

М.Д. ХУТОРСКОЙ

Тепловой поток в областях структурно- геологических неоднородностей



ИЗДАТЕЛЬСТВО
·НАУКА·

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

М.Д. ХУТОРСКОЙ

ТЕПЛОЙ ПОТОК
В ОБЛАСТЯХ
СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Труды, вып. 353



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА
1982

Academy of Sciences of the USSR

Order of the Red Banner of Labour Geological Institute

M.D. Khutorskoj

**HEAT FLOW IN THE AREA OF STRUCTURO-GEOLOGICAL
HETEROGENEITY**

Transactions, vol. 353

Хуторской М.Д. Тепловой поток в областях структурно-геологических неоднородностей.
М.: Наука, 1982. 77 с.

В книге приведены исследования наиболее характерных и контрастных объектов (рудные месторождения Южного Урала и Казахстана, область солянокупольной тектоники восточной части Прикаспийской впадины, разлом Атлантис, региональные континентальные и океанические геотраверзы); определен глубинный тепловой поток, показана его корреляция с возрастом последней стадии тектоно-магматической активности; отмечена корреляция мантийного теплового потока и мощности литосферы с временем становления гранитно-метаморфического слоя для мозаичного геосинклинального пояса Казахстана и отсутствие таковой для линейного – Южного Урала.

Табл. 9, ил. 46, библиогр.: с. 70–75 (197 назв.).

Редакционная коллегия:

академик *А.В. Пейве* (главный редактор),
В.А. Крашенинников, В.Г. Гербова,
член-корреспондент АН СССР *П.П. Тимофеев*

Ответственный редактор

Я.Б. Смирнов

Editorial board:

Academician *A. V. Peive* (Editor-in-chief),
V. A. Krashennnikov, V. G. Gerbova,
corresponding member Academy of Sciences of the USSR *P. P. Timofeev*

Responsible editor

Ya. B. Smirnov

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время геотермия является одной из основ современной тектонофизики, поскольку изучение теплового поля Земли дает важную информацию о планетарном энергетическом балансе, энергетике геолого-тектонических процессов, термодинамических условиях в недрах планеты, а следовательно, о движущих механизмах развития тектоносферы. Не менее важны практические аспекты изучения теплового поля Земли для поисков, разведки и эксплуатации месторождений полезных ископаемых, а также освоения геотермальных ресурсов — одного из перспективных источников энергии будущего.

Главным условием правильной интерпретации геотермических данных, определения глубинного теплового потока и выделения аномалий является всесторонний учет многочисленных природных факторов, искажающих нормальное геотермическое поле в верхних горизонтах литосферы, т.е. там, где параметры теплового поля изучаются экспериментально. Главнейший из этих факторов — структурный. Сущность его влияния заключается в рефракции стационарного теплового потока вследствие сложной геометрии и контрастных (и анизотропных) теплофизических свойств природных объектов. В конкретной геологической обстановке — это факторы пликативной и дизъюнктивной тектоники, обуславливающие геометрию разреза: складчатость, сбросы, надвиги, поверхностные, коровые и глубинные разломы, интрузии, соляные диапиры и т.п., а также постепенные или резкие изменения текстуры, структуры и вещественного состава пород, определяющие теплофизические свойства среды. Этот комплекс геологических особенностей строения тектоносферы мы будем в дальнейшем называть структурно-геологическими неоднородностями. Их влияние на тепловое поле верхних горизонтов литосферы настолько существенно, что правильное понимание структуры и пространственно-временных особенностей теплового поля без учета этого фактора в большинстве случаев невозможно. К сожалению, оценке влияния структурного фактора на тепловой поток не придавалось до самого последнего времени существенного значения. Это приводило нередко к ошибочной интерпретации геотермических данных, особенно при расчете температуры в глубоких горизонтах литосферы. Поэтому перед автором стояла задача изучения влияния структурно-геологических неоднородностей в типовых тектонических структурах континентов и океанов с тем, чтобы затем можно было обобщить результаты и экстраполировать их на аналогичные геологические объекты. Среди объектов, рассмотренных нами, можно назвать следующие: рудные месторождения, области солянокупольной тектоники, магматические и метаморфические комплексы фундамента платформ, геосинклинальные пояса линейного и мозаичного типов, океанические глыбово-вулканические и разломные структуры.

Для описания теплового поля был применен метод аналогового моделирования, который позволил количественно оценить интенсивность искажений теплового потока в зависимости от формы объектов с контрастными теплофизическими свойствами и глубины их погружения, а также рассчитать глубинный (фоновый) тепловой поток в различных структурах. Использование значений фонового теплового потока для расчета глубинных температур и мощности литосферы, глубины зон фазовых переходов в недрах Земли и для сравнения геодинамической истории развития регионов представляется более корректным. Но зачастую в регионе невозможно получить достаточно представительную совокупность геотермических данных для вычисления фонового теплового потока статистическими методами. В этих случаях применяется моделирование процесса теплопроводности. При этом вычисленное среднее значение теплового потока на глубинном срезе в первом приближении адекватно фоновому тепловому потоку, а отклонения от среднего — локальным аномалиям. В работе рассматривается большое количество конкретных геологических

примеров, на которых показано применение аналогового моделирования для детального изучения региональной и локальной составляющих теплового поля.

Наряду с данными, опубликованными советскими и зарубежными исследователями, в работе использовано более 50 измерений теплового потока, полученных автором на рудных месторождениях Южного Урала, Северного и Центрального Казахстана, в восточной части Прикаспийской впадины, а также в Атлантическом и Тихом океанах. Сделано более 400 определений коэффициента теплопроводности горных пород и океанических илов.

