

АКАДЕМИЯ НАУК СССР

ФИЗИКА ЗЕМЛИ

(ОТДЕЛЬНЫЙ ОТТИСК)

7

МОСКВА · 1981

УДК 550.311

*А. А. АВАГИМОВ, Т. АШИРОВ, М. Н. БЕРДИЧЕВСКИЙ,
В. Г. ДУБРОВСКИЙ, Е. В. ДУБРОВСКАЯ, Б. ИЛЪМАНОВ,
Л. П. ЛАГУТИНСКАЯ, К. НЕПЕСОВ, Я. В. СМИРНОВ,
В. А. СОПНЕВ, О. М. ТАВНЕЛОВА, Э. В. ФАЙНБЕРГ*

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ И ТЕПЛОВАЯ МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЮГА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Разработана комплексная геоэлектрическая и тепловая модель земной коры и верхней мантии юга Туранской плиты. Она описывает распределение электропроводности и температуры в глубинных недрах, характерное для областей герцинской складчатости Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Благодаря успехам магнитотеллурики мы сегодня располагаем материалом, достаточным для построения обобщенных геоэлектрических моделей ряда тектонических провинций. Наиболее убедительные результаты могут быть получены на пути комплексной интерпретации геоэлектрических и геотермических данных. Очевидно, что речь идет о создании взаимно согласованных геоэлектрических и тепловых моделей. В настоящей статье рассмотрен опыт такого построения, выполненного для юга Туранской плиты.

КРАТКИЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Исследуемая территория охватывает южную часть Туранской плиты и включает крупные тектонические элементы: Центральнотуркменскую антеклизу и Восточно-Туркменскую синеклизу (рис. 1). В пределах Центральнотуркменской антеклизы расположены Карабогазский, Центральнокаракумский своды и южный склон антеклизы (платформы). Они отделяются от горноскладчатых сооружений альпийской геосинклинали (Копетдаг) Предкопетдагским предгорным прогибом.

Карабогазский свод, охватывающий залив Кара-Богаз-Гол и прилегающую часть акватории Среднего Каспия, протягивается на юго-восток до Предкопетдагского прогиба. Глубинными сейсмическими зондированиями на глубинах 20 км отмечается поверхность «базальтового» слоя (граница Конрада), а на глубинах 32–36 км — поверхность Мохоровичича. Разрез земной коры состоит из осадочных образований мощностью 1,6–3 км, «гранитного» слоя — 10–15 км и «базальтового» — 10–15 км.

К югу от Центральнокаракумского свода в субширотном направлении протягивается южный склон платформы, в геологическом строении которого участвуют мезокайнозойские отложения мощностью 3–5 км. С юга на север отмечается резкое уменьшение мощности осадочного чехла, особенно палеоген-неогеновых отложений.

Между геосинклинальной системой Копетдага и эпигерцинской платформой в субширотном направлении простирается Предкопетдагский предгорный прогиб, представляющий асимметричную синклинальную

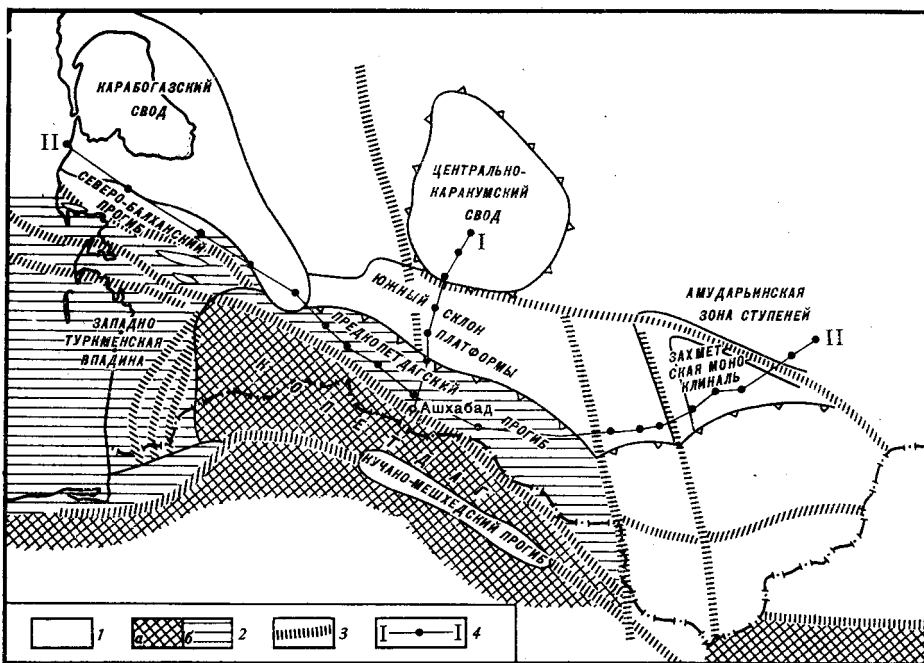


Рис. 1. Схема расположения основных структурных элементов, профилей и пунктов наблюдений

1 — область энгерцинской платформы, 2 — складчатые сооружения (а), впадины и прогибы альпийской орогенической области (б), 3 — глубинные разломы, 4 — пункты и профили наблюдений ГМТЗ: I — профиль Серный Завод — Ашхабад, II—III — профиль Карши — Карабекаул

