизонты по разрывным нарушениям [Колодий, 1969; и др.]. В самом деле, в пределах Прибалханской депрессии имеется ряд структур, интенсивно разбитых разрывными нарушениями, к сводовой части которых и приурочены локальные температурные аномалии (Челекен, Небитдаг, Боядаг, Кумдаг, Сыртланли). Здесь роль гидрокарбонатно-натриевых вод в формировании термальных полей очевидна.

Однако имеются структуры, в частности Гограньдаг и Окарем, где гидрокарбонатно-натриевые воды отсутствуют. Тем не менее эти структуры характеризуются напряженной тепловой активностью. Известно и то, что появление глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод не всегда приводит к возникновению интенсивно прогретых зон. Например, гидрокарбонатно-натриевые воды известны в пределах структур Котуртепе, Барсагельмес, Бурун, Комсомольская, характеризующихся более слабовыраженными температурными аномалиями, чем структуры, в которых этих вод нет.

Нельзя объяснить возникновение локальных геотермических аномалий только внедрением глубинных гидрокарбонатно-натриевых вод. Хотя в то же время нельзя полностью игнорировать их влияние на формирование положительных температурных аномалий. Эти воды, нагретые в более глубоких частях разреза, не являясь основным фактором интенсивного прогрета плиоценовых пород в пределах отдельных структур, внедряясь в плиоценовые отложения или изливаясь на дневную поверхность (Челекен, Боядаг), оказывают сугубо локальное влияние на формирование теплового поля, что особенно отчетливо проявляется в тех частях разреза, где они появляются.

Например, ярко выраженная на небольшой глубине локальная геотермическая аномалия на Челекенской складке обязана своим происхождением внедрению по разломам гидрокарбонатно-натриевых вод.

Вследствие внедрения этих вод, температура которых в поверхностных источниках достигает  $70^{\circ}\text{C}$ , породы оказываются значительно прогретыми.

Геотермический градиент в верхних частях разреза здесь увеличивается до  $10-16^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . На большой глубине, где температура гидрокарбонатно-натриевых вод становится равной температуре окружающих пород, их влияние на формирование теплового потока не проявляется. Это четко видно и на температурных срезках, где на глубине 2000 м влияние гидрогеологического фактора полностью исчезает.

Таким образом, в региональном плане роль гидрогеологического фактора в формировании геотемпературного поля Западно-Туркменской впадины не может считаться определяющей. Влияние разгрузки гидрокарбонатно-натриевых вод в создании локальных температурных аномалий носит сугубо локальный характер и проявляется только на небольших глубинах (Челекен, Боядаг, Небитдаг).

Вместе с тем следует заметить, что максимальные геотермические градиенты в красноцветно-четвертичных отложениях фиксируются на структурах Боядаг, Куйджик, Челекен, Кумдаг, Камышлджа и других, где предполагается приближение к дневной поверхности мезозойских отложений, характеризующихся повышенной теплопроводностью.

Минимальные же геотермические градиенты наблюдаются в пределах структур Котуртепе, Барсагельмес, Бурун, Комсомольская, где подошва красноцветной толщи залегает на большой глубине, превышающей 5 км.

На основании сказанного все структуры Западно-Туркменской впадины по геотермическому режиму могут быть отнесены к двум основным группам. К первой из них, характеризующейся большой глубиной залегания подошвы красноцветной толщи (свыше 5 км) и геотермическими градиентами более  $1,82^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ , относятся структуры: Котуртепе, Барсагельмес, Комсомольская, Бурун, Карадашли.

Ко второй группе относятся структуры Боядаг, Сыртланли, Кумдаг, Куйджик, Челекен, Окарем, Камышлджа, Гограньдаг, Чикишляр, Акмая, Монжукли, в пределах которых подошва красноцветной толщи залегает на глубинах 2700–4000 м, а геотермический градиент изменяется от 3,1 до  $2,0^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ .

Различная прогретость этих двух групп структур может быть объяснена следующими причинами. Известно, что глинистые породы с пониженной теплопроводностью являются температурными барьерами. В пределах Западно-Туркменской впадины таким тепловым барьером являются плиоцен-миоценовые отложения, особенно палеогеновые, представленные мощной толщей глин. Как показывают материалы глубокого бурения и непосредственного изучения этих отложений по естественным обнажениям, их мощность изменяется в широких пределах, от 2200 м в районах Западного Копетдага и до 600–800 м в самой Западно-Туркменской впадине. В пределах отдельных локальных поднятий эти отложения или совсем отсутствуют, или имеют очень небольшую мощность (структуры Сыртланли, Акмая, Кумдаг).

Палеоген-миоценовые глины, и в первую очередь палеогеновые, являясь региональными теплоизоляторами, несомненно, играют важную роль в формировании теплового поля в вышележащих плиоценовых отложениях. Там, где эти отложения отсутствуют и, следовательно, мезозойские теплопроводные породы приближаются к дневной поверхности, возрастает прогретость плиоценовых отложений, что находит отражение в увеличении геотермических градиентов. Наоборот, там, где мощность их увеличивается, уменьшается прогретость плиоценовых отложений, уменьшаются в них геотермические градиенты.

Таким образом, величины геотермических градиентов в отложениях красноцветной толщи могут быть использованы для выявления в пределах Западно-Туркменской впадины участков с наименьшими глубинами залегания мезозойских отложений и минимальными мощностями палеоген-миоценовых отложений, что важно при поисках залежей в мезозойских отложениях.

К числу таких участков в Прибалханской зоне поднятий могут быть отнесены следующие структуры: Челекен, Боядаг, Сыртланли, Куйджик, Кумдаг, Небитдаг, Монжукли; в Гограньдаг-Окаремской зоне: Окарем, Камышлджа, Гограньдаг, Чикишляр, Бугдайли.

В пределах этих структур, судя по геотермическим данным, следует ожидать сокращение мощностей палеоген-миоценовых отложений и неглубокое залегание пород мезозойского комплекса. Рельеф по поверхности

последних, по всей вероятности, совпадает со структурным планом плиоценовых отложений, так как геозотермы температурных срезов на глубинах 1000, 2000 и 3000 м в целом отражают региональные закономерности геологического строения Западно-Туркменской впадины.

Таким образом, геотемпературное поле Туркмении обусловлено тесной связью с литолого-фациальными изменениями в разрезах осадочной толщи, динамикой нефтегазовых флюидов, геолого-структурными и гидрогеологическими особенностями исследованных площадей, а также с рельефом поверхности кристаллического фундамента и отдельных стратиграфических горизонтов осадочного чехла. При этом намечается связь геотермического поля с размещением нефтегазовых месторождений.

### СВЯЗЬ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ С ЗАЛЕЖАМИ НЕФТИ И ГАЗА В ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЕ

Анализ экспериментальных геотермических исследований, проведенных во многих нефтегазоносных районах, в том числе Западно-Туркменской впадине, указывает на приуроченность интенсивных локальных тепловых аномалий к нефтегазоносным площадям.

В связи с этим мы совместно с Э. Гелдыевым, Н. Мамиестановым и Н. Хаджинуровым (1977 г.) предприняли попытку установить связь между запасами углеводородов и геотермическими градиентами в плиоценовых отложениях Западно-Туркменской впадины. Анализ проводился по трем группам структур на основании их геологического строения и нефтегазоносности: 1) закрытые глубокопогруженные структуры Прибалханской зоны поднятий; 2) геологически раскрытые и приподнятые и 3) структуры с газовыми и газоконденсатными залежами.

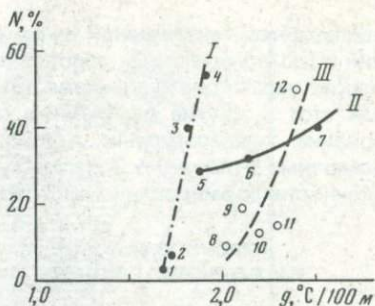
При этом суммарные первоначально разведанные запасы рассматриваемой группы месторождений принимались за 100%. Для каждого отдельного месторождения исходными данными являлись процент первоначальных запасов углеводородов и среднее значение геотермического градиента по всему разрезу плиоценовых отложений. На рис. 14 приведена вероятная зависимость между рассматриваемыми параметрами.

Заметим, что по всем трем группам структур намечается отчетливая связь между начальными разведанными запасами углеводородов и величинами геотермических градиентов. Особенно четко прослеживается эта связь для структур первой группы (Котуртепе, Барсагельмес, Бурун, Комсомольская) и второй группы (Челекен, Небитдаг, Кумдаг). Менее четкая связь, устанавливаемая для структур третьей группы, содержащих газовые залежи, может быть объяснена, по-видимому, недостаточностью информации по оценке запасов газа на этих месторождениях.

Достаточно четкая связь между запасами углеводородов и средними геотермическими градиентами на месторождениях Западно-Туркменской впадины свидетельствует о прямой зависимости величин запасов углеводородов в структуре от ее прогретости. В первой группе максимальные запасы нефти и газа находятся в Котуртепинской структуре, характеризующейся средним геотермическим градиентом  $1,9^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Наименьшие запасы оказываются в Комсомольской и Бурунской структурах, где геотермические градиенты в плиоценовых отложениях значительно ниже  $1,7^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ . Во второй группе вскрытых структур наиболее прогретые из них характеризуются наибольшими запасами углеводородов. Обращает на себя внимание тот факт, что наиболее прогретые структуры третьей группы, геотермические ступени которых изменяются в пределах 2,0—

Рис. 14. Зависимость между величинами геологических запасов нефти и газа (N) и средними значениями геотермических градиентов (g) в среднеплиоцен-четвертичных отложениях нефтегазоносных площадей Западно-Туркменской впадины

I — нефтегазовые месторождения: 1 — Комсомольское, 2 — Бурунское, 3 — Барсагельмеское, 4 — Котуртепинское; II — нефтяные месторождения: 5 — Небитдагское, 6 — Кумдагское, 7 — Челекенское; III — газоконденсатные месторождения: 8 — Окаремское, 9 — Гограндагское, 10 — Кизылжумское, 11 — Куйджинское, 12 — Камышлджинское.



2,5° C/100 м, содержат газовые залежи. Структуры второй группы, содержащие залежи нефти, характеризуются несколько меньшей прогреетостью, геотермические градиенты в них 1,9–2,6° C/100 м.

Закрытые структуры: Котуртепе, Барсагельмес, Бурун, Комсомольская, содержащие залежи нефти и газа, оказываются наиболее прогретыми, градиенты изменяются от 1,7 до 1,9° C/100 м.

Можно полагать, что величины геотермических градиентов внутри отдельных групп структур являются своеобразными индикаторами запасов в них углеводородов, а для отдельных групп — индикаторами наличия в них газовых, нефтяных и газонефтяных залежей.

Аналогичная зависимость получена Ш.Ф. Мехтиевым и другими в пределах Апшеронской нефтегазоносной области [Геотермия . . . , 1973].

В настоящее время невозможно однозначно объяснить эти очевидные закономерности. В какой-то мере, по-видимому, сказывается литология разреза, флюидный режим, структурно-тектонические особенности и другие определяющие условия теплопереноса в нефтегазоносных площадях.

В частности, высокая глинистость разреза плиоценовых отложений южной части рассматриваемой впадины является причиной не только больших значений геотермических градиентов, но и специфических условий формирования залежей, проявляющихся прежде всего в больших значениях аномально высоких пластовых давлений (АВПД), значительно превышающих гидростатическое давление и приближающихся к геостатическому. В условиях высоких давлений газовые залежи испытывают адиабатическое сжатие, что сопровождается их разогревом и вместе с ними — окружающих пород. В результате положительные геотермические аномалии в плиоценовых отложениях газоносных структур оказываются выраженными несколько большими температурными аномалиями. В случае малой глинистости разреза и большой разбитости структур разломами и разрывами различного масштаба возможны перетоки флюидов из глубоких частей в менее глубокие, что обуславливает конвективный перенос тепла. В результате этого верхние части разреза подобных структур оказываются несколько более прогретыми, чем аналогичные, но лишенные разломов структуры. Геоизотермы смещаются вверх. К числу этих структур могут быть отнесены Челекенская, Кумдагская и Небитдагская. Естественно, что степень деформации геотермического поля в таких структурах определяется масштабами перетока в них флюидов. Что же касается влияния структурно-тектонического фактора на структуру геотермического поля, то мы его рассмотрим в дальнейшем (см. гл. V).

Таким образом, можно полагать, что в Западно-Туркменской впадине

наблюдается генетическая связь распределения нефтегазовых месторождений с геотермическими условиями. Это позволяет рассматривать геотермические параметры в качестве поисковых критериев на нефть и газ. Учитывая этот и другие отмеченные признаки, заманчивым кажется прогнозирование температурных данных на большие глубины — плиоценовые осадочные отложения Западно-Туркменской впадины с точки зрения возможности формирования месторождений нефти и газа.

#### ПРОГНОЗНАЯ ОЦЕНКА РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕМПЕРАТУР НА БОЛЬШИЕ ГЛУБИНЫ В ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЕ

Оценка прогнозных температур на большие глубины (5 и 10 км), еще не освоенные бурением, важна для исследований формирования месторождений полезных ископаемых и в первую очередь нефти и газа. Известно, что температурный режим недр оказывает существенное влияние на формирование и сохранение нефтегазовых залежей, тип и качество углеводородных флюидов. При этом нормальные нефти начинают преобразовываться в легкие при температуре 100°С, а при температурах более 175°С нефтяная фаза полностью исчезает. Еще надо учесть, что при температуре 130–140°С начинается процесс метаморфизма нефтей, ведущий к постепенному разрушению их залежей с образованием углеводородных газов. Нефти при таких температурах обычно метановые, парафинистые, и залежи их сравнительно редки. Нагретые до столь высоких температур отложения содержат при прочих благоприятных условиях главным образом газовые и газоконденсатные месторождения.

В связи с этим и рассмотрим глубинный геотермический режим мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Туркменской впадины.

Оценку прогнозных температур мы проводили двумя способами для глубин 5 и 10 км. В первом способе расчет проводился экстраполированием температуры с помощью наиболее вероятного градиента, характерного для литолого-стратиграфических комплексов отдельных тектонических зон исследованного района, по формуле (5). В этом случае для каждого стратиграфического комплекса (апшерон-акчагыл, верхний и нижний красноцвет) устанавливалось наиболее вероятное значение геотермического градиента. Этот способ расчета глубинных температур, очевидно, будет содержать ошибки, вызванные отсутствием или недостаточной информацией геологического и геотермического характера. Следует отметить, что скважины, изученные температурными исследованиями в Западно-Туркменской впадине, неравномерно размещены по площади. Более того, большинство термических замеров выполнено в отложениях неогеновой системы, тогда как в нижележащих стратиграфических комплексах вероятные значения геотермического градиента удалось изучить лишь в единичных скважинах (Аладаг-2 и Казелтепе—Т-2).

Одновременно с этим оценка прогнозных температур была выполнена на основе изучения формирования нестационарного геотермического поля (более подробно см. гл. V, VII).

При этом оба способа оценки глубинных температур требуют прибегать к аналогиям, большому числу допущений и к не всегда характерным для реальной среды средним статистически выведенным параметрам. Можно считать, что наименьшие ошибки, порядка  $\pm 10\%$ , вероятны при расчетах величин теплового потока и теплопроводности горных пород мезозойско-кайнозойских отложений Западно-Туркменской впадины. Поэтому при расчетах мы предпочитали брать по возможности меньшие величины, чтобы

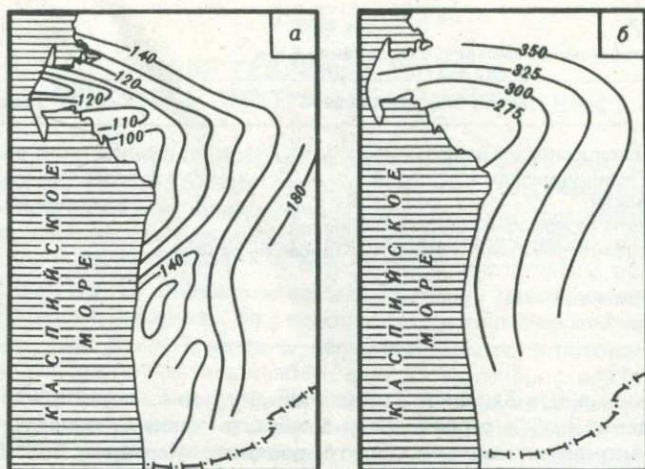


Рис. 15. Прогнозная карта-схема изотерм на срезах глубин 5 (а) и 10 км (б) для территории Западно-Туркменской впадины

избежать завышенной оценки распределения глубинных температур и соответственно зоны распространения нефтегазоносности по глубине. На рис. 15. а и б представлены карты геоизотерм на глубинах 5 и 10 км, построенные на основе расчета глубинных температур, выполненных описанными выше способами.

Как видно из рис. 15, а, на глубине 5 км отчетливо выделяются два отдельных геотермических купола, пространственно совпадающих с зонами антиклинальных поднятий в кайнозойское время. Первый из них с изотермой 120°С приурочен к крупным антиклинальным структурам (Челекен, Котуртепе) Прибалханской зоны поднятий. Максимальная температура 130°С наблюдается на Челекене. Вторая аномалия поля температур на глубине 5 км достаточно большой интенсивности наблюдается в пределах структур Камышлджа, Окарем и сопредельных с ними площадей. Она оконтуривается изотермой 140°С. Величина максимальной температуры составляет 150°С. Интенсивность аномалии выше, чем в Прибалханской зоне.

На карте отчетливо наблюдается отрицательная аномалия, приуроченная к Кизылкумской мульде. Она оконтуривается изотермой 160°С. В целом анализ этой карты показывает, что Западно-Туркменская впадина на глубине среза 5 км ограничивается изотермой 140°С. Изменение температуры по площади рассматриваемой территории составляет 60°С.

Изменение температуры на глубине среза 10 км имеет такой же порядок, что и на глубине 5 км. Как видно из рис. 15, б, оно составляет 75°С. Кизылкумской мульде на этом срезе глубины соответствует также отрицательная аномалия. Она оконтурена изотермой 275°С. Изотермой 350°С оконтуривается территория Западно-Туркменской впадины.

Сравнивая геотермические карты среза глубин 1, 2, 3, 5 и 10 км (см. рис. 10–13, 15), можно заключить, что региональные особенности геолого-тектонического строения территории Западно-Туркменской впадины отчетливо вырисовываются именно на больших глубинах, тогда как поверхностные особенности — на малых глубинах.

С другой стороны, сравнивая срезы глубин 5 и 10 км с зонами нефтега-

Таблица 7

Результаты расчета температур на глубине 6 км

Тектоническая зона	Температура, °С
Окарем-Камышлджинская зона	180
Чикишляр-Гасанкулинская	165
Карадашлинская	145
Восточная часть Прибалханской зоны поднятий	160
Район Котуртепинской группы структур Прибалханской зоны поднятий	135
Структура Челекен	160
Кизылкумский прогиб	125

зонакопления в Юго-Западной Туркмении, нетрудно заметить, что основные месторождения нефти расположены в области низких температур, а газовые и газоконденсатные — в области высоких. Изотерма 325°С на срезе глубин 10 км на рассматриваемой территории оконтуривает все ныне известные нефтегазоносные структуры Западно-Туркменской впадины. Это позволяет говорить о большой роли термического режима территории в формировании и размещении нефтегазовых месторождений. Однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Представленные карты глубинных температур, хотя и являются первым подходом к такому изучению, с некоторой степенью достоверности позволяют прогнозировать нефтегазоносность территории на глубинах выше 5 км. Объектом для поисковых работ на нефть и газ является район Кизылкумской мульды. Здесь температура, при которой возможен процесс метаморфизма нефтей, соответствует глубинам 6,5 км.

Как видно из табл. 7, на глубине 6 км в разрезе Западно-Туркменской впадины температурные условия не являются критическими для существования залежей нефти, хотя на этой глубине в подплиоценовых отложениях могут встречаться преимущественно газовые и газоконденсатные залежи.

Проведенные оценки глубинных температур показывают, что, по геотермическим данным, возможно существование нефтегазовых залежей на территории Западно-Туркменской впадины до глубин 6–6,5 км. При этом наиболее благоприятными участками являются районы Кизылкумского прогиба и Котуртепинской группы структур Прибалханской зоны поднятий Западно-Туркменской впадины.

## ПОЛЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН ТУРКМЕНИИ

Изучение поля тепловых потоков в Туркмении начато лишь в последние годы [Аширов, 1975а]. Вместе с тем результаты многочисленных геотермических исследований, выполненных для решения прикладных задач, обобщение имеющихся первичных термокаротажных работ на нефтегазопроисковых и гидрогеологических скважинах с достаточным временем их выстойки (см. гл. III) позволили автору на основе массового определения теплопроводности разреза по основным литолого-стратиграфическим комплексам (см. гл. III) оценить величину теплового потока более чем в 200 пунктах, распределенных почти во всех крупных структурно-тектонических зонах Туркмении (см. Приложение 3). При этом автор стремился к единству метрологической обеспеченности исходных данных.

Полученный таким путем фактический материал позволяет наметить главные закономерности и особенности распределения поля тепловых потоков, основные факторы искажения глубинного теплового потока поверхностными термическими неоднородностями и заложить основу для разработки тепловой модели глубинного строения литосферы различных структурно-тектонических зон Туркмении.

### ТЕПЛОВОЙ ПОТОК В ПЛАТФОРМЕННОЙ ЧАСТИ ТУРКМЕНИИ

Обширная часть территории Туркмении, как было отмечено в I главе, занимает юго-западную часть эпигерцинской Туранской плиты, которая вовлечена в тектоническую и сейсмотектоническую активизацию в альпийский цикл тектогенеза. Преобладающее большинство определений теплового потока здесь основано на геотермических измерениях, выполненных в процессе промыслово-каротажных работ в скважинах с достаточным временем их выстойки. В результате в рассматриваемом регионе получено более сорока оценок величины теплового потока. Точность таких определений теплового потока оценивается в 15–20% (см. гл. II). В ряде случаев получены лишь ориентировочные значения теплового потока (они не вошли как в каталог, так и в карту-схему теплового потока). Несмотря на это, удается выявить некоторые особенности распределения поля тепловых потоков.

Рассмотрим особенности распределения поля тепловых потоков по тектоническим зонам региона.

**Карабогазский свод.** Тепловой поток изучался в пределах свода и его обрамления в шести скважинах. Величина теплового потока в пределах Карабогазского сводового поднятия в среднем равна  $70 \text{ мВт/м}^2$  (Карши, скв. 3; Карабогаз, скв. 1, 2). Обрамление сводового поднятия, которое характеризуется неглубоко погруженными депрессионными зонами, имеет потоки плотностью  $59 \text{ мВт/м}^2$  (Аджигир, скв. 25; Байлейдин, скв. 1; Чагаласор, скв. 1).

**Центрально-Каракумский свод.** Величина теплового потока здесь определена в шести скважинах (Зеагли-Дарваза, скв. 7, 1315; Топджульба, скв. 1, 4; Атабай, скв. 42). Максимальные величины теплового потока наблюдаются в скважинах  $1,4\text{--}71 \text{ мВт/м}^2$  (рис. 16).

Амплитуда изменения значений теплового потока в пределах свода

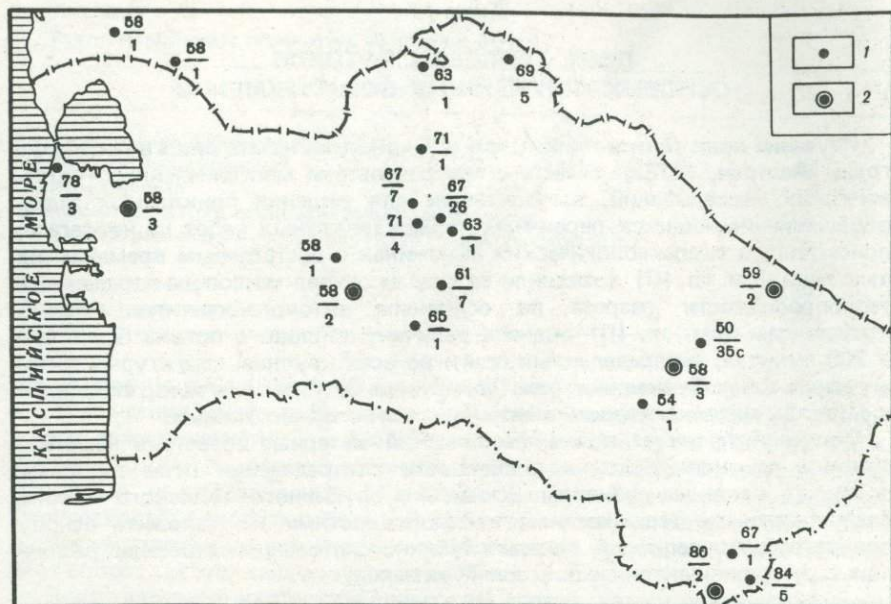


Рис. 16. Схематическая карта тепловых потоков на юге Туранской плиты  
 1 в числителе тепловой поток, в мВт/м<sup>2</sup>, в знаменателе — номер скважины, 2 — в числителе средний тепловой поток по группе скважин, мВт/м<sup>2</sup>, в знаменателе — количество скважин

составляет 0,84 мВт/м<sup>2</sup>, она может быть обусловлена структурным эффектом. Но эти расхождения не выходят за пределы точности измерений.

Значения потока на южном и северном склонах свода составляют 63—70 мВт/м<sup>2</sup>. Эти данные свидетельствуют о довольно устойчивых величинах теплового потока в пределах Центрально-Каракумского свода, равных в среднем 67 мВт/м<sup>2</sup>.

**Южный склон платформы.** В рассматриваемой зоне тепловой поток был определен по пяти скважинам. Величина плотности теплового потока здесь изменяется от 59 до 65 мВт/м<sup>2</sup>. Максимальная величина теплового потока приурочена к субмеридиональному глубинному разлому (Бахардок, скв. 1). В целом значения тепловых потоков в пределах южного склона платформы довольно стабильны и равны 59 мВт/м<sup>2</sup> (Казы, скв. 1, 8; Сансыз, скв. 1; Восточный Ербент, скв. 7).

**Мургабская впадина.** Тепловые потоки в этой тектонической зоне определены в северном ее обрамлении. В целом рассматриваемая зона характеризуется пониженными значениями теплового потока. Значение теплового потока в Мургабской впадине, определенное по скв. 35 на площади Захмет, скв. 6, 7, 9 структуры Байрамали и скв. 1 структуры Мары, составляет в среднем 55 мВт/м<sup>2</sup>.

В пределах Амударьинской зоны ступеней тепловой поток мы определили по скв. 2 структуры Сакар. Величина теплового потока здесь равна 59 мВт/м<sup>2</sup>. Была проведена также предварительная оценка величин теплового потока и по другим скважинам локальных поднятий рассматриваемой тектонической зоны. Результаты вычислений указывают на наличие сход-

ных величин плотности теплового потока в Амударьинской зоне ступеней и на площади Сакар (59–65 мВт/м<sup>2</sup>).

В зоне эпиплатформенного орогенеза, характеризующейся палеоген-неогеновым вулканизмом и магматизмом, в Карабиль-Бадхызской ступени зафиксированы максимальные величины теплового потока в исследованном регионе. Здесь тепловой поток определен в четырех скважинах (Ислим, скв. 1, 2; Карачоп, скв. 5; Кагазли, скв. 1). Величина теплового потока в этой тектонической зоне изменяется от 67 (Кагазли, скв. 1) до 80 мВт/м<sup>2</sup> (Карачоп, скв. 5).

Анализ полученных данных указывает на то, что депрессионные участки рассматриваемого региона характеризуются пониженными значениями теплового потока, а области эпиплатформенного орогенеза и сводовые поднятия в структуре кристаллического фундамента — повышенными. В связи с этим, несмотря на малочисленность полученных данных (около 40 определений потока), укажем на возможные причины искажения глубинного теплового потока. На наш взгляд, ими являются процессы осадконакопления и структурно-тектонический фактор, связанный с контрастной теплопроводностью.

Что же касается поправки за счет гидрогеологического фактора, то специальных детальных исследований этого вопроса не проводилось. Вследствие малых скоростей движений подземных вод на рассматриваемых участках юга Туранской плиты [Борзасеков, 1969] можно полагать, что поправка такого рода здесь невелика, о чем свидетельствуют оценки, выполненные по методике, предложенной Н.А. Огильви [1959].

Все это позволяет принять наблюдаемые величины теплового потока в первом приближении за величину глубинного корового теплового потока на структурах юга Туранской плиты. В заключение отметим, что различные геотектонические структуры региона имеют хорошую дифференциацию по величине теплового потока и наблюдается определенная закономерность в его распределении. Пространственные вариации теплового потока в пределах однородных структур, по-видимому, связаны с влиянием поверхностных неоднородностей.

#### ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК В КОПЕТДАГСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЕ И В ЗОНЕ ЕЕ СОЧЛЕНЕНИЯ С ТУРАНСКОЙ ПЛИТОЙ

На территории горноскладчатых сооружений Копетдага у Предкопетдагского прогиба, составляющих геосинклинальную часть юга Туркмении, изучение особенностей распределения плотности поверхностного теплового потока начато лишь в последние годы.

Геологический разрез Копетдага представлен достаточно мощными литологически однородными породами (известняковая толща мальм-неокома и др.). В связи с этим по используемой методике (см. гл. II) достаточно надежно можно определить величину теплопроводности горных пород и геотермического градиента в них.

Аналогичным путем нам удалось определить величины тепловых потоков в более чем 20 скважинах рассматриваемого района как по данным высокоточных температурных измерений (восемь скважин), так и по измерениям температур, выполненных в процессе промыслово-каротажных работ в скважинах, близких к теплоуому равновесию.

В области юго-западных виргаций Передовой цепи Западного Копетдага определение теплового потока выполнено в пределах Обой-Даматинской антиклинальной цепи (Даната, скв. 1), Терсакан-Ялавачской синклиналь-

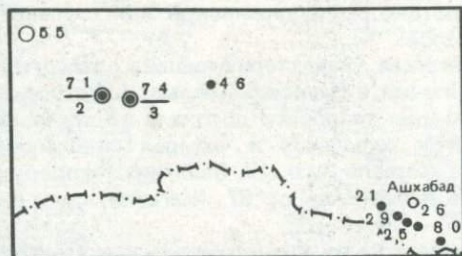


Рис. 17. Схематическая карта теплового потока в Копетдагской орогенической области

Условные обозначения см. на рис. 16.

ной зоны, скв. 1, (Терсакан, скв. 32, 40) и Тройской антиклинальной зоны (Синджоу, скв. 4, 7, 31; Сейткердерн, скв. 6). Фоновое значение теплового потока по семи измерениям составляет  $71 \text{ мВт/м}^2$ . Глубина скважин не превышала 500 м. Показательно, что тепловые потоки в пределах рассматриваемого района занижаются в синклиналих участках и составляют  $61 \text{ мВт/м}^2$  (рис. 17).

Тепловой поток в пределах Главного антиклинория Копетдага определен нами по данным высокоточных геотермических измерений в шести скважинах глубиной 300–900 м, пробуренных в северных частях рассматриваемой структуры (Гаудан, скв. 4П; Чандыр, скв. 1; Чули, скв. 5М; Наарли, скв. 23; Аккая, скв. 25; Сулюкли, скв. 24), и в одной скважине, по данным производственного термокаротажа (Калининск, скв. 18 К). Величина потока здесь изменяется от 35 до  $81 \text{ мВт/м}^2$ .

В области Передовых дислокаций величина теплового потока определена в пяти скважинах глубиной до 500 м, пробуренных на площадях термальной зоны (скв. 12, 13М, 15М, 603, 610 в Ашхабадском районе, скв. 8 в районе Копетдага, скв. 2, Бамикодж). Здесь величина теплового потока оказалась аномально низкой  $18\text{--}35 \text{ мВт/м}^2$ . Измерения, выполненные в рассматриваемой зоне, были продублированы определениями теплового потока с применением тепломеров. Они были проведены автором совместно с Р.И. Кутасом и М.И. Бевзюком в процессе опробования и испытания методики непосредственного измерения теплового потока, разработанной ими же [Кутас, 1978].

Измерения выполнены в четырех скважинах, глубины которых намного превышают уровень слоя сезонных колебаний температуры. (табл. 8).

Сравнение величин тепловых потоков, полученных различными методиками, дало вполне согласующиеся результаты. Разность значений потоков, полученных этими способами, составляет в среднем 10%.

Эти данные четко указывают на приуроченность к области Передовых дислокаций аномально низких тепловых потоков.

Низкие потоки характерны и для территории Предкопетдагского предгорного прогиба. Здесь поток определен в четырех скважинах (Кизиларват, скв. 4; Изгант, скв. 1, 2; Такыр, скв. 3С). Средняя величина теплового потока здесь же не превышает  $42 \text{ мВт/м}^2$ . Глубина исследования 700–3000 м.

Анализ полученных данных указывает на некоторые особенности структуры поля тепловых потоков в пределах Копетдагского региона. Во-первых, поле тепловых потоков в области современной тектонической активизации типа Копетдагской характеризуется существенной неоднородностью. Во-вторых, полученные значения, хотя и немногочисленные, достаточно убедительно показывают в этой структуре наличие зоны аномально низких потоков, которая приурочена к локальной зоне — области Передовых дислокаций, характеризующейся наличием разрывов различного

Таблица 8

Результаты определения теплового потока с использованием различных методик

Номер скважины	Глубина, м	Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>		Разница, %
		по термомерам	по каротажным данным	
603	90	35	30	15
12М	540	20	29	5
610	120	22	20	10
15 М	240	19	22	10

масштаба, сейсмодислокаций и интенсивными подвижками земной коры. Более того, зона аномально низких потоков (18–30 мВт/м<sup>2</sup>) в пределах области Передовых дислокаций относительно окружающей геосинклинальной и платформенной территории Туркмении (50–80 мВт/м<sup>2</sup>) в целом прурочена к районам наибольшей сейсмичности. Здесь характерны также проявления интенсивных горизонтальных и вертикальных движений земной коры [Горелов и др., 1979; и др.]. В связи с этим, как это было сделано в ряде работ [Смирнов, Сугробов, 1978; и др.], указанные аномалии можно было бы предполагать как результат трансформации части глубинной тепловой энергии, поступающей из нижних частей земной коры и верхней мантии, в механическую энергию, обуславливающую сейсмотектоническую активизацию рассматриваемого района.

Но если учесть, что рассматриваемая зона подвергалась дроблению и трещинообразованию вследствие сейсмотектонических процессов и близости области питания грунтовых и подземных вод, то она будет характеризоваться временной нестационарностью геотермического поля в результате инфильтрации атмосферных осадков в приповерхностных частях земной коры. Действительно, величина теплового потока в Центральном Копетдаге, определенная на значительном расстоянии от разрывов (более 5 км), оказалась равной 80 мВт/м<sup>2</sup>. Такая величина теплового потока характерна и для районов Западного Копетдага, где практически отсутствует влияние процесса инфильтрации на геотермическое поле (см. гл. III). Масштабы влияния этого процесса детально будут рассмотрены в гл. V.

Таким образом, данные выполненных определений в рассматриваемом регионе, хотя они пока и единичны, показывают, что Копетдагская складчатая система характеризуется тепловыми потоками, свойственными областям альпийского орогенеза (70–80 мВт/м<sup>2</sup>). При этом они осложнены аномально низкими потоками, приуроченными к районам интенсивного развития разрывов, разломов, сейсмодислокаций различного масштаба. Таким образом, из-за значительных вариаций теплового потока в пределах Копетдага и Предкопетдагского предгорного прогиба геосинклинальную область юга Туркмении следует рассматривать как энергетически неоднородный регион как по латерали, так и по глубине.

#### ТЕПЛОВЫЙ ПОТОК В ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЕ

Систематические исследования по изучению поля тепловых потоков в Западно-Туркменской впадине проводятся в последние пять-шесть лет [Аширов, 1975а,б; Аширов и др., 1976]. Для определения теплового потока использовались замеры температур в скважинах с установившимся

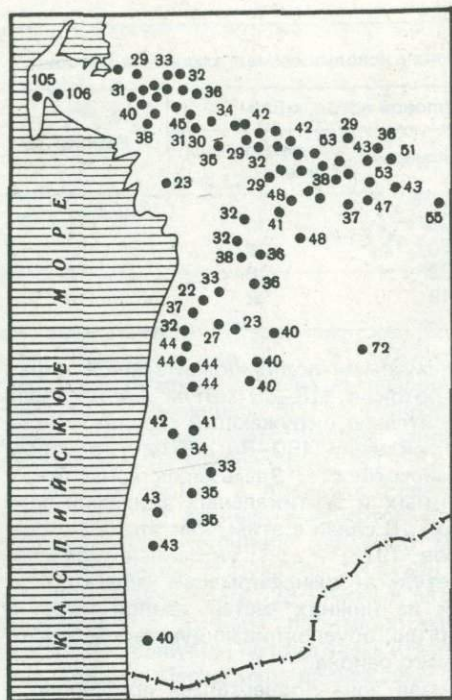


Рис. 18. Схематическая карта тепловых потоков в Западно-Туркменской впадине, мВт/м<sup>2</sup>

тепловым режимом термисторными термометрами с погрешностью не более чем 0,1°С, максимальными и электрическими термометрами сопротивления, позволяющими вести непрерывную регистрацию температуры по стволу скважины, но с меньшей точностью — 0,5°С. Термисторные термометры использовались для контрольных измерений, которые показали, что различия в значениях потока, вычисленные на основании температурных замеров различными методами, не превышают 15–20%. Величина теплового потока вычислялась по литолого-стратиграфическим комплексам, а средневзвешенное его значение в интервале исследования как произведение среднего градиента

температуры, измеренного в скважинах, и средневзвешенного значения коэффициента теплопроводности по разрезу (см. гл. II). Ниже приводится анализ более 70 значений теплового потока, характеризующих тепловой режим основных тектонических структур Западно-Туркменской впадины.

Полученные значения тепловых потоков изменяются в широких пределах (рис. 18), и намечается четкая закономерность в его распределении. Они согласуются с геолого-тектоническим строением Западно-Туркменской впадины, которая отличается значительной сложностью. Как видно из рис. 18, Западно-Туркменская впадина характеризуется неоднородностью структуры поля тепловых потоков. Измеренные величины теплового потока здесь варьируют в довольно широких пределах: 23–100 мВт/м<sup>2</sup> и более, хотя его фоновое значение составляет в среднем 33–46 мВт/м<sup>2</sup>.

В пределах Прибалханской тектонической зоны, являющейся наиболее погруженным структурным элементом Западно-Туркменской впадины (мощность осадочных образований достигает 20–25, среднеплиоцен-четвертичных — 5–6 и четвертичных — 0,5–2,0 км), тепловой поток определялся в 46 пунктах, которые расположены практически на всех основных локальных структурах. Глубина исследования скважин изменяется от 900 до 5000 м. Половина из определений потока выполнена на основании высокоточных измерений температуры термисторными датчиками. Большинство величин теплового потока сконцентрировано в интервале 29–50 мВт/м<sup>2</sup>. Определенная часть из них получена в зоне разгрузки термальных вод и дала аномальные результаты более 100 мВт/м<sup>2</sup>. Повышенные потоки отмечены также в присводовых участках локальных структур и в зонах разрывных нарушений (Котуртепе, скв. 41, 103; Небитдаг, скв. 433, 353 и др.).