Работа подготовлена в лаборатории геотермии Геологического института АН СССР. Большую роль в формировании взглядов автора, особенно о движущих механизмах развития тектоносферы, сыграли идеи Я.Б. Смирнова и Б.Г. Поляка. Отдельные разделы монографии были просмотрены В.И. Кононовым, Ф.А. Макаренко, Н.А. Огильви, Н.А. Штрейсом, А.Е. Шлезингером, Б.С. Световым, М.О. Лахтиновым, В.Е. Сальниковым, И.Б. Дальяном. Ценные советы и замечания, полученные в процессе обсуждения этих разделов, были учтены при подготовке окончательного варианта рукописи. Автор благодарен своим товарищам и коллегам: В.И. Падучих, С.В. Тимаревой, А.Я. Велюго, Ж.Л. Ошмаровой, В.Н. Меркушовой, А.В. Муравьеву, А.М. Городничкову, А.Е. Сузюмову, Л.В. Подгорных за помощь при подготовке аппаратуры, в проведении измерений и оформлении работы.

ГЛАВА ПЕРВАЯ

ГЕОТЕРМИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В СТРУКТУРНО-НЕОДНОРОДНЫХ ТОЛЩАХ. ИСТОРИЧЕСКИЙ ОБЗОР И СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ВОПРОСА

КОРРЕЛЯЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ ПО ДАННЫМ ТЕРМИЧЕСКОГО КАРОТАЖА

Плотность теплового потока¹ через земную поверхность вычисляется по формуле

$$\vec{q} = k \text{ grad } T, \quad (1)$$

где k — коэффициент теплопроводности среды,

$$\text{grad } T = i \frac{\partial T}{\partial x} + j \frac{\partial T}{\partial y} + k \frac{\partial T}{\partial z}$$

и направлен по нормали к поверхности Земли. В тех случаях, когда среда горизонтально-слоиста при отсутствии источников тепла, справедливо равенство

$$q_{n-1} = q_n = q_{n+1} = \dots \quad (2)$$

или

$$k_{n-1} \text{ grad } T_{n-1} = k_n \text{ grad } T_n = k_{n+1} \text{ grad } T_{n+1} = \dots, \quad (3)$$

где n — номер слоя.

Выражение (3) является основанием для корреляции геологических разрезов по геотермическим данным, так как изменение теплопроводности слоев приводит к обратно пропорциональному изменению геотермического градиента, что и фиксируется при термокаротаже.

Геотермическими исследованиями в скважинах Кривого Рога [Красковский, 1935] была впервые получена информация о градиенте температуры в докембрийских кристаллических породах. Низкий градиент ($0,89^\circ\text{C}/100$ м) связывался с относительно высокой теплопроводностью кристаллических сланцев, роговиков, джеспилитов и других пород, слагающих исследованный интервал разреза. Изучая термический режим нефтяных месторождений, М.Ф. Беляков [1949] установил, что погребенный рельеф кристаллического фундамента Русской платформы находит свое отражение в геоизотермах вышележащих отложений.

В 1952–1953 гг. Л.Л. Сулова указывала на разный геотермический градиент в карбонатных породах девона ($1,56$ – $1,69^\circ\text{C}/100$ м) и в терригенных породах девона ($2,13$ – $2,44^\circ\text{C}/100$ м) Саратовского Поволжья [Дьяконов, 1958].

Г.А. Череменинский [1956] обобщил геотермические данные по Западной и Восточной Сибири. Он отмечал корреляцию между положением глубинных изотерм и поверхностью рельефа консолидированного фундамента, а также указывал на разную тепловую характеристику идентичных отложений, находящихся в неоднородных структурных условиях. На основании решения уравнения теплопроводности при стандартных условиях он оценил возможные величины локальных температурных аномалий для сложной земной коры, макроанизотропных толщ, выклинивающегося пласта, складчатых структур и т.п. [Череменинский, 1972].

Д.И. Дьяконов [1958] привел многочисленный материал измерений температуры в скважинах нефтеносных районов и составил таблицы усредненных геотермических характеристик литологически однородных интервалов. Он, в частности, отмечал

¹ Далее плотность теплового потока будем называть "тепловой поток".

уменьшение геотермического градиента от 2,6–6,0°С/100 м в глинистых отложениях до 0,25–1°С/100 м в карбонатных породах и эвапоритах.

А.В. Дружинин [1961, 1962] собрал и обобщил результаты измерений температуры осадочного чехла в скважинах Куйбышевского Поволжья. Им были выведены общие закономерности изменения геотермического градиента в различных литолого-стратиграфических комплексах разреза этого региона. Полученные характеристики он использовал для экстраполяции температур на глубины, кратные 50–100 м, а также для расчета температур основных пластов-коллекторов.

Опыт детального расчленения разреза по геотермическим характеристикам описан в работе С.В. Лысак [1968] по Иркутскому амфитеатру. Ею выделены три района, характеризующихся различным фоном температур. В каждом из районов проведена детализация литолого-стратиграфических комплексов по величине геотермического градиента; отмечена также связь геоизотерм со структурой фундамента. Геотермические зоны на поверхности фундамента хорошо согласуются с выделенными температурными районами, что свидетельствует о проявлении температурных аномалий на большом удалении от границы тел с контрастными теплофизическими свойствами.

Расчленение разреза Припятьской впадины по геотермическим данным приводится в работе Г.В. Богомолова и др. [1972]. Наряду с перераспределением тепла подземными водами, которому авторы отдают предпочтение, указывается и на влияние соляных отложений, имеющих повышенную теплопроводность и способных концентрировать в себе тепловой поток, идущий с глубины.