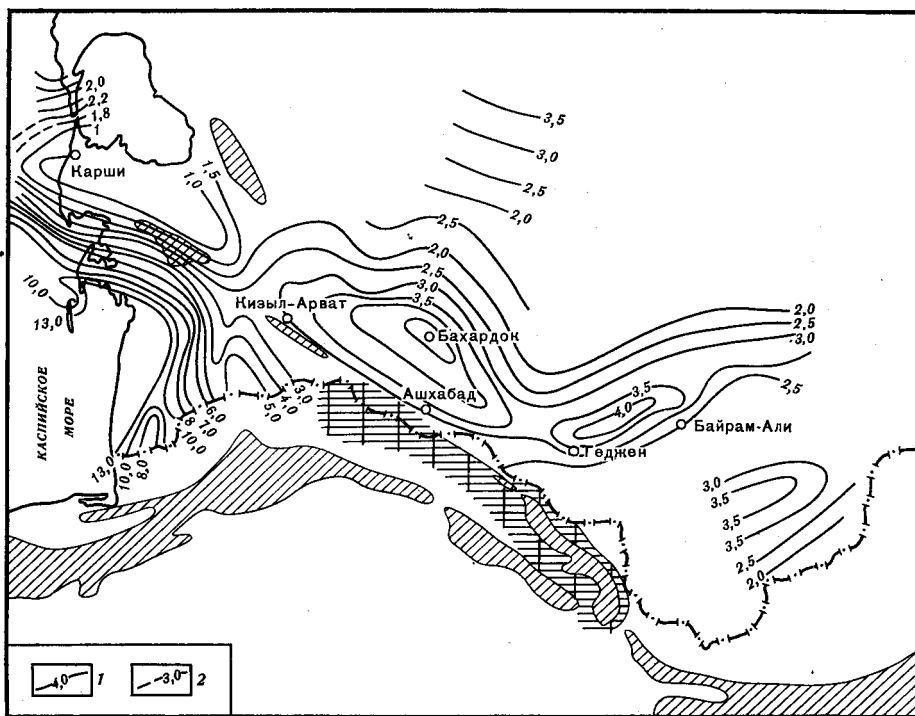


Рис. 2. Карта суммарной продольной проводимости S по Туркмении
1 — изолинии $S \cdot 10^3$ см, проведенные уверенно, 2 — неуверенно

структуру. Протяженность прогиба около 800 км, а максимальная ширина составляет 65 км. В его пределах выделяются Казанджикская, Ашхабадская и Каахкинская депрессии, которые отделены между собой структурными перемычками.

К востоку от Предкопетдагского прогиба и южного склона платформы расположена Восточно-Туркменская синеклиза, западный борт которой граничит с Центральнокаракумским сводом на севере и альпийской геосинклиналью на юго-западе (складчатые сооружения Бандитуркестана). Восточно-Туркменская синеклиза в пределах района исследований включает в себя Мургабскую впадину и Амударьинскую зону ступеней. Мощность осадков в осевой части Мургабской впадины — 11–13 км, они представлены терригенно-карбонатными и хемогенными образованиями. Амударьинская зона ступеней вовлечена в погружение в процессе расширения области седиментации синеклизы. Здесь мощность осадочных образований не превышает 8–10 км. Разрез земной коры аналогичен другим районам синеклизы.

Осадочные отложения исследуемого региона характеризуются весьма низкоомным разрезом, с удельным сопротивлением около 1 Омм при мощности отложений 2–4 км. На рис. 2 представлена схематическая карта суммарной продольной проводимости осадочного чехла, достаточно полно отражающая основные закономерности пространственного распределения его электропроводности.

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Глубинные температуры в пределах юга Туранской плиты рассчитывались на основании решения классического уравнения теплопроводности при стационарном тепловом режиме с начальными и граничными условиями, реальными для Земли. При этом учитывалось знание и распределение конкретных величин теплового потока рассматриваемой тектонической структуры, реальные разрезы земной коры, распределение источников тепла и теплопроводность горных пород, слагающих отдельные слои земной коры.

Величина теплового потока в регионе определялась обычным путем [1]. Для этого нами использовались скважины глубокого разведочного бурения с достаточной выстойкой скважин, близких к условиям их теплового равновесия. При этом предварительно проводилось исследование структуры параметров геотемпературного поля с целью введения соответствующих поправок на величину глубинного теплового потока.

На рис. 3 представлена схематическая карта поля температур на срезах глубин 2000 м, характеризующая пространственные особенности структуры температурного поля. Анализ показывает, что структура поля температур в исследованном регионе обусловлена геолого-тектонической структурой региона. При этом сводовые поднятия выделяются как зоны максимальных температур 65–75° (Карабогазский и Центральнокаракумские своды) и еще контрастнее — зоны эпиplatformенного орогенеза юга Туранской плиты, где $T=90-100^{\circ}$. Минимальные температуры характерны для областей интенсивного прогибания земной коры — Предкопетдагский прогиб и осевая часть Мургабской впадины.

Результаты изучения параметров геотермического поля и определение теплофизических свойств горных пород по основным литолого-стратиграфическим комплексам позволили определить и построить схематическую карту распределения теплового потока в пределах исследованного региона (рис. 4). При этом следует отметить, что в связи с неоднородностью исходного материала примененные нами методические приемы оценки теплового потока позволяют определить величину последнего с точностью 15–20%.

Анализ полученных данных указывает, что депрессионные участки и прогибы рассматриваемого региона характеризуются пониженными