Таблица 9

Тепловой поток в основных литолого-стратиграфических комплексах Западно-Туркменской впадины

Площадь	Номер скважины	Тепловой поток, $q$ , мВт/м <sup>2</sup>			
		$q_Q$	$q_{ср+ок}$	$q_{кг}$	$q_{ср}$
Котуртепе	2	29,0	34,0	—	30,4
	41	37,0	60,8	61,3	50,3
	71	29,0	38,2	—	34,0
	97	27,0	33,1	37,3	31,9
	103	36,0	46,6	—	44,1
	126	26,0	49,5	—	39,8
	195	23,0	33,6	60,4	32,7
Барсагельмес	11	25,0	38,2	—	31,9
	12	26,0	36,0	39,8	35,6
Небитдаг	433	42,8	60,0	68,9	61,7
	532	40,3	44,1	—	42,4
	543	44,8	50,4	—	48,7
	759	36,0	30,6	—	28,5
Монжукли	13	40,0	44,4	—	43,7
Кизылкум	205	37,0	38,2	—	34,4
	209	27,0	42,8	—	40,7
	214	28,0	44,4	—	37,7
Кумдаг	102	43,2	54,5	—	52,8
Кобек	3	43,2	—	—	43,2
Гогряндаг	9	33,0	36,1	39,0	36,1
Карадашли	5	26,0	30,2	—	27,7
Камышлджа	2	45,7	42,0	44,4	44,1
	7	36,0	42,4	47,0	44,1

Анализ структуры теплового поля в Прибалханской тектонической зоне позволяет выделить три главные особенности: 1. Четко наблюдается увеличение теплового потока от молодых стратиграфических комплексов к древним, т.е. с глубиной (табл. 9). 2. Минимальные значения теплового потока приурочены к структурам, испытывавшим погружение большой амплитуды, компенсировавшееся мощным осадконакоплением в среднеплиоцен-четвертичное время (Узун-Ада, Комсомольская, Барсагельмес и др.). 3. Аномально повышенные потоки характерны для присводовых участков локальных структур и зоне разрывных нарушений. Природа последнего будет рассмотрена далее (см. гл. V). Фоновое значение теплового потока в Прибалханской тектонической зоне, исключая гидротермальные аномалии и аномалии структурно-тектонического фактора, составляет 36 мВт/м<sup>2</sup>.

В пределах Гогряндаг-Окаремской зоны тепловой поток определялся в основном по замерам градиентов температур электрическими термометрами и лишь в четырех скважинах — термисторными термометрами. Измерения проводились в скважинах глубиной от 500 до 3000 м. Аналогично Прибалханской зоне здесь также наблюдается увеличение теплового потока с глубиной и изменение потока в зависимости от погруженности структур. Фоновое значение теплового потока по 12 определениям составляет 47 мВт/м<sup>2</sup>. Повышенные значения фонового теплового потока в Гогряндаг-Окаремской зоне относительно Прибалханской обусловлено, по-видимому, меньшей погруженностью структур данного района в сред-

неплиоцен-четвертичное время (3–3,5 км) и приподнятым залеганием поверхности складчатого основания (14–18 км). Показательно, в частности, что потоки, измеренные в зонах глубокого залегания фундамента, дают более низкую величину — 38 мВт/м<sup>2</sup> (Чикишляр, скв. 2, 4; Карадашли, скв. 2, 5, 12, 15 и др.).

Данные выполненных определений показывают, что изменчивость теплового потока по разрезу и по площади в пределах Западно-Туркменской впадины находится в тесном соответствии с геолого-тектоническими и гидрогеологическими особенностями в районах исследований.

При этом характерной особенностью теплового поля Западно-Туркменской впадины является увеличение теплового потока с глубиной и его тесная корреляция с амплитудами новейших тектонических движений, компенсированных осадконакоплением. Они указывают на нестационарность теплового поля рассматриваемого региона. Эти данные позволяют считать, что пространственное изменение теплового потока в Западно-Туркменской впадине связано с историей геолого-тектонического развития, а именно с нестационарностью теплового поля в пределах длительно накапливающейся теплоизолирующей осадочной толщи, что должно быть предметом специального рассмотрения при изучении геотермического режима глубинных слоев литосферы.

Таким образом, Западно-Туркменская впадина характеризуется значениями теплового потока (34–48 мВт/м<sup>2</sup>), типичными для мощного осадконакопления. На фоне низких тепловых потоков в пределах нефтегазоносных структур отмечается наличие локальных аномалий, проявляющихся в увеличении теплового потока в присводовых участках и в зоне разрывных нарушений. Природа этих аномалий связана как с рефракцией геотермического поля в локальных структурах, так и с миграцией глубинного газоводного и газонефтяного флюида по зонам разрывных нарушений, развитых в плиоцен-четвертичном структурном этаже в пределах антиклинальных поднятий и нефтегазоносных площадей региона (более подробно см. гл. V).

Аладаг-Мессерианская тектоническая зона представляет собой переходную область, разделяющую структуры Западного Копетдага и Западно-Туркменской впадины, где величину теплового потока в настоящее время удалось оценить лишь по одной скважине в пределах локальной структуры Западный Аладаг (скв. 2), значение его 73 мВт/м<sup>2</sup>, геотермический градиент равен 3,7°С/100 м. Средневзвешенное значение теплопроводности разреза, представленного преимущественно мергелями и известняками с наличием песчано-глинистых отложений, составляет 1,93 Вт/(м·К).

Резумируя приведенные выше данные, отметим, что поле тепловых потоков в пределах Западно-Туркменской впадины имеет определенную дифференциацию, отражающуюся в его связи с геолого-тектоническим строением, гидрогеологическими особенностями и историей геологического развития региона.

Исследования геотермического поля Туркмении позволили установить главные закономерности распределения поверхностного теплового потока в этом регионе. При этом различные геотектонические структуры имеют хорошую дифференциацию по величине теплового потока. Тепловой поток в Туркмении изменяется от 20 до 100 мВт/м<sup>2</sup>. Вариации теплового потока характерны как для Туранской плиты, так и для области альпийской геосинклинали. Более того, в последней поле тепловых потоков характеризуется, по-видимому, значительной нестационарностью, обусловленной интенсивной неоген-четвертичной активизацией, а также процес-

сами инфильтрации и интенсивного движения подземных вод в верхней гидродинамической зоне. Эти вопросы, естественно, представляют несомненный интерес в изучении задач формирования геотермического поля в приповерхностных частях земной коры в геосинклинальных областях, с одной стороны, и в определении структуры глубинного корового теплового потока и в разработке тепловой модели литосферы, — с другой.

## Глава V

### СТРУКТУРА ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ И АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ ИСКАЖЕНИЙ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Получение правильного представления о геотермическом режиме глубинных недр земной коры и верхней мантии по данным геотермических наблюдений в приповерхностных слоях требует прежде всего объективной качественной и количественной оценки искажений глубинного теплового поля различного рода локальными факторами (поверхностными аномалиями геотемпературного поля). Наблюдаемые величины теплового потока зависят в той или иной степени от локальных возмущений теплового поля, связанных с поверхностными неоднородностями в пункте определения, и могут не соответствовать величине глубинного теплового потока.

Опыт геотермических исследований [Любимова, 1968; Тепловой . . . , 1970; Кутас, Гордиенко, 1971; Смирнов, 1970; и др.] показал, что основными факторами, формирующими структуру теплового поля в приповерхностных частях земной коры, являются: 1) рельеф земной поверхности, 2) локальные структуры и рельеф основных границ раздела земной коры, 3) вариации климата в течение недавних геологических эпох, 4) изменение температуры поверхности в горизонтальном направлении, 5) энергопреобразующие геохимические процессы, 6) движение подземных вод, 7) осадконакопление.

Искажения величины глубинного теплового потока могут вызываться и отличиями значений теплопроводности пород, определенных в лабораторных условиях, от значений в условиях естественного залегания. Поправки такого рода нами были учтены при определении теплового потока для конкретных случаев исследуемого региона.

Нарушения теплового поля, обусловленные первым, третьим, четвертым и пятым факторами в районе исследований, несущественны, и их суммарный эффект на пунктах определений теплового потока не превышает 10–15%, что находится в пределах точности определения потока. Это связано с тем, что геосинклинальные и платформенные районы Туркмении представляют собой равнины, где изменение абсолютных отметок скважин не превышает первых сотен метров, а изменение поверхностной температуры по всей площади составляет 4–5 °C (см. рис. 2).

В горных районах Копетдага и плоскогорьях Карабиль-Бадхыза поправка на величину измеренного теплового потока за счет влияния рельефа местности не превышает 10–15%. Об этом свидетельствует изучение топографических поправок, выполненное А.Д. Дучковым и Л.С. Соколовой [1974] в аналогичных структурах.

Что же касается вопросов формирования теплового поля влиянием

структурного и гидрогеологического факторов и в процессе новейших тектонических движений, компенсировавшихся мощным осадконакоплением, то они требуют специального рассмотрения в конкретных геологических зонах Туркмении.

#### ФОРМИРОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ В ПРЕДЕЛАХ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ И ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР

При рассмотрении теплового поля основных структурных зон Туркмении было отмечено, что присводовые участки нефтегазоносных площадей и локальных структур, а также участки развития грязевого вулканизма и разломные зоны характеризуются аномалиями, превышающими инструментальную и методическую погрешности исследований. Рассмотрим тепловое поле нескольких локальных структур Западно-Туркменской впадины.

**Котуртепе (Прибалханская зона).** Месторождение характеризуется широким развитием продольных и поперечных тектонических нарушений, в результате чего наблюдается блоковый характер его строения. Построенная нами совместно с Н. Мамиевеновым по замерам температур схематическая карта на срезе глубин 2000 м позволяет выявить особенности геотермического режима месторождения Котуртепе (рис. 19,а). Величина локальной аномалии составляет 8–10 °С. В центральном и западном участках месторождения температуры несколько выше (на 2–4 °С), чем в восточном участке, приуроченном к опущенному блоку. Аналогичная картина наблюдается и в распределении геотермического градиента для продуктивных горизонтов верхнего красновата. В Западном и Центральном Котуртепе значение градиента составляет 2,1–2,3 °С/100 м, а в Восточном — 1,8–1,0 °С/100 м. Аномалия по тепловому потоку в пределах месторождения Котуртепе составляет 20–35%. Заметим, что свод месторождения по кровле горизонта III в первом и во втором участках отмечается на глубине 1500–1600 м, тогда как в третьем участке — на глубине 2000 м и более. Геоизотермы описывают структуру плиоцен-четвертичного комплекса рассматриваемой площади. При этом в северо-западной части Западного Котуртепе изотермы открываются в сторону нефтяного месторождения Комсомольское (структура Овалтовал). Аналогичная картина наблюдается на юго-востоке Восточного участка месторождения, где размещены нефтяные месторождения Барсагельмес и Бурун.

Газоконденсатное месторождение Кизылкум (Прибалханская зона Западно-Туркменской впадины) приурочено к одноименной асимметричной брахиантиклинальной структуре, характеризующейся относительно простым строением и не разбитой тектоническими нарушениями как другие месторождения Западной Туркмении. Здесь в пределах месторождения наблюдается малоинтенсивная положительная температурная аномалия ( $T = 4 \div 5$  °С) (рис. 19,б), а по полю тепловых потоков уровень аномалии не превышает 20–25%.

**Месторождение Камышлджа.** Газоконденсатно-нефтяное месторождение расположено в пределах Гограньдаг-Окаремской зоны Западно-Туркменской впадины. В структурном отношении оно представляет собой асимметричную складку, разбитую тремя тектоническими нарушениями север-северо-восток—юго-западного простирания, первый из них осложнен разрывом субширотного простирания. Геотермический режим месторождения охарактеризован схематической картой распределения температур на срезе глубин 3000 м (рис. 19,в). Интенсивность положительной анома-

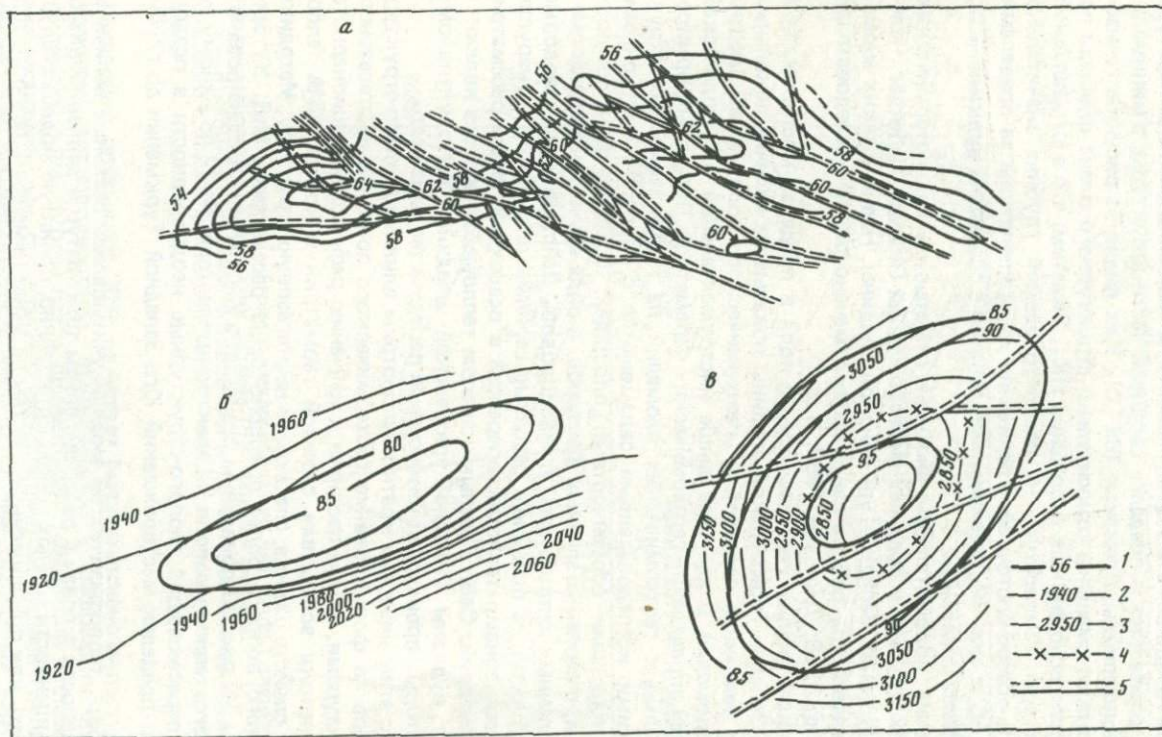


Рис. 19. Локальные аномалии геотемпературного поля на нефтегазоносных площадях Западно-Туркменской впадины

*а* — нефтегазовое месторождение Котуртепе; *б* — газоконденсатное месторождение Кизылкум; *в* — газоконденсатное месторождение Камышлджа. 1 — изотермы; 2 — изогипсы кровли красноцветной толщи; 3 — изогипсы по кровле НК<sub>2</sub> красноцветной толщи; 4 — контур газовой залежи; 5 — разрывные нарушения

лии в пределах месторождения превышает 10–15 °С. Аномалия в поле тепловых потоков не превышает 20–30%. Отметим, что она является одной из наиболее интенсивных аномалий, изученных в пределах Западно-Туркменской впадины. На карте геоизотерм максимальная температура (97–98 °С) отмечается в пределах сводовой части структуры, а минимальная — на периферийных участках (83 °С). Как видно из рисунка, геоизотермы несколько смещены относительно структурного плана площади по кровле нижнекрасноцветных отложений НК<sub>3</sub>. Заметим, что в юго-западной части структуры температура на рассматриваемой глубине значительно выше, чем в северо-восточной. Увеличение же температуры за пределами изотерм 90 °С в скв. 13, по-видимому, связано с грязевым вулканизмом, разбитым южнее скважины.

Аналогичные положительные аномалии отмечаются на геотермических картах-срезах глубин в пределах месторождений Окарем, Небитдаг, Челекен и других зонах Западно-Туркменской впадины. Наличие таких аномалий в исследованном районе ранее было отмечено рядом исследователей [Кравчинский, 1958; Джибути, 1962; и др.].

Проведенный анализ геотермического поля в пределах месторождений и структур Западно-Туркменской впадины показывает наличие локальных аномалий в величинах параметров геотермического поля, превышающих 30%. Эти аномалии в два раза выше инструментальной и методической погрешностей определения геотермических параметров. Процессы формирования локальных геотермических аномалий на нефтегазоносных структурах многими исследователями связываются с геолого-структурными, гидрогеологическими особенностями площадей, с характером ловушек нефти и газа, с серией различных факторов, в ряде случаев непосредственно обусловленных скоплением углеводородов. Действительно, сводовые поднятия структур, в основном разбитые сериями тектонических нарушений, являются зонами тепломассопереноса в осадочной толще рассматриваемой территории. Свообразным каналом тепломассопереноса являются и грязевые вулканы Западно-Туркменской впадины, по эруптивному аппарату которых происходит интенсивная передача тепла из недр.

В связи с этим ниже мы кратко рассмотрим влияние геолого-структурного фактора на формирование геотермического поля над нефтегазоносными структурами. Задача сводится к изучению рефракции стационарного теплового потока вследствие сложной геометрии и контрастных теплофизических свойств разреза, слагающих нефтегазовую структуру. Методика изучения этого вопроса более подробно была рассмотрена М.Д. Хуторским [1982]. На рис. 20 приведены результаты аналогового моделирования стационарного теплового поля на электроинтеграторе ЭИ-12 по одному из профилей, пересекающих геолого-структурные неоднородности в осадочном чехле в пределах месторождений Юго-Западной Туркмении до глубины 6000 м.

При выборе теплофизической модели учитывались реальные величины теплопроводности в связи с распределением температур и давлений, влаги и нефтенасыщенности горных пород. Естественно, принятую модель следует рассматривать как приближенную. Но тем не менее изменение теплопроводности в рассматриваемой модели в реальных пределах незначительно влияет на окончательный результат, т.е. рефракцию теплового потока поверхностными структурно-тектоническими неоднородностями. Как видно из рис. 20, изменение теплового потока, обусловленное структурно-тектоническими неоднородностями, составляет лишь 5–10%. Отсюда следует, что формирование теплового потока над нефтегазоносными структурами, аномалия

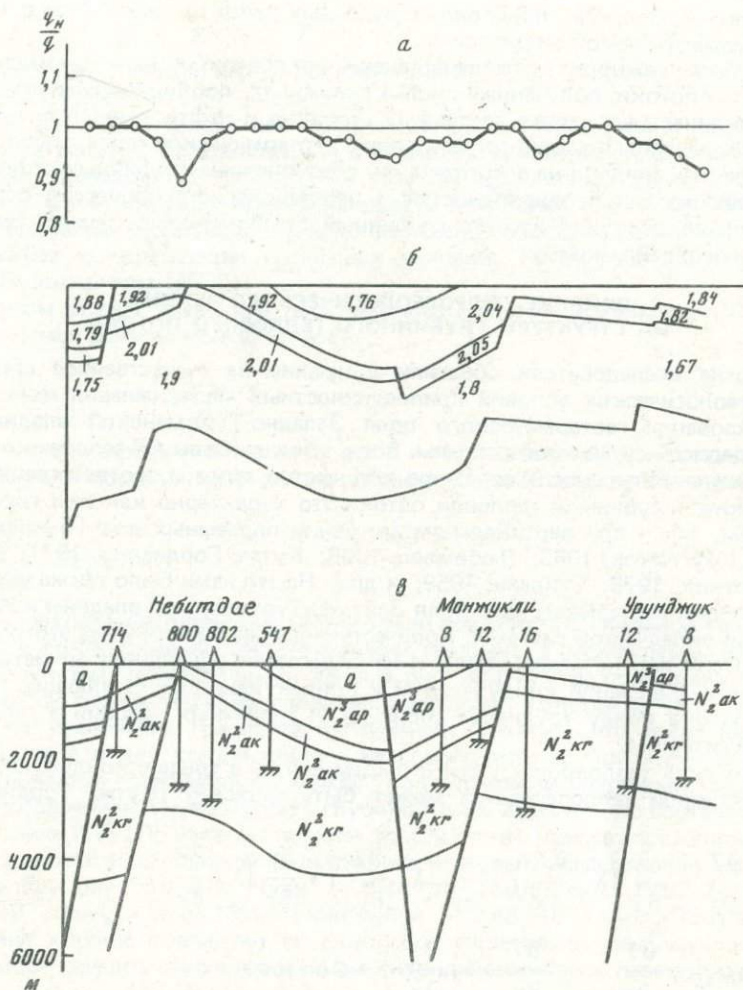


Рис. 20. Результаты аналогового моделирования над структурно-геологическими неоднородностями на площадях Западно-Туркменской впадины

а — отношение искаженного поверхностным геотермическим неоднородностям теплового потока к неискаженному; б — модель теплопроводности; в — геологический разрез

в которых превышает 30%, не может быть объяснено структурно-тектоническими неоднородностями, приводящими к рефракции стационарного теплового поля. Скорее всего, формирование аномалий теплового поля над нефтегазоносными структурами обусловлено миграцией глубинного газового и газонефтяного флюида по зонам разрывных нарушений, развитых в плиоцен-четвертичном структурном этапе антиклинальных поднятий и нефтегазоносных площадей Западно-Туркменской впадины. Предложенная модель природы формирования теплового поля в пределах нефтегазоносных структур является, по-видимому, одним из критериев нефтегазоносности недр, что необходимо учитывать при создании рацио-

нального комплекса поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах рассматриваемой территории.

Не менее важно и то, что ненарушенными поверхностными аномалиями являются потоки, полученные лишь в скважинах, пробуренных в крыльях и переклинальных частях локальных структур и нефтегазоносных площадей. Проведенный анализ регионального геотермического поля с последующим учетом влияния на его структуру стационарных глубинных структурно-геологических неоднородностей и нестационарных процессов осадконакопления позволил изучить глубинный геотермический режим земной коры и верхней мантии.

#### ВЛИЯНИЕ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКОГО РЕЖИМА НА СТРУКТУРУ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА

Многие исследователи обратили внимание на существенное влияние гидрогеологических условий приповерхностных частей земной коры при формировании геотермического поля Западно-Туркменской впадины и Копетдагской складчатой системы. Вода, обладая большой теплоемкостью, при движении переносит огромное количество тепла и соответственно деформирует глубинный тепловой поток. Это характерно как при горизонтальном, так и при вертикальном движении подземных вод [Булашевич, 1980; Кругликов, 1963; Любимова, 1968; Кутас, Гордиенко, 1971; Лялько, Митник, 1978; Огильви, 1959; и др.]. На это нами было также указано при анализе геотермического поля Западно-Туркменской впадины и Копетдагской складчатой системы. Количественные же оценки учета этого влияния до сих пор не разработаны, и не существует общепринятой методики анализа и выделения кондуктивной и конвективной составляющих теплового потока ввиду трудности соблюдения граничных условий в геологической ситуации.

Уравнение теплопроводности в общем случае в среде с кондуктивной и конвективной теплопередачей может быть записано [Кутас, Гордиенко, 1971]:

$$c\rho \frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial x} \left( \lambda_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( \lambda_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) - \\ - c_0 \rho_0 \left( v_x \frac{\partial T}{\partial x} + v_y \frac{\partial T}{\partial y} + v_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + Q(x, y, z), \quad (23)$$

где  $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z, v_x, v_y, v_z$  — соответственно коэффициенты теплопроводности и скорости движения воды по координатным осям,  $c_0 \rho_0$  и  $c\rho$  — объемная теплоемкость воды и породы,  $Q(x, y, z)$  — источник тепла. Уравнение (23) может быть упрощено, если удается конкретизировать характер движения воды по координатным осям.

В области интенсивной инфильтрации атмосферных осадков в зоне разрывных нарушений Копетдага и разгрузки термальных вод некоторых площадей Западно-Туркменской впадины задача влияния гидрогеологического фактора может быть сведена к рассмотрению распределения температуры в условиях вертикальной фильтрации. Граничные условия при этом требуют знания на некоторых глубинах температуры или кондуктивного теплового потока. Решение уравнения (23) при условиях однозначности

$$z = z_1, \quad T = T_1; \quad z = z_2, \quad -\lambda \frac{dT}{dz} = q_1 \quad (24)$$

или

$$z = z_1, \quad T = T_1; \quad z = z_2, \quad T = T_2 \quad (25)$$

получено Р.И. Кутасом и В.В. Гордиенко [1971], В.И. Лялько и М.М. Митником [1978].

Так как в геотермических измерениях, выполненных нами, не удалось получить материал, позволяющий определить указанные выше граничные условия, необходимо рассмотреть модель бесконечной горизонтальной среды с фильтрацией и проанализировать для одномерного случая соотношение между кондуктивной и конвективной составляющими теплового потока без конкретизации граничных условий. Такая работа выполнена Ю.П. Булашевичем [1980].

В этом случае уравнение теплопереноса с учетом конвекции при установившемся режиме можно записать

$$\frac{\partial}{\partial z} \left( -\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + c\rho v_z T \right) = Q. \quad (26)$$

При инфильтрации холодных вод ( $v_z = v$ ) уравнение (26) в предположении, что  $Q$  — постоянно для рассматриваемого интервала глубин, принимает вид

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} - c\rho v T = q. \quad (27)$$

Для сохранения равенства (27) должен возрастать с глубиной тепловой поток и соответственно геотермический градиент, а термограмма должна быть вогнутой. Действительно, данные рис. 20, а–в, где приведены термограммы по скважинам зоны передового разлома Копетдага, четко указывают на увеличение градиента с глубиной. Отметим, что такое явление наблюдается и для кондуктивного теплового потока. При этом наблюдается линейная зависимость между кондуктивным тепловым потоком и распределением температуры с глубиной (рис. 21, а–в), что соответствует уравнению (27). По наклону прямой (рис. 21, а–в) можно определить среднюю скорость вертикальной фильтрации в интервале исследования, которая составляет для скв. 5М, Чули —  $3,44 \cdot 10^{-7}$  см/с, скв. 12М, Багир —  $2,8 \cdot 10^{-7}$  см/с и скв. 13М, Первомайск —  $2,46 \cdot 10^{-7}$  см/с. Полученные значения хорошо совпадают со скоростью фильтрации, полученной нами на основе оценки с использованием гидродинамических параметров (см. гл. I).

В случае же вертикальной фильтрации подземных вод вверх ( $v_z = -v$ ) уравнение (26) имеет вид

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial z} + c\rho v T = q. \quad (28)$$

При этом с глубиной должен уменьшаться геотермический градиент и тепловой поток, а термограмма должна быть выпуклой. Действительно, выпуклые термограммы наблюдаются в зоне разгрузки термальных вод Западно-Туркменской впадины (Западный Челекен, Боядаг и др.). На рис. 22, а, б приведены примеры термограмм по двум скважинам Западного Челекена. Здесь четко видно уменьшение геотермического градиента с глубиной, а также линейная зависимость между кондуктивным тепловым потоком и распределением температуры (см. рис. 22, а, б), что соответствует уравнению (28). По наклону прямой определим среднюю скорость

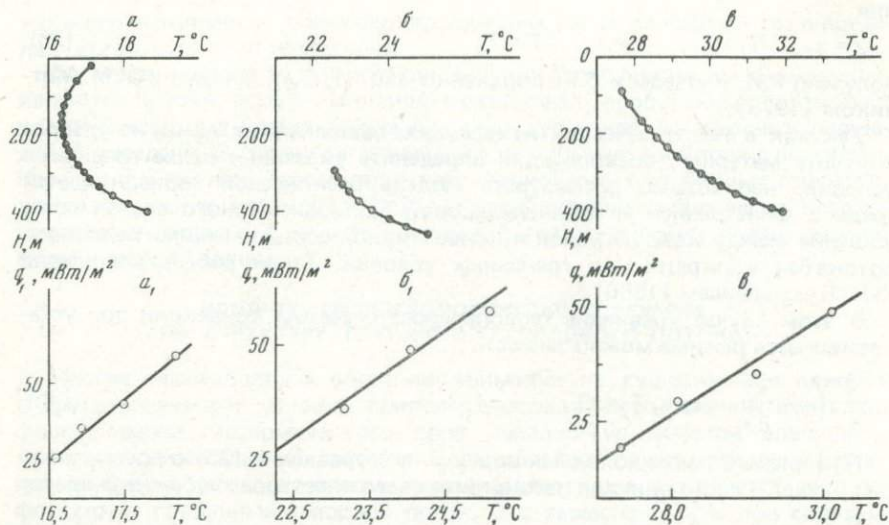


Рис. 21. Термограммы (а, б, в) и зависимость наблюдаемого теплового потока от распределения температуры ( $a_1, б_1, в_1$ ) в скважинах Центрального Копетдага  
 а,  $a_1$  — площадь Чули, скв. 5М; б,  $б_1$  — площадь Багир, скв. 12 М; в,  $в_1$  — площадь Первомайская, скв. 13М.

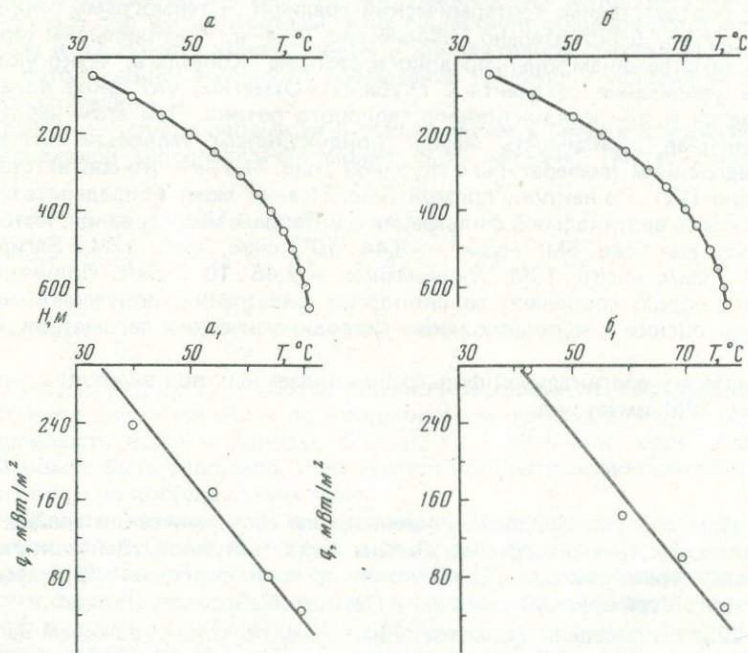


Рис. 22. Термограммы (а, б) и зависимость наблюдаемого теплового потока от распределения температур ( $a_1, б_1$ ) в скважинах Челекена  
 а,  $a_1$  — скв. 7М; б,  $б_1$  — скв. 52

вертикальной фильтрации в интервале исследования, которая составляет для скв. 7М —  $1,86 \cdot 10^{-7}$ , а для скв. 52 —  $1,82 \cdot 10^{-7}$  см/с.

Таким образом, нам удалось выявить структуру геотермического поля в областях интенсивной вертикальной фильтрации и оценить по геотермическим данным скорость фильтрации. Зная величину последней, нетрудно определить конвективную составляющую. Вместе с тем кондуктивный перенос в рассматриваемой модели изменяется с глубиной и не является характеристикой глубинного потока. Глубинный тепловой поток может быть определен лишь за пределами глубин, где нисходящая или восходящая фильтрация трансформируется в горизонтальную. В связи с этим для его определения надо иметь фактический материал, полученный на значительном расстоянии от фильтрационной зоны, или измерить его в интервале глубин, превышающих ее влияние.

В Центральном Копетдаге, чтобы получить неискаженную величину глубинного теплового потока, необходимо получить фактический материал на глубинах, превышающих 3000 м, где скорость вертикальной фильтрации, по нашим оценкам, является ничтожной. Вместе с тем тепловой поток в скважине 18К у пос. Калининск, расположенного в 5–6 км от диагонального разлома, где скорость фильтрации, по гидрогеологическим оценкам, составляет  $0,28 \cdot 10^{-7}$  см/с, по-видимому, близок к величине глубинного теплового потока. Величина теплового потока здесь составляет 80–84 мВт/м<sup>2</sup>.

Что же касается величины глубинного теплового потока для Западно-Челекенской структуры Западно-Туркменской впадины, то поток, определенный на глубинах свыше 2000 м, по-видимому, отражает неискаженный кондуктивный тепловой поток из недр и равен 50–55 мВт/м<sup>2</sup>. Он оказался сравнительно близким с потоком, полученным в восточных участках структуры, где не отмечены проявления вертикальной фильтрации подземных вод.

Вместе с тем отметим, что задача теплопереноса в условиях активного водообмена представляется достаточно сложной и не всегда удается сформулировать граничные условия, характерные для геологической ситуации. Для этого надо иметь дополнительный объем гидрогеологической и геологической информации.

#### СВЯЗЬ ТЕПЛОвого ПОТОКА С НОВЕЙШИМИ ТЕКТОНИЧЕСКИМИ ДВИЖЕНИЯМИ

Многочисленными исследованиями показана корреляция параметров теплового поля с характером движений приповерхностных частей Земли в кайнозойский этап развития земной коры [Аширов, 1975в; Геотермия. . . , 1973, Дучков, Соколова, 1974; Кутас, 1978; Любимова, 1968; Любимова и др., 1976; и др.]. Современные вертикальные тектонические движения, подъем (эрозия) и прогибание (осадконакопление) в значительной степени определяют тепловой режим пород приповерхностных частей земной коры. Вследствие первого происходит увеличение, а во втором случае — уменьшение параметров теплового поля в приповерхностных частях земной коры. Абсолютная величина аномалий теплового поля вследствие новейших тектонических движений изменяется в довольно широких пределах ввиду разнообразия по амплитуде и длительности проявления новейших вертикальных движений в различных тектонических построениях региона. Наибольшая дифференциация по скорости верти-

кальных движений наблюдается в сейсмоактивных районах [Горелов и др., 1979; и др.].

Влияние новейших тектонических движений на тепловое поле Земли рассмотрим конкретно для случая осадконакопления. Физическая сущность этого фактора заключается в том, что часть поступающего снизу потока тепла идет на нагревание накапливающихся холодных осадков. Иначе говоря, процесс осадконакопления может исказить тепловое поле из-за необходимости расхода части глубинного тепла на прогрев осадков, имеющих низкую теплопроводность относительно основания и накапливающихся при низкой температуре. Это приводит к уменьшению геотермического градиента и соответственно теплового потока на поверхности Земли. С другой стороны, накопление мощной толщи осадочных образований сопровождается увеличением общей мощности земной коры, что в конечном счете ведет к значительному повышению температуры на подошве осадочного чехла и в более глубоких горизонтах коры и верхней мантии.

Вопросы, связанные с этой проблемой, были рассмотрены в работах многих исследователей [Benfield, 1949; Grosling, 1965; Карслоу, Егер, 1964; Кутас, 1965; Кутас, Гордиенко, 1971; Birch et al., 1968; Непримеров, Чугунов, 1978; Смирнов и др., 1974; Любимова, 1968; Любимова и др., 1976].

Влияние осадконакопления на тепловое поле может быть оценено путем решения задачи о распределении температуры в движущейся среде вдоль оси  $z$ . Распределение температуры на большой территории, где происходит осадконакопление с постоянной или переменной скоростью  $u$ , при наличии теплового потока из основания может быть представлено уравнением

$$a \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - u \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{\partial T}{\partial t} - \frac{A_0}{c\rho} = 0, \quad a = \frac{\lambda}{c\rho}, \quad (29)$$

где  $A_0$  — удельная генерация радиогенного тепловыделения из осадков в единице объема пород ( $\text{кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ),  $a$ ,  $c$  и  $\lambda$  — соответственно теплопроводность ( $\text{см}^2 \cdot \text{с}$ ), теплоемкость ( $\text{кал}/\text{г}^\circ\text{C}$ ) и теплопроводность ( $\text{кал}/\text{см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}$ ) осадков,  $\rho$  — их плотность и  $t$  — время, отсчитываемое от начала осадконакопления.

Решением данного уравнения при  $A_0 = 0$  и граничных условиях [Benfield, 1949]

$$T(z, 0) = T_0 + gz, \quad T(0, t) = T_0 + bt \quad (30)$$

будет выражение:

$$T(z, t) = T_0 + (z - ut)g + 0,5(g + bu) \left[ (z + ut)e^{\frac{uz}{a}} \Phi^* \left( \frac{z + ut}{\sqrt{4at}} \right) - (z - ut) \Phi^* \left( \frac{z - ut}{\sqrt{4at}} \right) \right], \quad (31)$$

причем  $\Phi^*(x) = 1 - \Phi(x) = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^x e^{-\xi^2} d\xi = 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left( x - \frac{x^3}{3} + \frac{x^5}{2! \cdot 5} - \frac{x^7}{37!} + \dots \right)$ ,

где  $g$  — геотермический градиент на основании до осадконакопления,  $b$  — скорость изменения поверхностной температуры Земли во времени.

Поверхностная температура Земли при движении блока вниз на  $h$  будет изменяться по закону

$$T(o, t) = T_0 + g'h. \quad (32)$$

Здесь  $g'$  — гипсогеотермический градиент. Так как  $h = ut$ , то

$$T(0, t) = T_0 + g'ut, \text{ т.е. } b = g'u. \quad (33)$$

Дифференцируя уравнение (31) по  $z$ , можно определить геотермический градиент на поверхности осадков и его изменение по глубине после осадконакопления [Любимова и др., 1976].

В большинстве случаев опускание крупных блоков земной коры компенсируется осадконакоплением и поверхность Земли остается почти на одном уровне. В этом случае можно допустить, что поверхностная температура Земли во времени меняется очень слабо или практически не меняется и  $b = 0$ . Об этом свидетельствуют и данные Е.А. Любимовой и других исследователей [1973]. Тогда, полагая  $b = 0$  в уравнении (31) и дифференцируя его по  $z$ , напишем выражения для геотермического градиента на поверхности осадков и в их основании после процесса осадконакопления:

$$g_{н.п} = g \left[ \Phi^*(\xi)(1 + 2\xi^2) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \xi e^{-\xi^2} \right]$$

$$g_{н.п} = g \left[ \frac{1 + (1 + 8\xi^2)\xi^4\xi^2 \Phi(2\xi)}{2} - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \xi \right] \quad (34)$$

$$\xi = \frac{ut}{\sqrt{4at}}$$

где  $g$  — первоначальный геотермический градиент на основании,

$g_{н.п}$  и  $g_{н.о}$  — геотермические градиенты на поверхности осадков и на основании.

Изменение теплового потока в процессе осадконакопления можно представить выражением

$$g_{н.п} = g \left[ \Phi^*(\xi)(1 + 2\xi^2) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \xi e^{-\xi^2} \right]$$

$$g_{н.о} = g \left[ \frac{1 + (1 + 8\xi^2)\xi^4\xi^2 \Phi(2\xi)}{2} - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \xi \right], \quad (35)$$

полагая, что  $g = q/\lambda$ , где  $\lambda$  — средняя теплопроводность осадков. Формулы (31), (34), (35) позволяют определить температуру, геотермический градиент и тепловой поток в движущемся вниз блоке после процесса осадконакопления. Нетрудно заметить, что деформация теплового поля, связанная с процессом осадконакопления, зависит в основном от длительности и скорости процесса, амплитуды прогибания (мощности осадков) и теплофизических свойств осадков.