Изучение теплового потока в Печоро-Тиманской провинции приводит авторов монографии [Глубинный..., 1974] к выводу, что повышенное его значение (1,60 мккал/см² · с) можно объяснить искажением геотемпературного поля мелкоблоковой структурой фундамента и сложными складками осадочного чехла. Подобное влияние фундамента на геотермические условия чехла отмечалось на примере ряда нефтегазоносных структур Западной Сибири [Краснов, Хугорской, 1978]. Нами была проведена количественная оценка влияния структуры баженовской свиты юры, в которой отмечается большая температурная аномалия. Оказалось, что структурный эффект не обеспечивает наблюдающегося повышения температуры, поэтому основной причиной аномалии является, по-видимому, конвективный вынос тепла из фундамента плиты.

Среди зарубежных работ отметим исследования А. Бенфилда [Benfield, 1939], Э. Булларда [Bullard, 1939] и К. Ван-Орстранда [Van-Orstrand, 1935], а также Г. Гьюо [Guyod, 1946]. А. Бенфилд, определяя тепловой поток на территории Великобритании, отмечает изменение теплопроводности в разрезе и учитывает это в формуле для определения температур горизонтально лежащих пластов:

$$T = T_0 + q \sum_i \frac{d_i}{k_i}, \quad (4)$$

где q – тепловой поток; d_i – мощность i -го слоя; k_i – теплопроводность i -го слоя; T_0 – температура в точке, принятой за начальную.

Э. Буллард пользовался той же формулой, вычисляя температуры в скважинах Южной Африки, но тепловой поток определял не для всей скважины, как А. Бенфилд, а для отдельных свит-пачек горизонтальных слоев; при этом для каждой пачки у него получалось разное значение потока. Для объяснения этого несоответствия Э. Буллард применил метод электро моделирования и проанализировал величину процентного изменения потока в свитах пород с разной теплопроводностью. К. Ван-Орстранд изучал геотермическую характеристику различных районов США в связи с их геологическим строением и литологией пород. В результате обобщения большого фактического материала он установил, что значения, получаемые в различных геологических условиях, резко отличаются от ранее принятой величины нормального геотермического градиента (3,03°С/100 м). Он пришел к выводу о существовании по меньшей мере двух типов нормального геотермического градиента: для осадочных и для магматических пород. Это связано с различной теплопроводностью указанных пород. Таким образом, в случае горизонтально-слоистой среды тепловой поток во

всех частях разреза одинаков и равен глубинному тепловому потоку. Однако такие условия сравнительно редки: горизонтально-слоистые разрезы встречаются лишь на некоторых участках платформ и океанических бассейнов. В большинстве случаев тепловой поток искажается, перераспределяясь в среде со структурными и литолого-фациальными неоднородностями. При сосуществовании контраста теплопроводности и структурно-геологических неоднородностей глубинный тепловой поток не может быть найден из простых соотношений, приведенных выше, так как вблизи поверхности образуются в этих случаях аномалии температуры и теплового потока, не связанные с глубинным источником. Существование аномалий может быть вызвано и другими геологическими факторами, влияющими на геотермические условия недр: перераспределением тепла подземными водами, эндо- и экзотермическими процессами, нестационарными эффектами осадконакопления и эрозии, тепломассопереносом при неотектонических движениях, остаточным теплом магматических очагов и др. В настоящей работе рассматривается влияние структурного фактора ввиду его особой важности при анализе теплового поля, а также слабой изученности и трудностей аналитического количественного учета. Кроме того, в районах наших исследований этот искажающий фактор является основным.

ТЕРМИЧЕСКАЯ РАЗВЕДКА И ТЕОРИЯ РАСЧЕТА ТЕПЛОВЫХ ПОЛЕЙ В УСЛОВИЯХ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Появление геотермических аномалий над телами, имеющими контрастную теплопроводность по отношению к вмещающим породам, является физической основой метода термических поисков и разведки месторождений полезных ископаемых. Эффективное использование методов терморазведки началось еще в 20-х годах нашего века. Например, А.М. Шайдеров в 1921–1927 гг. проанализировал изменение геотермического градиента на южном крыле антиклинальной складки в Новогрозненском районе и выделил не обнаруженный ранее синклинальный прогиб [Шайдеров, 1929]. П.Ф. Родионов и Н.И. Софронов [1935] изложили в своих работах результаты опробования геотермического метода разведки на Дегтярном медно-колчеданном месторождении (Средний Урал), обсудили некоторые вопросы теории метода и методики измерений температуры в неглубоких, специально пробуренных скважинах. На профилях, ориентированных вкрест простирания рудного тела, отмечено возрастание температуры над рудными телами на $1,5^{\circ}\text{C}$. Авторы впервые попытались подсчитать избыточное тепло, обусловленное повышенной теплопроводностью рудного тела, уподобляя последнее бесконечному горизонтальному эллиптическому цилиндру.

Основной вклад в обоснование метода термической разведки и влияния структурных неоднородностей на тепловое поле внес С.С. Ковнер. В период с 1936 по 1949 г. публикуется ряд его статей, раскрывающих возможности термического метода разведки. В одной из них [Ковнер, 1941] указывается на важность исследований неоднородности земной коры как фактора, пертурбирующего глубинный тепловой поток. Им впервые применен метод сеток для численного решения смешанной задачи Дирихле–Неймана в предположении, близком к реальному, а именно: при заданной на границе всей области температуре или тепловом потоке на внутренних границах каждой из составляющих эту область частей, характеризующихся своим коэффициентом теплопроводности k_i , имеет место условие равенства температур $T_i = T_{i+1}$ и потоков

$$k_i \frac{\partial T_i}{\partial n} = k_{i+1} \frac{\partial T_{i+1}}{\partial n} . \quad (5)$$

При данных граничных условиях был рассчитан геотемпературный разрез месторождения Доссор–Таскудук в Эмбенской области (рис. 1). Несмотря на то что автором граница "нейтрального" слоя с температурой 0°C принимается на глубине всего лишь 2 м, на глубине 2500 м температура составляет 75°C , что не соответствует реальным данным, этот расчет можно считать эталонным, надолго определившим направление геотермических работ в районах со сложным геологическим строением и неоднородностями.