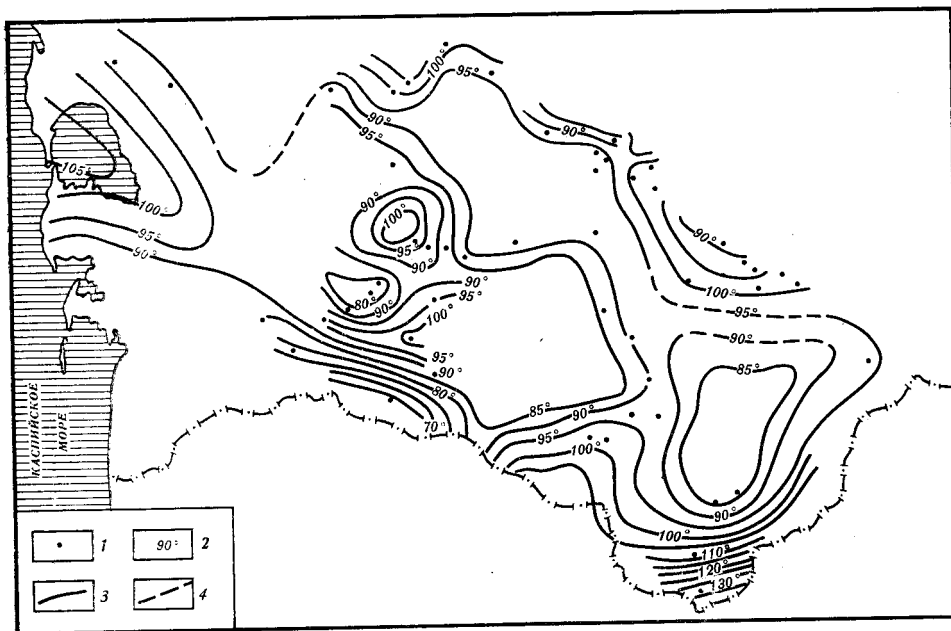


Рис. 3. Схематическая карта поля температур на срезе глубин 2000 м
1 — пункты наблюдений, 2 — геоизотермы, 3 — проведенные уверенно, 4 — неуверенно

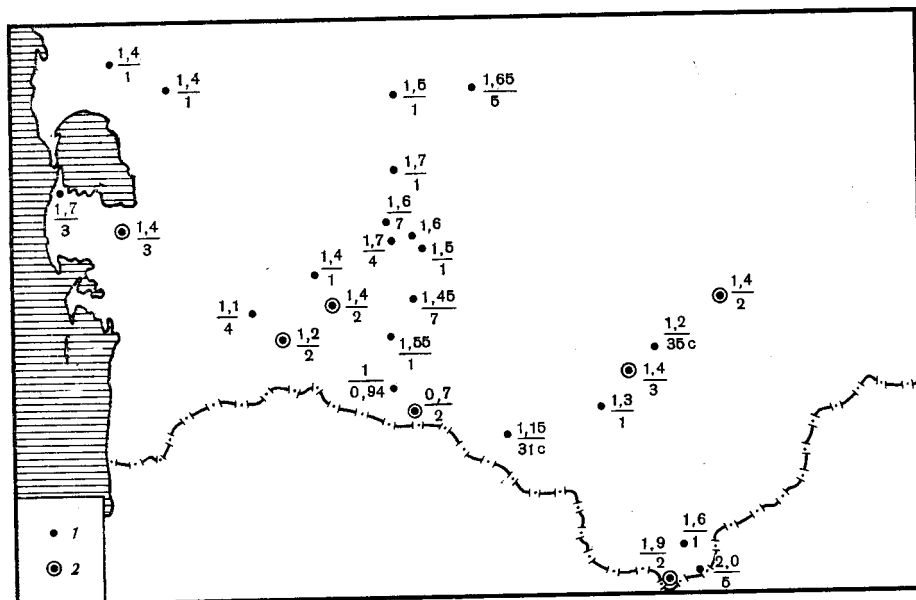


Рис. 4. Схематическая карта тепловых потоков

1 — в числителе поток в мккал/см²·с, в знаменателе — номер скважины, 2 — в числителе средний поток по группе скважин в мккал/см²·с, в знаменателе — количество скважин

значениями величин теплового потока (1,0–1,2 е. т. п.), а области эпиплатформенного орогенеза и сводовые поднятия в структуре кристаллического фундамента — повышенными (1,6–1,7 е. т. п.) [2].

Рассмотрение основных факторов, возмущающих глубинный тепловой поток в рассматриваемом регионе, показывает, что влияние гидрогеоло-

гического фактора незначительно ввиду малых скоростей движения подземных вод [3]. Влияние же осадконакопления на тепловое поле в депрессионных зонах по соответствующим оценкам составляет 15–20%. Это обстоятельство позволяет в первом приближении принять наблюдаемые величины в качестве соответствующих значений глубинного теплового потока.

С целью создания тепловой модели нами проведено изучение распределения источников тепла. Теплогенерация в осадочном покрове рассматриваемого региона вычислена по данным определения среднего содержания естественных радиоактивных элементов [4] и с использованием

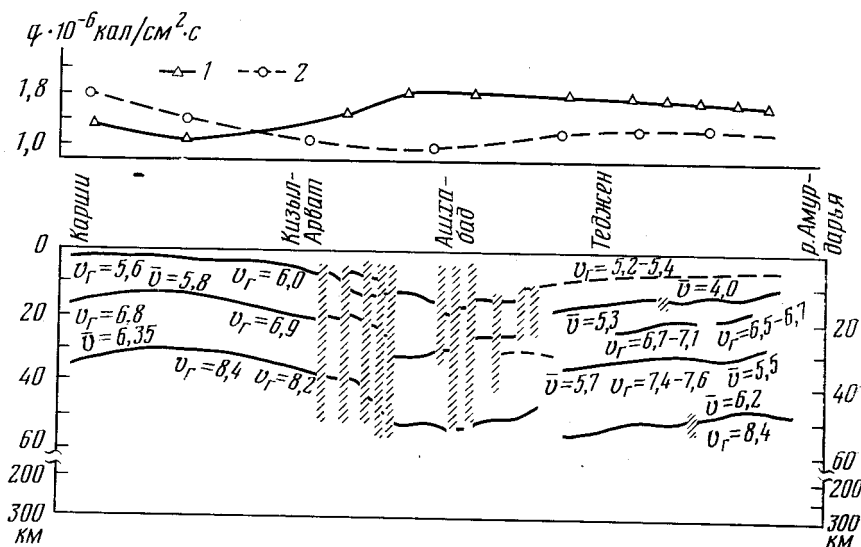


Рис. 5. Сейсмо-геотермический разрез земной коры по профилю Каспийское море — Амударья

1 — радиогенный тепловой поток, рассчитанный, 2 — наблюдаемый тепловой поток

данных о содержании радиоактивных элементов в осадочных отложениях с применением формационно-фациального признака. Теплогенерация в пределах «гранитно-базальтового» слоев земной коры и верхней мантии взята, из опубликованных данных с их корректировкой, полученных по гранитным породам в пределах юга Туранской плиты.