На рис. 23 приведена величина нарушения теплового потока на поверхности осадков ( $q_{н.п}/q$ ) в зависимости от скорости осадконакопления и для различных значений температуропроводности осадков  $a$  при длительности процесса  $t = 5$  млн. лет, которые были нами рассчитаны по формуле (35). Из рисунка видно, что при малых скоростях осадконакопления величина температуропроводности осадков влияет на наруше-

Таблица 10

Изменение теплового потока  $q_{н.п}/q$  в процессе осадконакопления

Температуро- проводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Время млн. лет	Скорость осадконакопления, км/млн. лет								
		0,25	0,575	0,5	0,75	1,0	1,25	1,5	1,75	2,0
10,8	0,7	0,93	—	0,866	0,8	0,744	—	0,636	—	0,533
13,6	0,7	0,95	—	0,88	—	0,77	—	0,68	—	—
10,67	1,5	0,899	—	0,805	0,726	0,643	0,574	0,51	—	—
14,2	1,5	0,91	—	0,830	—	0,68	—	0,56	0,504	0,45
12,0	3,0	0,867	0,806	0,746	0,643	0,549	0,468	—	—	—
14,08	3,0	0,875	0,819	0,764	0,665	0,574	0,508	—	—	—
16,34	3,0	0,885	0,831	0,779	0,685	0,602	0,526	—	—	—
12,07	3—3,5	0,856	0,793	0,728	0,619	0,523	0,43	—	—	—
16,06	3,5	0,876	0,813	0,762	0,661	0,575	0,494	—	—	—
15,2	3,7	0,870	—	0,730	—	0,550	0,470	0,40	0,340	—
9,8	5,0	0,814	0,731	0,655	0,524	0,415	0,340	0,263	—	—
13,0	5,0	0,836	0,763	0,695	0,575	0,470	0,383	0,300	—	—
16,2	5,0	0,852	0,786	0,723	0,610	0,512	0,425	0,353	—	—
20,0	5,0	0,868	0,805	0,745	0,643	0,550	0,467	0,395	—	—
24,2	5,0	0,880	0,822	0,770	0,660	0,582	0,497	0,433	—	—
31,25	5,0	0,892	0,842	0,793	0,704	0,623	0,550	0,486	—	—
13,14	5,5	0,830	0,765	0,685	0,560	0,453	0,365	—	—	—
13,0	6,0	0,822	0,742	0,671	0,542	0,435	0,344	—	—	—
13,0	6,5	0,816	0,734	0,660	0,518	0,419	0,330	—	—	—
15,625	10,0	—	—	—	—	0,370	—	—	—	—
20,0	10,0	—	—	—	—	0,463	—	—	—	—
25,0	10,0	—	—	—	—	0,51	—	—	—	—
32,0	10,0	2	—	—	—	0,51	—	—	—	—

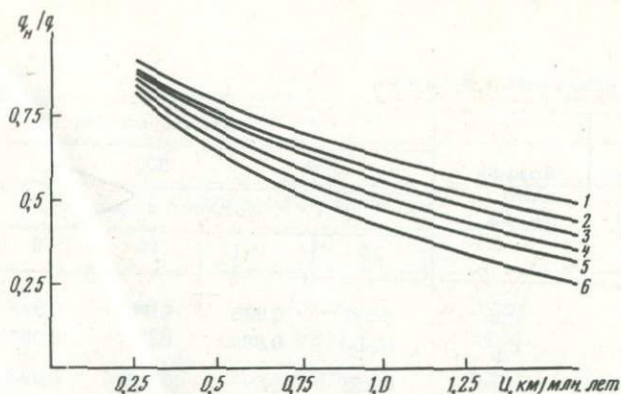


Рис. 23. Степень нарушения теплового потока влиянием быстрого осадконакопления при различных значениях температуропроводности осадков  
 1 -  $a = 64$ ; 2 -  $a = 32$ ; 3 -  $a = 25$ ; 4 -  $a = 16$ ; 5 -  $a = 13$ ; 6 -  $a = 9,8 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ .

ние теплового поля. Существенные искажения за счет температуропроводности могут быть при больших скоростях осадконакопления, на что следует обратить внимание при учете влияния осадконакопления в регионах с аналогичными условиями.

Здесь же наглядно видно, что с увеличением скорости осадконакопления повышается степень нарушения теплового поля.

В табл. 10 приведены величины искажений теплового потока, рассчитанные нами по формуле (35) для различных параметров. Анализ этих данных указывает, что длительность прогибания и осадконакопления также сильно отражается на степени нарушения теплового поля: ее увеличение приводит к росту аномалии на всех глубинах [Любимова и др., 1976].

Формулы (34) и (35) могут быть использованы при оценке влияния осадконакопления на тепловое поле новейших тектонических движений. В этом случае при малой длительности процесса можно думать, что эффект распада радиоактивных элементов в осадках ничтожен, и тогда условно  $A_0 = 0$  справедливо.

Решением уравнения (29) при  $A_0 = 0$  и граничных условиях (30) является выражение [Карслоу, Егер, 1964]

$$T = T_0 + gz + \frac{aA_0 t}{\lambda} - gut + 0,5 \cdot (T_1 - T_0) \left[ \Phi^* \left( \frac{z-ut}{\sqrt{4at}} \right) + e^{\frac{uz}{a}} \Phi^* \left( \frac{z+ut}{\sqrt{4at}} \right) \right] + \frac{1}{2\pi} \left( b + gu - \frac{aA_0}{\lambda} \right) \left[ (z+ut) e^{\frac{uz}{a}} \Phi^* \left( \frac{z+ut}{\sqrt{4at}} \right) - (z-ut) \Phi^* \left( \frac{z-ut}{\sqrt{4at}} \right) \right]. \quad (36)$$

Здесь обозначения те же, что и в формулах (31), (34), (35). Эта формула позволяет определить температуру  $T$  в точке  $z$  осадков по истечении времени  $t$ . Здесь  $g$  - ненарушенный градиент в осадках, который был достигнут при стационарном режиме теплового поля. Формула (36) может быть использована для оценки влияния палеодвижений, компенсировавшихся осадконакоплением в длительном промежутке времени со средней скоростью  $u$ .

Оценка степени разогрева пород основания и на больших глубинах в земной коре и верхней мантии за счет накопления осадков и за счет радио-

Таблица 11  
Значения коэффициентов  $C_p$  и  $C_\Phi$ .

Температуропроводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Коэффициент $C_p, C_\Phi$	Возраст, млн. лет				
		300				
		Мощность осадков, км				
		20	15	10	5	3
64	$C_p$	0,902	0,925	0,949	0,974	0,984
	$C_\Phi$	0,856	0,889	0,924	0,961	0,976
32	$C_p$	0,868	0,897	0,929	0,963	0,977
	$C_\Phi$	0,806	0,848	0,895	0,945	0,966
25	$C_p$	0,853	0,885	0,920	0,958	0,975
	$C_\Phi$	0,785	0,831	0,887	0,938	0,962
16	$C_p$	0,824	0,861	0,902	0,949	0,968
	$C_\Phi$	0,743	0,796	0,856	0,924	0,953
13	$C_p$	0,809	0,848	0,893	0,943	0,966
	$C_\Phi$	0,722	0,778	0,842	0,916	0,948

Таблица 11 (продолжение)

Температуропроводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Коэффициент $C_p, C_\Phi$	Возраст, млн. лет				
		200				
		Мощность осадков, км				
		20	15	10	5	3
64	$C_p$	0,883	0,910	0,938	0,968	0,980
	$C_\Phi$	0,828	0,866	0,908	0,952	0,971
32	$C_p$	0,843	0,877	0,914	0,955	0,973
	$C_\Phi$	0,771	0,819	0,873	0,933	0,959
25	$C_p$	0,827	0,863	0,904	0,950	0,969
	$C_\Phi$	0,747	0,800	0,859	0,925	0,954
16	$C_p$	0,794	0,836	0,883	0,938	0,965
	$C_\Phi$	0,701	0,760	0,828	0,908	0,943
13	$C_p$	0,777	0,821	0,872	0,931	0,959
	$C_\Phi$	0,677	0,739	0,813	0,898	0,937

		Возраст, млн. лет				
		220				
		Мощность осадков, км				
		20	15	10	5	3
		0,888	0,913	0,940	0,969	0,981
		0,835	0,872	0,912	0,954	0,972
		0,849	0,882	0,918	0,957	0,974
		0,780	0,827	0,879	0,936	0,961
		0,833	0,869	0,908	0,952	0,970
		0,757	0,808	0,865	0,926	0,956
		0,801	0,842	0,888	0,940	0,963
		0,711	0,769	0,835	0,912	0,945
		0,785	0,828	0,878	0,934	0,961
		0,688	0,749	0,820	0,903	0,940

		Возраст, млн. лет				
		150				
		Мощность осадков, км				
		20	15	10	5	3
		0,868	0,877	0,914	0,955	0,973
		0,806	0,848	0,894	0,945	0,966
		0,824	0,861	0,902	0,949	0,968
		0,743	0,796	0,856	0,924	0,953
		0,806	0,848	0,891	0,942	0,954
		0,718	0,778	0,840	0,914	0,947
		0,771	0,816	0,868	0,929	0,956
		0,668	0,731	0,806	0,895	0,935
		0,753	0,800	0,856	0,922	0,951
		0,642	0,709	0,789	0,884	0,926

Таблица 11 (продолжение)

Температуропроводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Коэффициент, C <sub>p</sub> , C <sub>φ</sub>	Возраст, млн. лет				
		100				
		Мощность осадков, км				
		20	15	10	5	3
64	C <sub>p</sub>	0,843	0,877	0,914	0,955	0,973
	C <sub>φ</sub>	0,771	0,820	0,873	0,933	0,959
32	C <sub>p</sub>	0,794	0,836	0,883	0,938	0,962
	C <sub>φ</sub>	0,700	0,760	0,828	0,908	0,943
25	C <sub>p</sub>	0,774	0,819	0,870	0,930	0,957
	C <sub>φ</sub>	0,672	0,736	0,800	0,807	0,936
16	C <sub>p</sub>	0,736	0,785	0,843	0,914	0,947
	C <sub>φ</sub>	0,618	0,687	0,771	0,873	0,921
13	C <sub>p</sub>	0,718	0,768	0,830	0,906	0,941
	C <sub>φ</sub>	0,592	0,663	0,751	0,861	0,913

Таблица 11 (продолжение)

Температуропроводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Коэффициент, C <sub>p</sub> , C <sub>φ</sub>	Возраст, млн. лет				
		30				
		Мощность осадков, км				
		20	15	10	5	3
64	C <sub>p</sub>	0,752	0,799	0,855	0,921	0,951
	C <sub>φ</sub>	0,641	0,708	0,787	0,883	0,927
32	C <sub>p</sub>	0,691	0,742	0,808	0,892	0,932
	C <sub>φ</sub>	0,552	0,626	0,720	0,841	0,900
25	C <sub>p</sub>	0,669	0,720	0,789	0,880	0,924
	C <sub>φ</sub>	0,519	0,595	0,693	0,824	0,888
16	C <sub>p</sub>	0,631	0,680	0,752	0,855	0,907
	C <sub>φ</sub>	0,460	0,536	0,641	0,787	0,863
13	C <sub>p</sub>	0,615	0,662	0,734	0,842	0,828
	C <sub>φ</sub>	0,432	0,508	0,615	0,769	0,850

Возраст, млн. лет				
50				
Мощность осадков, км				
20	15	10	5	3
0,794	0,836	0,883	0,938	0,969
0,701	0,760	0,828	0,908	0,943
0,736	0,785	0,843	0,914	0,943
0,618	0,687	0,771	0,783	0,921
0,714	0,765	0,827	0,904	0,940
0,587	0,658	0,747	0,859	0,911
0,675	0,726	0,794	0,883	0,926
0,528	0,603	0,700	0,828	0,891
0,656	0,707	0,778	0,872	0,919
0,500	0,576	0,677	0,813	0,880

Возраст, млн. лет				
10				
Мощность осадков, км				
20	15	10	5	3
0,657	0,706	0,776	0,871	0,918
0,498	0,574	0,675	0,811	0,879
0,602	0,652	0,717	0,829	0,889
0,407	0,462	0,590	0,750	0,836
0,586	0,625	0,695	0,811	0,876
0,376	0,449	0,557	0,725	0,818
0,568	0,593	0,657	0,776	0,850
0,324	0,392	0,498	0,675	0,780
0,564	0,583	0,638	0,759	0,837
0,301	0,367	0,470	0,650	0,761

Таблица 11 (продолжение)

Температуропроводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Коэффициент, C <sub>p</sub> , C <sub>ф</sub>	Возраст, млн. лет				
		5				
		Мощность осадков, км				
		10	6,25	5	3,75	2,5
64	C <sub>p</sub>	0,716	0,796	0,828	0,865	0,905
	C <sub>ф</sub>	0,590	0,703	0,749	0,802	0,860
32	C <sub>p</sub>	0,655	0,738	0,776	0,820	0,871
	C <sub>ф</sub>	0,498	0,621	0,675	0,738	0,811
25	C <sub>p</sub>	0,634	0,716	0,755	0,802	0,858
	C <sub>ф</sub>	0,465	0,590	0,645	0,712	0,791
16	C <sub>p</sub>	0,602	0,676	0,716	0,766	0,829
	C <sub>ф</sub>	0,450	0,530	0,589	0,661	0,749
13	C <sub>p</sub>	0,589	0,658	0,698	0,749	0,814
	C <sub>ф</sub>	0,407	0,503	0,562	0,636	0,729

Таблица 11 (окончание)

Температуропроводность, км <sup>2</sup> /млн. лет	Коэффициент, C <sub>p</sub> , C <sub>ф</sub>	Возраст, млн. лет				
		0,7				
		Мощность осадков, км				
		1,4	1,0	0,75	0,5	0,25
64	C <sub>p</sub>	0,865	0,899	0,922	0,947	0,973
	C <sub>ф</sub>	0,802	0,852	0,885	0,921	0,959
32	C <sub>p</sub>	0,821	0,864	0,894	0,927	0,962
	C <sub>ф</sub>	0,738	0,801	0,844	0,891	0,943
25	C <sub>p</sub>	0,803	0,849	0,882	0,918	0,957
	C <sub>ф</sub>	0,713	0,779	0,826	0,878	0,936
16	C <sub>p</sub>	0,767	0,819	0,857	0,899	0,947
	C <sub>ф</sub>	0,664	0,736	0,791	0,852	0,921
13	C <sub>p</sub>	0,749	0,804	0,844	0,890	0,941
	C <sub>ф</sub>	0,637	0,715	0,772	0,838	0,913

	Возраст, млн. лет				
	1				
	Мощность осадков, км				
	1,5	1,0	0,75	0,5	0,25
	0,877	0,914	0,934	0,955	0,977
	0,820	0,873	0,903	0,933	0,966
	0,836	0,883	0,910	0,938	0,968
	0,760	0,826	0,867	0,908	0,952
	0,819	0,870	0,899	0,930	0,964
	0,736	0,809	0,851	0,897	0,946
	0,785	0,843	0,877	0,914	0,955
	0,688	0,771	0,820	0,873	0,933
	0,768	0,830	0,866	0,906	0,950
	0,663	0,751	0,803	0,861	0,926

	Возраст, млн. лет				
	0,5				
	Мощность осадков, км				
	1,25	1,0	0,75	0,5	0,25
	0,859	0,883	0,910	0,938	0,968
	0,793	0,828	0,867	0,908	0,952
	0,813	0,843	0,877	0,914	0,955
	0,727	0,771	0,820	0,873	0,933
	0,794	0,827	0,864	0,904	0,950
	0,700	0,747	0,800	0,859	0,925
	0,758	0,794	0,836	0,883	0,938
	0,649	0,700	0,760	0,828	0,908
	0,740	0,778	0,822	0,872	0,913
	0,625	0,677	0,740	0,813	0,898

генного тепловыделения из осадочных отложений была получена Ф. Берчем и др. [Birch et al., 1968]. В этом решении мощность накопившихся осадков принималась как функция времени, что близко описывает реальный процесс осадконакопления в геологической ситуации.

Выражение для распределения температуры на поверхности основания (фундамента) и на больших глубинах в результате отложившихся на основании однородных осадков мощностью  $H = ut$  и теплогенерацией в них  $A_0$  за время  $t$  с первоначальным распределением температуры в литосфере  $T_0(y)$  имеет следующий вид:

$$T(y, t) = T_0(y) + gH \int_0^{\infty} i\Phi^* \left( \frac{y + 2H}{\sqrt{40(t-\tau)}} \right) d\tau + \frac{A_0 H^2}{2\lambda} \int_0^t \frac{2[i\Phi(z) - i\Phi^*(2z)]}{z} \frac{\tau d\tau}{t^2}, \quad (37)$$

$$\text{где } z = \frac{y + 2H}{\sqrt{4a(t-\tau)}}, \quad i\Phi^*(z) = \int_z^{\infty} \Phi^*(\xi) d\xi.$$

Здесь  $gH$  — стационарное распределение температуры на поверхности основания и в литосфере за счет прогрева коровым тепловым потоком,  $A_0 H^2 / 2\lambda$  — поднятие температуры на поверхности основания и в литосфере за счет радиогенного тепловыделения из осадков при достижении стационарного состояния, а интегралы в формуле (37) выражают лишь степень приближения к нему за время  $t$ ,  $y$  — глубины в литосфере, замеряемые от поверхности основания,  $A_0$  — удельная теплогенерация в осадках за счет их естественной радиоактивности,  $\lambda$ ,  $a$  — соответственно теплопроводность и температуропроводность осадков,  $\tau$  — шаг численного интегрирования (по времени).

Количественно оценить влияние осадконакопления на изменение теплового потока на поверхности осадков в этом случае можно с помощью формулы

$$q = q_0 C_\Phi + q_P C_P, \quad C_\Phi = 1 - 2\pi \int_0^t z e^{-z^2} \frac{d\tau}{\tau}, \quad C_P = \int_0^t \Phi^*(z) \frac{d\tau}{t}, \quad z = \frac{y + 2H}{\sqrt{4a(t-\tau)}}. \quad (38)$$

Здесь  $q_0$  и  $q_P$  — тепловой поток с поверхности основания (фундамента) и радиогенный тепловой поток из толщи осадков при достижении стационарного состояния, тогда как интегралы выражают лишь степень приближения к нему за время  $t$ .

Формулы (36), (37) могут быть использованы при расчете суммарного эффекта подъема температуры на поверхности основания и в литосфере за счет равномерного накопления осадков фиксированной мощности  $H$  в результате тектонических движений за время  $t$ , а формула (38) позволяет оценить изменение теплового потока на поверхности осадков.

Значения коэффициентов  $C_\Phi$  и  $C_P$  в формуле (38), вычисленные на ЭВМ для широкого спектра природных условий, приведены в табл. 11. Из таблицы видно, что величина искажений глубинного теплового потока зависит от скорости и продолжительности процесса осадконакопления, температуропроводности осадков и содержания в них радиоактивных элементов.

Из изложенного выше видно, что приведенная методика учета влияния

осадконакопления на тепловое поле и методики, рассматривающие двухслойную среду: породы фундамента и осадки [Кутас, Гордиенко, 1971], полностью не учитывают изменение скорости осадконакопления во времени. В геологической ситуации в большинстве случаев наблюдается изменение скорости (темпа) осадконакопления на определенных этапах развития геосинклинальных впадин и прогибов земной коры, что было нами показано в гл. I для районов Западно-Туркменской впадины.

Это обстоятельство может быть учтено путем выделения в общем процессе осадконакопления отдельных геотектонических этапов, в течение которых скорость осадконакопления  $u=const$  или может быть описана некоторой функцией времени. Рассматривая эффект осадконакопления для этих этапов, можно затем найти суммарное влияние процесса на формирование теплового поля глубоких прогибов и впадин земной коры. В связи с этим количественная оценка влияния осадконакопления на структуру геотермического поля может быть выполнена при наличии достаточно полной информации об истории геологического развития региона. Это позволяет нам перейти к детальному изучению формирования нестационарного теплового поля районов Западно-Туркменской впадины, где имеются такие данные, а также приблизительно оценить влияние осадконакопления на геотермическое поле депрессионных структур Туркмении.

#### ИЗУЧЕНИЕ ВЛИЯНИЯ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ НА СТРУКТУРУ ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ В ЗАПАДНО-ТУРКМЕНСКОЙ ВПАДИНЕ И ДЕПРЕССИОННЫХ ЗОНАХ ЮГА ТУРКМЕНИИ

На основе результатов геотермических исследований, проведенных в Западно-Туркменской впадине, нами была обнаружена зависимость величин параметров теплового поля региона от интенсивности осадконакопления [Аширов, 1975а; Аширов и др., 1976]. Это обстоятельство позволяет предположить, что вариации измеренных величин теплового потока на территории Западно-Туркменской впадины (исключение составляют данные, полученные в зонах разгрузки термальных вод и действующих грязевых вулканов) обусловлены историей геолого-тектонического развития региона, а именно нестационарностью теплового поля длительно накапливающейся осадочной толщи [Аширов и др., 1976].

На рис. 24 приведена зависимость измеренных величин теплового потока и геотермического градиента в скважинах Прибалханской депрессии от мощности четвертичных отложений. Увеличение мощности четвертичных отложений приводит к уменьшению измеренного теплового потока. Там же приведена теоретическая зависимость теплового потока от мощности четвертичных отложений, рассчитанная по формулам (35) и (38) для следующей модели: продолжительность четвертичного периода  $t = 0,7$  млн. лет [Геологический . . . , 1973], а температуропроводность осадков, вычисленная по теплопроводности (см. гл. III) плотности и теплоемкости осадков с учетом их влагонасыщенности, равна  $13-14 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ .

Совпадение фактической и теоретической кривых зависимости теплового потока от мощности четвертичных отложений Прибалханской депрессии показывает, что именно осадконакопление ответственно за формирование нестационарности теплового поля региона.

Аналогичная зависимость величины теплового потока от мощности четвертичных отложений получена для всех скважин Западно-Туркменской впадины. Значения теплового потока были определены по данным производственного термокаротажа скважин с более или менее значительным временем выстойки скважин.

Коэффициент корреляции между теоретической кривой изменения теплового потока от мощности четвертичных отложений и данными, полученными в Западно-Туркменской впадине, был оценен по формуле

$$R = \frac{\Sigma q_T q_\Phi - \Sigma q_T \Sigma q_\Phi / n}{\sqrt{[q_T^2 - (\Sigma q_T)^2 / n] [\Sigma q_\Phi^2 - (\Sigma q_\Phi)^2 / n]}} \quad (39)$$

и равен 0,77. В формуле (39)  $q_T$  и  $q_\Phi$  — теоретическая и фактическая величины теплового потока, а  $n$  — число пар сопоставляемых значений признаков (тепловых потоков), равное 30. Если учесть, что точность определения теплового потока была 10–20%, то коэффициент корреляции  $R = 0,77$  свидетельствует о тесной прямой связи между тепловым потоком и мощностью осадков.

Об этом говорит и зависимость (см. рис. 24, в) величины среднего геотермического градиента для локальных структур Западно-Туркменской впадины от гипсометрического положения подошвы красноцветной толщи (средний плиоцен). Эти данные позволяют считать, что пространственное изменение теплового потока в Западно-Туркменской впадине связано с историей геолого-тектонического развития, а именно с нестационарностью теплового поля в пределах длительно накапливающейся теплоизолирующей осадочной толщи.

Анализ глубинного строения рассматриваемой территории, строения ее осадочной толщи, который был проведен в гл. I, позволяет по характеру скорости осадконакопления выделить два основных этапа развития. Первый этап — “палеотектонический”, охватывающий мезозойское (возможно, и верхнее палеозойское) — нижнеплиоценовое время.

В течение этого периода в районах Западно-Туркменской впадины накопилась мощная толща раннекайнозойских, мезозойских, пермо-триасовых и, может быть, еще более древних отложений суммарной мощностью 10–20 км. Анализ мощностей различных стратиграфических комплексов и продолжительности их накопления позволяет принять, что в рассматриваемый период в данном регионе происходило равномерное осадконакопление с приблизительно постоянной скоростью 0,07–0,1 км/млн. лет, а изменение последней во времени не превышает, по-видимому, 10–30%.

Концом “палеотектонического” этапа развития Западно-Туркменской впадины нами принято позднеплиоценовое время (позднепонтическое), когда здесь, как и на всей площади Туркмении, господствовали условия континентального режима [Попов, 1961; Одеков, 1971].

Второй — “неотектонический” этап развития региона (среднеплиоцен-четвертичное время) характеризуется его интенсивным погружением, снова компенсировавшимся мощным осадконакоплением. Мощность накопившихся за этот этап развития слабодислоцированных осадков более 6 км при сравнительно небольшом промежутке времени (5–6 млн. лет), т.е. скорость осадконакопления достигает 1 км/млн. лет. В этом периоде по геологическим данным выделяются отдельные промежутки времени, в которые скорость осадконакопления менялась довольно значительно [Одеков, 1971]. Но они были весьма непродолжительны и не могли внести

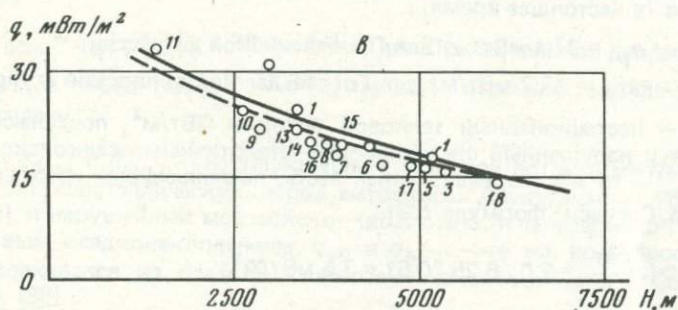
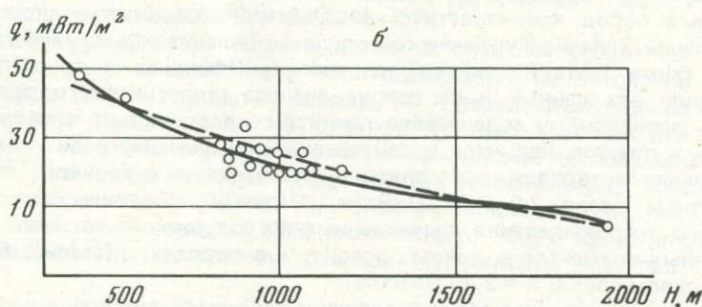
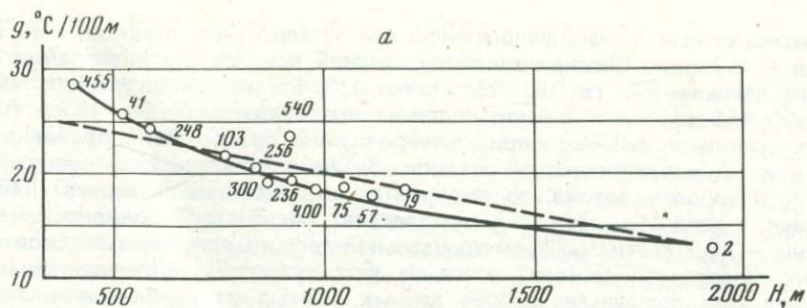


Рис. 24. Зависимость параметров геотермического поля от мощности плиоцен-четвертичных отложений в Западно-Туркменской впадине

*a* — зависимость геотермического градиента от мощности четвертичных отложений в Прибалханской депрессии; *б* — зависимость теплового потока от мощности четвертичных отложений в Прибалханской депрессии; *в* — зависимость среднего геотермического градиента на некоторых площадях Западно-Туркменской впадины от мощности среднеплиоцен-четвертичных отложений

заметных поправок в расчет оценки влияния осадконакопления на тепловое поле рассматриваемого региона.

Для характеристики влияния "неотектонического" и "палеотектонического" осадконакопления на тепловое поле Западно-Туркменской впадины мы рассмотрели две тектонические зоны: Прибалханскую и Гогрань-даг-Чикишлярскую.

Согласно истории геологического развития этих зон для расчета было принято, что за "неотектонический" этап продолжительностью 5–6 млн. лет (среднеплиоцен-четвертичное время) в первой зоне накопилось 6,25 км

красноцветных, акчагыл-апшеронских и четвертичных осадков, а во второй — 3,75 км. Средняя теплопроводность осадков, по экспериментальным данным (см. гл. III), составляет 1,76 Вт/(м · К), а средняя температуропроводность их с учетом влагонасыщенности составляет 13 км<sup>2</sup>/млн. лет, что было получено при наличии оценки средней теплопроводности, плотности и теплоемкости осадков. Значение современного поверхностного теплового потока, по результатам исследований автора, в Прибалханской депрессии равно 37, а в пределах Гограньдаг-Чикишлярской ступени — 47,7 мВт/м<sup>2</sup>. Параметр удельной теплогенерации из осадков данного "неотектонического" этапа за счет естественной радиоактивности пород был получен на основе данных, взятых из опубликованных работ о содержании естественных радиоактивных элементов в различных типах горных пород красноцветных (продуктивных), акчагыл-апшеронских отложений Западно-Туркменской впадины [Алексеев и др., 1968а, б] Западного борта Южно-Каспийской депрессии [Эфендиев и др., 1964]. Мы обобщили эти данные и на основе анализа геологического разреза региона по процентному содержанию глинистых, песчаных, алеврит-алевоалевритистых пластов получили средневзвешенное значение радиогенного тепловыделения в породах среднеплиоцен-четвертичного осадочного комплекса, которое равно 2,0–2,45 мкВт/м<sup>3</sup>. Причем значения удельного радиогенного тепловыделения, вычисленные по содержанию естественных радиоактивных элементов в донных осадках и в породах, оказались близкими — в первом случае  $A = 2,45$  мкВт/м<sup>3</sup>.

Общий вынос тепла (измеренная величина теплового потока) с поверхности осадков (в настоящее время) :

$$q_{\text{изм}} = q_{0I} + q_{pI} = 37,4 \text{ мВт/м}^2 \text{ для Прибалханской депрессии,}$$

$$q_{\text{изм}} = q_{0II} + q_{pII} = 47,7 \text{ мВт/м}^2 \text{ для Гограньдаг-Чикишлярской ступени,}$$

где  $q_{0I}$ ,  $q_{0II}$  — нестационарный тепловой поток в мВт/м<sup>2</sup>, поступающий из основания и нарушенный среднеплиоцен-четвертичным осадконакоплением,  $q_{pI}$ ,  $q_{pII}$  — то же, но радиогенная часть, выделяющаяся из осадков первого этапа. Согласно формуле (38) :

$$q_{pI} = AH \int_0^t \Phi(z) \frac{d\tau}{\tau} = 2,0 \cdot 6,25 \cdot 0,61 = 7,5 \text{ мВт/м}^2;$$

$$q_{pII} = 2,0 \cdot 3,75 \cdot 0,73 = 5,4 \text{ мВт/м}^2$$

отсюда  $q_{0I} = 37,4 - 7,5 = 29,9$  мВт/м<sup>2</sup>;  $q_{0II} = 47,7 - 5,4 = 42,3$  мВт/м<sup>2</sup>

и поскольку  $q_{\text{нп}} = q \left[ \Phi^*(\xi) (1 + 2^2) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} e^{-\xi^2} \right]$ , то  $q_{0\text{пб}} = \frac{29,9}{0,383} = 78,0$  мВт/м<sup>2</sup> и  $q_{0\text{Г.-ч}} = \frac{42,3}{0,575} = 73,3$  мВт/м<sup>2</sup>.

Интегралы нами были вычислены методом трапеций.

Полученные данные показывают, что до накопления красноцветных, акчагыл-апшеронских и четвертичных отложений, когда здесь господствовали континентальные условия (позднеплиоценное время), тепловой поток на поверхности в районах Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чикишлярской ступени составлял соответственно 78 и 73 мВт/м<sup>2</sup>.

За "палеотектонический" этап развития этих зон произошло накопление колоссальной мощности осадков. Мощность отложений этого этапа, как показывают результаты ГСЗ, КМПВ и МОВЗ, в Прибалханской депрессии

составляет около 20 км, а в Гограньдаг-Чикишлярской ступени — 25 км. Принятое нами время осадконакопления — 220 млн. лет [Геологический..., 1973]. Значение температуропроводности осадочных отложений этого этапа взято равным  $25 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ , что противоречит опубликованным данным о средней температуропроводности осадков [Любимова и др., 1976]. Средняя теплопроводность мезозойских отложений, по нашим данным, равна  $1,67 \text{ Вт}/(\text{м} \cdot \text{К})$ . Естественно, что принятие однородной тепло- и температуропроводности, которые зависят от температуры и давления, является упрощением. Величину ошибки из-за данного упрощения оценить очень трудно. Но можно полагать (были выполнены различные варианты с переменной температуропроводностью и теплопроводностью), что эти ошибки не выше 15–20%.

Величина удельной теплогенерации в пределах осадочных отложений "палеотектонического" этапа нами оценивалась по литологии слагающих их пород (70% — глинистые породы, 20 — песчаные породы и 10% — известняки). Принятый состав отложений характерен для районов интенсивного осадконакопления. Отметим, что среднее тепловыделение в каждой группе пород несколько изменяется в зависимости от возраста и условия их образования (см. гл. VI). Среднее тепловыделение, исходя из этого (для глинистых пород —  $1,88$ , песчаных —  $0,8$  и известняков —  $0,96 - 2,3 \text{ мкВт}/\text{м}^3$ ), мы приняли равным  $1,68 \text{ мкВт}/\text{м}^3$  [Кутас, Гордиенко, 1971].

Суммарное тепловыделение с поверхности Земли в позднепонтическое время

$$q_{0Пб} = q_{\Phi 01} + q_{P2} = 78,0 \text{ мВт}/\text{м}^2 \text{ для Прибалханской депрессии,}$$

$$q_{0Г.-ч} = q_{\Phi 02} + q_{P02} = 73,3 \text{ мВт}/\text{м}^2 \text{ для Гограньдаг-Чикишлярской ступени,}$$

здесь  $q_{\Phi 01}$  и  $q_{\Phi 02}$  — нестационарный тепловой поток в  $\text{мВт}/\text{м}^2$ , поступающий из кристаллических пород литосферы (фундамент — "базальтовый" слой) и нарушенный мезозойско- (возможно, и палеозойско-) верхнеплиоценовым осадконакоплением,  $q_{P2}$  и  $q_{P02}$  — то же, но радиогенная часть, выделяющаяся из осадков "палеотектонического" этапа. Согласно формуле (38)

$$q_{P2} = AH \int_0^t \Phi(z) \frac{d\tau}{\tau} = 1,68 \cdot 20,0 \cdot 0,82 = 27,7 \text{ мВт}/\text{м}^2;$$

$$q_{P02} = 1,68 \cdot 15,0 \cdot 0,79 = 19,7 \text{ мВт}/\text{м}^2,$$

$$q_{\Phi 0} = q_{0Пб} - q_{P2} = 78,0 - 27,7 = 50,3 \text{ мВт}/\text{м}^2; \quad q_{\Phi 0} = 73,3 - 19,7 = 53,6 \text{ мВт}/\text{м}^2,$$

$$q_{\Phi 01} = q_{к-ф} \left( 1 - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \int_0^t z e^{-z^2} \frac{d\tau}{\tau} \right),$$

$$q_{к-фПб} = \frac{50,3}{0,75} = 67,1 \text{ мВт}/\text{м}^2; \quad q_{к-фГ.-ч} = \frac{53,6}{0,8} = 67,1 \text{ мВт}/\text{м}^2.$$

Приведенные выше результаты изучения влияния осадконакопления на структуру теплового поля позволили нам установить возможную величину теплового потока из земной коры Западно-Туркменской впадины до заложения геосинклинального трога. Величина суммарного теплови-

Таблица 12

Распределение теплового потока в Западно-Туркменской впадине

Слой	Возраст, млн. лет.	Температуро- и теплопроводность		Генерация тепла, мкВт/м <sup>3</sup>	Мощность слоев, км	
		км <sup>2</sup> /год	Вт/(м · К)		модель А	модель Б
I	5–6	13 · 10 <sup>7</sup>	1,76	2,0	3,75	6,26
II	220	25 · 10 <sup>7</sup>	1,68	1,68	15	20
III	—	32 · 10 <sup>7</sup>	2,52	0,84	15	20
IV	—	64 · 10 <sup>7</sup>	4,19	0,084		

$q_{\text{ф}}$  — фактический тепловой поток на верхней границе слоев, причем  $q_0 - q_{\text{д}}$  — тепловой поток из основания и деформированная часть в результате осадконакопления,  $q_{\text{р}}$  — радиогенный тепловой поток от слоев и деформированная часть в результате осадконакопления.

деления с поверхности "базальтового" слоя до осадконакопления (230 млн. лет тому назад) должна составлять 67 мВт/м<sup>2</sup>.

На возможность такой величины теплового потока указывают, по-видимому, и геологические данные. В это время на северном борту впадины в районе Красноводского полуострова происходили интенсивные активные процессы магматизма и вулканизма, о чем свидетельствует возраст магматических пород этой зоны, составляющий около 220–230 млн. лет [Худобина, 1961]. Это обстоятельство позволяет думать, что нами получены реальные величины палеопотока в этом регионе, так как имеющиеся данные о тепловых потоках в областях современной магматической активизации и вулканической деятельности и сопредельных с ними участках указывают на величины 67–92 мВт/м<sup>2</sup> и более.

Выполненные нами расчеты показывают, что для приведенных моделей тепловой поток из фундамента (67 мВт/м<sup>3</sup>) в результате осадконакопления меняется лишь в пределах 5%. Следовательно, этот вопрос может быть исключен из рассмотрения при дальнейших расчетах.

По геолого-геофизическим данным, мощность "базальтового" слоя, относящегося к кристаллическому фундаменту, в пределах Прибалханской депрессии составляет 20–25 км, а в Гограньдаг-Чикишлярской ступени — 15 км. Он сложен преимущественно метаморфизованными вулканогенными и интрузивными породами основного состава, кристаллическими сланцами и амфиболитами [Белоусов, 1966; Лутц, 1974]. Средняя теплопроводность слоя — 2,52 Вт/(м · К) [Смирнов и др., 1974], температуропроводность 32 км<sup>2</sup>/млн. лет, средняя генерация тепла за счет распада долгоживущих изотопов радиоактивных элементов — урана, тория и калия 0,84 мкВт/м<sup>3</sup>. Такая же генерация тепла оценивается в кайнозойских породах базальтово-габброидного состава Малого Кавказа [Кравченко, Семенов, 1970].

Исходя из этого, можно оценить радиогенный тепловой поток из "базальтового" слоя ( $q_{\text{б}}$ ) и величину потока из мантии ( $q_{\text{м}}$ ) исследуемого региона:

$$q_{\text{Пб}} = A \cdot H = 0,84 \cdot 20 = 16,8 \text{ мВт/м}^2$$

$$q_{\text{м}} = 67,1 - 16,8 = 50,3 \text{ мВт/м}^2$$

для Прибалханской депрессии,

Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>						
	Модель А			Модель Б		
	$q_{\text{ф}}$	$q_0 - q_{\text{д}}$	$q_{\text{р}}$	$q_{\text{ф}}$	$q_0 - q_{\text{д}}$	$q_{\text{р}}$
	47,7	73,3–31,0	7,5–2,1	37,4	78,0–48,2	12,5–5,0
	73,3	67,1–13,5	25,1–5,4	78,0	67,1–16,8	33,6–5,9
	67,1	54,5–0	12,6–0	67,1	50,3–0	16,8–0
	54,5			50,3		

$$q_{\text{Г.ч}} = A \cdot H = 0,84 \cdot 15 = 12,6 \text{ мВт/м}^2$$

$$q_{\text{м}} = 67,1 - 12,6 = 54,5 \text{ мВт/м}^2$$

для Гограньдаг-Чикишлярской ступени.

Перечисленные выше расчеты теплового потока, генерирующегося из верхней мантии Западно-Туркменской впадины, оказались равными 50–54 мВт/м<sup>2</sup>. Эти данные свидетельствуют, по-видимому, о возможности аномальных геотермических условий нижних частей земной коры и верхней мантии региона.

Результаты проведенных исследований по изучению влияния осадконакопления на структуру теплового поля земной коры и верхней мантии для рассмотренных выше районов Западно-Туркменской впадины в процессе ее геолого-исторического развития приведены в табл. 12 (модель А соответствует Гограньдаг-Чикишлярской ступени, модель Б — Прибалханской депрессии).