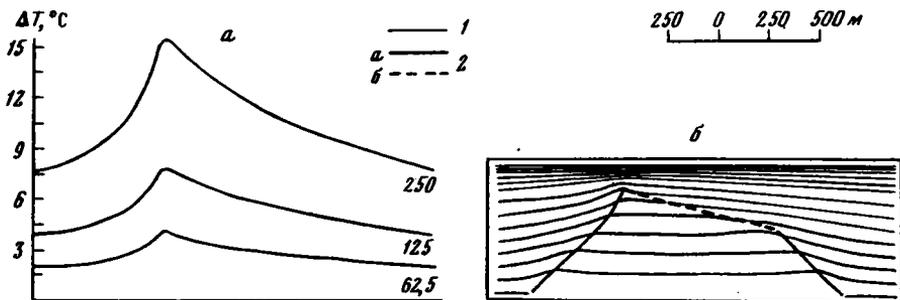


Рис. 1. Геотермический разрез месторождения Доссор–Таскудук [Ковнер, 1941]

a – температурные профили над куполом Доссор–Таскудук; *б* – характер изотерм в вертикальной плоскости

1 – температурные аномалии на глубинных срезах 250, 125 и 62,5 м; 2 – контур соляного купола, установленный: *a* – точно, *б* – приближенно

родностью теплофизических свойств. Разработанная методика расчета была применена [Ковнер, 1942] для выяснения возможности поиска известняков артинского возраста, имеющих куполообразную форму, погребенных под слоем кунгурских ангидридов, перекрытых, в свою очередь, отложениями уфимской свиты. Были рассчитаны три профиля для двух вариантов залегания породы двух вариантов возможных значений теплопроводности. Температурная аномалия при этом достигала 0,3–2,6°С. Наряду с возможностью горизонтального термического зондирования им же [Ковнер, 1947] показана возможность обнаружения купола, имеющего контраст теплопроводности по отношению к вмещающим породам $\mu = k_{\text{куп}} : k_{\text{вм}} = 2 : 1$, путем вертикального зондирования в скважинах, расположенных на значительных (до 400 м) расстояниях от оси купола.

Эффект контрастной теплопроводности нашел практическое применение в разработке идей С.С. Ковнера о возможности термической разведки. Наиболее интенсивно термическая разведка проводилась на полиметаллических месторождениях Рудного Алтая [Калашников, 1963] и южного склона Большого Кавказа [Гинзбург и др., 1976], колчеданных месторождений Урала [Лахтионов, Тархов, 1967, 1970]. В этих работах используется модификация термической съемки района по результатам замеров в неглубоких скважинах. При этом термическая аномалия обусловлена двумя факторами: повышенной теплопроводностью сульфидных руд и экзотермической направленностью реакции окисления сульфидов. В этой методике допустима недостаточно высокая точность определения температуры ($\pm 0,05$ – $0,10^\circ\text{C}$), так как величина аномалии в приповерхностном слое достигает 0,3–0,9°С.

При работе в глубоких скважинах аномалии геотермического градиента и теплового потока создаются лишь контрастом теплофизических свойств пород, и в этом случае для ее обнаружения необходима высокоточная геотермическая аппаратура (погрешность изменений $\pm 0,01$ – $0,02^\circ\text{C}$).

Усовершенствование аппаратуры, создание принципиально новых схем регистрации и применение новейших термочувствительных датчиков позволили довести точность измерения температуры до $0,01^\circ\text{C}$ [Дергунов, Горожанкин, 1954; Дергунов, 1959; Любимова и др., 1964]. Такая точность определила новый подход к задачам терморазведки. Стали возможными выделение залежей, обладающих незначительным контрастом теплопроводности [Муромцева и др., 1963], а также анализ горизонтальных градиентов температуры и тепловых потоков. Качественно новое исследование было проведено на нефтегазовых месторождениях Предкарпатского прогиба [Думанский, Кульчицкий, 1967]. Было обращено внимание на анизотропию теплофизических свойств складчатых толщ внутренней зоны Предкарпатского прогиба (2,42 ккал/ч · м · °С по напластованию и 1,4 ккал/м · ч · °С перпендикулярно напластованию). Это обстоятельство обуславливает перераспределение теплового потока и возрастание его над сводовой частью складки эоценовых отложений. Увеличение теплового потока отмечается как при движении от крыльев складки к ее своду, так и при приближении к своду со стороны земной поверхности. Таким образом, эти авторы сделали попытку оценить горизонтальную и вертикальную

составляющие вектора теплового потока, но, к сожалению, они ограничились лишь качественным подходом к решению этой задачи, хотя и имелись температурные измерения по ряду скважин, пробуренных в присводовой части складки.

Высокоточные геотермические исследования, выполненные В.Е. Сальниковым [1976а] на Подольском медноколчеданном месторождении, позволили не только выделить зону контакта руд со вмещающими породами, обладающую наибольшим перепадом теплопроводности, но и границу между туфогенно-осадочными породами улутауской свиты (средний девон) и эффузивами и пирокластами силура-нижнего девона, имеющими незначительную разницу в теплопроводностях.

Физико-математической основой количественной оценки аномалий является теория расчета тепловых полей в неоднородных средах. При этом ставится задача решения уравнения теплопроводности в большинстве случаев с граничными условиями I рода. Решение в явном виде получено лишь в том варианте, когда область сложной геометрической формы ограничена координатными поверхностями эллиптической системы координат [Глюзман, 1966; Галицын, Жуковский, 1977; Луковский и др., 1977].