На рис. 5 представлены результаты сопоставления наблюдаемых величин теплового потока и радиогенного теплового потока рассчитанного по профилю Каспийское море — р. Амударья. Значения радиогенного теплового потока здесь находятся в прямой зависимости от мощности земной коры. При этом на разных участках профиля и особенно в пределах Предкопетдагского прогиба наблюдается несоответствие наблюдаемого и радиогенного теплового потока, которое указывает на сложность структуры теплового поля и распределения источников тепла в литосфере геосинклинальных зон.

Эти данные позволили перейти к оценке глубинных температур в предположении о горизонтально-слоистом строении земной коры и верхней мантии, кондуктивном механизме теплопроводности и отсутствии других источников тепла, кроме равномерного распределения радиоактивных элементов в породах каждого слоя.

При этом нами были рассчитаны варианты распределения температуры с глубиной, учитывающие изменения теплопроводности λ в зависимости от температуры и теплогенерации A в пределах каждого слоя земной коры. Как показали результаты расчета, разные варианты изменения

теплопроводности с глубиной

$$(\lambda = \lambda_0 / (1 + \alpha \lambda_0 T) \text{ и } \lambda = \text{const})$$

приводят к различию температур на глубинах 60–70 км на 100–150°, а с учетом различных вариантов изменения теплогенерации (линейная, экспоненциальная и $A = \text{const}$) на глубине 100 км — до 200°С. При этом в депрессионных участках учитывалось и влияние осадконакопления.

Анализ полученных распределений глубинных температур позволяет выделить две зоны с различной характеристикой теплового режима: Предкопетдагский прогиб с пониженными значениями глубинных температур и платформенную часть исследованной территории, характеризующуюся близким к нормальному температурным разрезом (для теплового потока $1,6 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с при мощности земной коры 35 км).

Линия 1 на рис. 10, б соответствует термокривой, близкой к нормальному распределению температуры в пределах юга Туранской плиты.

ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Наблюдения выполнены по двум региональным профилям: субмеридиональному Серный Завод — Ашхабад, проходящему по территории Центрально-Туркменской антеклизы вплоть до передового надвига Копетдага, и по субширотному Транстуркменскому профилю Каспийское море (Карши) — Амударья (Карабекаул), пересекающему все отмеченные выше тектонические зоны (рис. 1, 2).

В качестве исходного материала использованы результаты аналоговой круглосуточной регистрации длиннопериодных магнитотеллурических вариаций в 39 пунктах исследуемого региона.

Спектральный анализ выполнялся в диапазоне периодов от 10 мин до 12 ч с помощью преобразования Фурье отдельных реализаций магнитотеллурического процесса, умноженных предварительно на весовую функцию Ханна (период косинусоиды).

Компоненты тензора импеданса получены путем решения избыточной системы линейных уравнений с предварительным экспресс-анализом методом кажущихся импедансов [5]. Критерием оптимальности решений являлась сходимость импедансных и адмитансных решений.

На рис. 6 приведена карта полярных диаграмм модулей основных импедансов для периода вариаций 1 ч. Для этого региона отчетливо проявляется картина обтекания теллурическими токами высокоомного горного обрамления юга Туркмении (показано на рисунке штриховкой). Заметен также эффект обтекания теллурическими токами мегаантиклинория Кубадага и Большого Балхана.

Как видно из рисунка, основным региональным фактором, формирующим структуру магнитотеллурического поля, является горное обрамление юга Туранской плиты.

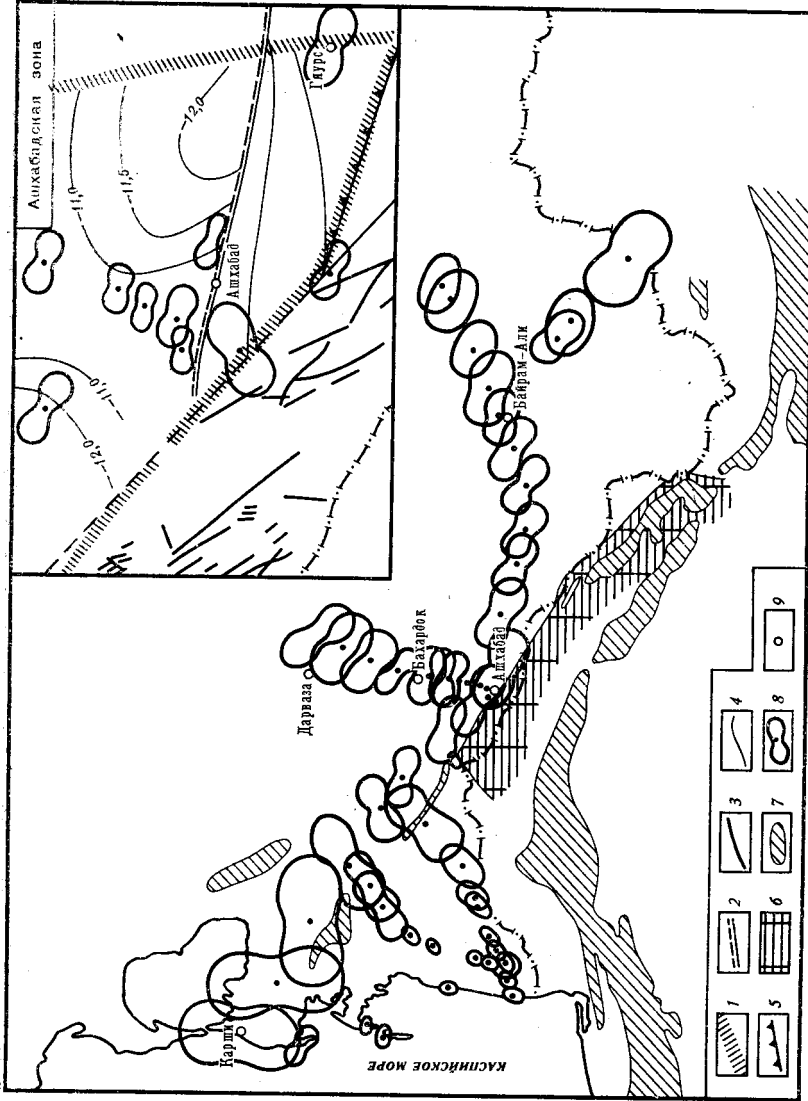
Соответственно основным типом искажений кривых ρ_T в пределах исследуемой территории является краевой эффект, характеризующийся ослаблением компоненты электрического поля, ориентированной вкрест простирания высокоомного горного обрамления. Эффект усиливается по мере понижения частоты и приближения к горным сооружениям [6–8].