Из табл. 12 видно, насколько сложна тонкая структура теплового потока в земной коре и верхней мантии во впадинах типа Западно-Туркменской. Лишь учитывая историю геологического развития региона, можно объяснить наблюдаемые величины теплового потока.

Аналогичным путем нами были оценены влияния процессов осадконакопления в отрицательных геоструктурных элементах Туркмении: в Предкопетдагском предгорном прогибе и Мургабской впадине, где мощность накапливающихся осадков в период мезозойско-кайнозойского этапа геологического развития достигает 12–16 км. Ввиду того, что, в отмеченных структурах отсутствуют отдельные этапы интенсивного осадконакопления за короткие промежутки геологического времени (см. гл. I), что характерно для районов Западно-Туркменской впадины, очевидно, можно рассматривать оценку влияния процесса суммарного осадконакопления на мезозойско-кайнозойский этап прогибания Предкопетдагского прогиба и Мургабской впадины. Согласно табл. 11, эта величина не превышает 10–12% для искажения радиогенного теплового потока из осадков и 13–18% — глубинного теплового потока с поверхности основания (фундамента).

Таким образом, наличие участков с такими высокими скоростями осадконакопления в четвертичный период в районах Западно-Туркменской

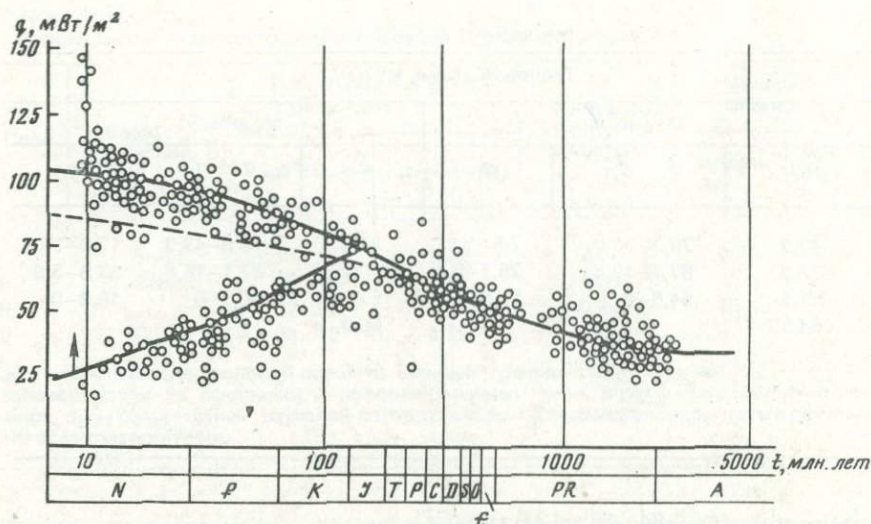


Рис. 25. Зависимость теплового потока от возраста тектоно-магматической активизации земной коры [Поляк, Смирнов, 1968]

впадины позволило нам впервые проверить на практике теорию формирования тепловых полей при мощном накоплении осадков (см. рис. 24), а детальное изучение этого вопроса с учетом истории ее геологического развития — установить структуру теплового поля земной коры и верхов мантии отдельных геоструктурных элементов Туркмении.

Проведенное нами исследование по изучению структуры теплового поля при мощном накоплении осадков в течение неотектонического этапа позволяет высказать некоторые соображения о зависимости глубинного теплового потока от возраста тектоно-магматической активности земной коры (рис. 25), которая ранее была получена Я.Б. Смирновым и Б.Г. Поляком [Смирнов, 1972; Поляк, Смирнов, 1968]. Ими установлены две ветви глубинного теплового потока в интервале от 100 млн. лет до настоящего времени, характеризующие дифференциацию теплового поля в различных структурах тектонически активных поясов: верхняя ветвь — эвгеосинклинальные зоны, альпийские мегаантиклинории, геантиклинальные орогены и проч., вторая ветвь — желоба, краевые прогибы, межгорные и неотектонические впадины.

Основываясь на полученных нами результатах, можно предположить, что учет влияния нестационарных процессов осадконакопления в пределах неотектонических депрессий и эрозии в неотектонических орогенах может привести к прямой зависимости величины глубинного теплового потока от возраста основного этапа складчатости или активизации тектонических структур (предполагаемая зависимость показана на рис. 25 пунктиром).

Из этого следует, что современные активные структуры земной коры характеризуются высоким значением глубинного теплового потока.

## РАДИОГЕННАЯ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ТУРКМЕНИИ

Вопрос об источниках тепла, определяющий глубинный тепловой режим Земли, является одним из актуальных вопросов геотермии. В связи с этим мы в настоящей главе кратко остановимся на рассмотрении этого вопроса и приведем первые оценки радиогенного тепловыделения в литосфере территории Туркмении.

ИСТОЧНИКИ ГЛУБИННОГО ТЕПЛА В НЕДРАХ ЗЕМЛИ  
И ВОПРОСЫ ИЗУЧЕНИЯ РАДИОГЕННОГО ТЕПЛА

Огромное количество тепловой энергии Земля получает от Солнца. Но лишь малая доля этой энергии проникает на первые десятки метров от поверхности Земли, что указывает на незначительную ее роль в формировании геотермического режима. Основными же источниками глубинного тепла в настоящее время считают распад долгоживущих радиоактивных элементов в горных породах, приливное трение в твердой Земле, изменение потенциальной энергии, аккрецию и энергию гравитационной дифференциации вещества, энергетический эффект которых за время существования Земли примерно одинаков [Любимова, 1968; Поляк и др., 1972; Кротокин, Поляк, 1973; и др.] :

радиоактивный распад —  $(0,6-2,8) \cdot 10^{31}$  Дж; приливное трение в твердой Земле —  $0,36 \cdot 10^{31}$  Дж; изменение потенциальной гравитационной энергии: аккреция —  $(17-30) \cdot 10^{31}$  Дж; гравитационная дифференциация —  $(1,5-5,0) \cdot 10^{31}$  Дж.

В процессе эволюции Земли интенсивность источников значительно изменилась. Тепловой эффект гравитационной дифференциации в современной, уже расслоенной Земле не может быть значительным. Изменилось, по-видимому, и выделение тепла за счет распада существенной доли первичного запаса радиоактивных элементов в недрах Земли. И только такие факторы, как тепловой эффект при процессах колебания скорости вращения Земли, являются постоянно действующими на протяжении всей истории Земли и носят глобальный характер.

П.Н. Кротокин и Б.Г. Поляк [1973], рассматривая энергетический баланс Земли, пришли к выводу, что 50—75% общей энергии, выделяемой внутренними источниками Земли на современном этапе, составляет энергия распада радиоактивных элементов.

Более того, большинство исследователей считают, что одним из основных источников формирования тепла в литосфере является энергия распада долгоживущих радиоактивных изотопов, рассеянных в горных породах, что находит подтверждение в установленной зависимости радиогенной теплогенерации в горных породах от величины глубинного теплового потока [Любимова, 1968; Гордиенко, 1975; Кутас, 1978; Дучков, Соколова, 1974; и др.]. В связи с этим можно полагать, что стационарная часть геотермического поля обусловлена в основном энергией радиогенного тепла.

В связи с этим оценка радиогенного тепловыделения из горных пород за счет радиоактивных элементов, период полураспада которых соизмерим с возрастом Земли, имеет важное значение для изучения структуры геотермического поля.

Из долгоживущих радиоактивных элементов наибольшим тепловым эффектом при их распаде обладают изотопы урана (U — природный) и то-

рия ( $\text{Th}^{232}$ ). Значительную роль в этом процессе имеет изотоп калия ( $\text{K}^{40}$ ) в силу распространенности его в горных породах в относительно больших количествах.

Параметр удельной теплогенерации из пород различного типа, участвующих в строении литосферы, обычно рассчитывают по формуле Ф. Берча [Birch, 1954]

$$A_0 = 0,17\rho(0,73U + 0,20\text{Th} + 0,27K),$$

где  $\rho$  — плотность породы; уран, торий выражены в  $10^{-4}\%$  или  $10^{-6}$  г/г, а калия — в % или  $10^{-2}$  г/г.

При оценке радиогенного теплового потока принимают горизонтально-слоистую модель земной коры и в пределах каждого слоя равномерное распределение радиоактивных элементов. В этом случае радиогенный тепловой поток равен:

$$q_p = \sum_{i=1}^n A_{0i} h_i, \quad (40)$$

где  $h_i$  — мощность бесконечного по простиранию слоя, а  $A_0$  — удельная теплогенерация в данном слое земной коры.

Таким образом, строгая оценка радиогенного тепла возможна при наличии в регионе исследований богатой информации о распределении радиоактивных элементов по площади и глубине. Вообще же точных данных о характере распределения радиоактивных элементов по радиусу Земли и его горизонтальных вариациях пока нет. Считают, что они сконцентрированы в литосфере мощностью первых сотен километров. В отдельных же регионах сведения о распределении радиоактивных элементов существуют только для самых верхних горизонтов земной коры. Величину радиогенного тепловыделения в более глубоких горизонтах земной коры можно получить лишь расчетным путем на основе осредненных геохимических характеристик пород с учетом данных геологии и геофизики.

В настоящее время при геотермических расчетах за основу обобщенной модели структуры литосферы принимают данные глубинного сейсмического зондирования, позволяющие во всех разнородных структурах значительно точнее выделить осадочный, "гранитный" и "базальтовый" слой в земной коре. В осадочном слое генерацию радиогенного тепла рассматривают обычно в соответствии с фактическими данными о содержании радиоактивных элементов в горных породах основных литолого-стратиграфических комплексов, слагающих геологический разрез. Если же таковые данные отсутствуют, то принимают среднее тепловыделение, получаемое на основе оценки по среднему содержанию в осадках радиоактивных элементов. Генерация тепла в "гранитном" слое рассматривается, исходя из предположения, что последний состоит из кислых пород, но с учетом данных о радиоактивности пород, слагающих каждый конкретный район. Аналогично поступают и при оценке интенсивности тепловыделения в "базальтовом" слое.

#### ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ ТУРКМЕНИИ

Учитывая особенности геологического строения Туркмении (большие мощности осадков до 20–25 км), мы предприняли попытку составить первую схему величин радиогенного тепловыделения в осадочных породах, используя имеющиеся материалы по определению содержания радиоактивных элементов в основных структурно-тектонических зонах Туркмении.

Таблица 13

Интенсивность удельного тепловыделения в почвенном слое Западно-Туркменской впадины

Состав почв	Содержание радиоактивных элементов, %						$\rho, \text{г/см}^3$	$A_0 \text{ мкВт/м}^3$
	$U \cdot 10^{-4}$		$Th \cdot 10^{-4}$		K			
	$\frac{U_{\min}}{U_{\max}}$	$U_{\text{ср}}$	$\frac{Th_{\min}}{Th_{\max}}$	$Th_{\text{ср}}$	$\frac{K_{\min}}{K_{\max}}$	$K_{\text{ср}}$		
<i>Кобек</i>								
Песок	$\frac{0,9}{1,5}$	1,14	$\frac{8,62}{9,25}$	9,00	$\frac{1,65}{2,14}$	1,78	1,54	0,64
Супесь	$\frac{1,20}{1,99}$	1,75	$\frac{9,50}{12,25}$	10,9	$\frac{1,83}{2,41}$	2,11	1,63	0,74
Суглинок	$\frac{1,40}{2,46}$	2,03	$\frac{10,7}{12,25}$	11,7	$\frac{1,95}{2,54}$	2,25	1,68	0,99
Глина	$\frac{1,85}{2,65}$	2,3	$\frac{12,00}{17,50}$	14,53	$\frac{1,93}{2,68}$	2,31	1,72	1,27
<i>Кумдаг</i>								
Песок	$\frac{0,36}{2,00}$	0,84	$\frac{7,00}{11,75}$	9,90	$\frac{1,59}{2,16}$	1,74	1,54	0,62
Супесь	$\frac{0,63}{1,90}$	1,10	$\frac{8,0}{12,25}$	10,50	$\frac{1,76}{2,00}$	1,85	1,63	0,75
Суглинок	—	2,00	—	12,75	—	2,16	1,72	1,05

В Западно-Туркменской впадине непосредственные определения содержания радиоактивных элементов выполнены для основных типов пород, слагающих лишь подпочвенный слой, в общем комплексе изучения закономерностей в распределении радиоактивных элементов и естественного  $\gamma$ -поля в нефтегазоносных областях [Алексеев и др., 1968 а, б]. В табл. 13 приведена оценка удельного тепловыделения в породах почвенного слоя для двух площадей Западно-Туркменской впадины. Интенсивность тепловыделения в подпочвенном слое в зависимости от состава пород изменяется почти в 2 раза: от 0,62 до 1,27 мкВт/м<sup>3</sup>.

Указанные величины окажутся более значительными, если учесть данные об оценках радиогенного тепловыделения донных осадков Каспийского моря и плиоцен-четвертичных отложений Западного борта Южно-Каспийской депрессии — районы Нижнекуруинской впадины и Апшеронской зоны, которые являются аналогом Западно-Туркменской впадины как по геологическому строению, так и по истории тектонического развития. При этом исходные данные взяты из опубликованных работ о содержании радиоактивных элементов в различных типах горных пород продуктивной толщи (аналог красноцветной толщи Западно-Туркменской впадины), апшерон-акчагыльских отложений Азербайджана и в донных осадках Южного Каспия [Эфендиев и др., 1964; Радиоактивность..., 1972].

Полученные данные нами были обобщены, и на основе анализа литолого-стратиграфического разреза Западно-Туркменской впадины по процентному содержанию глинистых, песчаных, алеврит-алевритистых пластов

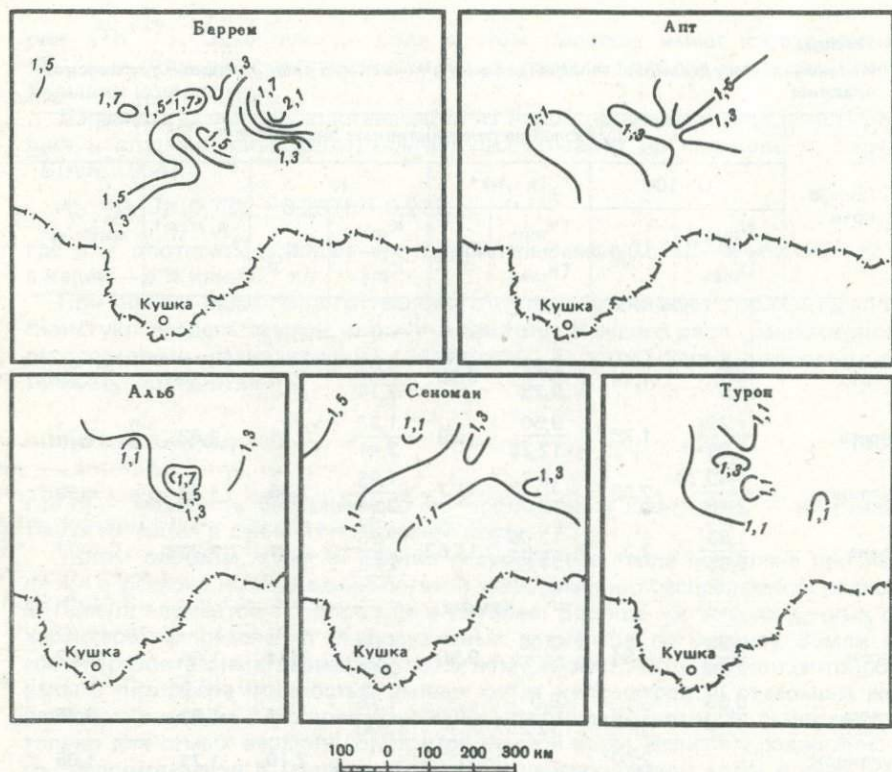


Рис. 26. Карта удельной теплогенерации в меловых отложениях на некоторых площадях юга Туранской плиты, мкВт/м<sup>3</sup>

с учетом их плотности было вычислено средневзвешенное значение радиогенного тепловыделения в породах среднеплиоцен-четвертичного осадочного комплекса, которое оказалось равным 2,0–2,1 мкВт/м<sup>3</sup>.

Содержание радиоактивных элементов в горных породах осадочного чехла платформенной части Туркмении — на юге Туранской плиты — изучено значительно лучше, чем в Западно-Туркменской впадине. Здесь Ф.А. Алексеевым и др. [1973] в процессе изучения радиогеохимии газоносных районов Амударьинской нефтегазоносной области было проведено массовое определение содержания радиоактивных изотопов урана, тория и калия в основных типах пород мелового возраста, слагающих геологические разрезы ряда структур Центральной и Восточной Туркмении. Кроме того, данные о распределении радиоактивных элементов в осадочных породах литолого-стратиграфических формаций Туранской плиты обобщены в работе Г.М. Шора и др. [1975].

Значение удельного тепловыделения в меловых отложениях платформенной части Туркмении, где при расчете учитывалось конкретное содержание радиоактивных элементов в наиболее характерных типах осадков, слагающих разрезы отдельных локальных структур, и производилось взвешивание по их соответствующей мощности пород (песчаников, алевролитов, глин, известняков и ангидритов), в целом составляет 1,05–2,1 мкВт/м<sup>3</sup>. По результатам расчета построены карты средневзвешенных

Таблица 14

## Теплогенерация в разновозрастных осадочных отложениях Туркмении

Возраст	Тип разреза	Теплогенерация, мкВт/м <sup>2</sup>	Площадь распределения
1	2	3	4
Юра	Большой Балхан	0,87—1,32	Южная часть Туркмении: р-н Кубадага, Балхана и Копетдага
	Туаркырский	0,96—1,49	Западная часть Туранской плиты: Туаркыр, Северное Прикарабогазье, Центральные и Северные Каракумы
	Гаурдак-Кугитангский	0,96—1,87	Восток Туркмении, Приамударьинский и Примургабский районы
	Предкопетдагский	0,90—1,15 0,95—1,45	Западная часть Предкопетдагского прогиба Центральная часть Предкопетдагского прогиба
Нижний мел	Большой Балхан	0,89—1,41	Копетдаг, Большой и Малый Балхан
	Туаркырский	0,99—1,71	Северный тип: Туаркыр, Заунгузские Каракумы
	Мары-Байрамалийский	0,67—1,59	
	Предкопетдагский	0,90—1,47 0,96—1,67	Западная часть прогиба Центральная часть прогиба
Верхний мел	Туаркырский	0,61—1,43	Северо-Западная часть Туркмении: Красноводский полуостров, Северное Прикарабогазье, Туаркыр, Большой Балхан
	Западный Копетдагский	0,50—1,11	Малый Балхан, Кюрендаг, Западный Копетдаг
	Гяурский	0,57—1,65	Центральный Копетдаг
	Бадхызский	0,67—1,90	Восточный Копетдаг и Бадхыз
	Центрально-Каракумский	0,56—1,10	Низменные и Заунгузские Каракумы
	Байрамалийский	0,57—1,37	Юго-Восточные Каракумы
	Приамударьинский	0,67—1,60	Приамударьинский район, Питнякское поднятие, Кабаклы и др.
	Гаурдак-Кугитангский	0,50—1,60	К западу от долины р. Кугитангдаря
	Предкопетдагский	0,45—1,34	
Палеоген	Северный	0,95—1,64	Северо-Западная часть Приамударьинского района, Заунгузские Каракумы, Туаркыр, Красноводский полуостров (кроме юго-западной части)
	Западный	0,93—1,67	Западный Копетдаг
	Центральный	0,51—1,81	Центральный Копетдаг, Гяурдаг

Таблица 14 (окончание)

1	2	3	4
Палеоген	Юго-Восточный		Восточный Копетдаг Бадхыз
		0,92—1,43	Мары-Байрамалийский р-н, Гаурдак-Кугитангский р-н, Юго-Восточная часть Приамударьинского р-на
Неоген	Предкопетдагский	0,57—1,40	
	Челекенский	0,61—1,89	Западно-Туркменская и Казанджикская впадина, Низменные Каракумы, вдоль Ербент-Репетекской зоны
Неоген	Западно-Копетдагский	0,66—1,82	Западный Копетдаг
	Красноводский	0,50—1,58	Красноводский полуостров, Чильмамедкумы, Туаркыр
Четвертичные отложения	Заунгузский	0,64—1,75	Заунгузские Каракумы, северная часть Низменных Каракумов, р-н песков Учтаган
	Предкопетдагский	0,83—1,73	
	Мургабский	0,65—1,79	Юго-Восточные Каракумы, Бадхыз, Карабиль
	Керкинский	0,66—1,80	Крайний восток Туркмении
Четвертичные отложения	Центрально-Каракумский	0,62—1,70	
	Юго-Восточные Каракумы	0,58—1,61	
	Западный Копетдаг, Малый Балхан	0,62—1,69	
Четвертичные отложения	Западно-Туркменская депрессия	0,60—1,61	
	Предкопетдагский	0,60—1,61	

значений удельного тепловыделения для отдельных ярусов меловых отложений центральных и восточных районов платформенной части Туркмении и выполнено массовое определение содержания радиоактивных элементов в горных породах (более 1000 определений) (рис. 26).

Значительная дифференциация значений удельного тепловыделения отмечается для различных типов пород. Алевролиты характеризуются величинами 1,05—1,25 мкВт/м<sup>3</sup>. Песчаники и известняки отличаются большой разбросанностью значений А — соответственно 0,74—1,68 и 0,32—1,6 мкВт/м<sup>3</sup>. Значительно более высокими значениями А характеризуются глины: 1,25—2,2 мкВт/м<sup>3</sup>. Вместе с тем наблюдается значительное изменение параметра А однотипных пород в зависимости от возраста осадков, указывающее, по-видимому, на различное содержание радиоактивных эле-

Таблица 15

## Теплогенерация в осадочных отложениях Туркмении

Район	Теплогенерация, $A_0$ , мкВт/м <sup>3</sup>	Район	Теплогенерация, $A_0$ , мкВт/м <sup>3</sup>
Туаркыр	1,21	б) Центральный участок	1,40
Центрально-Каракумский свод	1,65	в) Восточный участок	1,20
Северная Туркмения	1,53	Амударьинская зона	1,25
Мары-Байрамалийский район	1,16	ступеней	
Большой Балхан	1,20	Западно-Туркменская впадина	1,74
Предкопетдагский прогиб:		Среднее значение	1,37
а) Западный участок	1,36		

ментов в связи с условиями накопления осадков. Действительно, анализ условий накопления U, Th<sup>232</sup>, K<sup>40</sup>, проведенный Ф.А. Алексеевым и др. [1973], показывает, что основным фактором, обуславливающим распределение этих элементов в осадках, является палеогеографический режим бассейнов седиментации. При этом концентрация радиоактивных элементов — урана, тория и калия в тех или иных типах пород в значительной степени обусловлена принадлежностью их к определенной фациальной зоне, т.е. с непосредственными условиями формирования той или иной породы (континентальный регион, прибрежная, мелководная или глубоководная части моря). На это указывают и многочисленные работы, рассматривающие особенности распределения радиоактивных элементов в осадочных горных породах [Берзина и др., 1971; Шор и др., 1972].

Имеющиеся материалы по геологическому строению, истории геологического развития и палеогеографической обстановке территории Туркмении [Геология ..., 1972] позволяют оценить величину удельного тепловыделения в осадочных отложениях с использованием результатов анализа содержания урана, тория и калия в горных породах в зависимости от их фациально-формационной принадлежности. Значения удельного тепловыделения, вычисленные таким путем для различных геологических разрезов Туркмении, приведены в табл. 14. Здесь следует заметить, что оценки средневзвешенных значений удельного тепловыделения для меловых отложений ряда структур Мары-Байрамалийского района и Амударьинской зоны ступеней, рассчитанные по данным непосредственного определения содержания радиоактивных элементов в различных типах пород и на основе анализа среднего содержания урана, тория и калия в зависимости от фациально-формационной принадлежности, оказались очень близкими (отклонение составляет не более 10%). Так, среднее значение  $A$  для меловых отложений Мары-Байрамалийского района равно соответственно 1,1 и 0,97 мкВт/м<sup>3</sup>, Амударьинской зоны ступеней 1,2 и 1,1 мкВт/м<sup>3</sup>. Эти данные позволяют считать, что примененный нами способ оценки удельного тепловыделения, основанного на анализе характера распределения радиоактивных элементов по фациально-формационной характеристике горных пород, по-видимому, может быть использован при оценке параметра  $A_0$  в осадочных породах различных структурно-тектонических зон, где не проведены непосредственные определения изотопов урана, тория и калия.

В табл. 15 приведены средневзвешенные значения удельного радиогенного тепловыделения, показывающие незначительные вариации  $A_0$  для осадочного чехла различных структурно-тектонических зон Туркмении. Они вполне согласуются с величинами генерации тепла в осадочных отложениях, полученными для многих районов земного шара [Любимова, 1968; Кутас, 1978; и др.].

Таким образом, можно полагать, что теплогенерация в осадочных отложениях Туркмении (при принятых способах оценки и точности определения  $A_0$ ) изменяется незначительно, в среднем на 30—40%.

### ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В КОНСОЛИДИРОВАННОЙ ЧАСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Основные части радиогенного тепла формируются за счет теплогенерации в "гранитном" и отчасти "базальтовом" слоях консолидированной коры. Большую трудность при оценке удельной теплогенерации в консолидированной коре Туркмении составляет отсутствие данных о его составе, так как складчатый фундамент в основном залегает на больших глубинах. Выходы пород фундамента, вероятно, характеризующие петрологический состав "гранитного" слоя консолидированной коры, известны лишь в нескольких разобренных друг от друга районах Туркмении — в Туаркыре и в низовьях р. Амударьи. Они обнажены в хребтах Кугитантау. Глубокими скважинами породы фундамента вскрыты во многих районах платформенной части Туркмении. Вместе с тем разобренность выходов и районов, где породы фундамента вскрыты скважинами, и плохая их сохранность не позволяет создать полную картину состава фундамента. Более того, данные по определению содержания радиоактивных элементов в указанных комплексах имеются в единичных районах. Такие работы проведены лишь для гранитоидов Кугитангского массива [Поддубный, 1973], что явно недостаточно для полной характеристики удельной теплогенерации в "гранитном" слое территории Туркмении.

В связи с этим при оценке удельной теплогенерации в "гранитном" слое консолидированной земной коры мы воспользовались данными о среднем содержании радиоактивных элементов в соответствующих породах фундамента, приведенными в работах А.П. Виноградова [1962], А.Б. Ронова и А.А. Ярошевского [1967]. Результаты оценок, полученных таким путем, приведены в табл. 16. Данные о составе фундамента взяты из опубликованных работ [Тектоника..., 1966; Геология..., 1972; и др.], а данные по плотности пород по соответствующим определениям, выполненным Ф.А. Арест и др. [Туркменская..., 1967].

Из таблицы видно, что основная часть территории Туркмении по величине теплогенерации из фундамента характеризуется двумя уровнями. Первый — величиной  $A_0 = 1,1 \div 1,75$  мкВт/м<sup>3</sup>, отвечает метаморфическим породам, сформированным осадочно-вулканогенными комплексами, второй —  $A_0 = 2,2 \div 2,6$  мкВт/м<sup>3</sup>, характеризуют теплогенерацию в гранитизированных в разной степени породах. Полученные данные хорошо согласуются с таковыми, полученными в различных структурно-тектонических зонах континентальной зоной коры [Кутас, Гордиенко, 1971; Кутас, 1978; Смыслов, 1974; Дучков, Соколова, 1974; и др.].

"Базальтовый" слой консолидированной коры, по представлениям многих исследователей, сложен в основном породами габброидного состава [Лутц, 1974; Беляевский, 1974; Белоусов, 1966, 1978; и др.]. Величину теплогенерации для него определяют по кларковым содержаниям

Таблица 16

Теплогенерация в породах фундамента различных районов Туркмении

Площадь	Породы	Источ- ник*	U, 10 <sup>-4</sup> %	Th, 10 <sup>-4</sup> %	K, %	Плот- ность, г/см <sup>3</sup>	A <sub>0</sub> , МКВТ/м <sup>3</sup>
Туаркыр	Глинистые и кремнистые сланцы и кварциты, прорванные интрузией габбро	1	2,1	9,0	2,17	2,65	1,46
		2	2,66	9,4	1,99	2,65	1,48
Кубадаг	Эффузивы, гранито-гнейсы, измененные габброиды, биотитовые и лейкократовые граниты и диориты	1	3,9	16,5	2,2	2,57	2,04
		2	3,5	18,0	3,34	2,57	2,40
Карабогазский свод	Граниты, плагиоклазовые фельзитпорфиры и роговообманковые сланцы	1	3,54	15,0	2,19	2,65	2,16
		2	3,5	18,0	3,34	2,68	2,49
		3	3,44	16,6	3,13	2,65	2,35
Центрально-Каракумский свод	Гранитоиды, туффиты, кислые эффузивы, габбро-диабазы	1	3,9	16,5	2,2	2,59	2,37
		3	3,5	18,0	3,34	2,59	2,48
Северная Туркмения	Сланцы, сильно рассланцованные и метаморфизованные песчаники и конгломераты, мраморизованные доломиты и известняки	1	1,7	5,7	1,43	2,58	1,79
Низовья р. Амударья	Граниты, а также метаморфические и метаморфизованные породы	1	3,5	1,8	3,34	2,57	2,51
		2	3,1	18,0	3,7	2,65	2,47
Хребет Кугитангтау	Базальный конгломерат, мраморизованные известняки, кремнистые породы и окремненные роговики	1	2,5	13,0	2,57	2,57	1,75
		2	2,9	15,3	2,77	2,57	2,02

\* 1 — по А.П. Виноградову [1962].

2 — по А.Б. Ронову и А.А. Ярошевскому [1967].

3 — по Н.П. Поддубному [1973].

радиоактивных элементов в породах основного состава, которую принимают при геотермических расчетах варьирующей от 0,4 до 1,0 мкВт/м<sup>3</sup> [Кутас, 1978].

На территории Туркмении имеются единичные определения (3 пробы) содержания радиоактивных элементов в габбро, габбро-диоритах и габбро-амфиболитах, слагающих средне-верхнекарбонувый интрузивный комплекс Кугитангского массива [Поддубный, 1973]. Здесь среднее содержание V равно  $0,5 \cdot 10^{-4}$ %, Th —  $10 \cdot 10^{-4}$ % и K — 0,91%. При средней плотности этих образований  $\rho = 2,85$  г/см<sup>3</sup> мы получаем теплогенерацию, равную 0,98 мкВт/м<sup>3</sup>. Такая же генерация тепла оценивается нами в кайнозойских магматических породах базальтово-габброидного состава Малого Кавказа по опубликованным данным об определении содержания естественных радиоактивных элементов [Кравченко, Семенов, 1970].

Таким образом, мы можем принять уровень теплогенерации в "базальтовом" слое консолидированной коры территории Туркмении, не превышающий 0,8—0,9 мкВт/м<sup>3</sup>.

Выполненные оценки теплогенерации в различных слоях земной коры позволяют перейти к более детальному изучению параметра  $A_0$  как по площади, так и по глубине и к вычислению радиогенного теплового потока различных регионов Туркмении.

## Глава VII

### ТЕПЛОВАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТУРКМЕНИИ

Изучение структуры геотермического поля и первые оценки распределения радиогенных источников тепла в литосфере позволяют перейти к построению тепловой модели основных структурно-тектонических зон Туркмении и ее геолого-геофизическому анализу. Под тепловой моделью мы подразумеваем схему строения с определенными теплофизическими параметрами и источниками тепла и температурного состояния земной коры и верхов мантии, отвечающую распределению глубинного теплового потока и не противоречащую представлениям, получаемым по данным анализа геофизических полей и исследований глубинной геологии и петрологии. Такая модель позволяет получить вероятное распределение температуры, являющейся одним из основных параметров характеристики состояния глубинных недр.

#### МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ГЛУБИННЫХ ТЕМПЕРАТУР

Данные о температурах в земной коре, получаемые непосредственно путем измерений в глубоких скважинах, ограничиваются в настоящее время 5—7 км. Температуры на больших глубинах в коре и верхней мантии оценивают расчетным путем.

Метод расчета глубинных температур в земной коре и верхней мантии в пределах крупных тектонических областей, характеризующихся одинаковой средней величиной фонового глубинного теплового потока, основан на решении классического уравнения теплопроводности при стационарном тепловом режиме с начальными и граничными условиями, реальными для Земли. При этом предполагается горизонтально-слоистое строе-

ние земной коры и верхней мантии, кондуктивный механизм теплопередачи, отсутствие источников тепла, кроме равномерно распределенных радиоактивных элементов в породах каждого слоя, а также изменение теплофизических свойств от слоя к слою в вертикальном направлении.

Учитывая вышеизложенное, воспользуемся одномерным уравнением теплопроводности

$$\frac{d}{dz}[\lambda(z)] \frac{dT}{dz} = -A_0(z) \quad (41)$$

при граничных условиях  $T = T_0$ , при  $z = 0$ ,

$$\lambda \frac{dT}{dz} = q \text{ при } z \rightarrow \infty \text{ и } T \neq \infty, \quad (42)$$

где  $T$  — температура на глубине  $z$ ,  $\lambda$  — коэффициент теплопроводности,  $A_0$  — функция источников тепла,  $q$  — поверхностный тепловой поток.

При этом необходимо знать вид функции  $A_0(z)$  и  $\lambda(z)$ .

Зависимость коэффициента теплопроводности от температуры записывается в следующем виде [Жарков и др., 1971; Дучков, Соколова, 1974]:

$$\lambda = \frac{\lambda_0}{1 + \alpha T} + \frac{16}{3} n^2 \frac{\sigma}{\epsilon} T^3 = \lambda_p + \lambda_{\text{л}}, \quad (43)$$

где  $\lambda_0$  — теплопроводность пород при нормальной температуре,  $\alpha$  — изменение теплового сопротивления породы, вызванное изменением температуры на один градус,  $\sigma$  — постоянная Стефана—Больцмана,  $n^2$  и  $\epsilon$  — показатель преломления и коэффициент поглощения среды соответственно,  $\lambda_p$  — решеточная составляющая теплопроводности, равная первому члену уравнения (43), и  $\lambda_{\text{л}}$  — лучистая составляющая, равная второму члену уравнения, роль которой возрастает с повышением температуры.

В соответствии с этим нами было рассчитано распределение температуры с глубиной, соответствующее трем вариантам изменения  $\lambda$ :  $\lambda = \text{const}$ ,  $\lambda = \lambda_p$  и  $\lambda = \lambda_p + \lambda_{\text{л}}$ , по формулам, приведенным в работе А.Д. Дучкова и Л.С. Соколовой [1974].

Расчет проводился на ЭВМ для теплового потока  $67 \text{ мВт/м}^2$  и реальных разрезов земной коры, характерных для районов юга Туранской плиты.

Как показали результаты расчета, разные варианты изменения теплопроводности с температурой приводят к существенно разным температурам уже при  $T = 400 \div 500^\circ\text{C}$ , где приращение температуры  $\Delta T$  составляет  $100\text{--}150^\circ\text{C}$ . При этом решеточная составляющая значительно увеличивает температуру и при  $T = 500^\circ\text{C}$ ,  $\Delta T$  для случая  $\lambda = \text{const}$  равняется  $100^\circ\text{C}$ .  $\Delta T$  между кривыми, полученными для  $\lambda = \text{const}$  и для  $\lambda = \lambda_p + \lambda_{\text{л}}$ , оценивается в  $50^\circ\text{C}$  до глубин  $100\text{--}150 \text{ км}$ , причем лучистая составляющая уменьшает температуру относительно случая  $\lambda = \text{const}$ . Это уменьшение составляет  $7\text{--}10\%$ . При этом здесь не учитывалось влияние давления на теплопроводность пород, что приведет к увеличению теплопроводности [Любимова, 1968; и др.].

Кроме этого, нами было проанализировано влияние на распределение температуры следующих вариантов изменения удельной теплогенерации с глубиной:  $A_0$  изменяется с глубиной линейно,  $A_0$  изменяется внутри каждого слоя по экспоненциальному закону и  $A_0$  изменяется по едино-

му экспоненциальному закону в литосфере. При этом полученные термограммы сдвигаются вправо соответственно названному ряду вариантов, и  $\Delta T$  между первым и последним случаями при температуре 500–600°C составляет 80–150°C, что соответствует глубине 30–40 км, для 50 км эта разница уже 200°C, а на глубине 100 км – 350°C.

Очевидно, учет зависимости  $\lambda = f(T)$  и  $A_0 = A(z)$  значительно усложняет задачу в случае нестационарности геотермического поля. Так как в геологической ситуации мы имеем дело как с нестационарными, так и с квазистационарными полями (см. гл. IV), то для получения сопоставимых распределений температуры по величине глубинного теплового потока, по-видимому, правильнее соблюдать методическое единство оценок. Но вместе с тем в анализе конечных результатов следует иметь в виду диапазоны возможных изменений температуры в различных вариантах  $\lambda = \lambda_0(T)$  и  $A_0 = A(z)$ .

Расчет температуры по уравнению (41) при граничных условиях ( $T = T_0, z = 0$ ) может быть выполнен по формуле

$$T = T_0 + \frac{(q - 0,5 \cdot A_0 \Delta h)}{\lambda} \Delta h, \quad (44)$$

где  $T_0$  и  $T$  – температуры на кровле и подошве слоя,  $\Delta h$  – мощность слоя,  $A_0$  – генерация тепла за счет радиоактивных элементов в породах слоя,  $q$  – тепловой поток через кровлю,  $\lambda$  – теплопроводность слоя.

При этом на границах слоев выполняются соотношения

$$T_{i|z=h_i} = T_{i+1|z=h_i} = T_n, \quad q_{i|z=h_i} = q - \sum_i \delta q_i (h_i - h_{i-1}) = q_n, \quad (45)$$

т.е. температура на кровле  $i$ -го слоя равна температуре на подошве выше залегающего слоя, а тепловой поток на кровле  $i$ -го слоя равен тепловому потоку на ее поверхности за вычетом суммарного тепловыделения в выше лежащих слоях. Это, по сути дела, означает непрерывность температуры и теплового потока в недрах земли.

#### РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ В ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОНАХ ТУРКМЕНИИ

При расчете распределения температуры в литосфере нами рассмотрены структурно-тектонические зоны трех типов. К первому относится большая часть территории Туркмении, охватывающая районы эпигерцинской платформы, где отсутствуют локальные геотермические аномалии, имеющие глубинную природу. Имеющиеся незначительные вариации теплового потока вполне объяснимы поверхностными неоднородностями и легко поддаются корректировке. В связи с этим можно полагать, что здесь геотермическое поле квазистационарно и тепло в пределах литосферы переносится кондуктивно.

Ко второму типу относятся районы горно-складчатых сооружений Копетдага. Если в Западном Копетдаге удастся сравнительно легко определить фоновый тепловой поток и предположить, что он отражает глубинный, то это нельзя сделать для районов Центрального Копетдага. Здесь на формирование поверхностного теплового потока значительное влияние оказывает инфильтрация атмосферных осадков. Вместе с тем очевидно и то, что геотермическое поле литосферы здесь нестационарно за счет влияния вертикальных и горизонтальных движений земной коры. А учет этого

явления в настоящее время трудно поддается оценке. При создании первой схемы геотермической модели Копетдага мы воспользуемся решением уравнения для стационарного поля. Третий тип структурно-тектонических зон по структуре геотермического поля — районы Западно-Туркменской впадины, где расчет глубинных температур должен вестись с учетом влияния осадконакопления.

Попытаемся построить нормальную тепловую модель литосферы указанных структур, под которой мы понимаем распределение температуры, отвечающее физическим свойствам пород земной коры и верхней мантии и теплогенерации в них. Такая модель позволит в дальнейшем по мере накопления знаний о величине глубинного теплового потока и его вариациях разработать детальную тепловую структуру глубинных недр как в однородных, так и в разнообразных структурно-тектонических зонах Туркмении и определить роль геотермического режима в их строении и эволюции.