Существенное значение для количественной интерпретации геотермических аномалий имели работы Н.Н. Корытниковой [1937, 1943] о влиянии теплопроводности горных пород на распределение геотермического поля. В этих статьях дается математическое решение задачи о распределении температуры вокруг погребенного тела иной, относительно окружающей среды, теплопроводности и указываются некоторые возможные применения полученных результатов к решению практических задач геотермии. Задачи для эллипсоидов вращения, наклонных пластов, сферы и других тел решались при следующих предположениях: 1) стационарном распределении температуры; 2) при условии, что в термически однородной неограниченной среде помещено одно тело другой теплопроводности, и если бы этого тела не было, то изотермические поверхности были бы горизонтальными плоскостями:

$$T = T_0 - \gamma z, \quad (6)$$

где T — температура; z — глубина (положительная ось z направлена вверх); T_0 — температура на глубине $z = 0$; γ — градиент, предполагаемый постоянным; 3) при удалении от тела изотермы, стремятся принять вид плоскостей (6), сливаясь с ними на бесконечности.

Полученные решения дают возможность рассчитать температуру любой точки полупространства ниже земной поверхности как внутри погребенного тела, так и вне его. Для вытянутого эллипсоида вращения соответственно

$$T_i = T_0 - \frac{4\gamma}{4 + Z_0(\mu - 1)} z, \quad (7)$$

$$T_a = T_0 - \gamma z \left[1 - \frac{2(\mu - 1)a^2 c}{4 + Z_0(\mu - 1)} \left(\frac{1}{p^3} \ln \frac{\sqrt{c^2 + \eta} + p}{\sqrt{c^2 + \eta} - p} - \frac{2}{p^2} \frac{1}{\sqrt{c^2 + \eta}} \right) \right], \quad (8)$$

$$\text{где } Z_0 = 2a^2 c \left[-\frac{2}{p^2 c} + \frac{1}{p^3} \ln \frac{c+p}{c-p} \right];$$

c — вертикальная полуось, a — горизонтальная полуось, $c > a$; $p = \sqrt{c^2 - a^2}$;

$$c^2 + \eta^2 = \frac{1}{2} \left\{ r^2 + z^2 + p^2 + \sqrt{[r^2 + z^2 - a^2 - c^2]^2 + 4[c^2 r^2 + a^2 z^2 - a^2 c^2]} \right\};$$

$r^2 = x^2 + y^2$; $\mu = k_1/k$ — отношение коэффициента теплопроводности погребенного тела и окружающей среды.

Несмотря на кажущуюся громоздкость приведенных формул, они весьма удобны для экспресс-оценки температурных аномалий для замкнутых тел.

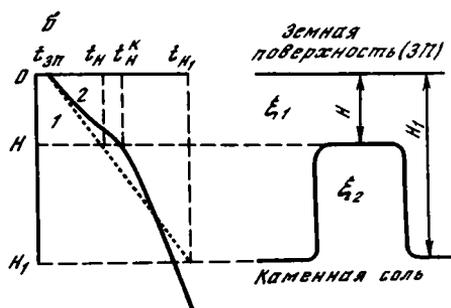
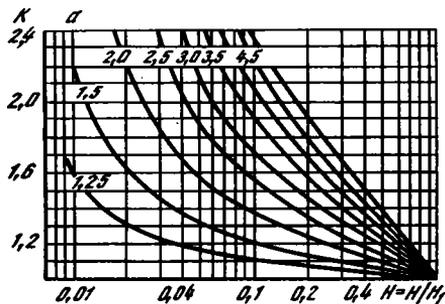


Рис. 2. Определение коэффициента превышения температуры K над соляным куполом [Guyod, 1946]

a – палетка; b – геотермограмма: 1 – вне зоны влияния соляного купола; 2 – над соляным куполом. Объяснение букв см. в тексте

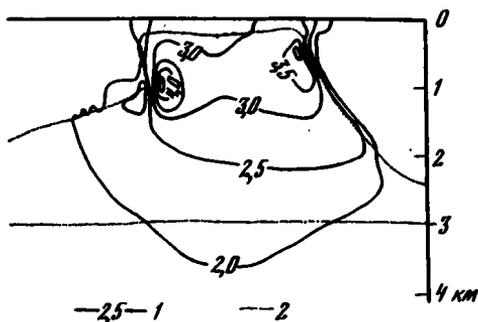


Рис. 3. Изменение вертикальной компоненты плотности теплового потока в сечении соляного купола Бенте [Giesel, Holz, 1970]

1 – изолинии q_z (значения в $\text{мккал/см}^2 \cdot \text{с}$); 2 – контур соляного купола

В этих статьях предложены методы решения обратной задачи геотермии, которые получили в дальнейшем развитие в некоторых работах [Поляк, 1966; Любимова, 1968; Зорин, Лысак, 1972; Чекалюк и др., 1974; Еремин и др., 1976]. Для тел простой геометрической формы решение задачи о распределении температуры приводится в классической монографии Г. Карслоу и Д. Егера [1964]. Как правило, решение в аналитическом виде очень громоздко, не всегда наглядно и реализуется только на ЭЦВМ.

Более универсальные методы численного и аналогового решения задач теплопроводности [Огильви, 1959; Кутас, Гордиенко, 1971; Протопопов, 1971; Любимова, Никитина, 1975; Любимова, Любошиц, 1975; Голубев, 1976; Сочельников, Артемко, 1976; Панчишин, Рудченко, 1977]. При этом решение уравнения теплопроводности может быть получено для сколько угодно сложной среды со всевозможными сочетаниями толщ с различными свойствами. Г. Гюйо [Guyod, 1946] были рассчитаны методом моделирования температурные разрезы для антиклинали, сброса и купола. Результаты расчетов он представил как в виде схемы изотерм в разрезе, так и в виде палеток "превышения температуры". Например, для куполообразной структуры (рис. 2)

$$K = \frac{T_N^K - T_{з.п}}{T_H - T_{з.п}}, \quad (9)$$

где T_N^K – температуры на глубине H непосредственно над куполом; T_H – то же вне влияния купола; $T_{з.п}$ – средняя температура земной поверхности (или нейтрального слоя). По оси абсцисс откладывалось отношение H/H_1 – глубины кровли купола к глубине подошвы. Семейство кривых получено для отношения k_1/k_2 – теплопроводности купола к теплопроводности перекрывающих пород. Н.А. Огильви [1959] методом электромоделирования рассчитал геотемпературное поле для наклонных пластов и симметричных складок при десятикратном различии коэффициентов теплопроводности.