Повсеместный характер искажений кривых зондирования вдоль малых полуосей импедансных диаграмм свидетельствует о преобладании краевого эффекта над остальными видами искажений и о возможности количественной интерпретации лишь продольных (по отношению к простиранию горного обрамления) кривых ρ_T .

Искажения, связанные с другими эффектами (индукционный, обтекания, эффект S), проявляются значительно слабее, имеют мозаичную пространственную структуру и наблюдаются на ограниченных территориях размерами, не превышающими 100 км.

Рис. 6. Карта полярных диаграмм модулей основных импедансов

1 — зоны региональных тектонических нарушений, разделяющих крупные блоки фундамента; 2 — разломы фундамента Туранской плиты; 3 — крупные разломы Конетадага; 4 — изгибы по границе, приуроченной к поверхности фундамента; 5 — Гюрский надвиг; 6 — выходы на поверхность высокоомных пород неосома; 7 — выходы на поверхность высокоомных пород юры и палеозоя; 8 — полярные диаграммы в масштабе: длина большой полуоси 0,1 мв/ч, км; 9 — населенные пункты



Последнее обстоятельство позволяет в значительной мере уменьшить влияние локальных искажений путем осреднения кривых зондирования в пределах зон, характеризующихся одинаковым глубинным разрезом. Это приводит нас к задаче районирования исследуемой территории по особенностям глубинного геоэлектрического разреза, при котором, очевидно, должны использоваться какие-то формальные признаки. Такие признаки мы можем получить, сравнивая кривые ГМТЗ с кривой, рассчитанной для юга Туранской плиты.

В основе расчета лежит следующий принцип. Априорная модель нормального геоэлектрического разреза строится с использованием известных зависимостей $T(h)$ и $\rho(T)$. Зависимость $T(h)$ берется по геотермическим данным, а зависимость удельного сопротивления твердой фазы ультраосновных пород от температуры — по данным совместной интерпретации геоэлектрических и геотермических данных на северо-западе Восточно-Европейской платформы.

В качестве температурного разреза для юга Туранской плиты до глубин 100—120 км использованы кривая 1 (рис. 10, б), рассчитанная по данным геотермии. На большие глубины она экстраполирована и плавнo сочленена с соответствующей кривой 5 (рис. 10, б) для докембрийских платформ. [9]

Зависимость $\rho(T)$ (рис. 10, а) для Восточно-Европейской платформы построена на основе температурных данных [9] и геоэлектрического разреза [10].

Априорное распределение глубинной электропроводности для исследуемого региона, рассчитанное с помощью этой зависимости, приведено на рис. 10, б, кривые 3 и 6. Соответствующая ему кривая $\rho_t^{\text{норм}}$ использована в последующем для районирования исследуемой территории.

Районирование велось по тектоническим зонам с учетом соотношений между средними для каждой зоны кривыми зондирования и априорной кривой $\rho_t^{\text{норм}}$. Перед осреднением все индивидуальные импедансные кривые приводились к единому $S_1=3000$ См, среднему для всего региона, что позволило значительно уменьшить дисперсию средней кривой.

На рис. 7 приведены такие средние кривые для отдельных зон с доверительными интервалами при степени надежности P .

Всего выделено 10 зон, каждая из которых объединяет от 3 до 7 пунктов наблюдений (рис. 8), характеризующихся одним из следующих типов кривых ρ_t : кривые, соответствующие исходному нормальному разрезу — $\rho_t^{\text{норм}}$, кривые с повышенным или пониженным уровнем и кривые смешанного типа.

На рис. 8 видно, что зоны, характеризующиеся нормальным разрезом, охватывают большую часть исследуемой территории (зоны 1,7—10). Аномальные участки приурочены главным образом к зоне сочленения Туранской плиты с альпийской складчатостью Копетдага и Южно-Каспийской мегавпадиной.

Существенно, что большинство отклонений от нормальной кривой могут быть объяснены эффектом S . Действительно, на рис. 9, а приведена зависимость от S_1 в тыс. См среднего отношения $\rho_t/\rho_t^{\text{норм}}$ в области экстремума и нисходящей ветви кривых зондирования. Как видно из графика, эффект S выявляется достаточно надежно, при этом его искажающим влиянием может быть объяснено поведение почти всех кривых. Исключение составляют пункты наблюдений, расположенные непосредственно в пределах передового надвига Копетдага, где формально кривые зондирования отвечают наличию в разрезе астеносферного слоя мощностью 15 тыс. См на глубине около 80 км.