В пределах платформенной части Туркмении — на юге Туранской плиты — величина наблюдаемого теплового потока варьирует от 55 (депресссионные зоны) до 67 мВт/м<sup>2</sup> (поднятия фундамента). Если для депрессионных зон юга Туранской плиты учесть влияние осадконакопления на геотермическое поле (см. гл. V), то величина фонового глубинного теплового потока здесь окажется близкой к 67 мВт/м<sup>2</sup>. Это обстоятельство позволяет принять величину фонового глубинного теплового потока для юга Туранской плиты, равной 67 мВт/м<sup>2</sup>.

Реальный разрез земной коры для расчета распределения температуры в литосфере принят для районов Центральной Туркмении по материалам ГСЗ [Глубинное..., 1973]. Теплогенерация в осадочном покрове плиты взята в соответствии с результатами вычислений, приведенных в главе XI. Теплопроводность слоя по результатам наших экспериментальных исследований (см. гл. III) с учетом влажности и температуры принята равной 1,68 Вт/(м · К). Теплопроводность и генерация тепла в пределах "гранитного", "базальтового" слоев и верхней мантии взяты из опубликованных данных [Тепловой..., 1970; Кутас, Гордиенко, 1971; Любимова, 1968; Дучков, Соколова, 1974] и по результатам изучения теплогенерации в коренных породах (см. гл. VI). Следует заметить, что теплогенерация для "гранитного" слоя (2,8 мВт/м<sup>3</sup> — средневзвешенное значение), определенная из литературных данных, несколько ниже, чем вычисленная нами по результатам определения естественных радиоактивных элементов в гранит-порфирах, платогранитах, платогранит-порфирах, биотитовых гранитах Кугитангского массива, расположенного в юго-восточной части Туркмении [Поддубный, 1973].

Мы рассмотрели две модели. Принятые параметры для расчета приведены в табл. 17, а распределение температуры в земной коре и верхней мантии — на рис. 27. Как видно из рис. 27, температура на глубине 100 км в распределениях I и II в зависимости от принятой теплогенерации отличается на 100°С. Отметим, что при расчете не учитывалась зависимость теплопроводности от давления и температуры, а также зависимость теплогенерации от функции глубины. Учет последних может вызвать смещение распределения в сторону больших температур на 10–15%, что было указано выше. В связи с этим наиболее вероятным распределением температуры в земной коре и верхней мантии на юге Туранской плиты мы можем считать кривую I. Как видно из рис. 27, температура на границах "гранитного" и "базальтового" слоев составляет 360, на границе Моховичича — 550 и на глубине 100 км — 840–860°С. Отметим, что в верх-

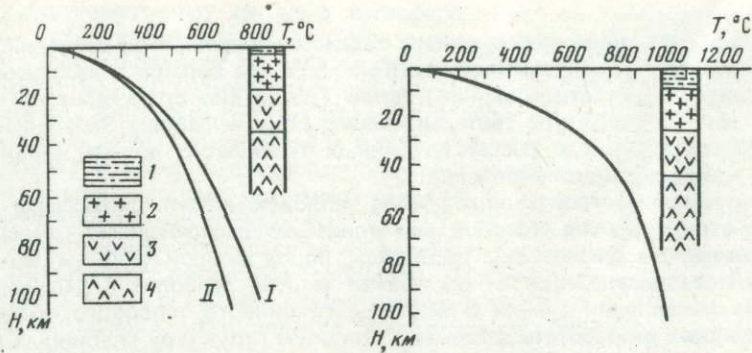


Рис. 27. Вероятное распределение температуры в литосфере южной части Туранской плиты

1-3 — слои: 1 — осадочный, 2 — "гранитный", 3 — "базальтовый"; 4 — верхняя мантия. I, II — см. текст

Рис. 28. Вероятное распределение температуры в литосфере Копетдагской орогенической области

Условные обозначения см. на рис. 27

ней части разреза расчетные кривые корректировались по данным измерения температуры в глубоких скважинах.

Аналогичным путем было оценено распределение температуры в области Копетдагской складчатой системы (рис. 28). Здесь за величину фонового глубинного теплового потока принят поверхностный тепловой поток, определенный в Западном Копетдаге ( $75 \text{ мВт/м}^2$ ). Такая же величина глубинного теплового потока с учетом влияния инфильтрации на структуру геотермического поля нами оценивается и в области Центрального Копетдага (см. гл. V). Анализ глубинного распределения температуры в Копетдагской складчатой области показывает, что температура на границе "гранитного" и "базальтового" слоев составляет 650, на границе Мохоровичича — более 800 и на глубине 100 км близка к  $1000^\circ \text{C}$ .

Глубинные температуры в земной коре и верхней мантии различных

Таблица 17

Распределение теплового потока в земной коре и верхней мантии на юге Туранской плиты

Слой	Теплопроводность, Вт/(м·К)	Модель I		
		мощность, км	теплогенерация А, мкВт/м <sup>3</sup>	$q = q_1 + q_2$ , мВт/м <sup>2</sup>
				$q_1$
Осадочный	1,68	2,0	1,5	3,00
Гранитно-метаморфический	2,94	16,0	1,89	30,2
Базальтовый	2,52	17,0	0,84	14,2
Верхняя мантия	4,19		0,01	19,7

зон Западно-Туркменской впадины рассчитывались несколько иначе, а именно с учетом влияния осадконакопления на геотермическое поле. Было рассмотрено вероятное распределение температур в Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чикишлярской ступени. В качестве исходных данных при этом были приняты параметры (см. табл. 12), приближенные и характеризующие лишь простую модель формирования геотермического поля при мощном осадконакоплении. Но хорошее совпадение измеренных величин тепловых потоков в этих зонах с тепловыми потоками, полученными по изучению структуры геотермического поля, нарушенного осадконакоплением, позволяет считать принятые параметры моделей близкими к реальным.

Вследствие осадконакопления температура в осадках будет заведомо ниже, чем температура, которая была бы в них при стационарном геотермическом поле. В табл. 18 приведено распределение температур в осадках "палеотектонического" этапа для Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чикишлярской ступени, рассчитанных по формуле (31). Здесь  $T_{\text{нест}}$  представляет температуру, установившуюся в раннекайнозойских, мезозойских, пермо-триасовых (и, возможно, более древних) осадках мощностью соответственно 20 и 15 км в течение 220 млн. лет. Стационарный градиент в соответствии с тепловым потоком от поверхности фундамента и средней теплопроводностью осадков равен  $40^\circ \text{C/км}$ . Из табл. 18 видно, что величина теплового потока на поверхности осадков снижается приблизительно на 20–25%, что согласуется с величиной коэффициента — интеграла в формуле (38), характеризующего степень приближения глубинного теплового потока за время 220 млн. лет к неискаженному значению в рассматриваемых тектонических зонах.

Повышение температуры в подошве накапливающегося осадочного слоя "палеотектонического" этапа (на поверхности фундамента) по времени, вычисленному по формуле (38), приведено в табл. 19, 20. Здесь  $T_1$  представляет повышение температуры за счет теплового потока из фундамента,  $T_2$  — дополнительное повышение температуры с учетом генерации тепла в осадках ( $1,68 \text{ мВт/м}^3$ ) и  $T$  — общее повышение температуры. Приведенные данные позволяют проследить общее повышение температуры в фундаменте в процессе осадконакопления, происходившего

Модель I	Модель II			
$q = q_1 + q_2$ , мВт/м <sup>2</sup>	мощность, км	теплогенерация А, мкВт/м <sup>3</sup>	$q = q_1 + q_2$ , мВт/м <sup>2</sup>	
$q_2$			$q_1$	$q_2$
67,1				67,1
64,1	2,0	1,50	3,00	64,1
—	6,0	2,81	16,7	47,4
33,9	10,0	1,68	16,8	—
19,7	17,0	0,84	14,2	30,6
		0,01	16,4	16,4

Таблица 18

Распределение температуры в осадочной толще Западно-Туркменской впадины

Температура, °С	Глубина, км									
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Стационарная	40	80	120	160	200	240	280	320	360	400
Нестационарная для Прибалхашской депрессии	29	59	93	116	141	170	196	225	253	280
Нестационарная для Гограньдаг-Чикишлярской ступени	30	62	93	112	152	183	210	240	270	300

Таблица 18 (окончание)

Температура, °С	Глубина, км									
	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
Стационарная	440	480	520	560	600	640	680	720	760	800
Нестационарная для Прибалхашской депрессии	309	337	366	395	424	452	481	512	541	568
Нестационарная для Гограньдаг-Чикишлярской ступени	330	360	390	423	453	—	—	—	—	—

Таблица 19

Изменение температуры в подошве накапливающегося осадочного слоя (для модели Прибалхашской депрессии)

Время от начала осадконакопления, млн. лет	0	22	44	66	88	110	132	154	177	198	220
Мощность накапливающегося осадков, км	0	2	4	6	8	10	12	14	16	18	20
$T_1$ , °С	0	69	132	193	251	309	364	416	476	518	568
$T_2$ , °С	0	1	6	13	20	33	47	70	90	117	138
$T^\circ\text{С} = T_1 + T_2$ , °С	0	70	138	206	271	342	411	486	557	635	706

в "палеотектонический" этап развития этих зон Западно-Туркменской впадины.

Такое изменение температуры на поверхности фундамента должно отражаться и на распределении глубинных температур в пределах более глубоких частей земной коры и верхней мантии. Поэтому следует оценить распределение температуры, существовавшей в земной коре и верхней мантии рассматриваемых тектонических зон до накопления осадков "па-

Таблица 20

Изменение температуры в подошве накапливающегося осадочного слоя (для модели Гограньдаг-Чикишлярской ступени)

Время от начала осадконакопления, млн. лет	0	22	44	66	88	110	132	154	176	198	220
Мощность накапливающихся осадков, км	0	1,5	3	4,5	5	7,5	9	10,5	12,0	13,5	15,0
$T_1, ^\circ\text{C}$	0	52	101	149	196	240	284	327	366	411	453
$T_2, ^\circ\text{C}$	0	1	3	8	14	22	32	42	54	69	86
$T^\circ\text{C} = T_1 + T_2,$ $^\circ\text{C}$	0	53	104	157	209	262	316	371	420	480	539

леотектонического" и "неотектонического" этапов. Для этого нами было рассчитано стационарное распределение температуры по формуле (44) в предположении, что тепловой поток через поверхность фундамента составлял  $67 \text{ мВт/м}^2$  (225–230 млн. лет тому назад), как это следует из изучения влияния осадконакопления на величину измеренного в настоящее время теплового потока через поверхность Земли (см. гл. V).

Начальная температура  $T_0$  (0) на поверхности фундамента (поверхность Земли 225–230 млн. лет тому назад) принята равной нулю. Теплофизические параметры земной коры и распределение источников тепла приняты в соответствии с табл. 12. Для верхней мантии, учитывая довольно высокие значения теплового потока, поступающего из мантии ( $50\text{--}55 \text{ мВт/м}^2$ ), была принята петрологическая модель, соответствующая пирилитовому составу с высокой генерацией радиогенного тепла ( $0,08 \text{ мВт/м}^3$ ). Теплопроводность пород верхов мантии до глубин 100 км нами принята равной  $4,2 \text{ Вт/(м} \cdot \text{К)}$ , а их температуропроводность —  $64 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ , что не противоречит данным, опубликованным в разных работах [Любимова, 1968; Кутас, Гордиенко, 1971; Тепловой . . . , 1970; и др.].

Рассчитанное первоначальное распределение, существовавшее на глубинах до 100 км в пределах земной коры и верхней мантии современных структур — Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чикишлярской ступени для принятой двуслойной модели, приведено на рис. 29, 30. При этом изменение теплопроводности в зависимости от температуры и давления мы не учитывали. Литературные данные [Сакварелидзе, 1973; и др.] показывают, что учет их может привести к получению более высоких значений температур (на 7–10%) на глубинах 40–60 км. Очевидно, этим расхождением можно пренебречь, если учесть точность оценки температур, основанную на принятых допущениях о величинах исходных параметров при расчете. Как видно из рис. 29 и 30, первоначальные распределения в обеих тектонических зонах практически совпадают.

Теперь по формуле (37) можно оценить общее повышение температуры в фундаменте, нижних частях земной коры и верхней мантии в связи с мощным осадконакоплением. Трудность здесь заключается в невозможности учета реальных теплофизических свойств и генерации тепла фундамента нижних частей земной коры и верхней мантии, т.е. в невозможности рассмотрения многослойных сред для пород земной коры и верхней мантии.

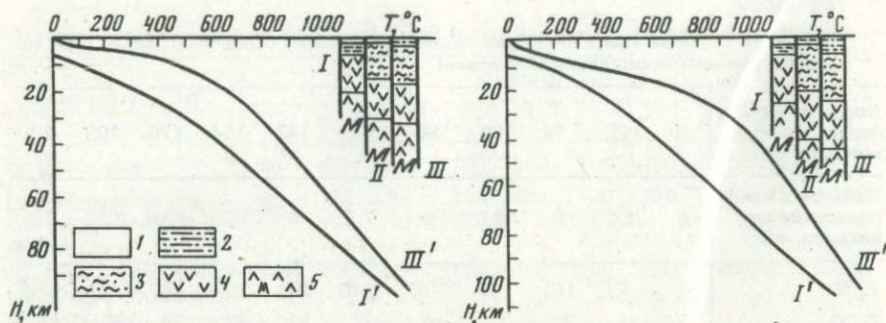


Рис. 29. Вероятное распределение температуры в литосфере Прибайкальской депрессии  
 I—III — модели земной коры в процессе истории геологического развития; 1 — слой воды; 2—3 — осадочный слой, накопившийся за этапы развития: 2 — неотектонический, 3 — палеотектонический; 4 — “базальтовый” слой, 5 — верхняя мантия

Рис. 30. Вероятное распределение температуры в литосфере Гограньдаг-Чижишлярской ступени

Условные обозначения см. на рис. 29

Приближенное решение этого вопроса получено Я.Б. Смирновым и др. [1974] при допущении линейной зависимости изменения температуры на поверхности фундамента от времени формирования осадочного слоя, что хорошо согласуется с данными табл. 19, 20.

Если температура на поверхности фундамента с течением времени меняется по закону

$$T_{\Phi}(t) = bt, \quad (46)$$

то изменение температуры в зависимости от времени на различной глубине литосферы может быть рассчитано по формулам [Карслоу, Егер, 1964]

$$T(z, t) = 4bt \cdot i^2 \Phi^* \left( \frac{z}{\sqrt{4at}} \right), \quad (47)$$

$$\text{где } i^2 \Phi^*(x) = \int_0^{\infty} i \Phi^*(\eta) d\eta = \frac{1}{4} \left[ (1 + 2x^2) \Phi^*(x) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} x e^{-x^2} \right],$$

здесь  $a$  — температуропроводность пород фундамента (32 км<sup>2</sup>/млн. лет и 64 км<sup>2</sup>/млн. лет соответственно для “базальтового” слоя и верхов мантии). Остальные обозначения те же, что и в предыдущих формулах.

При этом рассчитывалось повышение температур на поверхности “базальтового” слоя (фундамента) по формулам (36) и (37). Значение температуры, вычисленное по формуле (37), на 10–15% ниже, чем по формуле (36). Это мы объясняем тем, что в формуле (36) рассматривается распределение температуры в процессе накопления осадков за общее время  $t$ . В последнем случае возраст всех осадков оказывается равным общей длительности процесса, что, естественно, приведет к завышению расчетных температур.

В связи с этим величину повышения температуры на поверхности фундамента после осадконакопления (“палеотектонический” этап), которая была оценена по формуле (37), можно представить как коэффициент  $bt$  в формуле (47). Исходя из этого, нами рассчитывалось повышение

Таблица 21

Повышение температуры в фундаменте при осадконакоплении (для модели Прибалханской депрессии)

Глубина, км	Время, млн. лет										
	0	22	44	66	88	110	132	154	176	198	220
	Температура, °С										
0	0	70	138	206	271	342	411	486	557	635	706
20	0	27	72	123	174	230	286	349	408	476	536
40	0	14	46	86	129	173	222	277	328	384	442
60	0	6	28	59	91	129	170	217	261	304	360
80	0	2	16	37	64	95	128	168	206	242	292
100	0	1	9	24	43	65	96	129	160	191	232
120	0	0	5	15	29	47	70	98	123	149	189

Таблица 22

Повышение температуры в фундаменте при осадконакоплении (для модели Гограньдаг-Чиқишлярской ступени)

Глубина, км	Время, млн. лет										
	0	22	44	66	88	110	132	154	176	198	220
	Температура, °С										
0	0	53	104	157	209	262	316	371	420	480	539
15	0	27	64	107	150	198	241	284	333	388	438
35	0	14	41	74	111	149	187	226	268	316	361
55	0	6	25	51	78	111	143	177	214	255	295
75	0	3	14	32	55	81	120	137	168	205	239
95	0	1	8	21	38	58	80	105	131	161	193
115	0	0	4	13	26	41	59	79	101	126	153

температур на подошве "базальтового" слоя (мощность 20 и 15 км для Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чиқишлярской ступени соответственно, а температуропроводность —  $32 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ ) и в верхней мантии до глубин 100 км (температуропроводность —  $64 \text{ км}^2/\text{млн. лет}$ ). Коэффициент  $bt$  принимался переменным в соответствии с данными, полученными по формуле (47).

Повышение температуры с течением времени в результате накопления осадков "палеотектонического" этапа в "базальтовом" слое и в верхней мантии рассмотренных тектонических зон Западно-Туркменской впадины приведено в табл. 21, 22.

В (37)  $T_0(y)$  — первоначальное распределение и  $\Delta T$  — повышение температуры в литосфере в процессе осадконакопления в пределах земной коры и верхней мантии в сумме дают искомое распределение температуры в исследуемом регионе.

Следует заметить, что расчетная схема исходит из того, что поверхность Земли (блока), на которой происходит осадконакопление, должна быть неограниченной по простиранию. В геологической ситуации мы имеем блоки с определенными размерами, соответствующими размерам рассматриваемых впадин и прогибов. Естественно, в этом случае весь блок при

осадконакоплению не может опуститься вниз на глубину, равную максимальной мощности осадков. Пренебрегая этим, в конкретных расчетах мы принимали опускание поверхности блока с нулевой начальной температурой на определенную глубину. Заметим, что такое допущение в принципе не приводит к существенным изменениям распределения температуры в земной коре и верхней мантии, обусловленным осадконакоплением, и реальные глубины залегания изотерм должны отличаться от расчетных не более чем на первые единицы километров.

Как было отмечено в I главе, предполагается, что в палеозое по обе стороны Южно-Каспийского срединного массива существовал неглубокий прогиб, восточный из них — Западно-Туркменская впадина. В процессе прогибания за "палеотектонический" этап продолжительностью 225—230 млн. лет рассматриваемые тектонические зоны при постоянной компенсации осадконакоплением опустились на 5 км (принято нами предположительно). Это равносильно тому, что первоначально блок мы расположим на глубине 5 км (см. рис. 29, 30) и на него отложим осадки мощностью 20 км в Прибалханской депрессии и 15 км в Гограньдаг-Чикишлярской депрессии. Выбор такой модели оправдан еще и тем, что в течение "палеотектонического" этапа геологической истории этих зон происходили и восходящие движения, хотя, по-видимому, короткие по времени относительно суммарного времени прогибания и осадконакопления.

Результаты расчета глубинных температур в земной коре и верхней мантии по приведенной схеме иллюстрируются на рис. 29, 30 соответственно для Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чикишлярской ступени.

Как показали расчеты, осадконакопление "неотектонического" этапа на повышение температуры в земной коре (глубже 10 км) существенно не влияет. Это объясняется в значительной степени гораздо меньшей продолжительностью процесса осадконакопления, чем на предыдущем этапе, и меньшей мощностью осадков (6,25 и 3,75 км соответственно для Прибалханской депрессии и Гограньдаг-Чикишлярской ступени). Поэтому распределение температуры, представленное на рис. 29, 30, можно считать близким к современной картине в земной коре и верхней мантии рассмотренных тектонических зон Западно-Туркменской впадины. Достоверность полученных распределений температуры, по крайней мере в верхней части разреза, может быть оценена по данным замера температур, произведенного в осадках "палеотектонического" этапа на южной части Западно-Туркменской впадины. Так, в скважине Казелтепе 2 (Т-2 на территории Ирана) температура в интервале глубин 3700—5828 м повышается от 150 до 230° С [Ибрагимов, 1974], что хорошо отражает скорость нарастания температуры в породах "палеотектонического" этапа, полученную нами расчетным путем при изучении влияния осадконакопления на геотермическое поле (см. рис. 29, 30).

Как видно из рис. 29 и 30, температура на поверхности фундамента рассмотренных тектонических зон достигает 600—750° С. На глубинах 40—60 км в Прибалханской депрессии температура достигает 1000—1200, а в Гограньдаг-Чикишлярской ступени — 950—1050° С.

Таким образом, формирование осадочного чехла в Гограньдаг-Чикишлярской ступени приводит к повышению температуры на глубинах 30—50 км относительно первоначального распределения на 300—350° С, а в Прибалханской депрессии на глубинах 30—60 км — 300—400° С. Погрешность полученного распределения температуры в нижних частях земной коры и верхней мантии может достигать  $T = 50 \div 100^\circ\text{C}$  (около  $\pm 10 \div \pm 15\%$ ) из-за сделанных допущений и возможного расхождения принятых

и реальных значений расчетных параметров (точность оценена по результатам рассмотрения различных моделей с различными значениями теплогенерации и теплофизических свойств осадков и пород фундамента). Несмотря на это, можно с полной уверенностью констатировать факт о существенном повышении температуры в пределах  $\Delta T = 300 \div 400^\circ\text{C}$  в нижней части земной коры и верхней мантии при мощном накоплении осадков, на что указывают приведенные расчеты.

Полученные распределения (см. рис. 29, 30) говорят о значительных региональных вариациях глубинного геотермического режима в пределах юга Туркмении (различие температур на глубине 40–60 км составляет  $400\text{--}500^\circ\text{C}$ ), что, по-видимому, связано с различием геотектонического режима этих структур (платформенное и геосинклинальное развитие).

### ТЕРМИЧЕСКИЙ РЕЖИМ, ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОПРОСЫ ДИНАМИКИ ГЛУБИННЫХ НЕДР ТУРКМЕНИИ

Распределение температуры, являясь одним из главных источников внутренней энергии различных геосфер Земли, определяет геологическое развитие и энергетику геологических процессов, состояние и физические свойства слагающих ее пород.

В связи с этим геотермическая модель, получаемая по данным анализа геотермического поля Земли, должна согласовываться с представлениями о структуре и состоянии земных недр, полученными на основе интерпретации других геофизических методов (распределение скорости сейсмических волн, плотности, электропроводности и др.).

В связи с этим наиболее представительными являются данные глубинной геоэлектрики, позволяющие получить распределение электропроводности до значительно больших глубин (до 500–1000 км). Электропроводность земной коры и верхней мантии, получаемая по данным глубинных электромагнитных исследований, наиболее чувствительна к изменению фазового состояния вещества, активным геологическим процессам (плавление, гранитизация и др.) и позволяет косвенно судить о распределении температуры. Физической основой для этого является зависимость коэффициента электропроводности в области собственной (полной) проводимости от температуры, имеющей место в нижней части земной коры и в верхней части мантии Земли [Жарков, 1958; Жарков и др., 1971; Пархоменко, Бондаренко, 1972; и др.].

Глубинные магнитотеллурические и магнитовариационные зондирования, выполненные А.А. Авагимовым, В.Г. Дубровским и другими в Туркмении при участии автора настоящей работы [Аширов, 1975а; Аширов и др., 1975, 1976; Геотермические..., 1976а; Геоэлектрическая..., 1981, Геоэлектрические..., 1978], позволили выявить ряд особенностей геоэлектрического разреза крупных структурных зон исследованной территории. В частности, результаты интерпретации глубинных магнитотеллурических зондирований (ГМТЗ) на основе анализа как двумерных, так и трехмерных геоэлектрических неоднородностей показали, что районы платформенной части Туркмении характеризуются отсутствием заметной геоэлектрической дифференциации пород тектоносферы до глубин 300 км. В Западно-Туркменской впадине, являющейся восточным бортом обширной области Южно-Каспийской внутриорогенической депрессии, в разрезе верхов мантии предполагается наличие слоя с повышенной проводимостью на глубинах 40–60 км. Наличие такой особенности предположено на основе интерпретации ГМТЗ, проведенных и по Западному борту Южно-Каспий-

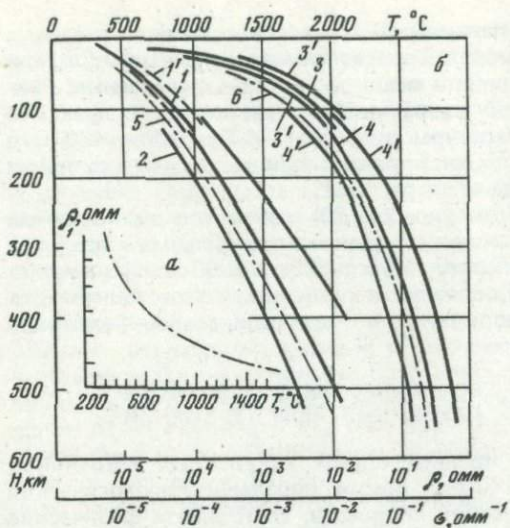


Рис. 31. Модель распределения температуры и электропроводности в земной коре и верхней мантии

*a* — зависимость  $\rho$  от  $T$  °C для Восточно-Европейской платформы, *b* — температурные и геоэлектрические разрезы для юга Туранской плиты. Цифры на графике: 1 — температура по геотермическим данным, 2 — температура по данным ГМТЗ, 3 — электропроводность по геотермическим данным, 4 — электропроводность по данным ГМТЗ, 5 — температуры для Восточно-Европейской платформы, 6 — электропроводность для Восточно-Европейской платформы; 1' — 4' — соответствующие доверительные интервалы

ской депрессии. Более того, зона сочленения Западно-Туркменской впадины с Туранской плитой характеризуется наличием увеличения электропроводности на глубинах 100—130 км. Такая область выделяется и на западном борту Южно-Каспийской депрессии.

Полученные нами данные о распределении температуры и структуре электропроводности позволяют перейти к их совместному анализу и геолого-геофизической интерпретации.

В результате проведения ГМТЗ в платформенной части Туркмении, охватывающей южную часть Туранской плиты, автору, М.Н. Бердичевскому, В.Г. Дубровскому и другим удалось оценить распределение температуры до глубин 100—120 км (см. гл. VII) и по данным глубинных магнитотеллурических зондирований построить глубинный геоэлектрический разрез в диапазоне глубин от 100 до 500 км [Геоэлектрическая..., 1981]. Было бы весьма заманчиво на основании совместной интерпретации расширить эти данные за счет получения сведений о тепловом режиме и электропроводности на глубинах, соответственно больших и меньших 100 км.

Это можно сделать, используя приведенную на рис. 31 зависимость электрического сопротивления от температуры  $\rho(T)$ . Зависимость  $\rho(T)$  (рис. 31, *a*) построена для Восточно-Европейской платформы на основе температурных данных [Смирнов, 1970] и геоэлектрического разреза. Дело в том, что распределение  $\rho(h)$  для Восточно-Европейской платформы в отличие от юга Туранской плиты получено при сравнительно небольших значениях суммарной продольной проводимости осадочного чехла, что в значительной мере повышает надежность оценок  $\rho$  на малых глубинах. При этом оказывается оправданным пересчет температурной кривой для исследуемого региона в кривую  $\rho(h)$  на глубинах, меньших 100 км.

В основе расчета лежит следующий принцип. Априорная модель нормального геоэлектрического разреза строится с использованием известных зависимостей  $T(h)$  и  $\rho(h)$ . Зависимость  $T(h)$  берется по геоэлектрическим данным, а зависимость удельного сопротивления твердой фазы ультраосновных пород от температуры — по данным совместной интер-

претации геоэлектрических и геотермических данных на северо-западе Восточно-Европейской платформы.

В качестве температурного разреза для юга Туранской плиты до глубины 100–120 км использована кривая 1 (рис. 31), рассчитанная по данным геотермии. На большие глубины она экстраполирована и плавно сочленена с соответствующей кривой 5 (рис. 31, б) для Восточно-Европейской платформы [Смирнов, 1970].

Априорное распределение глубинной электропроводности для исследуемого региона, рассчитанное с помощью этой зависимости, приведено на рис. 31, б, (кривые 3 и 6). Участок геоэлектрического разреза, полученного способом пересчета температурной кривой в кривую  $\rho(h)$ , приведен на рис. 31, б (кривая 3). Аналогичным путем пересчета данных ГМТЗ получена глубинная ветвь температурного разреза на рис. 31, б (кривая 2).

Анализ основных и дополнительных ветвей температурного и геоэлектрического разреза показал, что они характеризуются общим степенным знаком глубинного распределения

$$T = 10 \left( \frac{h}{H_T} \right)^{-\alpha}, \quad \rho = 10 \left( \frac{h}{H_\rho} \right)^{-\gamma} \quad (48)$$

где

$$\alpha = \lg \frac{T_0}{10} / \lg \frac{H_T}{10}; \quad \gamma = \lg \frac{\rho_0}{10} / \lg \frac{H_\rho}{10},$$

$T_0$  и  $\rho_0$  — температура и удельное сопротивление на глубине 10 км,  $H_T$  и  $H_\rho$  — глубина, на которой соответственно  $T = 10^\circ \text{C}$  и  $\rho = 10 \text{ Ом} \cdot \text{м}$ . Параметры распределения для основных и дополнительных ветвей при этом оказались достаточно близкими. Последнее обстоятельство позволило аппроксимировать тепловую и геоэлектрическую модели в диапазоне глубин 20–500 км степенными функциями с параметрами  $H_T = 5,8 \cdot 10^{-3} \text{ км}$ ,  $\alpha = 0,45$ ,  $H_\rho = 3,7 \cdot 10^2 \text{ км}$  и  $\gamma = 2,55$ .

Из сравнения полученных разрезов с данными для Восточно-Европейской платформы следует, что для юга Туранской плиты характерны более высокие значения температуры и электропроводности твердой фазы ультраосновных пород, хотя эти результаты нельзя считать доказанными, поскольку распределение  $\rho(h)$  для Восточно-Европейской платформы попадает внутрь доверительного интервала для юга Туранской плиты. Вместе с тем эти данные с учетом незначительных вариаций глубинного теплового потока и глубинной электропроводности по рассматриваемому региону позволяют думать о едином вещественном составе верхней мантии территории юга Туранской плиты, где происходит увеличение электропроводности и температуры с глубиной по законам, приведенным выше.

Таким образом, в пределах юга Туранской плиты, на наш взгляд, впервые удалось получить комплексную геоэлектрическую и тепловую модель земной коры и верхней мантии. Она отражает распределение электропроводности и температуры в глубинных недрах крупных геотектонических структур, характерных для областей герцинской складчатости. С тех же позиций рассмотрим качественные оценки глубинных температур и распределения электропроводности в Западно-Туркменской впадине.

Работы последних лет показали, что верхняя мантия содержит зону пониженных скоростей, которой соответствует слой пониженной вязкости (астеносфера), область разуплотнения вещества [Авдулов, Семенченко, 1969; Авдулов, 1979; Ботт, 1974; Adom, Dziwonsky, 1972; Магницкий, 1965, 1968; Тарков, 1970; В. Соболев, С. Соболев, 1977; Субботин и др.,

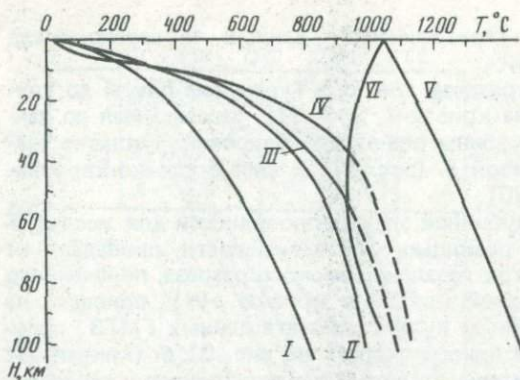


Рис. 32. Вероятное распределение температуры в литосфере в основных структурно-тектонических зонах Туркмении (пояснения см. в тексте)

1968; и др.]. К кровле этой зоны приурочен и промежуточный слой проводимости, обнаруженный в ряде структур Земли [Рикитаки, 1968; Toser, 1970; Fujisawa, 1968].

Высказывались мнения о природе этого слоя, связыва-

вая его реологические свойства с минимумом теплопроводности, высокими геотермическими градиентами, изменением химического состава, а также другие представления, которые, по-видимому, не объясняют всю совокупность его свойств. Одним из наиболее оправданных вариантов является предположение об аномальном строении верхней мантии и связи этого слоя с высокими температурами, при которых возможно частичное плавление пород, ведущее к понижению скорости сейсмических волн, вязкости [Магницкий, 1968] и увеличению электропроводности (см. рис. 31).

На рис. 32 представлено распределение температуры в земной коре и верхней мантии в пределах исследованных тектонических структур. Линии I и II представляют распределение температуры в пределах структур юга Туранской плиты и Копетдагской складчатой системы соответственно, а III и IV — в Гограндаг-Чикишлярской ступени и Прибалханской депрессии Западно-Туркменской впадины с учетом влияния осадконакопления. Линии V и VI являются линиями солидуса базальта при давлении воды, равном нагрузке (VI), и в сухом состоянии (V), полученными Д. Грином [Green, 1972] для пиrolитового состава верхней мантии.

Примечательно, что температурное распределение для структур Западно-Туркменской впадины на глубинах 40–60 км пересекает кривую плавления при давлении воды, равном давлению нагрузки, и приближается к кривой полного плавления пиrolита в сухом состоянии, что указывает на возможность существования зоны фракционного плавления в верхней мантии.

Здесь геотермический градиент (см. рис. 29, 30) ниже глубин 40–60 км намного больше, чем температурный градиент плавления (см. рис. 32, линии V и VI). Очевидно, при этих условиях естественный градиент температуры верхней мантии, на наш взгляд, не может быть большим, чем градиент плавления пород при сухом и частичном расплавленном состоянии. Поэтому на глубинах от 40–60 до 100 км за естественный градиент температуры верхней мантии Западно-Туркменской впадины мы принимаем температурный градиент по плавлению (пунктирные линии в распределениях I, II).

Данные экспериментов при высоких термодинамических параметрах показывают, что при выплавлении базальта электропроводность горных пород возрастает на два–три порядка [Хитаров и др., 1971, 1974; Хитаров, Слуцкий, 1965]. Скачок электропроводности происходит в начальный момент плавления, когда формируется сквозная пленочная структура. Последующий рост концентрации жидкой фазы почти не отражается на величине электропроводности.

Поэтому можно заключить, что на глубинах, где достигнута предельная концентрация жидкой фазы, достаточная для образования сквозной пленочной структуры, наблюдается скачкообразное увеличение электропроводности, и возникает промежуточный проводящий слой с резко выраженными границами.

Таким образом, по геотермическим данным установлено существование зоны фракционного плавления вещества верхней мантии на глубинах порядка 40–60 км, характеризующейся низкими удельными сопротивлениями (1–2 Ом) и выделяемой по данным глубинных МТЗ как слой повышенной проводимости в верхней мантии Западно-Туркменской впадины и других зонах Южно-Каспийской депрессии. Эта зона должна быть областью выплавления магм основного состава и характеризоваться понижением скорости сейсмических волн, вязкости и плотности.

Достоверность полученного распределения температуры в земной коре и верхней мантии, наличия проводящего слоя на глубине 40–60 км в Западно-Туркменской впадине и других структурных зонах Южно-Каспийской депрессии и предложенной геологической интерпретации (фракционное плавление) может быть качественно оценена путем сравнения с особенностями геолого-геофизического строения глубинных недр региона и данными некоторых экспериментов.

Исследования при высоких термодинамических параметрах показывают, что с возрастанием температуры плотность горных пород и скорость распространения упругих волн несколько уменьшаются [Волярович и др., 1980; Берч, 1972; Магницкий, 1965]. Различие температур ( $\Delta T = 450 \div 550^\circ \text{C}$ ) между блоками земной коры Западно-Туркменской впадины и юга Туранской плиты на глубинах 40–60 км приводит к относительному разуплотнению ( $0,06\text{--}0,07 \text{ г/см}^3$ ) и уменьшению скорости упругих волн ( $0,2\text{--}0,3 \text{ км/с}$ ) в верхней мантии первой области, что было оценено по формулам, предложенным В.А. Магницким [1965]. На аналогичную ситуацию указывают данные о граничных скоростях на поверхности Мохоровичича в пределах Южного Каспия ( $8,0 \text{ км/с}$  против  $8,2\text{--}8,3 \text{ км/с}$ ) и результаты гравиметрических исследований, свидетельствующие о разуплотненности ( $3,15\text{--}3,2 \text{ г/см}^3$  против  $3,35 \text{ г/см}^3$ ) верхней мантии [Васов, 1981; и др.]. Аналогичные результаты были получены Н.П. Лопаткиной и В.З. Рябим [1974] при изучении скоростных неоднородностей верхней части мантии территории СССР. Оказалось, что Южно-Каспийская область, как и Байкальская рифтовая зона, до глубины 150 км характеризуется средними скоростями  $v_M = 8,05 \text{ км/с}$  (в пределах Туранской плиты  $v_M = 8,35 \text{ км/с}$ ) и средней плотностью  $\sigma_M = 3,3 \text{ г/см}^3$  (в пределах Туранской плиты  $\sigma_M = 3,4 \text{ г/см}^3$ ). Отметим, что к Южно-Каспийскому региону приурочены отрицательные остаточные изостатические аномалии высокой интенсивности. М.Е. Артемьев и др. [1973] предположительно связывают их с процессом активизации, в котором участвуют относительно мало плотные, вероятно, аномально разогретые мантийные массы.

Кроме того, данные об амплитудах и частотных особенностях глубинных сейсмических волн [Давыдова, 1972] свидетельствуют, по-видимому, о современных процессах дифференциации пород на границе земной коры и верхней мантии, связанных с аномальным геотермическим режимом глубинных недр Западно-Туркменской впадины.

Характерной особенностью сейсмичности региона является приуроченность очагов землетрясений к разломам фундамента. Отсутствие очагов подкоровых землетрясений в Западно-Туркменской впадине и увеличение поглощения упругих колебаний далеких землетрясений на глубинах,

превышающих 40–50 км в Южно-Каспийской депрессии [Шебалин, 1960], подтверждает представление о разуплотнении и частичном плавлении пород верхней мантии.

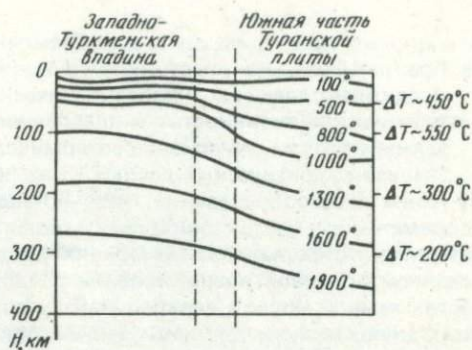
В области повышенной сейсмичности довольно часто наблюдаются одновременно зоны сжатия и растяжения, разделяемые разрывными нарушениями. В рассматриваемом регионе зона растяжения, в месте сочленения Эльбурской и Копетдаг-Кавказской системы разломов, представлена Западно-Туркменской впадиной [Широкова, 1962; Хаин, 1969], переходящей в Южно-Каспийскую депрессию, а зона сжатия — Аладаг-Биналудским складчатым сооружением. Это обстоятельство нашло отражение и в результатах исследования ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижнекуринской низменности и Южного Каспия [Агаларова, 1969, 1971]. Там было показано, что при переходе от горных районов к участкам геосинклинального прогибания земной коры меняется не только глубина залегания очагов землетрясений, но и характер напряженного состояния. Установлено, что ориентация осей главных напряжений в очагах землетрясений акватории Южного Каспия и Нижнекуринской низменности согласуется с распределением осей главных напряжений в очагах землетрясений рифтовых зон земного шара, для которых характерно горизонтальное растяжение, ориентированное преимущественно перпендикулярно простиранию структур и отражающее особенности деформирования земной коры и верхней мантии в таких зонах.