Очень сильные искажения глубинного теплового потока возникают в областях развития солянокупольной тектоники, но, к сожалению, исследователи обращали больше внимания на характер геотемпературного поля в условиях высокопроводящей соляной толщи [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические . . ., 1977; Mundry, 1966; Selig, Wallick, 1966 и др.] и лишь редкие работы посвящены анализу нарушений теплового потока [Greutzburg, 1964; Giesel, Holz, 1970]. В. Гизель и А. Хольц исследовали тепловой поток на соляном куполе Бенге в Северо-Германской впадине. Путем натуральных наблюдений и расчета на аналоговой вычислительной машине ими построены изолинии теплового потока в вертикальной плоскости, секущей купол (рис. 3). Отмечается увеличение теплового потока до $4,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ в краевых частях купола и до $3 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ в центральной части на фоне глубинного теплового потока $1,6 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$ [Greutzburg, 1964].

В редких случаях, например для сплюснутого полуэллиптического цилиндра, выходящего на плоскую дневную поверхность, путем предельного перехода получено решение об искажении теплового потока в аналитическом виде [Карслоу, Егер, 1964; Lachenbruch, Marchall, 1968].

С помощью этого решения оценены искажения теплового потока в донных океанических илах, залегающих на коренных породах с существенно более высокой теплопроводностью [Смирнов, Попова, 1974; Савостин, 1974]. При определенной конфигурации включения эффект контрастной теплопроводности для $\mu = 1 : 3$ может достигать 70–80% от величины глубинного теплового потока.

Применяя это решение для глубинной структуры возвышенности Ямато в Японском море, Я.Б. Смирнов [Глубинный . . ., 1974] рассчитал искажение теплового потока за счет наличия мощной линзы "гранитного" слоя с теплопроводностью, в 2 раза меньшей, чем у вмещающих пород. Величина теплового потока в приповерхностных условиях будет занижена примерно на 10%, а на периферии линзы возникает своеобразный краевой эффект за счет рефракции тепла и вследствие этого резко повышается тепловой поток (до 50%). Ниже дан расчет профиля теплового потока через возвышенность Ямато с помощью электромоделирования для уточненной, многослойной модели глубинного строения этого района.

Итак, для оценки геотермических аномалий, связанных с эффектом контрастной теплопроводности, разработан ряд аналитических, численных и аналоговых методов. Все они приводят в конечном счете к решению уравнения теплопроводности в среде с известными начальными и граничными условиями. Реальные геологические среды представляют собой сложные для математического описания объекты, и аналитические методы к ним почти неприменимы. В условиях квазистационарного распределения температур, которое наблюдается в стабильных тектонических областях, использование численных методов нецелесообразно главным образом по экономическим соображениям. Поэтому нами выбран метод аналогового моделирования, который позволяет получить распределение температур в любой сложной среде с контрастными по теплофизическим свойствам границами.

В работе на конкретных примерах показано, что искажения теплового потока структурными неоднородностями достигают 100% [Хуторской, Тимарева, 1979]. Поэтому разработка соответствующей методики учета этих искажений имеет принципиальное значение при интерпретации геотермических измерений на континентах и океанах.

**МЕТОДИКА ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ
И СИСТЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА
В УСЛОВИЯХ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ**

МЕТОДИКА ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

В 1975--1978 гг. на Южном Урале и в Казахстане автором были проведены геотермические измерения на месторождениях Радостное, Куватал, Круглогорское, Течинское, Подольск, Глубоченское, Кужай, Васильковское, Акбент, Бестюбе, Кентюбе, Жайрем, Сарыой, Северный Катпар, Акчатау, а также Прибалхашских месторождениях (рис. 4).

Для измерения температуры в скважинах использовались две регистрирующие схемы: потенциометрическая с медным термометром сопротивления на четырехжильном кабеле и мостовая с термистором на трехжильном кабеле. Потенциометрическая схема с четырехжильным кабелем подробно описана в различных пособиях по теплотехнике [Михеев, Михеева, 1977] и геотермии [Геотермические . . . , 1964]. Автор проводил измерения с помощью мостовой схемы с термистором, поэтому более подробно остановимся на вопросах подготовки этой аппаратуры и работе с ней.

В качестве чувствительного элемента применялись термисторы ММТ-1 и ММТ-6 с большими номинальными сопротивлениями (22 и 50 кОм). Это обеспечивало большую цену деления термисторов, соответственно 1,1 и 2,3 кОм/°С при комнатной температуре. Таким образом, для измерения температуры с погрешностью $\pm 0,01^\circ\text{C}$ необходимо измерение сопротивления с точностью 15 или 25 Ом. Измерение сопротивления проводилось реохордным мостом МО-62 с внешним гальванометром М-95.