Таким образом, мы имеем все основания считать, что экспериментальные кривые ρ_t хорошо согласуются с кривыми, соответствующими априорной модели, что отчетливо видно из рис. 9, где сопоставлены средние

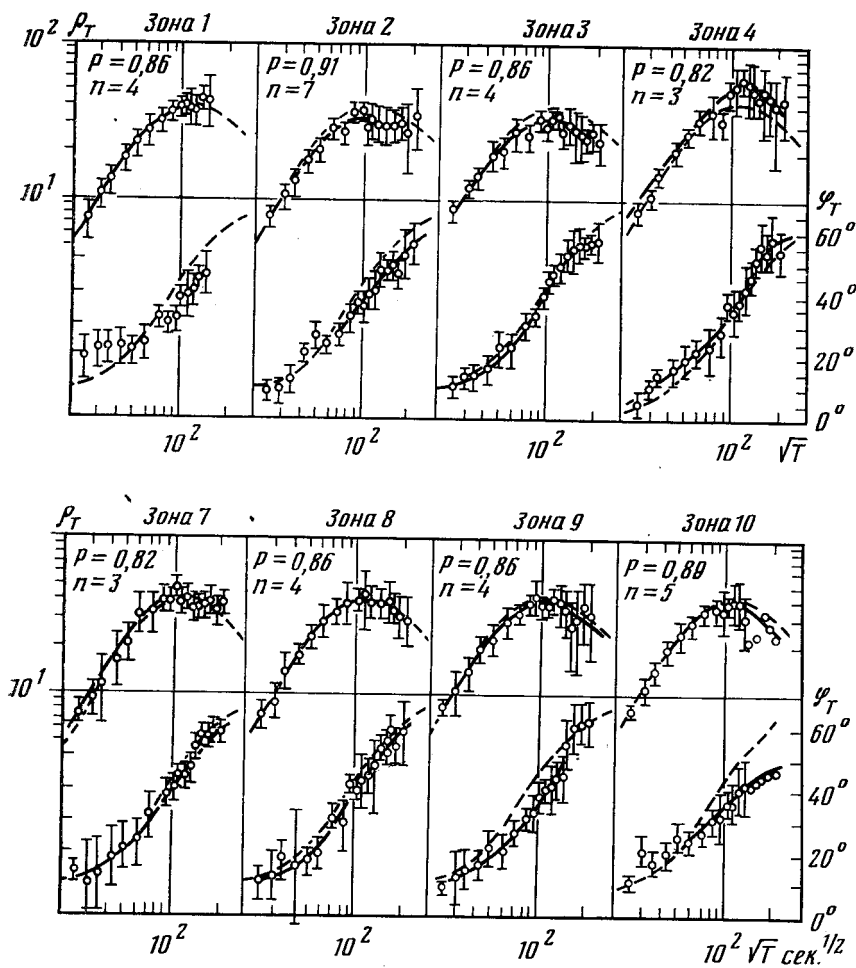


Рис. 7. Средние кривые ρ_T для отдельных зон вдоль больших осей полярных диаграмм

Кривые приведены к среднему $S_1=3$ тыс. см. Пунктирные линии — теоретические кривые для исходного нормального разреза

и индивидуальные значения ρ_T с априорной кривой (кривые б и в соответственно). Там же приведен участок нисходящей ветви глобальной кривой зондирования.

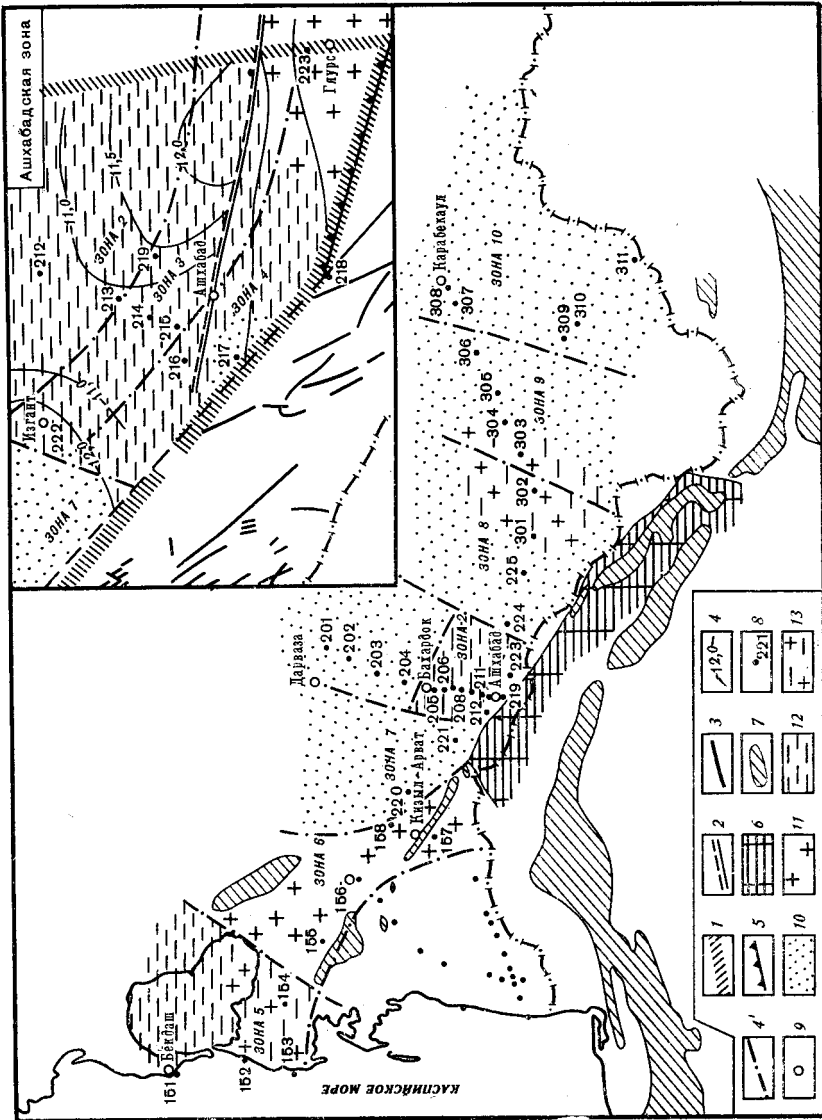
Распределение глубинной электропроводности искалось в классе моделей типа $\rho=\rho_0 h^{-\gamma}$ (здесь ρ_0 — удельное сопротивление на кровле среды, залегающей под первым (осадочным) слоем мощностью h_0 , h — безразмерная глубина, выраженная в толщинах осадочного слоя; $h \geq 1$). Значения ρ и γ вычислялись из условия минимума функционала

$$F = \sum_i \frac{[\rho_0^i - \rho_T^i(\rho_0, \gamma)]^2}{\rho_0^i \rho_T^i(\rho_0, \gamma)}$$

Минимизация функционала производилась способом наименьших квадратов с использованием алгоритма Марквардта [14]. Приближенные оценки ошибок неизвестных параметров ρ_0 и γ определялись как квадратные корни из диагональных элементов ковариационной матрицы оценок параметров. В процессе вычислений «отскакившие» значения ρ_0^i исключались. Параметры распределения $\rho(h)$, полученные в результате интерпретации экспериментальных кривых, дополненных глобальными данными, оказались следующими: $\rho_0 = (4,34 \pm 1,62) \cdot 10^7$ Ом, $\gamma = 2,59 \pm 0,062$.