Отметим, что структуры рифтовых зон Земли характеризуются приподнятым залеганием астеносферы (40–50 км), низкими значениями скорости упругих волн на границе Мохоровичича ( $v_p = 7,7 \div 7,9$  км/с), увеличением электропроводности нижних частей земной коры и верхней мантии и аномальными геотермическими условиями глубинных недр [Любимова, 1968; Смирнов, 1970; Геотермические..., 1976а; Дучков, Соколова, 1974].

Из рис. 33 видно, что между блоками земной коры юга Туранской плиты и Западно-Туркменской впадины на глубине 12–18 км различие в температуре составляет 150–250°С. Очевидно, это должно привести к возникновению термоупругих напряжений в земной коре, которые могут явиться источником сейсмической активности [Магницкий, 1965; Любимова, 1968]. Оценка термоупругих напряжений по формуле, предложенной Р.И. Кутасом и В.В. Гордиенко [1971], показывает, что при таком различии температур они могут достичь предела прочности пород ( $10^8 - 10^9$  дин/см<sup>2</sup>). Данные сейсмологии показывают, что в зоне сочленения Западно-Туркменской впадины и юга Туранской плиты именно на глубинах 12–18 км ( $\Delta T = 150 \div 250^\circ\text{C}$ ) расположена верхняя часть, а на глубинах 60–70 км ( $\Delta T = 350 \div 500^\circ\text{C}$ ) основная часть очагов землетрясений Красноводского сейсмоактивного района [Шебалин, 1974].

Различие в глубинных температурах в сравниваемых структурах распространяется и на более глубокие горизонты верхней мантии, что подтверждается и теоретическими исследованиями на модели опускающейся литосферы, где температурные аномалии проявляются до глубин 700 км. Это свидетельствует о наличии резкого горизонтального градиента температур в зоне сочленения Западно-Туркменской впадины и юга Туранской плиты (Кубадаг-Большебалханская зона). Схематически это иллюстрируется нами на рис. 33. Естественно, в таких условиях на глубинах, где имеются максимальные горизонтальные градиенты температуры, возможно повышение электропроводности. Это позволяет объяснить промежуточный проводящий слой на глубинах 100–130 км, наблюдаемый в краевых

Рис. 33. Профиль вероятной модели температурного распределения в земной коре и верхней мантии на территории Туркмении



частях мегавпадины и в зоне сочленения ее с сопредельными структурами, наличием больших горизонтальных градиентов температуры на этих уровнях. Такие горизонтальные градиенты температуры, по-видимому, являются решающим фактором в развитии земной коры и верхней мантии этого региона и особенно в сейсмических явлениях, проявляющихся

здесь с большой частотой и интенсивностью.

Таким образом, электропроводность в низах коры и верхней мантии в Туранской плите обусловлена распределением температуры, а проводящая зона на глубинах 100–130 км, характерная в зоне сочленения Западно-Туркменской впадины с Туранской плитой и сопредельными структурами, связана с резкими горизонтальными градиентами температур, и проводящий слой на глубинах 40–60 км в Западно-Туркменской впадине является зоной фракционного плавления и магмообразования.

Поскольку, как это было показано выше, именно большие мощности накопившихся осадков в этом регионе способствовали существенному повышению температуры, вследствие чего достигнута температура, близкая к точке плавления пород верхней мантии, то намечается интересная генетическая связь между процессом осадконакопления (прогибания) и развитием зоны плавления в верхней мантии Земли.

Появление магмы на поверхности Земли возможно лишь в том случае, когда имеются в наличии: определенная концентрация жидкой фазы в питающем очаге; необходимая энергия для подъема магмы и, наконец, ослабленные зоны в земной коре, по которым магма могла бы достичь поверхности. Естественно, если эти условия не выполняются, то мы не увидим признаков магматизма, хотя магма может и существовать на определенной глубине.

Но в Западно-Туркменской впадине и в других структурных зонах Южно-Каспийской депрессии изучение магматизма затруднено из-за погребения возможных вулканических продуктов при опускании впадины за "неотектонический" этап (средний плиоцен-четвертичное время). Однако развитие интенсивных магнитных аномалий на периферии впадины и современный активный вулканизм в ее горном обрамлении позволяют предполагать, что в толще осадков "неотектонического" этапа имеются и продукты вулканических образований основного состава. Это подтверждается и данными литолого-петрографических исследований среднеплиоцен-четвертичных отложений Западно-Туркменской впадины [Одеков, 1971].

Проведенные исследования позволяют рассматривать впадины Альпийско-Средиземноморского пояса Евразии — типа Западно-Туркменской и Южно-Каспийской как наиболее активные структуры, а развитие впадин тесно связать с плавлением пород в верхней мантии.

Можно полагать, что в геосинклинальном этапе развития Западно-Туркменской впадины и в целом Южно-Каспийской депрессии ("палеотектонический" этап) начали формироваться подвижные участки ее обрамления.

А в орогенную стадию для зон обрамления опускание депрессии не только не прекратилось, но и вступило в новую интенсивную фазу прогибания и осадконакопления ("неотектонический" этап), сопровождавшуюся геотермической активностью и плавлением пород в верхах мантии.

Таким образом, на основе геотермических исследований и комплексно-го анализа геофизических данных оказалось возможным определить глубину зоны магнообразования, что, по-видимому, очень важно в развитии современных геотектонических и геофизических концепций. В заключение отметим, что формирование мощной осадочной толщи не может быть единственной причиной возникновения зон фракционного плавления в нижних частях земной коры и верхней мантии в пределах различных структур Земли. Однако полученные нами данные показывают, что существенное повышение температур и "накопление" тепловой энергии в процессе осадконакопления, несомненно, приводит к формированию расплавов в верхах мантии Земли и объясняет, не прибегая к различным гипотезам, локализацию зон фракционного плавления в пределах геосинклинальных впадин. Эти данные и отражают генетические связи с огромной мощностью осадков во впадинах с глубинным магматизмом, а также современным вулканизмом и магматизмом обрамляющих их геосинклиналией. Как показывают наши и другие исследования, платформенное развитие земной коры является менее благоприятным в геотермическом отношении для возникновения очагов расплава в земной коре как в пределах ее верхней части — гранитно-метаморфическом комплексе, так и верхах мантии.

Изучение геотермического поля в пределах изученных структур Туркмении показало, что главной причиной формирования современных энергетических (тепловых) неоднородностей в их глубинных недрах является мощное осадконакопление, способствовавшее существенному повышению температуры в земной коре и верхней мантии Западно-Туркменской впадины. Оно повлияло, по-видимому, на физико-химическую дифференциацию вещества верхней мантии и привело к фракционному плавлению, а также тепловым неоднородностям в пределах коры и верхней мантии и более глубоких горизонтов в зоне сочленения структур, которые характеризуются различием в геотектоническом развитии. Это находит отражение в глубинном строении земной коры, ее геофизических особенностях и сейсмичности.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В соответствии с поставленной задачей проведено исследование геотермического поля Туркмении, результаты которого могут быть сформулированы следующим образом:

1. Создан аппаратный комплекс для высокоточных измерений температуры в глубоких скважинах и изучения теплопроводности горных пород; он внедрен в практику геотермических исследований земной коры в Туркмении. Предложены методические приемы определения теплового потока при разноточных измерениях температуры в условиях флиша.

2. Впервые для региона изучена теплопроводность ( $\lambda$ ) большой коллекции горных пород различного состава и возраста. Определены статистические параметры теплопроводности для наиболее распространенных типов пород исследованного региона. По значениям теплопроводности выделены две группы пород: 1) терригенные — глинистые отложения с относительно низкой теплопроводностью (глины, песчаные глины и др.) — 1,3–1,9 Вт/(м·К) и 2) плотные карбонатные, соленосные и кварцевые породы с повышенной теплопроводностью (известняки, ангидриты, песчаники и др.) — 2,0–4,7 Вт/(м·К).

3. На основании прецизионных термометрических измерений изучено распределение геотемпературного поля Туркмении и показано различие температурных условий тектонических структур и стратиграфических комплексов исследованного региона. Пространственные вариации параметров геотемпературного поля тесно связаны с литолого-фациальными, геолого-структурными и гидрогеологическими особенностями исследованных площадей. В региональном геотемпературном поле обнаруживается ряд тепловых аномалий, связанных с локальными тектоническими структурами и нефтегазоносными площадями. При этом величины аномалий изменяются от 5 до 15°С. Установлена связь геотермических условий с нефтегазоносностью и намечены возможные критерии поиска.

4. Впервые выполнено определение величин теплового потока ( $q$ ). Показано, что исследованные геотектонические структуры дифференцированы по величине теплового потока. Пространственные вариации теплового потока в пределах однородных структур связаны с влиянием поверхностных неоднородностей и главным образом нестационарным процессом осадконакопления.

5. Развита методика изучения структуры геотермического поля поверхностными структурно-геологическими и гидрогеологическими неоднородностями.

На конкретных локальных и региональных структурах — нефтяных и газоконденсатно-нефтяных месторождениях проанализированы величины искажений глубинного теплового потока в связи с контрастной теплопроводностью. Показано, что формирование аномалий теплового поля в пределах нефтегазовых месторождений не может быть объяснено лишь влиянием геолого-структурного фактора, а скорее всего, оно связано с миграцией глубинного газоводного и газонефтяного флюида по зонам разрывных нарушений, развитых в плиоцен-четвертичных структурах анти-

клинальных поднятий нефтегазоносных площадей. Этот вывод и установление интенсивных аномалий над нефтегазоносными структурами имеют практическое значение для рекомендации терморазведочных исследований в комплексе поисково-разведочных работ на нефть и газ в пределах изучаемой территории.

Рассмотрена структура геотермического поля в условиях вертикальной фильтрации на конкретных примерах областей питания и разгрузки подземных вод и показана возможность оценки гидродинамических параметров по геотермическим измерениям.

6. Рассмотрены теоретические и методические вопросы влияния осадконакопления на структуру теплового поля. Показано, что именно этот процесс ответственен за формирование нестационарности теплового поля в Западно-Туркменской впадине и, вероятно, на других структурах Южно-Каспийской мегавпадины. Это позволило проверить в конкретной геологической ситуации теорию формирования тепловых полей при мощном осадконакоплении и построить модель структуры теплового поля тектоносферы региона. Получена положительная аномалия теплового потока в коре и верхней мантии Южно-Каспийской мегавпадины, характеризующейся высокими темпами неотектонических движений. На основе этого к зависимости теплового потока от возраста тектогенеза, установленной Я.Б. Смирновым и Б.Г. Поляком, сделано дополнение, что существование второй ветви здесь может быть связано с активным осадконакоплением в неотектонических прогибах, межгорных впадинах, а значения глубинного теплового потока в этих структурах, возможно, близки к его значениям в зонах альпийской складчатости.

7. По данным о содержании долгоживущих радиоактивных элементов вычислена теплогенерация для различных типов горных пород и основных слоев земной коры Туркмении. Установлены пространственные вариации радиогенного тепловыделения в отдельных структурно-тектонических зонах, что должно быть учтено при интерпретации наблюдаемых величин тепловых потоков. Полученные данные использованы для построения вероятных моделей распределения источников тепла с глубиной.

8. Разработана вероятная геотермическая модель литосферы основных структурно-тектонических зон Туркмении. Полученные модели вероятного распределения температуры убедительно согласуются с данными глубинных магнитотеллурических зондирований, сейсмологии и глубинного сейсмического зондирования, а также плотностными неоднородностями в литосфере исследованной территории. Показано, что распределения глубинных температур в пределах Гограньдаг-Чикишлярской и Прибалханской зон Западно-Туркменской впадины пересекают кривую частичного плавления пород ультраосновного состава соответственно на глубинах 60 и 40 км и приближаются к кривой полного расплавления. На основе этого предполагается наличие мощной астеносферы в нижней части коры и верхней части мантии в Южно-Каспийской депрессии, интерпретируемой как зона магмообразования. Последняя, по-видимому, связана с поверхностными проявлениями современного вулканизма в областях Малого Кавказа и Эльбурса. Рассмотрена достоверность и предложена геолого-геофизическая интерпретация модели.

9. На основе этого сделано предположение, что внутренние впадины Альпийско-Средиземноморского пояса Евразии — наиболее активные структуры, а развитие впадин тесно связано с плавлением пород в верхних мантии. Предложена возможная модель связи между процессами интенсивного прогибания земной коры с мощным осадконакоплением в сравни-

тельно малый промежуток времени и формированием тепловых неоднородностей в глубинных недрах Земли, а также с развитием зон плавления в низах коры и верхах мантии.

10. Таким образом, детальное изучение структуры теплового поля с учетом нестационарных и стационарных структурно-геологических неоднородностей позволило получить данные о глубинном геотермическом режиме, а также информацию о геолого-геофизических особенностях литосферы Туркмении. Это позволило также наметить вопросы использования данных геотермии при решении прикладных задач региональной и нефтегазовой геологии и гидрологии.

## ПРИЛОЖЕНИЕ 1

### РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ТЕПЛОВЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НА РАЗЛИЧНЫХ ПЛОЩАДЯХ ЮГА ТУРКМЕНИИ

Но- мер сква- жины	Интервал отбора пород, м	Порода	Тепловые свойства			
			Теплопроводность, Вт/(м · К)		Температуро- проводность, м <sup>2</sup> /с	Теплоем- кость, Дж/(кг · К)
			сухое состоя- ние	влажное состоя- ние		
1	2	3	4	5	6	7

#### Западно-Туркменская впадина и сопредельные с ней структуры

##### Келькор

16	945-950	Глина	1,45	—	8,5	2592
	1385-1390	Песчаник	2,40	—	13,9	3192
	1440-1445	Глина	1,53	—	8,4	2731
	1495-1500	Песчаник	2,42	—	14,2	3297
	1551-1557	Глина	1,70	—	9,4	2831
	1592-1612	Глина песчани- стая	2,25	—	10,2	2971
	1840-1845	Песчаник	2,45	—	16,1	2314
	1900-1905	"	2,6	—	17,1	2140
	1930-1937	"	2,58	—	18,9	2966
	1971-1978	"	2,7	—	19,2	2878
	2053-2058	"	3,12	—	18,6	3262
	2170-2175	"	3,13	—	17,3	2314
	2301-2310	"	2,65	—	16,4	2373
	2395-2400	"	2,75	—	16,4	2373
	2432-2440	"	3,13	—	17,8	2314
	2494-2504	"	2,96	—	16,8	2250

##### Банка Жданова

2	1250-1255	Глина песчани- стая	—	2,06	—	—
	1572-1577	Глина	—	1,57	—	—
	2006-2013	Алевролит	—	3,68	—	—
	2262-2269	"	—	2,64	—	—
	2606-2611	"	—	2,43	—	—
	3016-3021	Глина песчани- стая	—	1,93	—	—
	3157-3162	"	—	2,01	—	—
	3687-3694	Глина	—	1,89	—	—
4	1009-1014	"	—	1,54	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Банка Жданова						
	1288—1293	"	—	1,61	—	—
	1288—1293	"	—	1,55	—	—
	1485—1490	Песчаник	—	2,34	—	—
	1485—1490	"	—	2,52	—	—
	1955—1960	Алевролит глинистый	—	1,79	—	—
	1955—1960	"	—	1,76	—	—
	2254—2259	Глина	—	1,52	—	—
	2363—2369	Алевролит	—	2,15	—	—
6	1434—1439	Глина	—	1,53	—	—
	1747—1752	Алевролит	—	2,56	—	—
	1929—1934	Песчаник глинистый	—	2,10	—	—
Челекен						
503	1295—1300	Глина алевролитистая	1,22	1,68	—	—
	1402—1409	Алевролит	1,69	1,98	—	—
531	2220—2225	Песчаник	—	2,4	—	—
539	2099—2107	"	—	2,43	—	—
	2468—2473	Алевролит глинистый	—	1,96	—	—
540	2725—2730	"	—	1,91	—	—
Овалтовал (Комсомольское)						
1	1922—1928	Глина	—	1,45	—	—
	2150—2156	Глина алевролитистая	—	1,81	—	—
	2556—2559	"	—	1,81	—	—
	2739—2744	Песчаник	—	2,43	—	—
	2971—2976	Алевролит	—	2,00	—	—
	3080—3085	Глина песчанистая	—	1,86	—	—
4	2430—2435	"	—	1,83	—	—
	2639—2649	Алевролит глинистый	—	1,95	—	—
12	2590—2596	Глина песчанистая	—	1,85	—	—
	3212—3118	Песчаник	—	2,22	—	—
	3290—3296	"	—	2,39	—	—
	3706—3711	"	—	2,44	—	—
	3809—3814	Алевролит	—	2,97	—	—
	4008—4013	"	—	2,01	—	—
	4172—4177	"	—	2,27	—	—
	4545—4556	Глина	—	1,46	—	—
	4559—4564	"	—	1,62	—	—
23	2857—2860	Глина песчанистая	1,68	—	9,9	2153
	3646—3658	Глина	—	1,28	—	—
	3688—3693	"	—	1,3	—	—
	3693—3698	"	1,35	—	6,21	2592
	3703—3708	"	—	1,3	—	—
	3880—3885	Песчаник	—	2,22	—	—
	3880—3885	"	2,33	—	8,66	1874

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Овалтовал (Комсомольское)						
	3948-3953	Глина	1,41	—	7,4	1794
	4086-4096	Алевролит	2,1	—	7,9	1792
	4153-4161	Глина	1,96	—	8,3	2233
	4246-4254	Сланцы серые	2,51	—	9,0	—
	4563-4568	" "	2,68	—	8,4	2392
25	3688-3693	Глина песчанистая	2,01	—	7,7	2034
	3703-3708	" "	2,22	—	7,3	2791
	3783-3788	Алевролит	2,37	—	7,4	1814
27	4260-4265	Песчаник	—	2,11	—	—
	4260-4265	" "	2,06	—	14,46	1047
	4314-4319	" "	—	2,14	—	—
	4314-4319	" "	1,6	—	15,7	1169
28	4086-4094	Глина	—	1,16	—	—
	4123-4131	Алевролит	—	1,99	—	—
	4153-4163	" "	—	2,04	—	—
	4384-4392	Аргиллит	—	2,2	—	—
	4384-4392	" "	2,04	—	9,7	1116
	4586-4594	Глина	1,7	—	6,0	1356
Котуртене						
2	1520-1537	Песчаник	—	2,29	—	—
4	2045-2054	Глина	—	1,76	—	—
6	2354-2359	Песок	—	3,44	—	—
	2618-2623	Алевролит	—	2,64	—	—
	2786-2791	" "	—	2,47	—	—
7	1405-1410	Глина алевролитистая	—	1,74	—	—
10	1311-1316	Глина	—	1,69	—	—
19	1750-1756	Песчаник	—	2,01	—	—
47	1555-1561	Глина	—	1,52	—	—
49	2186-2191	Алевролит	—	2,64	—	—
88	2524-2529	Глина алевролитистая	—	1,82	—	—
323	1333-1338	" "	—	1,75	—	—
	1435-1439	" "	—	1,71	—	—
	1645-1650	Алевролит	—	1,45	—	—
344	1965-1970	Алевролит	—	1,95	—	—
	2150-2155	" "	—	2,56	—	—
348	2565-2570	Песчаник	1,22	1,32	—	—
	2885-2890	Глина	—	1,45	—	—
	2476-2981	Глина песчанистая	1,67	1,84	—	—
	3303-3308	Глина	—	1,80	—	—
	3570-3575	Глина песчанистая	—	2,03	—	—
357	1399-1404	Глина	—	1,49	—	—
	1775-1800	" "	—	1,18	—	—
	2081-2086	" "	—	1,49	—	—
	2486-2491	Алевролит	—	1,97	—	—
358	1847-1852	Песчаник	—	2,11	—	—
362	1690-1695	Глина алевролитистая	—	1,57	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Котуртепе						
	1935—1940	Алевролит глинистый	1,58	1,84	—	—
	2283—2293	Алевролит	—	2,3	—	—
390	2435—2440	Глина алевритистая	1,58	1,65	—	—
	2847—2852	Песчаник	—	2,14	—	—
	3282—3289	"	—	2,1	—	—
	3434—3444	Алевролит	1,98	2,68	—	—
802	3444—3454	Песчаник	1,52	2,20	—	—
813	4438—4443	Глина	1,3	—	11,8	1396
	4448—4453	"	1,76	—	8,5	1296
	4448—4453	Глина алевритистая	1,42	—	—	—
	4559—4565	Глина	1,18	—	—	—
	4559—4565	"	1,32	—	—	—
	4584—4594	Глина песчанистая	1,6	—	—	—
	4599—4604	Глина	1,25	—	—	—
	4599—4604	"	1,3	—	—	—
	4604—4609	"	1,83	—	10,9	1396
	4604—4609	"	0,92	—	—	—
815	3731—3736	Песчаник	1,86	2,32	—	—
	4137—4142	Глина	—	1,72	—	—
860	2125—2130	"	1,56	—	8,7	2193
	4014—4019	Глина алевритистая	1,49	1,72	—	—
	4014—4019	Алевролит	1,86	—	—	—
	4014—4019	"	1,68	—	—	—
	4054—4059	Песок	1,10	—	—	—
	4115—4118	"	1,35	—	—	—
	4115—4118	Песчаник	2,20	—	14,4	1605
	4152—4157	Глина	1,82	—	—	—
58	4190—4195	"	1,59	—	6,8	1814
	4190—4195	"	1,59	—	6,8	1814
	4190—4195	Глина песчанистая	1,88	—	—	—
	4465—4470	Алевролит	1,53	—	8,9	1022
	4566—4571	Песчаник	—	2,11	—	—
	4835—4843	Песок	1,45	—	—	—
	4867—4874	Песчаник	—	2,27	—	—
	4867—4874	"	—	2,34	—	—
	4896—4902	Аргиллит	2,98	—	14,5	1023
59	4121—4126	Глина песчанистая	1,49	1,72	—	—
	4188—4193	Глина	—	1,76	—	—
	4291—4303	"	—	1,76	—	—
95	4056—4061	"	1,31	—	—	—
	4056—4061	"	1,70	—	6,73	1914
	4152—4157	"	1,59	—	6,8	1814
	4546—4551	Песчаник	2,03	—	—	—
	4551—4556	Алевролит	2,02	—	9,5	1474
	4835—4843	Аргиллит	2,13	—	10,3	1284
99	1893—1991	Глина	—	1,26	—	—
	3304—3310	Песчаник	—	2,19	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
<b>Котуртене</b>						
	3600—3605	Алевролит	—	1,95	—	—
868	4744—4769	Глина	1,56	—	9,3	2831
869	1749—1754	Песок	2,09	—	10,4	—
	1749—1754	Глина	1,13	—	—	—
	2185—2130	"	1,29	—	—	—
	2155—2160	Песок	1,9	—	19,1	—
<b>Барсагельмес</b>						
2	700—705	Песчаник глини- стый	—	1,94	—	—
	1641—1646	"	—	1,94	—	—
	1725—1729	Песчаник	—	2,64	—	—
	1800—1805	Алевролит гли- нистый	—	1,95	—	—
	1998—2003	Песчаник	—	2,26	—	—
	2624—2629	Алевролит	—	3,24	—	—
	2674—2679	"	—	4,12	—	—
11	2160—2165	Песчаник глини- стый	1,45	2,03	—	—
	2482—2489	Песчаник	—	2,82	—	—
	3794—3790	Глина	—	1,95	—	—
17	1500—1505	"	—	1,55	—	—
18	4743—4754	"	1,63	—	8,9	1416
19	3839—3844	Песчаник	1,7	—	14,4	1605
	4014—4019	Песок	2,6	—	13,0	1742
58	3794—3799	Глина	—	1,44	—	—
	3839—3844	Глина алеврити- стая	1,51	—	—	—
	3839—3844	Алевролит	1,64	—	—	—
	3965—3970	"	1,35	—	7,9	787
<b>Бурун</b>						
9	4534—4539	Песчаник	—	3,41	—	—
	4802—4806	"	—	3,33	—	—
16	935—940	Глина алеврити- стая	—	1,78	—	—
	1200—1205	Алевролит	—	2,03	—	—
	1635—1645	Глина алеваитистая	—	1,61	—	—
	2250—2255	Алевролит	—	2,03	—	—
18	3202—3205	Песчаник	—	2,72	—	—
	3609—3614	"	—	2,3	—	—
29	1294—1304	Алевролит	—	2,08	—	—
33	4325—4332	Глина	1,28	—	8,7	3429
	4350—4355	Глина алеври- тистая	1,93	—	10,7	3369
<b>Кумдаг</b>						
100	1126—1135	Глина	—	1,35	—	—
210	1085—1095	Алевролит	—	2,26	—	—
<b>Боядаг</b>						
16	2572—2580	Глина песчани- стая	—	1,83	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Монжукли						
145	1426-1432	Песчаник глинистый	-	1,91	-	-
	2104-2110	Глина песчаная	-	1,78	-	-
18	1105-1118	Глина	-	1,62	-	-
	1765-1770	Алевролит глинистый	-	2,03	-	-
21	803-808	Алевролит	-	1,74	-	-
	1056-1060	"	-	1,82	-	-
	1310-1315	Глина	-	1,61	-	-
Худайтаг						
7	1136-1141	Глина	-	1,34	-	-
	1333-1335	"	-	1,46	-	-
Урунджик						
28	1784-1789	Глина песчаная	-	1,62	-	-
	2010-2020	Глина	-	1,26	-	-
Сыртланли						
1	799-804	Глина алевролитовая	-	1,82	-	-
	994-1000	"	-	1,64	-	-
	994-1000	"	-	1,64	-	-
8	880-886	Песчаник глинистый	-	2,03	-	-
	1105-1110	Глина	-	1,46	-	-
	1220-1225	"	-	1,59	-	-
	1347-1357	"	-	1,42	-	-
Куйджик						
72	635-647	Глина	-	1,32	-	-
	779-785	"	-	1,61	-	-
	943-949	Песчаник глинистый	-	1,89	-	-
89	496-502	Глина	-	1,20	-	-
	667-673	Глина песчаная	0,94	1,68	-	-
90	956-962	Глина песчаная	-	1,76	-	-
	1171-1180	Глина	1,13	1,58	-	-
Карадаг						
5	2239-2242	Глина	-	1,76	-	-
	2456-2463	Песчаник глинистый	-	2,03	-	-
	2510-2520	Алевролит глинистый	-	1,93	-	-
	2666-2678	Глина	-	1,54	-	-
Гограньдаг						
5	1060-1065	Глина	-	1,30	-	-
	3282-3287	Песчаник	-	2,01	-	-
Бугдайли						
2	1630-1637	Глина	-	1,62	-	-
7	2247-2251	Алевролит	-	2,1	-	-

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Б у г д а й л и						
8	1995—2000	Глина	—	1,21	—	—
	2045—2068	Глина алевро- тистая	—	1,78	—	—
	2247—2281	Алевролит	—	2,10	—	—
	2314—2320	Глина алевро- тистая	—	1,67	—	—
	2356—2365	Глина	—	1,79	—	—
141	227—232	"	0,91	1,32	—	—
	425—458	"	—	1,34	—	—
К а м ы ш л д ж а						
27	435—440	Глина	—	1,24	—	—
	685—690	"	—	1,38	—	—
48	2247—2251	Песчаник	—	2,24	—	—
	2800—2803	Алевролит	—	1,85	—	—
О к а р е м						
21	2052—2057	Алевролит	—	1,75	—	—
33	864—869	Глина	1,06	1,57	—	—
34	1225—1230	"	—	1,47	—	—
35	890—895	"	—	1,58	—	—
А д ж и я б						
1	1825—1831	Глина	1,17	—	—	—
Ч и к и ш л я р						
1	1006—1011	Глина	0,74	—	—	—
	1149—1154	"	—	1,51	—	—
	1344—1349	Песчаник	2,03	—	—	—
	2037—2042	"	—	2,48	—	—
	2258—2263	"	1,96	—	10,7	1378
	2344—2399	Глина	—	1,55	—	—
2	2232—2238	"	1,72	—	14,5	1524
	2232—2238	"	1,69	—	—	—
	2284—2290	"	—	1,70	—	—
	2363—2373	"	1,2	—	—	—
	2475—2480	"	1,33	—	—	—
	2545—2550	"	1,09	—	6,2	2373
	2608—2615	Глина песчани- стая	1,66	—	13,2	2146
	2608—2615	"	1,81	—	—	—
	2728—2733	Песчаник	2,17	—	15,0	1814
	2728—2733	"	2,12	—	—	—
	2728—2733	Глина	1,54	—	—	—
3	1746—1751	"	1,09	—	7,8	1715
	2035—2040	"	1,41	—	8,8	1974
	2200—2206	"	1,53	—	9,9	2452
	2260—2265	"	1,25	—	—	—
	2294—2300	"	1,77	—	9,8	2751
	2294—2309	Алевролит	1,59	—	—	—
	2375—2380	Глина	0,98	—	—	—
	2375—2380	"	1,00	—	—	—
	2530—2535	Глина песчани- стая	1,6	—	—	—
	3102—3107	"	1,54	—	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Чикишляр						
4	2280—2285	Глина	1,55	—	12,7	1072
	2545—2550	Песчаник	2,20	—	—	—
	2913—2918	Глина	0,89	—	—	—
	3151—3156	"	1,05	—	—	—
	3286—3291	"	1,00	—	—	—
	3291—3296	"	1,00	—	—	—
5	2125—2130	"	1,29	—	—	—
	2232—2237	Глина алевритистая	1,63	—	—	—
	2575—2580	Глина	1,48	—	—	—
	2874—2879	Песчаник	3,81	—	14,45	2617
	2913—2918	Алевролит	2,00	—	—	—
	2929—2934	"	1,74	—	—	—
	2929—2934	"	2,11	—	14,9	1708
	3244—3249	Глина	1,48	—	—	—
	3244—3249	"	1,55	—	—	—
Зирик						
4	120—125	Глина	0,72	—	—	—
	145—150	"	0,75	—	—	—
	195—200	"	0,69	—	—	—
	645—650	Мергель	1,49	—	—	—
	720—725	"	1,59	—	—	—
	873—877	"	1,52	1,69	—	—
	920—925	"	1,67	—	—	—
	954—960	"	1,64	—	—	—
	990—995	"	1,36	—	—	—
	995—1000	"	1,36	—	—	—
Гейрджани						
83	454—474	Глина	—	1,58	—	—
	619—626	"	1,03	1,32	—	—
	814—820	"	—	1,40	—	—
	1090—1011	"	—	1,42	—	—
Западный Аладаг						
65	394—400	Глина	—	1,43	—	—
	778—785	Мергель	—	2,14	—	—
	943—949	"	—	2,01	—	—
67	920—926	"	1,45	1,93	—	—
75	1136—1145	"	1,47	1,98	—	—
98	572—578	"	—	1,93	—	—
	690—696	Глина	0,76	1,32	—	—
	740—746	Мергель	1,26	1,84	—	—
Южный Аладаг						
75	1136—1145	Алевролит	1,47	1,98	—	—
98	690—696	Глина	0,76	1,32	—	—
	740—746	Мергель	1,26	1,84	—	—
119	1047—1059	"	—	2,01	—	—
124	1049—1054	"	—	1,98	—	—
	1120—1124	"	—	—	—	—
Синджоу						
4	489—492	Известняк	—	2,30	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Синджоу			
7	156-158	"	—	2,08	—	—
	269-272	"	—	2,26	—	—
	389-392	"	—	2,26	—	—
	462-465	"	—	2,43	—	—
			Черкезли			
21	247-254	Глина	0,8	1,22	—	—
	267-274	"	0,81	1,30	—	—
	524-530	Алевролит	1,68	1,95	—	—
	650-657	"	1,70	2,11	—	—
	708-714	"	1,68	1,89	—	—
	815-821	"	—	2,10	—	—
	904-912	Песчаник	—	2,88	—	—
	1007-1014	"	—	2,38	—	—
	1105-1111	Алевролит	—	2,18	—	—
			Западный Чалджа			
1	130-135	Алевролит глинистый	2,01	—	—	—
	308-313	Мергель	1,86	—	—	—
	370-376	Мергель глинистый	1,98	—	—	—
	376-384	Известняк	2,2	—	—	—
	384-390	Мергель	1,86	—	—	—
	384-390	"	1,77	—	—	—
	390-398	Известняк	1,99	—	—	—
	398-408	"	1,98	—	—	—
	398-408	"	2,28	—	12,0	1095
	425-434	"	2,09	—	—	—
	425-434	"	2,31	—	10,2	1079
	434-443	"	1,9	—	—	—
	434-443	"	2,45	—	9,43	1465
	443-450	"	2,48	—	19,43	1111
	524-533	Мергель	2,0	—	—	—
	565-571	"	2,12	—	—	—
	565-571	"	1,83	—	8,6	1961
	575-584	"	2,04	—	—	—
	584-590	"	1,91	—	—	—
	590-601	"	1,95	—	—	—
	601-607	Известняк	2,17	—	—	—
	601-607	"	2,48	—	13,4	1127
	607-624	Мергель	2,01	—	—	—
	638-647	"	1,9	—	—	—
	638-647	Известняк	2,5	—	6,6	1814
	668-679	"	2,11	—	—	—
	679-687	Мергель	1,86	—	—	—
	752-759	"	1,86	—	—	—
	784-793	Глина	1,58	—	—	—
	811-818	Известняк	2,36	—	—	—
	811-818	Известняк	2,55	—	14,1	1207
	1124-1128	Алевролит	2,35	—	—	—
	1153-1158	"	2,33	—	—	—
	1153-1158	"	2,45	—	12,5	1507
	1354-1360	"	2,23	—	—	—
	1354-1360	"	2,53	—	12,0	1440

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Центральный Копетдаг						
3п	14-16	Мергель	1,40	—	—	—
	40-45	"	1,41	—	—	—
	86-91	Известняк мергелистый	1,45	—	—	—
	130-135	"	1,39	—	—	—
	170-175	Известняк	2,02	—	—	—
	240-245	Известняк мергелистый	1,28	—	—	—
	267-272	"	1,31	—	—	—
	301-305	"	1,35	—	—	—
	338-343	Известняк	1,88	—	—	—
	346-349	"	1,60	—	—	—
	401-406	"	1,70	—	—	—
	430-435	"	2,58	—	—	—
	478-481	"	2,02	—	—	—
	512-517	"	1,95	—	—	—
	584-589	"	2,24	—	—	—
	671-676	"	2,65	—	—	—
4п	143-148	"	2,08	—	—	—
	182-185	"	1,95	—	—	—
	227-230	"	1,39	—	—	—
	244-247	"	1,96	—	—	—
	277-280	"	1,54	—	—	—
	346-349	"	1,73	—	—	—
	376-380	"	1,72	—	—	—
	380-383	"	1,45	—	—	—
	383-386	"	1,45	—	—	—
	440-445	"	1,48	—	—	—
	458-459	"	1,42	—	—	—
	458-459	"	1,73	—	—	—
	527-530	Аргиллит	1,88	—	—	—
	686-689	Известняк	1,56	—	—	—
	718-721	Доломит	2,64	—	—	—
	718-721	"	2,84	—	—	—
	866-869	Известняк	2,14	—	—	—
	911-919	"	1,92	—	—	—
	961-969	Известняк алевролитистый	2,01	—	—	—
14п	277-280	Известняк	1,96	—	—	—
	314-316	"	1,95	—	—	—
	346-349	"	2,02	—	—	—
	359-364	Известняк мергелистый	1,37	—	—	—
	380-384	"	1,38	—	—	—
	384-393	"	1,38	—	—	—
	459-463	Известняк	1,90	—	—	—
	503-505	"	2,30	—	—	—
	517-519	"	2,18	—	—	—
	522-526	"	2,18	—	—	—
	527-530	"	2,11	—	—	—
	530-533	"	2,13	—	—	—
	584-586	Доломит	2,74	—	—	—
	601-604	Известняк	2,52	—	—	—
	604-608	"	2,51	—	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
Центральный Копетдаг						
	634—636	"	2,53	—	—	—
	636—638	"	2,31	—	—	—
	667—670	"	2,53	—	—	—
	700—703	Мергель	1,44	—	—	—
	755—758	Известняк	2,51	—	—	—
	866—868	"	2,54	—	—	—
	866—868	"	2,64	—	—	—
	995—1000	"	2,53	—	—	—
	1026—1031	"	2,93	—	—	—
	1040—1055	"	2,48	—	—	—
	1066—1075	"	2,36	—	—	—
	1087—1092	"	2,61	—	—	—
	1116—1121	"	2,26	—	—	—
	1123—1130	"	2,28	—	—	—
	1130—1133	"	2,30	—	—	—
	1156—1161	"	2,75	—	—	—
	1158—1159	"	2,91	—	—	—
	1190—1193	"	2,81	—	—	—
	1200—1205	"	2,80	—	—	—
Чаача						
3	311—320	Глина	1,67	—	—	—
	350—355	Песок	2,27	—	—	—
	555—560	Глина	1,54	—	—	—
	610—620	Песчаник	1,90	—	—	—
Южная часть Туранской плиты Туркменская антеклиза						
Карашор						
51	930—935	Известняк	4,57	—	—	—
Ахчакая						
	1036—1046	Глина	0,97	—	—	—
	1468—1473	Песчаник	2,35	—	—	—
	1523—1529	"	3,47	—	—	—
	1746—1754	"	2,89	—	—	—
Атасары						
2	1931—1934	Песчаник	2,30	—	—	—
	1931—1934	"	2,39	—	—	—
	1950—1955	"	3,70	—	—	—
	2040—2045	Глина	0,94	—	—	—
	2045—2050	"	1,28	—	—	—
	2193—2200	"	0,95	—	—	—
	2276—2290	Известняк	3,2	—	—	—
	2307—2312	Глина	1,18	—	—	—
	2307—2312	Известняк	2,30	—	—	—
	2735—2740	Песчаник	2,40	—	—	—
	2740—2745	"	2,48	—	—	—
	2846—2852	Глина известковистая	2,11	—	—	—
Эгритақыр						
3	1040—1045	Глина	1,20	—	—	—
	1802—1807	Песчаник	3,03	—	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Модар			
304	1245—1250К <sub>1</sub>	Песчаник	2,18	—	—	—
	1345—1355	Известняк	2,10	—	—	—
	1695—1705	Алевролит	1,96	—	—	—
	1745—1750	Песчаник	2,27	—	—	—
	1890—1896	Глина	1,62	—	—	—
	1945—1950	Алевролит	2,14	—	—	—
	2050—2057	Глина	1,66	—	—	—
			Дарваза			
1	1575—1585	Алевролит	2,14	—	—	—
	1800—1810	Глина алеврити- стая	1,89	—	—	—
	1850—1960	Глина	1,80	—	—	—
4	1240—1245	"	1,58	—	—	—
7	1140—1145	Алевролит	1,96	—	—	—
			Артык			
5	436—441	Мергель	2,13	—	—	—
	1034—1038	Алевролит	1,95	—	—	—
	1044—1050	"	2,18	—	—	—
	1090—1100	Глина	1,25	—	—	—
	1240—1250	"	1,72	—	—	—
	1334—1341	"	1,78	—	—	—
			Восточный Ербент			
2	1351—1356	Песок	2,10	—	—	—
	1627—1632	Песчаник	2,27	—	—	—
	1720—1725	Алевролит	2,03	—	—	—
	2057—2061	Глина	1,72	—	—	—
	2379—2383	Алевролит	2,03	—	—	—
313	1406—1410	"	1,97	—	—	—
	1465—1470	Глина	1,6	—	—	—
	1570—1575	Алевролит	1,71	—	—	—
	1660—1665	Песчаник	2,19	—	—	—
	1760—1764	Глина	1,51	—	—	—
	1887—1897	"	1,58	—	—	—
	2001—2011	Алевролит	1,93	—	—	—
	2045—2050	Глины	1,47	—	—	—
	2107—2117	"	1,55	—	—	—
	2163—2173	Известняк	2,12	—	—	—
			Амударьинская синеклиза и сопредельные районы			
			Северный Чешме			
1	1855—1860	Аргиллит	3,22	—	—	—
	2506—2510	Глина	1,43	—	—	—
			Самантепе			
	1585—1590	Глина	1,14	—	—	—
	2318—2320	Ангидрит	2,85	—	—	—
	2320—2322	"	3,9	—	—	—
	2356—2358	"	7,7	—	—	—
	2375—2378	Алевролит	1,81	—	—	—
	2378—2384	Ангидрит	2,59	—	—	—
	2417—2421	"	2,54	—	—	—
	2422—2424	Известняк	1,78	—	—	—