Реально такой аппаратурой при данных номинальных сопротивлениях

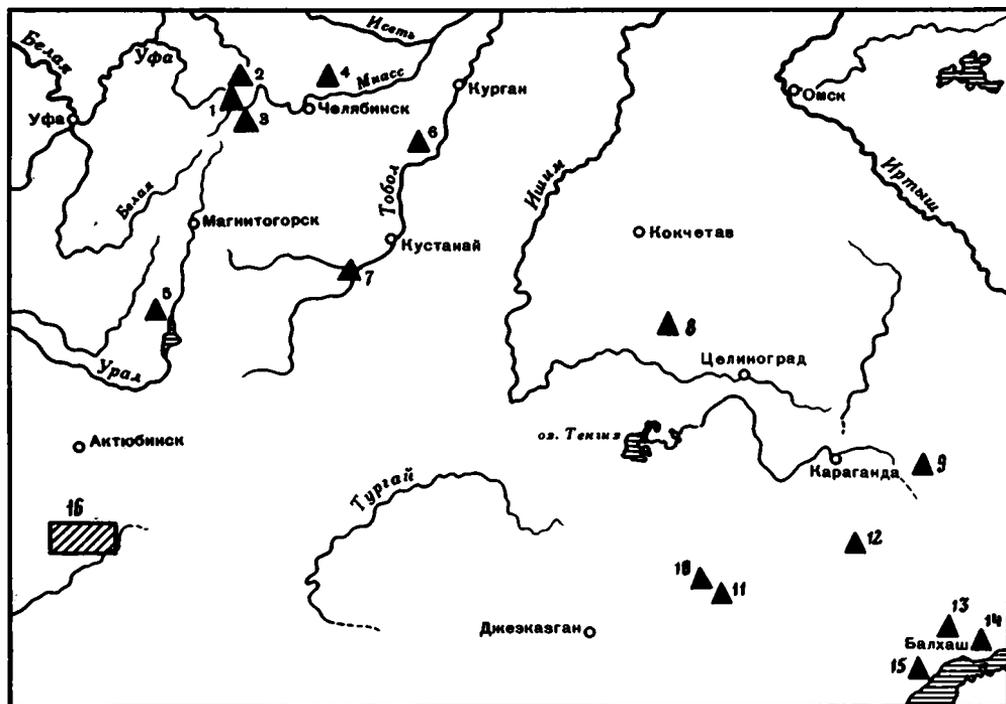


Рис. 4. Схема расположения объектов геотермических исследований

Месторождения: 1 - Радостное, 2 - Куватал, 3 - Круглогорское, 4 - Течинское, 5 - Подольск, 6 - Глубоченское, 7 - Кужай, 8 - Акбент, 9 - Кентюбе, 10 - Жайрем, 11 - Сарыой, 12 - Северный Катпар, 13-15 - группа Прибалхашских месторождений; 16 - район солянокупольной тектоники восточной части Прикаспийской впадины

Рис. 5. График тарировки термистора

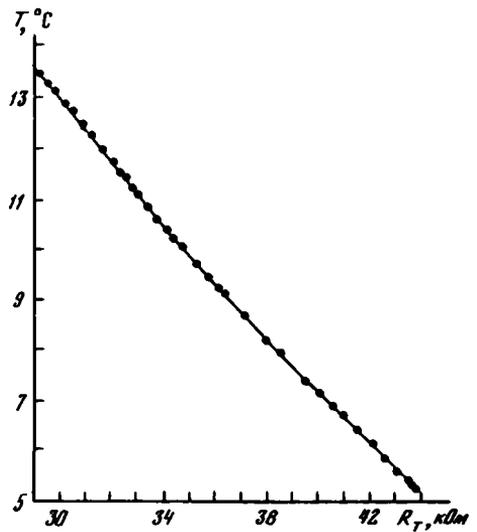
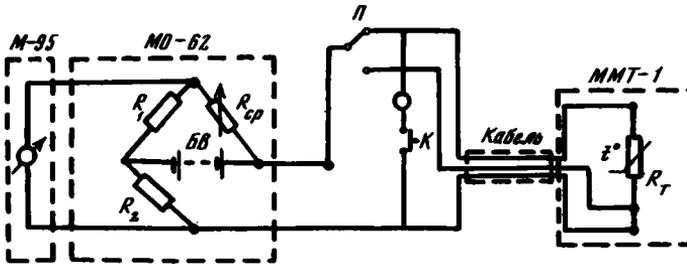


Рис. 6. Принципиальная схема измерения температуры в скважинах

М-95 — внешний гальванометр МО-62 — реохордный мост; БВ — батарея внутренняя; П — переключатель; К — кнопка включения реохордного моста; ММТ-1 — скважинный снаряд с термистором R_T



можно измерить изменение сопротивления на 30 Ом. Отсюда следует, что аппаратурная погрешность мостовой схемы с термистором составит от $\pm 0,012$ до $\pm 0,02^\circ\text{C}$. Термисторы предварительно тарировались для определения зависимости $R = f(T)$. Тарировка проводилась в ультратермостате Хеплера с контролем температуры ртутным термометром, имеющим цену деления $0,01^\circ\text{C}$. Затем строились крупномасштабные графики, где по оси абсцисс откладывалось сопротивление R , а по оси ординат — температура T (рис. 5). К недостаткам термисторов нужно отнести их некоторую нестабильность во времени за счет "старения" гистерезисности и т.п. [Непримеров и др., 1968]. Однако эти недостатки можно исключить, если проводить повторные градуировки, а также предварительное искусственное старение термисторов.

Термистор помещался в металлический снаряд, изготовленный в лаборатории геотермии Геологического института АН СССР. Основными требованиями, предъявляемыми к снаряду, были надежная герметизация, малая инерционность и высокие динамические качества. Это было достигнуто путем применения специальной системы резиновых прокладок, утонения стенок снаряда и заполнения его трансформаторным маслом. Диаметр снаряда (35 мм) позволял проводить термометрию практически во всех скважинах. Принципиальная схема измерения температуры в скважинах дана на рис. 6.

Измерения в скважинах начинались с глубины 40 м, т.е. ниже нейтрального слоя [Фролов, 1966], и проводились через 20 м. В каждой точке выстойка снаряда составляла 4–5 мин, что достаточно для восприятия термистором температуры окружающей среды.