Рис. 8. Карта пространственного распределения типов кривых зондрования

Условные обозначения: 1-7, 9 — те же, что и на рис. 6; 4' — границы зон; 8 — пункты наблюдения и их номер; 10 — зоны с нормальным типом кривых ρ_t ; 11 — зоны с завышенным уровнем кривых ρ_t ; 12 — зоны с заниженным уровнем кривых ρ_t ; 13 — зоны со смешанным типом кривых ρ_t



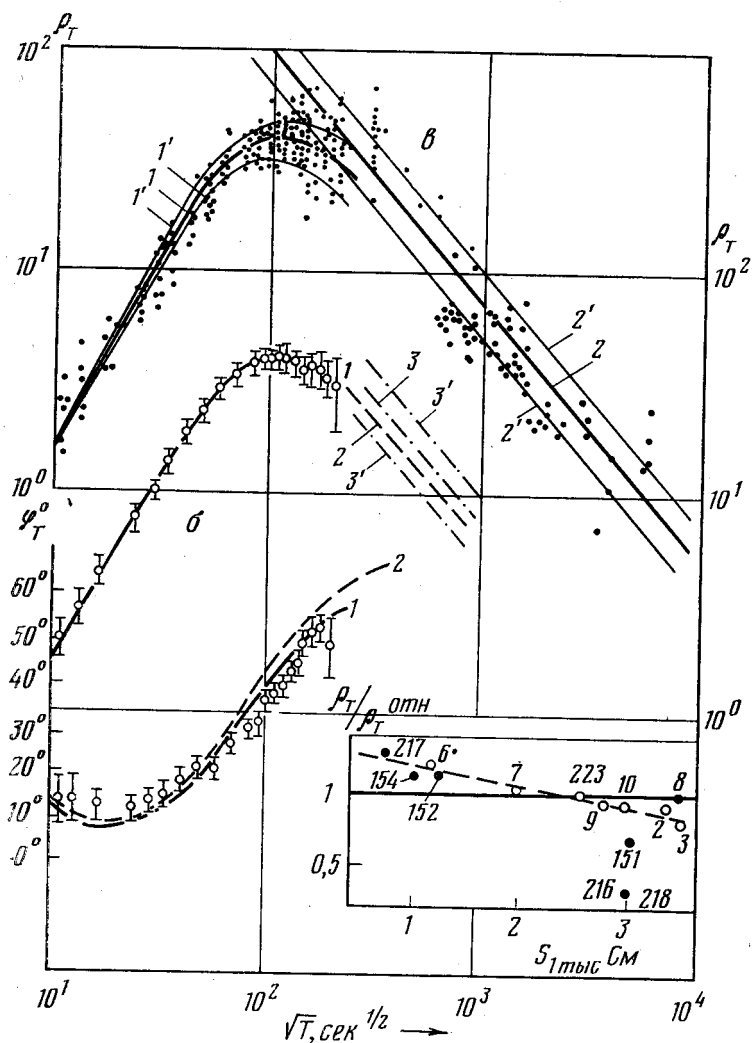


Рис. 9. а — зависимость отношений $\rho_T/\rho_T^{\text{норм}}$ от S_1 , белые точки — для отдельных зон, черные точки — для отдельных пунктов. б — средняя кривая зондирования для юга Туранской плиты без аномальных зон

1 — наиболее вероятная кривая; 2 — теоретическая кривая, соответствующая исходной модели; 3 — наиболее вероятная кривая для Восточно-Европейской платформы; 3' — доверительный интервал ($P=0,68$).

в — совокупность значений ρ_T для юга Туранской плиты, дополненная глобальными данными

1 — наиболее вероятная кривая для юга Туранской плиты, 2 — кривая для Восточно-Европейской платформы, 1' и 2' — соответствующие доверительные интервалы ($P=0,68$)

Им отвечают кривые зондирования, которые практически совпадают с экспериментальными данными, что свидетельствует о достоверности найденных параметров ρ_0 и γ .

Учитывая высокие значения суммарной продольной проводимости осадочного чехла и соответственно низкую разрешающую способность метода на глубинах, характеризующихся высокими удельными сопротивлениями разреза, наиболее вероятное распределение глубинной электропроводности построено по данным ГМТЗ в диапазоне глубин, превышающих 100–130 км (рис. 10,6, кривая 4).

Такой разрез, по-видимому, можно считать типичным для всего юга Туранской плиты, хотя могут наблюдаться и существенные отклонения, особенно в краевых зонах, непосредственно граничащих с такими областями неотектонической активизации, как Копетдагская сейсмоактивная зона и Южно-Каспийская мегавпадина.

Оценим возможность присутствия в разрезе проводящей астеносферы. Учитывая, что в большинстве случаев наблюдаемые расхождения экспериментальных кривых и кривых, соответствующих нормальному разрезу, могут быть объяснены эффектом S , влияние проводящих астеносферных слоев должно лежать в пределах доверительных интервалов средних кривых ρ_T . Сопоставление с соответствующими теоретическими кривыми свидетельствует о том, что возможно присутствие слабо выраженной астеносферы с суммарной продольной проводимостью, не превышающей проводимость осадочного чехла (2–4 тыс. См), если глубина ее залегания меньше 80–120 км. На больших глубинах возможно присутствие астеносферы с проводимостью, превышающей S_1 в 2–3 раза.

КОМПЛЕКСНАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Таким образом, в результате проведения на юге Туранской плиты геотермических и геоэлектрических исследований нам удалось оценить распределение температуры до глубин 100–120 км и удельных сопротивлений геоэлектрического разреза в диапазоне глубин от 100 до 500 км. 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. 10, а зависимость $\rho(T)$. 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 ρ на малых глубинах. При этом оказывается оправданным пересчет температурной кривой для исследуемого региона в кривую $\rho(h)$ на глубинах, меньших 100 км. Участок геоэлектрического разреза, полученный таким способом, приведен на рис. 10, б (кривая 3). Аналогичным образом, путем пересчета данных ГМТЗ получена глубинная ветвь температурного разреза (кривая 2 на рис. 10, б). При этом мы опирались на оценки глубинных температур (до 300–400 км), полученных Я. Б. Смирновым [9] по кондиционным данным о тепловом потоке докембрийских платформ.

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

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

где $\alpha = \lg \frac{T_0}{10} / \lg \frac{H_T}{10}$; $\gamma = \lg \frac{\rho_0}{10} / \lg \frac{H_\rho}{10}$; T_0 и ρ_0 — температура и удель-

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

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 уль-

траосновных пород, хотя эти результаты нельзя считать доказанными, поскольку Восточно-Европейское распределение $\rho(h)$ попадает внутрь доверительного интервала для юга Туранской плиты. Эти данные в первом приближении позволяют думать о едином вещественном составе верхов 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

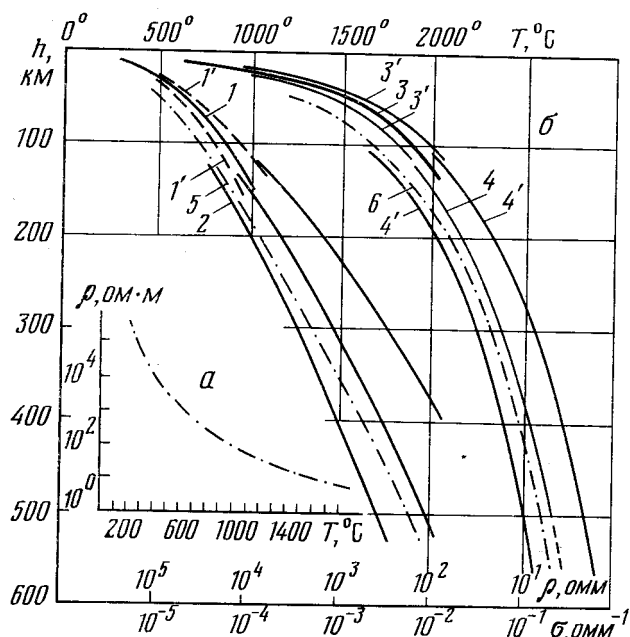


Рис. 10. *a* — зависимость ρ от T °С для Восточно-Европейской платформы. *б* — температурные и геоэлектрические разрезы для юга Туранской плиты,

1 — температура по геометрическим данным, 2 — температура по данным ГМТЗ, 3 — электропроводность по геотермическим данным, 4 — электропроводность по данным ГМТЗ, 5 — температура для докембрийской платформы, 6 — электропроводность для Восточно-Европейской платформы, 1'—4' — соответствующие доверительные интервалы

земной коры и верхней мантии в пределах точности методов магнитотеллурики и геотермии. Она представляет модель распределения электропроводности и температуры в глубинных недрах, характерного для областей герцинской складчатости Земли.

Авторы выражают глубокую признательность проф. Л. Л. Ваньяну за постоянное внимание к проводимым исследованиям.

Литература

1. Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970.
2. Аширов Т. А. и др. Тепловое поле юга Туркмении.— Изв. АН ТССР. Сер. физ. тех. хим. и геол. наук, 1977, № 4.
3. Бораасеков В. Ф. Геотермические условия нефтегазовосных областей платформенной части Туркмении. М.: Наука, 1966.
4. Алексеев Ф. А. и др. Использование ядерных методов в нефтегазовой геологии. М.: Недра, 1973.
5. Дубровский В. Г., Коновалов Ю. Ф., Кошлаков Г. В. Графический способ определения модулей и аргументов импедансов горизонтально неоднородной среды.— Прикладная геофизика. М., Недра, 1973, вып. 171.

6. *Авагимов А. А., Аширов Т. А. и др.* Особенности структуры магнитотеллурического поля вблизи горных обрамлений юга Туркмении.— Изв. АН ТССР. Сер. физ. тех. хим. и геол. наук, 1974, № 4.
7. *Авагимов А. А., Дубровский В. Г., Черняевский Г. А.* Экспериментальное изучение краевого эффекта.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1976, № 9.
8. *Горбунова Л. К., Дубровский В. Г., Добровольская М. А. и др.* Структура магнитотеллурического поля вблизи выхода на поверхность высокоомного основания.— Изв. АН СССР. Физика Земли, 1975, № 10.
9. *Смирнов Я. Б.* Значение геотермических исследований для изучения земной коры и верхней мантии.— В кн.: Проблема строения земной коры и верхней мантии. М.: Наука, 1970, № 7.
10. *Vanyan L. L., Berdichewsky M. N., Fainberg E. B., Fiskina M. V.* The study of astenosphere of the East European platform by electromagnetic sounding.— Phys. Earth and Planet. Inter., 1977, № 14, p. 1—2.
11. *Marquardt D. W.* An algorithm for least squares estimation of non linear parameters.— J. Soc. Appl. Math., 1963, v. 2, p. 431.

Институт сейсмологии АН ТССР
МГУ им. М. В. Ломоносова
ИЗМИРАН СССР ГИН АН СССР

Поступила в редакцию
18.XII.1979