Приложение 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7
			Сакар			
2	2646—2650	Ангидрит	6,09	—	—	—
	2691—2693	"	5,54	—	—	—
	2699—2701	"	6,85	—	—	—
			Чамчаклы			
3с	292—301	Алевролит	1,67	—	—	—
	393—402	"	2,09	—	—	—
	550—555	Глина	1,45	—	—	—
			Байрамали			
3г	462—469	Глина	1,42	—	—	—
	898—902	"	1,72	—	—	—
	970—974	Мергель	2,05	—	—	—
	1079—1082	"	2,11	—	—	—
64	516—521	Глина	1,78	—	—	—
	1185—1200	Мергель	1,58	—	—	—
			Дулдулягыр			
3с	990—996	Алевролит	1,90	—	—	—
	996—1000	"	1,96	—	—	—
	1140—1143	"	1,96	—	—	—
	1260—1265	"	1,88	—	—	—
	1337—1339	"	2,03	—	—	—
8с	550—555	"	2,26	—	—	—
	550—555	"	2,47	—	—	—
	562—566	"	1,63	—	—	—
	562—568	"	2,26	—	—	—
	653—658	Глина	1,33	—	—	—
	669—675	"	1,88	—	—	—
	703—710	"	1,88	—	—	—
21с	801—806	Песчаник	2,09	—	—	—
	1106—1112	Глина	1,35	—	—	—
	1165—1170	"	1,63	—	—	—
			Дузенкыр			
19с	403—406	Песчаник	1,82	—	—	—
	721—726	Глина	1,29	—	—	—
			Ханкуи			
272	237—242	Песчаник	1,68	—	—	—
	423—428	"	1,72	—	—	—
	596—601	Алевролит	1,82	—	—	—
	642—650	Глина песчани- стая	1,72	—	—	—
			Карабиль			
3	1566—1580	Глина	1,52	—	—	—
	2150—2169	Алевролит	2,11	—	—	—
	2179—2189	Песчаник	2,34	—	—	—
	2429—2433	Алевролит	2,43	—	—	—
4	1222—1240	Глина	1,55	—	—	—
	1288—1299	"	1,53	—	—	—
	1422—1477	"	1,61	—	—	—
	1760—1765	"	1,68	—	—	—
	1860—1865	Алевролит	1,90	—	—	—

Приложение 1 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7
			Карабиль			
	2022-2034	Глина	1,67	—	—	—
	2105-2115	Песчаник	2,26	—	—	—
	2117-2120	Алевролит	2,45	—	—	—
8с	1158-1162	Глина	1,67	—	—	—
10с	1106-1113	"	1,67	—	—	—
	1121-1129	"	1,67	—	—	—
	1160-1167	"	1,67	—	—	—
			Кагазли			
12с	169-172	Песчаник	1,78	—	—	—
	397-403	"	1,90	—	—	—
	595-602	Глина	1,29	—	—	—
	810-814	"	1,63	—	—	—
	1006-1012	"	1,74	—	—	—
			Ислим			
1	2152-2158	Алевролит	2,03	—	—	—

## ПРИЛОЖЕНИЕ 2

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ТЕМПЕРАТУР  
В ГЛУБОКИХ СКВАЖИНАХ ТУРКМЕНИИ

Разведочная площадь, место- рождение и номер скважины	Время выстойки, (сут)	Температура на глубине (в м), °С									
		100	500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	
		2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
<i>Западно-Туркменская впадина</i>											
Челекен — Запад	7Н	Длительное вре- мя (дл. вр.)	—	—	73,0	—	—	—	—	—	—
	7Н	92	40,5	67,95	73,0	—	—	—	—	—	—
	52Н	Дл. вр.	42,8	73,3	80,9	85,4	90,4	—	—	—	—
	1 ГРП	"	—	73,0	—	—	—	—	—	—	—
	2 ГРП	"	—	74,0	—	—	—	—	—	—	—
	3 ГРП	"	—	74,5	—	—	—	—	—	—	—
	5 ГРП	"	—	69,5	—	—	—	—	—	—	—
	6 ГРП	"	—	58,0	—	—	—	—	—	—	—
	7 ГРП	"	—	64,0	—	—	—	—	—	—	—
	8 ГРП	"	—	71,5	—	—	—	—	—	—	—
	11 ГРП	"	—	75,0	—	—	—	—	—	—	—
	12 ГРП	"	—	73,0	—	—	—	—	—	—	—
	15 ГРП	"	—	70,0	—	—	—	—	—	—	—
	19Н	"	—	—	75,0	—	—	—	—	—	—
	21Н	"	—	—	67,0	—	—	—	—	—	—
	31	"	—	—	50,0	—	—	—	—	—	—
	60	"	—	—	55,0	—	—	—	—	—	—
	71	"	—	—	55,0	—	—	—	—	—	—
	81	"	—	35,0	—	—	—	—	—	—	—
	62	"	—	33,0	—	—	—	—	—	—	—
	67	"	—	35,0	—	—	—	—	—	—	—
	85	"	—	—	58,0	—	—	—	—	—	—
<i>Овалтовал</i>											
	3	Дл. вр.	18,6	25,8	—	—	—	—	—	—	—
	19	"	21,2	26,3	34,9	44,5	55,0	—	—	—	—
	24	33,0	—	—	39,0	—	51,0	—	68,0	—	83,0
		33,0	22,0	27,3	34,6	41,8	50,7	59,3	67,3	74,5	81,3
	28	Дл. вр.	—	—	—	—	—	64,0	73,6	81,6	88,9
		"	—	—	—	—	—	63,4	71,1	78,4	85,3
	52	"	18,8	27,7	35,9	—	—	—	—	—	—
	57a	"	18,4	26,7	34,0	—	—	—	—	—	—
	59	15,0	20,3	25,4	30,3	35,4	40,4	47,0	—	—	—
	63	14,0	—	31,8	38,0	45,0	51,1	57,1	—	—	—
	65	Дл. вр.	18,5	26,5	33,7	43,3	54,1	65,3	—	—	—
	67	"	18,0	25,1	33,4	42,9	52,9	—	—	—	—
	72	"	17,7	25,3	34,4	—	—	—	—	—	—
	74	"	19,1	26,0	34,5	44,7	55,0	—	—	—	—
	75	"	18,4	24,6	—	—	—	—	—	—	—
	81	"	19,3	26,6	35,6	45,6	55,6	64,5	—	—	—
	85	"	19,3	25,1	33,4	43,1	—	—	—	—	—
	23	6,0	29,0	36,0	40,0	—	—	—	—	—	—
<i>Котуртепе</i>											
	2	—	—	—	36,5	—	—	—	—	—	—
		183,0	18,0	25,6	34,5	—	—	—	—	—	—
	6	15,0	—	—	—	—	—	76,0	—	—	—
		15,0	—	—	—	—	58,2	66,1	72,6	—	—
	41	36,0	19,4	28,5	39,7	54,3	—	—	—	—	—
	41	Дл. вр.	25,0	35,0	39,1	—	—	—	—	—	—
	44	12,0	29,5	35,7	43,1	51,6	60,2	66,6	—	—	—
	71	30,0	—	—	34,0	—	55,0	—	—	—	—
		30,0	20,5	26,6	34,3	44,1	55,1	64,9	—	—	—
	97	30,0	31,5	38,5	48,5	59,0	69,0	—	—	—	—
		30,0	32,9	39,8	48,3	58,9	68,7	—	—	—	—
	103	Дл. вр.	—	33,5	—	54,0	—	—	—	—	—
	"	"	24,4	32,0	41,5	53,3	—	—	—	—	—
	103	"	23,0	29,8	39,8	—	—	—	—	—	—
	126	"	—	—	—	52,0	—	—	—	—	—
		"	—	28,2	38,3	51,3	—	—	—	—	—
	141	93,0	—	33,0	40,0	50,0	—	—	—	—	—
		93,0	—	32,3	39,4	49,4	—	—	—	—	—

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	183	Дл. вр.	20,6	29,6	38,9	—	—	—	—	—
	248	"	24,1	38,0	51,8	—	—	—	—	—
	295	166,0	—	—	—	52,0	—	—	—	—
		166,0	27,1	32,6	40,3	52,1	—	—	—	—
	540	Дл. вр.	20,8	31,4	44,1	—	—	—	—	—
	560	"	19,5	27,4	37,3	48,2	59,0	—	—	—
	566	"	20,5	28,3	37,5	—	—	—	—	—
	813	12,0	—	28,0	35,0	43,0	52,0	62,0	70,0	83,5
		12,0	23,5	28,3	35,1	43,3	52,3	62,1	70,1	84,1
	869	30,0	—	—	—	—	—	68,6	76,0	82,5
		30,0	—	—	—	—	—	68,6	75,8	82,0
Барсагельмес	11	10,0	24,7	31,0	37,7	45,0	52,6	65,0	—	—
		10,0	24,7	30,6	37,7	45,4	53,2	64,5	—	—
	12	10,0	—	30,0	38,0	46,0	55,0	66,0	72,0	84,0
		10,0	19,4	28,0	35,0	43,1	52,3	63,0	70,4	84,8
	58	Нет. св.	—	—	—	—	—	—	72,0	78,3
	59	12,0	—	—	40,7	50,0	57,0	63,0	71,0	80,2
		12,0	31,1	35,7	42,1	49,0	56,6	65,2	72,2	82,9
	95	Дл. вр.	—	30,0	39,0	—	58,0	—	76,0	—
		"	24,2	30,9	39,2	48,7	58,1	68,6	80,1	88,1
	98	8,0	—	—	—	—	—	—	75,6	83,0
		8,0	24,2	30,9	38,7	47,6	56,4	66,3	75,0	82,4
	236	Дл. вр.	21,5	24,6	37,5	—	—	—	—	—
	256	"	—	28,4	38,7	—	—	—	—	—
	300	"	28,2	34,4	43,0	—	—	—	—	—
	400	"	21,6	28,5	37,9	—	—	—	—	—
	402	10,0	—	—	—	—	—	—	—	82,2
		10,0	20,2	26,3	32,9	41,2	49,6	60,2	69,0	76,4
Бурун	9	10,0	—	—	—	—	—	—	—	77,0
		10,0	—	—	—	—	—	—	—	78,0
	18	19,0	—	—	40,0	47,0	55,0	66,0	72,0	86,0

		19,0	27,4	34,1	42,1	50,9	59,8	69,3	77,6	86,1	95,2
	26	75,0	—	—	—	—	59,0	67,0	75,0	81,0	—
		75,0	27,9	34,5	42,2	49,5	56,3	64,1	69,7	74,4	—
	33	8,0	—	—	—	—	56,0	62,0	68,0	74,0	80,0
		8,0	27,2	32,9	40,5	48,4	55,7	61,5	67,8	74,1	79,8
	74	Нет сведений (нет св.)	—	—	—	—	59,0	—	—	—	—
		"	27,5	35,0	42,0	50,5	56,5	—	—	—	—
Небитдаг	234	"	28,0	37,0	—	—	—	—	—	—	—
	286	"	23,5	31,7	—	—	—	—	—	—	—
	433	Дл. вр.	—	34,3	46,5	63,2	78,4	—	—	—	—
	466	"	—	—	47,5	57,2	64,5	—	—	—	—
	532	15,0	26,4	36,4	48,3	—	—	—	—	—	—
	543	38,0	17,4	28,4	42,7	—	—	—	—	—	—
	759	12,0	22,4	29,1	36,5	43,9	—	—	—	—	—
	805	10,0	—	—	44,5	53,5	60,0	—	—	—	—
		10,0	—	—	43,5	53,6	58,2	—	—	—	—
Монжукли	13	92,0	—	28,0	—	—	—	—	—	—	—
Кизылкум	205	12,0	24,8	30,2	37,9	48,2	—	—	—	—	—
	209	25,0	—	32,7	42,3	54,7	—	—	—	—	—
	214	18,0	20,2	26,7	37,0	49,1	—	—	—	—	—
	216	20,0	26,3	29,2	35,4	42,6	—	—	—	—	—
Кумдаг	102	20,0	21,8	32,0	48,8	65,2	—	—	—	—	—
	455	Дл. вр.	26,0	38,2	—	—	—	—	—	—	—
Кобек	3	8,0	21,9	32,4	43,9	—	—	—	—	—	—
Боядаг	5	Дл. вр.	25,7	40,4	—	—	—	—	—	—	—
	11	Нет. св.	—	56,5	59,4	65,0	75,0	—	—	—	—
	15	5,0	28,2	38,8	45,5	—	—	—	—	—	—
Гограньдаг	9	15,0	29,6	37,0	46,0	56,2	64,3	72,0	79,1	89,6	
										91,3	
Карадашли	1	Нет. св.	27,1	35,0	40,4	46,0	—	—	—	—	—
	2	42,0	26,7	32,5	—	—	—	—	—	—	—
	5	Нет. св.	25,0	32,0	39,0	47,0	—	—	—	—	—
		"	26,1	32,1	39,0	47,3	56,81	—	—	—	—
Камышлджа	2	10,0	—	36,8	49,0	60,8	—	—	—	—	—
	7	10,0	—	35,4	47,5	58,0	—	—	—	—	—
Окарем	12	30,0	24,4	32,3	40,9	48,7	—	—	—	—	—

## Приложение 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
	14	22,0	25,6	33,4	41,1	48,1	57,2	—	—	—
	38	Дл. вр.	22,6	32,5	44,6	—	—	—	—	—
Чикишляр	4	"	—	29,9	39,0	52,1	61,9	72,2	82,3	—
	4	"	25,6	29,5	41,0	52,1	61,6	71,7	81,4	—
	10	Нет. св.	24,9	29,6	40,9	—	—	—	—	—
Миасер	1	Дл. вр.	21,0	30,4	41,2	51,8	62,5	73,4	85,7	97,7
	1	Дл. вр.	25,0	32,6	41,8	52,2	60,3	69,2	—	—
<i>Копетдагская складчатая система и Предкопетдагский краевой прогиб</i>										
Даната	1	10,0	—	45,0	48,0	54,0	63,0	75,7	91,5	103,0
		10,0	—	44,2	48,4	54,4	66,8	79,8	93,3	107,5
		Дл. вр.	25,9	42,6	47,2	53,0	65,1	—	—	—
Терсакан	32	Нет. св.	—	36,3	—	—	—	—	—	103,0
	33	"	—	37,2	—	—	—	—	—	—
Синджоу	4	"	—	37,0	—	—	—	—	—	—
	7	"	—	34,9	—	—	—	—	—	—
	30	"	—	34,0	—	—	—	—	—	—
	31	"	—	40,5	—	—	—	—	—	—
Сейткердери	6	"	—	39,0	—	—	—	—	—	—
Баами — Кодж	2	10,0	25,3	36,8	48,7	59,0	72,8	85,8	99,1	—
Дурун	16	20,0	—	31,5	—	—	—	—	—	—
	17	20,0	—	39,5	—	—	—	—	—	—
	18	20,0	—	36,8	40,5	—	—	—	—	—
	19	20,0	—	34,6	41,9	—	—	—	—	—
	20	20,0	—	36,6	44,3	51,8	59,0	—	—	—
Изгант	1	9,0	20,4	30,2	41,2	50,0	60,4	73,3	—	—
	2	—	30,2	37,7	47,1	58,2	69,5	88,3	108,6	125,5
Куртли	1	12,0	—	—	48,0	62,5	76,0	98,0	118,0	135,5
Фирюза	15M	—	22,7	32,8	37,0	42,0	45,0	—	—	—
Такыр	31C	—	17,0	27,0	—	—	—	—	—	—
Теджен	12	—	22,6	30,0	42,5	—	—	—	—	—

*Платформенная часть Туркмении и сопредельные структуры*

Кизыл-Арват	4	35,0	—	43,6	56,3	68,3	81,6	—	—	—
Еланское	3	15,0	26,5	36,6	52,0	66,3	77,6	92,6	—	—
Джуджукли	20	258,0	—	—	54,0	75,0	91,0	109,0	125,6	142,2
	33C	—	—	32,5	50,7	—	—	—	—	—
Шехитли	9	1500,0	—	33,0	52,2	72,6	89,0	106,6	124,0	141,0
	30	18,0	24,8	35,5	54,1	75,7	92,3	110,9	130,8	148,6
	136	327,0	—	34,0	53,0	75,0	91,5	109,5	126,7	144,5
Мары	1	27,0	—	42,0	57,5	72,0	87,0	105,0	121,5	—
Байрамали	6	43,0	26,3	41,5	52,5	68,6	85,8	100,7	118,0	—
	7	152,0	26,0	37,1	50,0	65,0	81,5	97,4	114,0	—
	9	30,0	28,4	37,4	48,4	64,4	80,0	99,2	113,5	132,0
	5	Нет. св.	—	—	55,5	77,0	89,0	—	123,0	—
Майское	13	6,0	—	50,5	64,6	74,3	84,3	98,4	115,6	—
	48C	6,0	—	30,0	42,0	—	—	—	—	—
Кировск	303C	—	—	27,5	40,0	—	—	—	—	—
Кизылкум	2	Дл. вр.	23,5	38,6	—	—	—	—	—	—
Чагаласор	1	30,0	29,5	43,4	63,1	77,3	91,5	105,5	122,3	—
Байлейдын	1	50,0	26,5	39,6	58,6	73,8	91,1	104,2	119,5	135,2
Аламанель	1	Нет. св.	—	—	53,5	70,0	84,0	—	—	—
Дизьер	1	"	—	44,7	51,8	59,8	66,9	77,0	—	—
Кугенек	1	"	—	45,0	59,0	75,0	89,5	105,0	120,0	—
Тарымкая	1	"	—	45,0	61,0	79,5	97,0	—	—	—
Нурумгур	1p	210,0	—	—	—	84,8	104,0	120,0	—	—
	2	Нет. св.	—	60,0	75,0	90,0	105,0	120,0	—	—
Шоркуль	1	"	—	44,0	59,0	74,0	89,0	105,5	—	—
Курганчик	4	"	—	47,0	62,0	77,0	92,5	107,0	—	—
Сарыкамыш	1	"	—	47,0	66,0	88,0	105,0	105,0	—	—
Ташауз	5	"	23,4	46,0	64,1	80,7	94,9	—	—	—
Ахчакая	1	90,0	—	—	60,5	80,0	—	—	—	—
	2	Нет. св.	—	40,0	52,5	65,0	82,0	—	—	—
	104c	"	30,1	45,0	61,7	80,3	—	—	—	—
Хатардаш	1	70,0	—	50,7	70,8	91,0	—	—	—	—
	2	Нет. св.	—	51,0	70,5	91,0	104,0	113,7	—	—
Эгритақыр	2	"	—	49,0	68,4	89,0	—	—	—	—
Чалджульба	13	30,0	26,6	43,2	—	—	—	—	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Дарваза	16	20,0	24,1	38,8	56,5	—	—	—	—	—	—
	58	150,0	24,0	38,5	54,9	—	—	—	—	—	—
Такыр	7	550,0	24,0	42,7	62,6	—	—	—	—	—	—
		90,0	22,7	38,0	58,8	—	—	—	—	—	—
Приших	66	120,0	26,0	39,5	—	—	—	—	—	—	—
Топджульба	1	600,0	24,9	41,0	57,8	—	—	—	—	—	—
	4	570,0	25,0	42,5	61,2	81,0	99,0	—	—	—	—
	16	16,0	27,7	40,4	55,8	70,0	—	—	—	—	—
	156	420,0	28,0	41,3	—	—	—	—	—	—	—
	17	30,0	25,8	37,8	—	—	—	—	—	—	—
Атабай	42	30,0	26,8	39,8	55,8	—	—	—	—	—	—
Юж. Атабай	1	Нет св.	—	30,0	52,0	76,0	98,0	—	—	—	—
Чашхын	162	"	—	56,0	65,0	74,5	84,0	—	—	—	—
Шарлык	2	"	—	40,5	58,0	76,0	86,0	—	—	—	—
	7	4,0	32,2	44,2	58,2	69,6	—	—	—	—	—
Шиханлы	25	210,0	28,8	40,8	—	—	—	—	—	—	—
	26	20,0	—	34,7	51,3	69,6	—	—	—	—	—
	125	Нет св.	25,8	36,8	50,2	—	—	—	—	—	—
Сарыкумы	1	"	—	38,3	52,7	63,5	81,0	—	—	—	—
Артык	132с	11	32,2	46,6	57,3	71,2	83,4	—	—	—	—
Сакарчага	131с	12	23,8	37,0	53,1	68,7	—	—	—	—	—
Күрук	10	Нет св.	—	52,0	64,0	76,0	96,0	—	—	—	—
Юж. Күрук	1	"	—	51,0	68,5	86,0	—	—	—	—	—
Кенек	1	"	—	45,0	61,0	76	92,5	100,0	125	—	—
Коюн	7	"	—	42,0	60,0	77,0	94,0	—	—	—	—
Челпек	1	"	—	48,5	62,5	78,0	96,0	—	—	—	—
Тамдерли	3	"	—	42,2	55,5	73,0	83,0	—	—	—	—
Юж. Тамдерли	1	"	—	37,0	51,5	66,3	80,2	—	—	—	—
Сансыз	1	8,0	29,8	42,0	55,0	67,3	79,7	90,5	104	—	—
Модар	1	Нет св.	—	39,6	54,0	67,5	77,5	86,0	95,0	—	—
	301с	4	25,4	39,6	54,0	67,5	81,4	—	—	—	—

	304с	8	22,5	35,5	55,4	70,4	89,2	—	—	—	—
Алачи	1	5	25,9	35,1	47,5	59,7	73,3	—	—	—	—
Казы	1	30	—	39,2	57,3	72,0	—	—	—	—	—
	3	120	24,9	38,0	54,4	70,0	81,8	102	118	—	—
Карамая	1	5	30,6	41,8	59,5	79,0	95,1	—	—	—	—
Атасары	4	Нет св.	—	37,0	50,1	64,2	78,0	90,5	100,5	—	—
С. Ербент	1п	"	—	51,0	66,0	80,5	95,0	—	—	—	—
В. Ербент	3	"	—	40,5	57,5	71,5	86,5	99,5	—	—	—
	7	14,0	19,0	41,0	57,1	72,9	90,8	106	—	—	—
Ербент	1	Нет св.	—	49,0	58,0	68,0	78,0	—	—	—	—
	2	"	—	—	54,7	67,5	81,0	92,5	110	—	—
	1	"	—	44,1	63,2	80,3	99,0	—	—	—	—
Давали	1	"	—	53,0	62,2	70,5	75,0	—	—	—	—
Чурчур	313	"	—	—	62,2	70,5	75,0	—	—	—	—
Бахардок	1	17,0	28,3	38,3	54,5	80,2	99,5	113,7	127,0	137,7	148,6
Беурдешик	1	Нет св.	—	41,0	56,5	70,5	85,0	97,0	114,0	—	—
	2	"	—	40,0	56,0	70,0	85,0	97,0	—	—	—
	3	"	—	42,5	56,2	70,0	85,0	96,5	112,0	—	—
	6	"	—	41,0	55,5	68,0	87,0	94,5	109,0	121,8	—
	4	"	—	44,5	59,0	71,0	86,0	99,5	—	124,4	—
Ачак	3	Дл. вр.	—	—	57,5	71,5	86,5	—	—	—	—
	9	"	—	—	57,2	71,5	86,0	—	—	—	—
	16	Нет св.	—	37,0	56,0	70,5	84,8	—	—	—	—
	20р	"	—	38,0	60,0	73,0	87,0	—	—	—	—
	114	"	—	34,0	58,5	76,5	—	—	—	—	—
Сев. Ачак	1	Дл. вр.	—	40,5	61,5	76,5	—	—	—	—	—
	2	"	—	40,5	62,0	76,5	—	—	—	—	—
	3	"	—	40,2	61,0	77,0	—	—	—	—	—
	8р	"	24,0	40,0	76,0	96,0	—	—	—	—	—
	10р	"	19,5	39,5	63,5	77,5	—	—	—	—	—
Юбилейное	4	Нет св.	—	41,0	62,0	78,0	90,0	118	—	—	—
Кошуй	1	"	—	32,0	52,0	72,0	90,0	—	—	—	—
Наип	3р	"	—	40,5	60,5	76,5	90,0	103,0	—	—	—
	13	"	—	41,0	60,5	74,0	88,0	—	—	—	—
	14	"	—	41,0	60,5	74,0	86,5	—	—	—	—
Измаил	1	"	—	43,0	63,0	83,0	103,0	—	—	—	—
Чекан	2	"	—	45,0	62,0	76,5	91,5	103,0	116	—	—

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Гагарин	2	10,0	24,0	39,0	56,5	74,0	86,5	103,0	113,5	—	—
	4	Нет св.	—	39,0	55,0	68,5	85	—	—	—	—
	6	"	—	42,0	57,0	71,0	86,0	96,5	107,0	117,0	—
Багаджа	3	"	—	45,5	76,0	92,0	105,5	113,5	—	—	—
	8	"	—	47,3	60,7	75,8	91,0	104,1	112,0	124,7	141,0
Сакар	2	"	—	40,5	57,0	74,0	91,0	105	112,0	—	—
Кошабулак	2	10,0	22,0	34,0	51,0	67,0	81,0	—	—	—	—
Дарганата	2	Нет св.	—	36,5	55,5	76,0	95,0	—	—	—	—
	1р	"	—	34,5	53,5	—	—	—	—	—	—
Сутансанджар	21	"	—	37,0	49,0	71,0	93,0	—	—	—	—
Гугуртли	1	"	—	43,0	59,0	74,0	87,0	—	—	—	—
	3	"	—	39,5	57,0	74,0	86,9	—	—	—	—
	6	"	—	39,0	57,0	74,0	86,1	—	—	—	—
	7	"	—	—	57,0	72,0	88,0	—	—	—	—
	11	"	—	40,0	57,0	75,0	91,0	—	—	—	—
	16	10,0	28,0	41,0	58,0	76,0	91,5	—	—	—	—
	18	Нет св.	—	42,0	60,0	77,0	86,7	—	—	—	—
	20	"	—	46,5	61,5	77,5	95,5	—	—	—	—
Сев. Гугуртли	1	"	—	44,0	60,5	80,0	90,5	—	—	—	—
	2	"	—	45,0	62,5	80,0	97,0	—	—	—	—
	3	10,0	—	—	61,0	77,5	93,0	—	—	—	—
	4	Нет св.	—	42,5	63,0	80,5	97,5	—	—	—	—
	5	"	—	45,0	62,0	80,0	96,5	—	—	—	—
Кабаклы	1	6,0	—	39,0	54,1	71,8	83,5	—	—	—	—
	2	Нет св.	—	40,0	53,0	70,0	—	—	—	—	—
	3	"	27,8	40,5	54,0	71,6	85,5	—	—	—	—
Гадын	1	10,0	31,5	40,5	55,0	71,0	79,5	—	—	—	—
Фараб	1	Дл. вр.	23,6	41,0	60,0	78,8	—	—	—	—	—
	7	330,0	23,0	39,8	55,0	73,0	90,1	—	—	—	—
	8	Дл. вр.	23,6	39,0	55,4	74,2	90,0	—	—	—	—
	9	"	28,2	43,5	58,0	74,3	90,3	104,0	—	—	—
	12	731,0	28,0	36,8	55,9	74,0	90,0	101,0	116,0	—	—
	17	365,0	27,0	41,0	57,5	72,9	89,0	98,2	—	—	—
	19	Дл. вр.	—	40,5	56,0	78,5	86,5	100	—	—	—
Киштуван	1	—	—	41,5	58,0	75,5	92,5	99,0	—	—	—
Самантепе	5	10,0	26,5	41,0	62,0	79,0	95,0	105	—	—	—
	17	—	—	40,0	59,0	77,0	—	—	—	—	—
Наразым	1	2,0	26,1	35,4	46,2	60,4	68,9	—	—	—	—
	8	12,0	25,2	35,1	—	—	—	—	—	—	—
Метеджан	3	Нет св.	—	43,5	59,0	75,2	91,5	103,0	—	—	—
	4	"	—	41,0	58,5	76,5	89,5	102,5	—	—	—
	6	"	—	48,0	—	82,0	93,0	103,0	—	—	—
	12	"	—	44,0	59,0	73,5	92,0	100,0	—	—	—
Туюмюн	6	30,0	19,0	31,0	45,5	60,5	—	—	—	—	—
Сев. Чешме	3	Нет св.	—	38,0	54,0	66,5	81,0	96,0	110,0	122,5	134,0
	3-п	"	—	48,5	60,0	72,0	84,0	95,5	108	—	—
Кели	1	425,0	26,3	39,0	55,5	72,0	87,0	101,5	113,0	—	—
Шараплы	3	61,0	25,0	36,0	49,5	62,5	76,5	—	—	—	—
	4	Дл. вр.	—	—	—	64,5	78,5	93,5	—	—	—
	5	—	—	—	—	—	80,0	95	105	111,5	—
Каракель	2	15,0	—	37,6	49,5	61,2	77,4	93,4	112,6	133,2	148,8
Кирлипи	3	Нет св.	—	40,0	59,0	71,0	83,0	95,0	106,5	—	—
Сандыкачи	27с	6,0	23,6	31,7	—	—	—	—	—	—	—
	1	15,0	—	39,3	48,0	62,0	78,0	92,4	111,0	122,0	145,0
Ислим	1	Дл. вр.	—	42,0	59,2	76,0	98,2	118*	135,0*	—	—
	2	7,0	32,2	46,5	61,8	76,1	94,3	113*	130,0*	—	—
Карачоп	5	Дл. вр.	—	46,8	67,4	93,0	114,5	—	—	—	—
	24	"	—	—	68,0	89,0	113*	—	—	—	—
				500	1000	1500	2000	2500	3000	—	—
Даулетабад	4	20,0	27,7	40,1	57,1	70,7	84,9	102,8	121,6	—	—
Кагазли	1	Дл. вр.	—	36,6	54,3	76,4	93,6	110,7	—	—	—
Карабиль	3	Нет св.	—	40,0	54,5	70,0	—	—	—	—	—
	10	"	—	33,3	46,2	65,0	83,2	98,0	—	—	—
Керкитаг	1	7,0	29,2	36,2	—	—	—	—	—	—	—
Керкитаг	6	6,0	30,7	41,7	53,3	68,2	86,0	—	—	—	—
Карлюк	6	20,0	—	34,0	—	—	—	—	—	—	—
	69	Нет св.	23,6	34,8	—	—	—	—	—	—	—
	78	30,0	—	34,5	—	—	—	—	—	—	—
Гаурдак	1пг	Дл. вр.	—	34,4	—	—	—	—	—	—	—
Кундаланг	1	"	26,5	40,2	—	—	—	—	—	—	—

### ПРИЛОЖЕНИЕ 3

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА ИЗ НЕДР ТУРКМЕНИИ

Площадь, место- рождение	Номер сква- жины	Координаты		Тепловой поток, мВт/м <sup>2</sup>
		с. ш.	в. д.	
1	2	3	4	5
<i>Западно-Туркменская впадина и сопредельные структуры</i>				
Келькорская	14	39°30'	53°38'	50,2
Западно-Челекен- ское	1ГРП	39 26	53 16	126,0
	2ГРП	39 26	53 16	123,0
	3ГРП	39 26	53 16	122,0
	5ГРП	39 26	53 16	114,0
	6ГРП	39 26	53 16	91,0
	7ГРП	39 26	53 16	92,0
	8ГРП	39 26	53 16	132,0
	11ГРП	39 26	53 16	126,0
	12ГРП	39 26	53 16	120,0
	15ГРП	39 26	53 16	115,0
	7Н	39 26	53 16	98,0
	19Н	39 26	53 16	93,0
	21Н	39 26	53 16	83,0
	52Н	39 26	53 16	105,0
	73Н	39 26	53 16	106,0
Центрально-Челе- кенское	32	39 26	53 16	61,8
	69	39 26	53 16	54,0
	75	39 26	53 16	48,3
	85	39 26	53 16	64,5
	87	39 26	53 16	57,6
	114	39 26	53 16	50,5
	121	39 26	53 16	53,0
	131	39 26	53 16	78,3
	194	39 26	53 16	73,8
	204	39 26	53 16	50,5
Комсомольское	3	39 30	53 40	35,0
	19	39 30	53 40	28,4
	24	39 31	53 40	26,0
	28	39 31	53 40	29,0
	52	39 30	53 40	33,0
	57а	39 30	53 40	33,0
	59	39 30	53 40	30,0
	63	39 30	53 40	26,0
	65	39 30	53 45	30,5
	67	39 30	53 42	30,0
	72	39 30	53 42	36,0
	74	39 30	53 42	32,0
	75	39 30	53 45	31,8
	81	39 29	53 46	32,0
85	39 27	53 48	30,0	
Котуртепинское	2	39 25	53 50	31,3
	41	39 25	53 45	50,2
	71	39 25	53 55	33,9
	97	39 25	53 50	31,8
	103	39 25	53 50	43,9
	126	39 25	53 45	39,7

Приложение 3 (продолжение)

1	2	3	4	5
	141	39° 25'	53° 50'	31,0
	183	39 25	53 50	41,0
	248	39 25	53 55	41,5
	295	39 30	53 55	32,6
	540	39 25	53 55	36,4
Барсагельмесское	11	39 20	53 55	31,8
	12	39 20	53 50	35,5
	236	39 30	54 00	29,3
	256	39 20	54 05	29,3
	300	39 25	53 55	30,1
	400	39 25	53 55	28,4
Небитдагское	433	39 20	54 15	61,4
	466	39 20	54 20	36,4
	532	39 20	54 25	42,2
	543	39 20	54 20	48,5
Монжуклинское	13	39 20	54 30	43,5
Кизылкумское	205	39 15	54 40	34,2
	209	39 10	54 35	40,5
	214	39 10	54 30	37,6
Кумдагское	102	39 15	54 50	52,7
	455	39 15	54 50	51,4
Кобекское	3	39 15	54 55	43,1
Боядагское	5	39 06	54 46	60,6
	11	39 10	54 50	46,4
	15	39 10	54 45	36,8
Гограньдагское	9	38° 50'	54° 20'	35,9
Карадашлинское	2	38 40	54 15	23,4
	5	38 40	54 10	27,6
	12	38 39	54 06	31,5
	15	38 39	54 06	32,35
	2	38 25	54 05	43,9
	7	38 30	54 05	43,9
Окаремское	5	38 05	54 06	
	12	38 10	54 05	33,4
	14	38 10	54 10	33,0
	38	38 05	54 06	45,1
	7	38 28	54 30	40,1
Бугдайли	1	39 04	54 34	44,7
Куйджикское	2	39 04	54 34	45,5
	4	39 03	54 33	45,4
	23	39 02	54 30	47,5
	24	39 04	54 37	48,5
	28	39 02	54 32	48,2
	30	39 02	54 32	45,0
	50 <sub>a</sub>	39 02	54 32	45,0
Миасер	1	37 44	54 12	35,9
Кеймир	11	37 49	54 01	48,1
Чи кишляр	3	37 38	54 10	39,7
	4	37 38	54 20	32,6
Терсакан	32	38 23	55 58	70,0
	40	33 23	55 58	66,5
Синджоу	4	38 41	56 10	72,3
	7	38 41	56 10	54,2
Сейткердери	6	38 41	56 66	69,7

Приложение 3 (окончание)

1	2	3	4	5
Бами-Кодж	2	38° 44'	56° 40'	46,0
Ущелье	15м	37 58	58 05	17,5
Багир	12м	37 56	58 13	16,0
Ущелье	610	38 01	58 09	16,0
Берзенги	603	37 51	58 21	31,0
Первомайск	13м	37 43	58 26	34,0
Карши	3	40 55	53 55	84,0
Карабогазская	1	41 09	53 00	92,0
	2	41 09	53 00	71,5
Аджигирская	25	40 12	54 02	58,0
Байлейдинская	1	42 11	54 38	58,5
Чагаласорская	1	42 17	53 55	58,5
Кугенекская	1	40 18	57 31	58,6
Ахчакаинская	1	41 04	58 18	70,0
Ташаузская	5	41 55	59 49	68,5
Нурумгурская	1р	41 45	58 34	63,0
Дарвазинское	7	40 18	58 25	83,6
	15	40 16	58 24	65,3
Чулджубинское	13	40 21	58 27	59,8
Топджубинское	7	40 04	53 30	67,4
	4	40 04	58 30	79,0
Атабайское	42	40 01	58 34	62,4
Южно-Курукская	1	39 33	58 57	60,6
Шиханлийское	26	40 07	58 39	67,1
Ербентское	2	39 22	58 39	52,5
Сакарчагинская	131	40 00	59 00	58,7
Алачинская	1	39 20	57 44	48,6
Казинская	1	39 23	57 21	60,6
	3	39 23	57 21	58,5
Бахардокская	1	38 49	58 25	66,0
Сансызкая	1	39 39	57 13	49,0
Султансанджарская	4	41 08	61 37	86,7
Гагаринское	6	39 55	61 23	73,0
Туймунское	6	41 19	61 34	53,0
Байрамалийское	6	38 03	61 50	58,5
	7	38 03	61 56	58,5
Сакарская	2	39 00	63 41	58,5
Каракельская	1	36 39	63 12	57,7
Кагазлийская	1	35 49	62 21	67,0
Карабильская	1	36 06	62 51	58,0
Шехитяинское	30	37 30	61 33	73,0
Даулетабадское	4	36 17	61 16	75,2
Ислимское	1	35 21	62 16	79,5
	2	35 21	62 16	71,0
Карачопская	5	35 22	62 45	92,0

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдулов М.В.* Проблемы эволюции земной коры на примере Кавказа и Крыма. М.: Наука, 1979. 100 с.
- Авдулов М.В., Семенченко В.К.* О волноводах в мантии Земли. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 6, с. 78—81.
- Агаларова Э.Б.* Особенности ориентации напряжений, действующих в очагах землетрясений Апшеронского полуострова и Каспийского моря. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1969, № 7, с. 96—101.
- Агаларова Э.Б.* Об ориентации напряжений в очагах землетрясений Нижнекурильской низменности. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 22, с. 69—76.
- Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Воробьева В.Я.* Закономерности в распределении радиоактивных элементов и естественного  $\gamma$ -поля нефтегазоносных областей: (К вопросу о природе радиометрических областей). — В кн.: Радиометрия нефтегазоносных областей. М.: Недра, 1968а. 120 с. (Тр. ВНИИЯГГ МГ СССР; Вып. 2).
- Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Воробьева В.Я.* Распределение и поисковые критерии радиоактивных элементов и гаммаполей в нефтегазоносных районах. — В кн.: Проблема геохимических поисков нефтяных и газоносных месторождений и вопросы ядерной геологии. М.: Недра, 1968б, с. 196—222 (Тр. ВНИИЯГГ МГ СССР; Вып. 4).
- Алексеев Ф.А., Готтих Р.П., Лебедев В.С.* Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973. 383 с.
- Алланов А.* Литология нижнемеловых отложений Восточного Туркменистана. М.: Недра, 1968. 178 с.
- Амурский Г.И.* Тектоника Туркмении и сопредельных с ней территорий. — В кн.: Тектоника Туркмении и сопредельных территорий. М.: Наука, 1966, с. 3—20.
- Амурский Г.И.* Обзор основных черт доорогенной истории тектонического развития Туркмено-Иранской складчатой области. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Ылым, 1968, вып. 5, с. 110—130.
- Аномалия электропроводности верхней мантии и их геотермическая интерпретация / М.Н. Бердичевский, В.Г. Дубровский, Е.А. Любимова и др. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1971, № 7, с. 56—67.
- Артемьев М.Е., Камбаров Н., Досымов А.* Изостатическое состояние южных районов СССР. — В кн.: Изостазия. М.: Наука, 1973, с. 67—75.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 328 с.
- Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е., Яншин А.А.* Основные типы и механизмы образования структур на литосферных плитах. Ст. II. Морские впадины и области дейтероорогенеза. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 54, № 3, с. 3—13.
- Аршавская Н.И., Любимова Е.А.* Тепловые потоки и радиогенное тепло из коры и мантии. Области Предкавказья и внутренних морей. — В кн.: Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974, с. 130—139.
- Афанасьев Г.Д., Кондакова С.В., Цейтлин С.Г.* Радиоактивность магматических пород разнотипных формаций Кавказа в зависимости от состава и возраста. — Докл. АН СССР, 1972, т. 205, № 4, с. 940—945.
- Аширов Т.* Геозлектрические и геотермические особенности глубинных недр юга Туркмении и сопредельных территорий: Автореф. дис... канд. геол.-минерал. наук. М.: МГУ, 1975а. 26 с.
- Аширов Т.* О геотермических особенностях структуры земной коры юга Туркменистана. — В кн.: Тез. докл. I республик. конф. "Производственное и научно-техническое творчество молодых ученых и специалистов". Ашхабад: Ылым, 1975б, с. 159—161.
- Аширов Т.* Тепловой поток в Западно-Туркменской впадине. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1975в, № 2, с. 127—128.
- Аширов Т., Дубровский В.Г., Непесов К.* Особенности глубинного геозлектрического строения верхней мантии Южно-Каспийской мегавпадины. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1975, № 5, с. 57—67.
- Аширов Т., Дубровский В.Г., Смирнов Я.Б.* Геотермические и геозлектрические исследования в Южно-Каспийской впадине и природа слоя повышенной проводимости. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 401—404.
- Аширов Т., Дубровская Е.В., Салиев В.А.* Теплогенерация из осадочных стложений юга Туранской плиты. —

В кн.: Тез. докл. II-й науч. конф. молодых ученых АН ТССР, посвящ. 60-летию Великой Октябрьской социалистической революции. Ашхабад: Ылым, 1977а, с. 167—168.

*Аширов Т., Мамиевенов Н., Сопиев В.А.* О тепловом поле юга Туркмении. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1977б, № 4, с. 66—70.

*Аширов Т., Падучих В.И.* Изучение теплопроводности плиоцен-четвертичных отложений Юго-Западного Туркменистана — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1975, № 1, с. 112—114.

*Бабелюк В.П.* Некоторые результаты замеров температуры нефтеносных пластов на месторождении Небитдаг. — Геология нефти и газа, 1961, № 11, с. 10—13.

*Бедер Б.А.* Высококатермальные артезианские воды Средней Азии. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1961, т. 2, с. 66—79.

*Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия материков. М.: Наука, 1966. 123 с.

*Белоусов В.В.* Эндеогенные режимы материков. М.: Недра, 1978. 232 с.

*Белоусов В.В.* Тепловой режим тектоносферы и развитие геосинклинали (на примере Альпийского развития Средиземноморско-Гималайской зоны). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1979, т. 54, № 1, с. 10—21.

*Беляевский Н.А.* Земная кора в пределах территории СССР. М.: Недра, 1974. 279 с.

*Беляевский Н.А., Рябой В.З., Смирнов Я.Б.* Горизонтальные неоднородности вещественного состава мантии территории СССР по геофизическим данным. — Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 6, с. 1425—1428.

*Берзина И.Г., Луцк Б.Г., Акимов А.А.* Содержание и распределение урана в породах глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 1, с. 14—23.

*Берч Ф.* Плотность и состав верхней мантии. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М.: Мир, 1972, с. 27—49.

*Борзасеков В.Ф.* Геотермические условия и термальные воды Центральной и Восточной Туркмении. — В кн.: Региональная геотермия и распределение термальных вод СССР. М.: Наука, 1967, с. 207—216.

*Борзасеков В.Ф.* Геотермические условия нефтегазоносных областей платформенной части Туркмении. М.: Наука, 1969. 128 с.

*Борзасеков В.Ф.* Геотермическое районирование Копетдагской водонапорной системы. — В кн.: Вопросы методики гидрогеологических и инженерно-геологических исследований на территории Туркмении. Ашхабад: ТПИ, 1975, с. 54—56.

*Борзасеков В.Ф., Ходжакулиев Я.А.* Основные принципы восстановления па-

леотемператур нефтегазоносных областей. — В кн.: Тез. докл. II респ. конф. молодых ученых Туркмении, посвященной 100-летию со дня рождения В.И. Ленина. Ашхабад, 1970, с. 88—89.

*Борзасеков В.Ф., Ходжакулиев Я.А.* Отрицательные термоаномалии — поисковый показатель нефтегазоносности (на примере платформенной части Туркмении). — В кн.: Материалы докл. VII науч.-техн. конф. проф.-препод. состава ТПИ. Ашхабад: Статистика, 1971, с. 63—64.

*Борзасеков В.Ф., Ходжакулиев Я.А.* Методические основы палеогеотермических реконструкций нефтегазоносных бассейнов. — Изв. вузов. Нефть и газ, 1972, № 8, с. 3—7.

*Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 304 с.

*Ботт М.* Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 375 с.

*Булашевич Ю.П.* Тепловой поток в условиях вертикальной фильтрации. — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 6, с. 1447—1449.

*Вальбе С.П.* Стратиграфия, тектоника, перспективы нефтегазоносности Восточного Копетдага и Предкопетдагского прогиба. М.: Недра, 1967. 164 с.

*Вальбе С.П.* Тектоника Копетдага и зоны его сочленения с Туранской плитой. Атлас карт. М.: Недра, 1972. 8 л.

*Ваньян Л.Л., Слуцкий А.Б.* Электропроводность модели верхней мантии с учетом частичного плавления. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 5, с. 83—84.

*Васов О.К.* Глубинное строение и геофизические особенности земной коры территории Туркменистана. Ашхабад: Ылым, 1981. 155 с.

*Виноградов А.П.* Среднее содержание химических элементов в земной коре. — Геохимия, 1962, № 7, с. 779—790.

*Виноградов А.П., Ярошевский А.А.* О физических условиях зонного плавления в оболочках Земли. — Геохимия, 1965, № 7, с. 779—790.

*Воларович М.П., Волынец Л.Н., Левшин А.Л.* Вещественный состав земной коры и верхней мантии по данным ГСЗ в Центральной Туркмении и лабораторным измерениям при высоких термодинамических параметрах. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 6, с. 76—82.

*Габриэлянц Г.А.* Геология и газоносность Центральных Каракумов. М.: Недра, 1965. 168 с.

*Гарейцкий Г.А.* Тектоника молодых платформ Евразии. М.: Наука, 1972. 180 с.

*Генштафт Ю.С.* Экспериментальные исследования в области глубинной минералогии и петрологии. М.: Наука, 1977. 208 с.

*Геологический словарь.* М.: Недра, 1973. 456 с.

Геология СССР. Т. 22. Туркменская ССР. Ч. 1. Геологическое описание. М.: Недра, 1972. 768 с.

Геотермическая характеристика нефтегазоносных районов Туркменистана / В.В. Колодий, И.В. Соколов, Л.Г. Соколовский, В.Ф. Борзасеков. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 2, с. 33—45.

Геотермические и геологические результаты глубинных магнитотеллурических исследований / Т. Аширов, М.Н. Бердиевский, В.Г. Дубровский и др. — В кн.: Тез. докл. IV Всесоюз. школы-семинара по электромагнитным зондированиям. М.: НИВЦ МГУ, 1976а, ч. 2, с. 30—35.

Геотермические условия в Прибалхашской депрессии / Т. Аширов, В.Г. Дубровский, О.А. Одеков, Я.Б. Смирнов. — В кн.: Геотермия (геотермические исследования в СССР). М.: ГИН АН СССР, 1976б, ч. 1, с. 59—64.

Геотермические условия юга Туркменистана / Т. Аширов, В.Г. Дубровский, О.А. Одеков, Я.Б. Смирнов. — В кн.: Геотермия (геотермические исследования в СССР). М.: ГИН АН СССР, 1976в, ч. 1, с. 65—70.

Геотермия нефтегазоносных областей Азербайджана и Туркмении / Ш.Ф. Мехтиев, А.А. Геодекян, А.Б. Цатурянц и др. М.: Наука, 1973. 192 с.

Геоэлектрическая и тепловая модель глубинного строения юга Туранской плиты / А.А. Авагимов, Т. Аширов, М.Н. Бердиевский и др. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 7, с. 15—28.

Геоэлектрические и геотермические исследования земной коры юга Туркменистана / М.Н. Бердиевский, Я.Б. Смирнов, В.Г. Дубровский, Т. Аширов и др. — В кн.: Исследование земной коры Туркменистана геофизическими методами. Ашхабад: Ылым, 1978, с. 3—23.

Гидрогеология СССР. Т. 38. Туркменская ССР. М.: Недра, 1972. 565 с.

Глазунова А.В. Глубинное строение Центральной Туркмении по данным аэромагнитных исследований. — В кн.: Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований. М.: Наука, 1969, с. 158—165.

Глубинное строение земной коры Колетдага / Г.И. Амурский, А.А. Борисов, В.И. Лыков, И.Ф. Шелегова. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, т. 48, вып. 6, с. 5—15.

Глубинное строение и новейшие деформации Ашхабадской сейсмоактивной зоны / М.К. Курбанов, С.К. Горелов, С.С. Челпанов и др. Ашхабад: Ылым, 1973. 160 с.

Глубинный тепловой поток европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974. 192 с.

Годин Ю.Н. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М.: Недра, 1969. 252 с.

Голубев В.А., Осокина С.В. Распределение теплового потока и природа его локальных аномалий в районе озера Байкал. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1980, № 4, с. 63—75.

Гольмшток А.Я., Золотарев В.Г. Глубинный тепловой поток Черноморской впадины. — Докл. АН СССР, 1980, т. 254, № 4, с. 956—959.

Гордиенко В.В. Тепловые аномалии геосинклиналей. Киев: Наук. думка, 1975. 144 с.

Горелов С.К., Кулмамедов М., Курбанов М. Связь рельефа Колетдага с глубинными структурами и сейсмичностью. М.: Наука, 1979. 108 с.

Давыдова Н.И. Возможности ГСЗ при изучении свойств глубинных сейсмических границ. — В кн.: Сейсмические свойства границы Мохоровичича. М.: Наука, 1972, с. 5—19.

Деменцкая Р.М. Кора и мантия Земли. М.: Наука, 1975. 256 с.

Джибути С.С. Геотермические особенности нефтяных вод Прибалхашской депрессии. — В кн.: Материалы IV конф. младших научных сотрудников и аспирантов ЛГГП АН СССР. М., 1959, с. 10—14.

Джибути С.С. Некоторые данные по геотермии Западно-Туркменского артезианского бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 15—29. (Труды Лаб. ГГП АН СССР; Т. 30).

Джибути С.С. Геотермические условия Западно-Туркменского артезианского бассейна (применительно к решению некоторых вопросов гидрогеологии и нефтегазоносности). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 5, с. 10—16.

Джибути С.С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 88 с.

Дучков А.Д., Соколова Л.С. Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск: Наука, 1974. 280 с.

Дьяконов Д.И. Геотермия в нефтяной и газовой геологии. М.: Гостоптехиздат, 1958. 220 с.

Дьяконов Д.И., Яковлев Б.А. Определение и использование тепловых свойств горных пород и пластовых жидкостей нефтяных месторождений. М.: Недра, 1969. 117 с.

Жарков В.Н. Об электропроводности и температуре оболочки Земли. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1958, № 4, с. 458—470.

Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсонов Л.В. Физика Земли и планет: Фигуры и внутреннее строение. М.: Наука, 1971. 384 с.

Ибрагимов Д.М. Новые данные о стратиграфическом разрезе и нефтегазоносности мезозойских отложений Горгамского района Северного Ирана. — Нефтегазо-

вая геология и геофизика: Экспресс-информация, 1974, № 3, с. 14—20.

Изучение геотермических условий плиоценовых отложений Западно-Туркменской впадины для обоснования направлений поисково-разведочных работ / М.А. Аширмамедов, Н. Хаджинуров, К.К. Тумарев и др. — В кн.: Исследование земной коры Туркменистана геофизическими методами. Ашхабад: Ылым, 1978, с. 64—84.

Исследования в Туркмении и Азербайджане / А.А. Авагимов, Т. Аширов, В.Г. Дубровский, Н. Непесов. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 93—106.

Иштуин В.В., Лыков В.И., Одеков О.А. Геотермические особенности глубинной структуры Туркменистана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1970, № 2, с. 106—112.

Каграманов Ю.Р. Новые данные о геотермии Зеагли-Дарвазинского поднятия. М.: Недра, 1965, с. 176—183. (Тр. Туркм. фил. ВНИИ; Вып. 7).

Каграманов Ю.Р., Колодий В.В. Некоторые сведения о геотермии площади Фараб. М.: Недра, 1965, с. 184—192. (Тр. Туркм. фил. ВНИИ; Вып. 7).

Калужин П.И. Схема тектонического районирования Советского Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1966, № 4, с. 89—103.

Калужин П.И. Основные этапы тектонического развития Южной Туркмении и Северо-Восточного Ирана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1968, № 3, с. 93—99.

Карслоу Г., Езер Д. Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 488 с.

Ковнер С.С. Расчет величины термической аномалии антиклинали. — Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 5, с. 473—476.

Колодий В.В. Гидрогеология плиоценовых отложений Западно-Туркменской нефтегазоносной области. М.: Недра, 1969. 200 с. (Тр. Туркм. фил. ВНИИ; Вып. 7).

Колодий В.В., Каграманов Ю.Р. Геотермические исследования на Зеагли-Дарвазинском газовом месторождении. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, № 2, с. 33—41.

Колодий В.В., Кудельский А.В. Гидрогеология горных стран, смежных прогибов и впадин (в связи с нефтегазоносностью). Киев: Наук. думка, 1972. 202 с.

Кондратьев Г.М. Тепловые измерения. М.: Машгиз, 1957. 380 с.

Корытничкова Н.Н. О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз. и географ., 1943, № 3, с. 115—134.

Корценштейн В.Н. Водонапорные системы крупнейших газовых и газоконден-

сатных месторождений СССР. М.: Недра, 1977. 247 с.

Кравченко С.М., Семенов Г.С. Гамма-спектрометрические определения урана, тория и калия в кайнозойских базальтах, андезитах и дацитах Курильских островов и Малого Кавказа. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 2, с. 437—440.

Кравчинский З.Я. Геотермические условия полуострова Челекен. — Изв. АН ТССР, 1958, № 2, с. 92—94.

Кропоткин П.Н. Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 89—104.

Кропоткин П.Н. Динамика земной коры. — В кн.: Проблемы глобальной тектоники. М.: Наука, 1973, с. 27—59.

Кропоткин П.Н., Поляк Б.Г. Энергетический баланс Земли. — В кн.: Земная кора сейсмоопасных зон. М.: Наука, 1973, с. 3—21.

Кругликов Н.М. К вопросу о геотермической роли движения подземных вод. М.: Недра, 1963, с. 260—272. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 220).

Кудельский А.В. Особенности гидрогеологии горных стран на примере Западного Копетдага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 307—320. (Тр. ГПГК ТССР; Вып. 2).

Кудельский А.В. Термальные воды Копетдага. — В кн.: Изучение и использование глубинного тепла Земли. М.: Наука, 1973, с. 199—202.

Куксов Г.А., Осадчий В.Г. Фильтрационно-диффузионная природа геотермических аномалий над залежами углеводородов. — Геология нефти и газа, 1977, № 8, с. 32—36.

Кутас Р.И. Распределение температур в земной коре и роль осадочного слоя в формировании геотермического режима. — Геофиз. сб., 1965, вып. 12, с. 12—19.

Кутас Р.И. Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.

Кутас Р.И., Гордиенко В.В. Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.

Литостратиграфия нефтегазоносных отложений Туркменистана (как геологическая основа поисков неантиклинальных ловушек нефти и газа) / М.Ш. Ташлиев, Р.Ф. Юферов, С.З. Товбина и др. М.: Недра, 1983. 288 с.

Лопаткина Н.П., Рябой В.З. Скоростные неоднородности верхней мантии и глубинные аномалии силы тяжести территории СССР. — В кн.: Физические свойства, состав и строение верхней мантии. М.: Наука, 1974, с. 75—85.

Луцк Б.Г. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1974. 304 с.

*Лыков А.В.* Теория теплопроводности. М.: Высш. шк. 1967. 600 с.

*Лыков В.И.* Строение земной коры в зоне сочленения Туранской плиты с альпийской складчатой системой на юге Туркмении по сейсмологическим данным: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ашхабад: ТГУ, 1969. 20 с.

*Лысак С.В., Зорин Ю.А.* Геотермическое поле Байкальской рифтовой зоны. М.: Наука, 1976. 92 с.

*Любимова Е.А.* Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 280 с.

*Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д.* Методика определения теплового потока через дно акваторий. М.: Наука, 1973. 176 с.

*Любимова Е.А., Масленников А.И., Ганиев Ю.А.* О теплопроводности горных пород при повышенных температурах и давлениях в водо- и нефтенасыщенном состоянии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 5, с. 87—93.

*Любимова Е.А., Никитина В.Н., Тома-ра Г.А.* Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976. 224 с.

*Лялько В.И., Митник М.М.* Исследование процессов переноса тепла и вещества в земной коре. Киев: Наук. думка, 1978. 152 с.

*Магницкий В.А.* Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 380 с.  
*Магницкий В.А.* Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М.: Наука, 1968. 32 с.

*Макаренко Ф.А., Бедер Б.А., Джамбути С.С.* Туркменская ССР. — В кн.: Термальные воды СССР и вопросы их теплоэнергетического использования. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 121—126.

*Макаренко Ф.А.* Водные процессы распределения и выноса глубинного тепла и формирование термоаномалий. — В кн.: Геотермические исследования и использование тепла Земли. М.: Наука, 1966, с. 58—62.

*Маловицкий Я.П.* История геотектонического развития впадины Каспийского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1968, № 10, с. 103—120.

*Мамиевенов Н., Назаров Н.О.* Геотермическая характеристика Прибалханского района Западно-Туркменской впадины. — Изв. АН СССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1978, № 4, с. 115—119.

*Маширков К.К.* Основы геологии Туркмении. Ашхабад: Ыльым, 1973. 198 с.  
*Мехтиев Ш.Ф., Курбанмуратов А.* Роль и значение разрывных нарушений, грязевого вулканизма в тепловом режиме и формировании залежей флюидов в плиоценовых отложениях Южно-Каспийской депрессии. — Учен. зап. Азерб. гос. ун-та им. С.М. Кирова. Сер. геол.-географ., 1969, № 3, с. 16—21.

*Милькис М.Р.* Особенности гидрогеологии малым-неокомской карбонатной толщи Центрального Копетдага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 279—294. (Труды ГПГК ТССР; Вып. 2).

*Милькис М.Р.* Гидрогеологические условия предгорной равнины Центрального Копетдага. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1972, с. 267—285. (Тр. Упр. геологии СМ ТССР; Вып. 7).

*Муратов М.В.* Происхождение материков и океанических впадин. М.: Наука, 1975. 176 с.

*Непримеров Н.Н., Чугунов В.А.* Изменение температурного поля Земли за счет осадконакопления. — В кн.: Вопросы геотермии и разработки нефтяных и газовых месторождений. Казань: Изд-во КГУ, 1978, с. 52—56.

Нефтяные и газовые месторождения Средней Азии / Г.Х. Дикенштейн, Г.А. Аржевский, Г.А. Габрильянц и др. М.: Недра, 1965. 430 с.

Новые данные о тепловом потоке через дно Каспийского моря / С.А. Алиев, Т. Аширов, В.А. Солиев и др. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1979, № 2, с. 124—126.

*Огильви Н.А.* Вопросы геотемпературных полей в приложении к геотермическим методам разведки подземных вод. — В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 1, с. 53—95.

*Одеков О.А.* Оrogenные структуры Каспийско-Копетдагского региона. Ашхабад: Ыльым, 1971. 215 с.

*Одеков О.А., Яхимович Н.Н., Аширов Т.* Кольцевые структуры Юго-Западного Туркменистана. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1977, № 4, с. 71—75.

Опорные (типовые) разрезы верхне-меловых отложений Южной и Восточной Туркмении (обоснование возраста и описание разрезов) / Г.Н. Джабаров, А.А. Маня, А.М. Курьлева и др. Ашхабад, 1971. 268 с.

*Осадчий В.Г., Лурье А.И., Ерофеев В.Ф.* Геотермические критерии нефтегазоносности недр. Киев: Наук. думка, 1976. 144 с.

Основные черты тектоники Туркменского сегмента Альпийской складчатой области / С.П. Вальбе, Л.Н. Смирнов, Э.И. Птушкин, А. Алланов. — Геотектоника, 1970, № 6, с. 105—115.

О температурных реакторах нефтегазоносных бассейнов Средней Азии / М.И. Суббота, Я.А. Ходжакулиев, В.Ф. Борзасков, В.Ф. Клейменов. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1970, № 3, с. 73—77.

*Пархоменко Э.И., Бондаренко А.Т.*

Электропроводность горных пород при высоких давлениях и температурах. М.: Наука, 1972. 280 с.

*Поддубный Н.П.* Распределение урана и тория в гранитоидах Кугитангского массива. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1973, № 3, с. 76—83.

*Покровский В.А., Поляк Б.Г.* Геотермические исследования в нефтегазоносных районах. — В кн.: Методическое руководство по гидрогеологии для оценки перспектив нефтегазоносности. М.: Гостоптехиздат, 1961, с. 16—25.

*Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А.* Основные проблемы геознергетики. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 46, с. 7—26.

*Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 3—19.

*Полов Т.И.* Апшеронский ярус Туркмении. Ашхабад: Изд-во АН ТССР, 1961. 430 с.

Радиоактивность и скорость образования осадков Каспийского моря / В.К. Покидин, Ю.В. Кузнецов, А.Э. Прозорович, Ф.А. Асадуллаев. — Геохимия, 1972, № 7, с. 834—843.

*Резанов И.А.* Тектоника и сейсмичность Туркмено-Хорасанских гор. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 246 с.

*Резанов И.А., Чамо С.С.* О принципах отсутствия "гранитного" слоя во впадинах типа Южно-Каспийской и Черноморской. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, № 2, с. 3—11.

*Резанов И.А., Шевченко В.И.* Строение и эволюция земной коры геосинклиналей. М.: Недра, 1978. 183 с.

*Рикитаки Т.* Электромагнетизм и внутреннее строение Земли. М.: Недра, 1968. 331 с.

*Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое строение земной коры. — Геохимия, 1967, № 11, с. 1285—1309.

*Рустанович Д.Н.* Сейсмичность территории Туркменской ССР и Ашхабадское землетрясение 1948 г. М.: Наука, 1967. 96 с.

*Сакварелидзе Е.А.* Некоторые результаты расчета температур земной коры с учетом температурной зависимости коэффициента теплопроводности. Тбилиси: Мецниереба, 1973, с. 573—578. (Тр. Ин-та Геофизики АН СССР; Т. 24).

*Смирнов Я.Б.* Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии. — В кн.: Проблемы строения земной коры и верхней мантии. Верхняя мантия. М.: Наука, 1970, № 7, с. 250—265.

*Смирнов Я.Б.* Земной тепловой поток и проблемы энергетики геосинклиналей. — В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука,

1972, с. 52—74. (Тр. МОИП. Отд. геол.; Т. 46).

*Смирнов Я.Б., Сугрбов В.М.* Пояс аномально низких тепловых потоков Курило-Камчатского региона. — В кн.: Геодинамика и вулканизм островных дуг Северо-Западного сектора Тихоокеанского кольца. М.: Наука, 1978, с. 43—49.

*Смирнов Я.Б., Сугрбов В.М., Сугрובה Н.Г.* Тепловой поток, гидротермальная активность и динамика развития глубинных зон областей кайнозойского вулканизма. — В кн.: Геодинамика, магнезиализация и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 175—196.

*Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре Л.: Наука, 1974. 231 с.

*Соболев В.С., Соболев С.В.* Изменение пластности мантии при выплавлении базальтовых магм. — Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 4, с. 869—899.

*Соколовский Л.Г., Казанов В.Ф.* Минеральные воды Туркменской ССР. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад, 1964, с. 259—268. (Тр. ГКГК ТССР; Вып. 2).

*Соколовский Л.Г., Шабардыев С.* Геотермическая характеристика пластовых вод Туркменской ССР. — В кн.: Материалы юбилейной науч.-техн. конф. геол. службы ТССР. Гидрогеология и инженерная геология. Ашхабад, 1969, с. 170—183.

*Соколовский Л.Г., Шабардыев С.* Некоторые черты геотермии мезозойских отложений Туркмении. — Нефтегазовая геология и геофизика: Реф. науч.-техн. сб., 1970, № 2, с. 24—28.

Состояние и задачи геофизических исследований земной коры и верхней мантии территории Туркменистана / Под ред. О.А. Одекова. Ашхабад: Туркменистан, 1968. 42 с.

*Спикин В.А.* Геологическое строение Центрально-Каракумского свода. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Туркменистан, 1969, вып. 1, с. 272—284.

Справочник по климату СССР. Туркменская ССР. Ч. 2 Температура воздуха и почвы. М.: Гидрометеиздат, 1967. Вып. 30. 487 с.

Структура земной коры юга Туркмении / О.А. Одеков, Г.И. Каратаев, О.К. Васов и др. Ашхабад: Ыльым, 1974. 96 с.

*Субботин С.И., Наумчик Г.Л., Рахимова И.Ш.* Мантия Земли и тектогенез. Киев: Наук. думка, 1968. 175 с.

*Сухарев Г.М., Стерленко З.В.* Тепловые свойства песчаников, насыщенных пресной водой и нефтью. — Докл. АН СССР, 1970, т. 194, № 3, с. 683—685.

*Тарков А.П.* О возможности разуплотнения вещества верхней мантии. — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 4, с. 830—833.

*Ташлиев М.Ш.* Аптские и альбские

отложения Центрального и Восточного Колетдага. Ашхабад, 1971. 180 с.

Тектоника нефтегазоносных областей юга СССР / К.Н. Кравченко, М.В. Мура-тов, Л.В. Вонгаз и др. М.: Недра, 1973. 224 с. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 141).

Тектоника Туранской плиты/И.С. Воль-вовский, Р.Г. Гарецкий, А.Е. Шлезингер, В.И. Шрайбман. М.: Наука, 1966. 287 с. (труды ГИН; Вып. 165).

Тектоническая карта юга СССР м-ба 1 : 1 000 000 /Под ред. Г.Х. Дикенштей-на, М.В. Муратова. М.: ГУГК, 1975.

Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 224 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 218).

Тихонов А.Н. О влиянии радиоактивно-го распада на температуру земной коры. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1937, № 3, с. 431—459.

Туркменская ССР (Большой Балхан, Колетдаг, Западно-Туркменская владина, Юго-Западная часть Туранской плиты) / Ф.А. Арест, С.И. Ипатенко, В.В. Косарева и др. — В кн.: Физические свойства осадочного покрова территории СССР. М.: Недра, 1967, с. 397—440.

Формации, палеотектоника и нефтегазоносность палеозоя и мезозоя Туркменистана / А. Алланов, М.С. Жмуд, О.М. Панасенко и др. М.: Недра, 1976. 132 с.

Фролов Н.М. Гидрогеотермия. М.: Недра, 1976, 280 с.

Хайн В.Е. Основные черты структуры альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — Вестн. МГУ, 1968, № 6, с. 3—18 — ст. первая; 1969, № 1, с. 3—25 — ст. вторая.

Хайн В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1974. 511 с.

Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б. Влияние давления на температуру плавления албита и базальта (по данным измерения электропроводности). — Геохимия, 1965, № 12, с. 1395—1403.

Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Ревин Н.И. Изменение электропроводности базальтов при давлении в условиях высоких давлений. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев.: Наук. думка, 1971, с. 99—100.

Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б., Ревин Н.И. Электропроводность оливина при высоких Р-Т. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси: Мецниереба, 1974, с. 143.

Ходжакулиев Я.А. Основные факторы, влияющие на формирование температурного режима Каракумского гидрогеологического бассейна. — Изв. АН ССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1972, № 5, с. 89—92.

Ходжакулиев Я.А. Гидрогеологические закономерности формирования и размеще-

ния скоплений нефти и газа. М.: Недра, 1976. 336 с.

Ходжакулиев Я.А., Борзасеков В.Ф. Геотермические условия и перспективы использования термальных вод Туркмении. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Туркмении. Ашхабад: Упр. геологии СМ ТССР, 1972, вып. 7, с. 291—294.

Ходжакулиев Я.А., Борзасеков В.Ф., Карцев С.А. Геотермические условия Мургабской впадины. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1979, № 2, с. 98—102.

Худобина Е.А. Магматические процессы Западной Туркмении. Л.: Гостоптехиздат, 1961. 120 с. (Труды ВСЕГЕИ; Т. 45).

Хуторской М.Д. Тепловой поток в области структурно-геологических неоднородностей. — М.: Наука, 1982. 77 с. (Тр. ГИН АН СССР; Вып. 353).

Череменицкий Г.А. Геотермия. Л.: Недра, 1972. 277 с.

Шабардыев С., Соколовский Л.Г. Геотермические особенности Туркмении. — Нефтегазовая геология и геофизика. Реф. науч.-техн. сб., 1970, № 10, с. 10—14.

Швецов П.Ф. Генерация тепла при катагенезе глинистых осадков за счет аккумулярованной ими солнечной энергии. — Сов. геология, 1973, № 4, с. 37—47.

Швецов П.Ф. Геотермические условия мезойско-кайнозойских нефтеносных бассейнов. М.: Наука, 1974. 132 с.

Шебалин Н.В. Определение глубины очага землетрясения по его магнитуде  $M$  и макросейсмическим данным. Тбилиси: Мецниереба, 1960. 13 с. (Тр. Ин-та геофизики АН ГССР; Т. 18).

Шебалин Н.В. Очаги сильных землетрясений на территории СССР. М.: Недра, 1974. 56 с.

Широкова Е.И. О напряжениях, действующих в очагах землетрясений Кавказа и примыкающих районах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1962, № 10, с. 1297—1306.

Шор Г.М., Воробьев В.П., Гурин Ю.П. Радиоактивные элементы в осадочных отложениях Скифско-Туранской платформы и ее активизированных частей. — В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 45—52.

Шрайбман В.И. О неоднородностях строения верхней мантии на Западе Средней Азии. — Сов. геология, 1967, № 8, с. 45—59.

Эфендиев Г.Х., Алекперов Р.А., Нуриев А.И. Вопросы геохимии радиоактивных элементов нефтяных месторождений. Баку: Изд-во АН АзССР, 1964. 152 с.

Якубов А.А., Атакишиев И.С. Геотермические исследования нефтегазовых

месторождений Апшерона. Баку: Азгосиздат, 1973. 88 с.

*Adom Z., Dziwonsky A.* Upper mantle models from Pure Path 2 dispersion data. — *J. Geophys. Res.*, 1972, vol. 76, N 11, p. 368–390.

*Anderson D.L., Spetzler H.* Partial melting and the low-velocity zone. — *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1970, vol. 4, N 1, p. 245–260.

*Banks R.J.* The overall conductivity distribution of the Earth. — *J. Geomagn. and Geoelec.*, 1972, vol. 24, N 3.

*Benfield A.E.* The effect of the uplift and denudation on underground temperatures. — *J. Appl. Phys.*, 1949, vol. 20, N 1, p. 35–49.

*Birch F.* Heat flow radiocactivity. — In: *Nuclear geology*. N.Y., 1954, p. 148–174.

*Birch F.* Composition of the Earth's mantle. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1964, vol. 295, N 4, p. 295–311.

*Birch F., Roy R.F., Decker E.R.* Heat flow and thermal history in New England and New York. — In *Studies of Appalachian geology; northern and maritime*. — N.Y., 1968, N 4, p. 437–451.

*Fujisawa H.* Temperature and electrical conductivity in the upper mantle. — *Bull. Earthquake Res. Inst. Univ. Tokyo*, 1968, vol. 46, p. 237–240.

*Green D.N.* Magmatic activity as the major process in the chemical evolution of the Earth's crust and mantle. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, N 1, p. 47–71.

*Grosling B.F.* Temperature variation due to the formation of a geosyncline. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1965, vol. 70, N 10, p. 1253–1281.

*Machado F.* Temperature and distribution of radioactive matter in the upper mantle. — *Bull. vulcanol.*, 1968, vol. 32, N 2, p. 42–64.

*Murase T., McBirney A.R.* Properties of some common igneous rocks and their melts at high temperatures. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1971, vol. 84, N 11, p. 3563–3592.

*Schult A., Schober M.* Measurement of electrical conductivity of natural olivine at temperature up to 950°C and pressures up to 42 Kbar. — *Geophysics*, 1969, vol. 35, N 2, p. 111–125.

*Slater John G.* New perspectives in terrestrial heat flow. — *Tectonophysics*, 1972, vol. 13, N1/4, p. 257–291.

*Tihson M.N., Sleep N.H., Smith A.T.* Evolution of the downgoing lithosphere and the mechanisms of deep focus earthquakes. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1973, vol. 35, N 1/3, p. 91–100.

*Toser D.S.* Temperature, conductivity, composition and heat flow. — *J. Geomagn. and Geoelec.*, 1970, vol. 22, N 1/2, p. 40–62.

*Von Herzen P.P., Maxwell A.E.* The measurement of thermal conductivity of deep-sea sediments by a mede-probe method. — *J. Geophys. Res.*, 1959, vol. 64, p. 1557–1563.

*Watanabe H.* Measurements of electrical conductivity of granite under high pressures. — *Contribs Geophys. Inst. Kyoto Univ.*, 1972, N 12, p. 121–136.

*Toksoz M.N., Minear J.W., Julian B.R.* Temperature field and geophysical effects of downgoing slab. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, N 3, p. 1397–1419.

## СОДЕРЖАНИЕ

<b>ВВЕДЕНИЕ</b> . . . . .	3
<i>Глава I</i>	
<b>ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РЕГИОНА</b> . . . . .	5
Геоструктурные элементы и глубинное строение . . . . .	5
Основные черты гравитационного и магнитного полей . . . . .	10
Основные этапы геологического развития региона . . . . .	12
Водоносность разреза и динамика подземных вод . . . . .	14
<i>Глава II</i>	
<b>СОСТОЯНИЕ ГЕОТЕРМИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ И МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ</b> . . . . .	20
Измерение температуры в глубоких скважинах и вопросы оценки качества фактического материала . . . . .	21
Изучение тепловых свойств горных пород . . . . .	25
Определение теплового потока . . . . .	27
Обработка и анализ экспериментальных данных . . . . .	29
<i>Глава III</i>	
<b>ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ НЕДР ТУРКМЕНИИ</b> . . . . .	30
Тепловые свойства горных пород основных литолого-стратиграфических комплексов . . . . .	31
Распределение температуры с глубиной . . . . .	39
Основные закономерности распределения геотемпературного поля на территории Туркмении . . . . .	45
Связь геотермических условий с залежами нефти и газа в Западно-Туркменской впадине . . . . .	52
Прогнозная оценка распределения температур на большие глубины в Западно-Туркменской впадине . . . . .	54
<i>Глава IV</i>	
<b>ПОЛЕ ТЕПЛОВЫХ ПОТОКОВ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН ТУРКМЕНИИ</b> . . . . .	57
Тепловой поток в платформенной части Туркмении . . . . .	57
Тепловой поток в Копетдагской складчатой системе и в зоне ее сочленения с Туранской плитой . . . . .	59
Тепловой поток в Западно-Туркменской впадине . . . . .	61
<i>Глава V</i>	
<b>СТРУКТУРА ТЕПЛОВОГО ПОЛЯ И АНАЛИЗ ВОЗМОЖНЫХ ИСКАЖЕНИЙ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОВОГО ПОТОКА</b> . . . . .	65
Формирование теплового поля в пределах нефтегазоносных и локальных структур . . . . .	66
Влияние гидрогеологического режима на структуру глубинного теплового потока . . . . .	70
Связь теплового потока с новейшими тектоническими движениями . . . . .	73
Изучение влияния осадконакопления на структуру теплового поля в Западно-Туркменской впадине и в депрессионных зонах юга Туркмении . . . . .	85

Глава VI

<b>РАДИОГЕННАЯ ТЕПЛОГЕНЕРАЦИЯ В ЗЕМНОЙ КОРЕ ТУРКМЕНИИ . . . . .</b>	<b>93</b>
Источники глубинного тепла в недрах Земли и вопросы изучения радиогенного тепла. . . . .	93
Теплогенерация в осадочных отложениях Туркмении. . . . .	94
Теплогенерация в консолидированной части земной коры. . . . .	100

Глава VII

<b>ТЕПЛОВАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ВЕРХНЕЙ МАНТИИ ТУРКМЕНИИ . . . . .</b>	<b>102</b>
Методы оценки глубинных температур. . . . .	102
Распределение температуры в земной коре и верхней мантии в основных структурных зонах Туркмении. . . . .	104
Термический режим, геофизические особенности и вопросы динамики глубинных недр Туркмении . . . . .	113
<b>ЗАКЛЮЧЕНИЕ. . . . .</b>	<b>121</b>
<b>ПРИЛОЖЕНИЕ. . . . .</b>	<b>124</b>
1. Результаты изучения тепловых свойств горных пород мезозойско-кайнозойских отложений на различных площадях юга Туркмении . . . . .	124
2. Распределение температур в глубоких скважинах Туркмении . . . . .	138
3. Результаты определения теплового потока из недр Туркмении . . . . .	148
<b>ЛИТЕРАТУРА . . . . .</b>	<b>151</b>

Тачмет Аширов

**ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ ТУРКМЕНИИ**

*Утверждено к печати*

*Институтом сейсмологии АН Туркменской ССР  
и Научным Советом АН СССР по геотермическим исследованиям*

Редактор издательства *М.А. Яценко*

Художник *А.А. Лукьяненко*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технический редактор *И.И. Джоова*. Корректор *О.А. Разуменко*

Набор осуществлен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 28018

Подписано к печати 25.06.84. Т—09182. Формат 60х90 1/16

Бумага для глубокой печати. Гарнитура Универс. Печать офсетная

Усл.печ.л. 10,0. Усл.кр.-отт. 10,3. Уч.-изд.л. 11,5

Тираж 600 экз. Тип. зак. 1561. Цена 1 р. 70 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

1 р. 70 к.

4315



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»