Существенной причиной, затрудняющей получение надежных данных об истинном геотермическом поле, является время выстойки скважин. В том случае, когда термокаротаж проводится непосредственно после окончания бурения или через промежуток времени, явно недостаточный для установления равновесия, мы получаем иска-

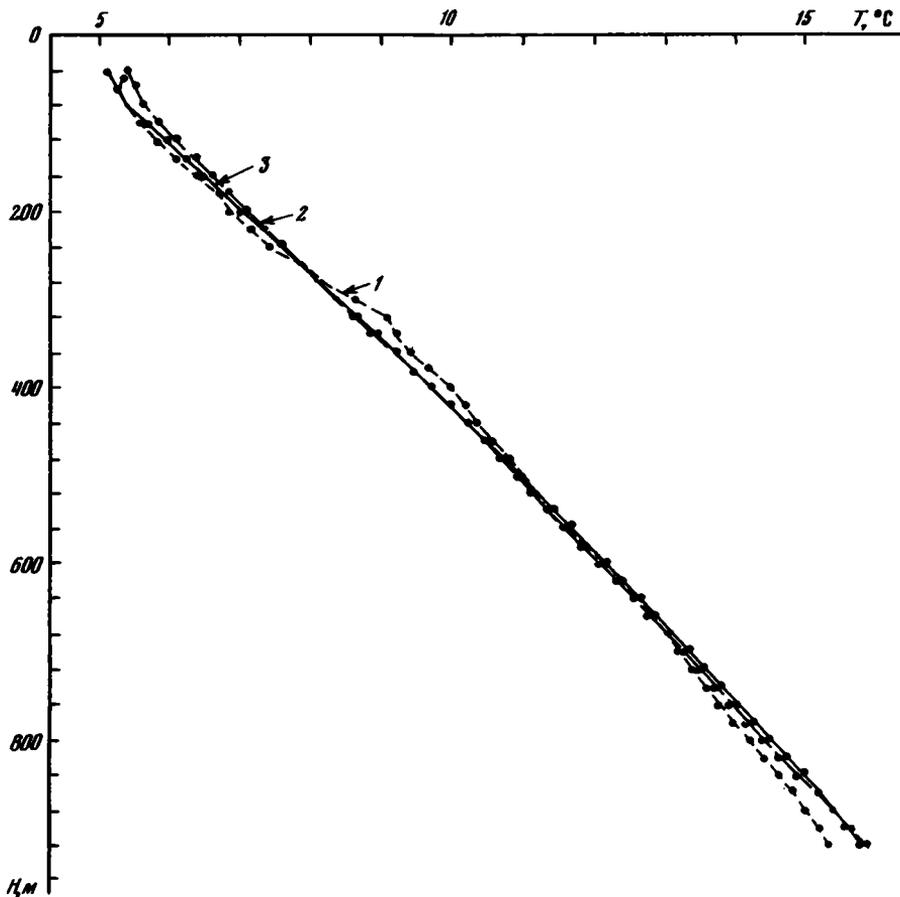


Рис. 7. Термограммы по скв. 014 месторождения Радостное
 Даты измерения: 1 – 11/VI 1975; 2 – 17/VI 1975; 3 – 30/VII 1975

женную информацию о температурах в скважине и геотермическом градиенте. Многочисленными исследователями [Дьяконов, 1958; Любимова и др., 1964; Кутасов, 1964; Тепловой . . ., 1970; Богомолов и др., 1972; Сальников, 19766; Jaeger, 1956] установлено, что в осадочных породах для получения температур, приближающихся к истинным с достаточной степенью точности, необходима выстойка более 40 сут. В том случае, когда бурение производится алмазным инструментом с промывкой в необсаженных скважинах, время на установление теплового равновесия снижается до 20 сут. Это установлено нами экспериментально по скв. 014 на месторождении Радостном, расположенном на Тараташском антиклинории. Бурение скважины было закончено 30 мая 1975 г. Измерения температуры в ней производились 11 и 17 июня, 30 июля 1975 г. Если первые два измерения отличаются друг от друга как по степени дифференциации температур, так и по наклону термограмм, то последние две кривые имеют и меньшую расчлененность, и одинаковый средний температурный градиент (рис. 7). Все определения теплового потока, положенные в основу расчета структурных искажений, получены в скважинах, имеющих выстойку от 4 мес (Кентюбе) до 4 лет (Куватал).

Нередко в скважинах наблюдается нарушение нормального геотермического градиента за счет движения вод. Искажение теплового поля возникает в том случае, когда вектор скорости движения вод не ортогонален вектору геотермического градиента.

Как отмечают многие авторы [Макаренко, 1948; Огильви, 1959; Фролов, 1966; Тепловой . . ., 1970], конвективная составляющая теплового потока, связанная с движением подземных вод в зоне активного водообмена, иногда соизмерима с величиной кондуктивного теплового потока. Обычно это влияние хорошо заметно

на геотермограммах, что и принималось нами во внимание. В зависимости от мощности зоны активного водообмена нами исключалась из рассмотрения или верхняя часть (40–60 м), или полностью вся термограмма (Медная, Подольск, Глубоченское). В общем случае приближенный расчет влияния гидрогеологического фактора может быть сделан по формуле Н.А. Огильви [1959]

$$g = g_0 e^{-\frac{v \rho c}{k}}$$

где g_0 – геотермический градиент на глубине z ; g – геотермический градиент в устье скважины, $z = 0$; v – скорость вертикальной фильтрации; ρ – плотность воды; c – теплоемкость воды; k – коэффициент теплопроводности.

На основе применения данной методики оценена величина конвективной составляющей теплового потока (q_k) в зоне активного и (частично) замедленного водообмена для районов Южного Урала и Центрального Казахстана. В гидрогеологических условиях Центрального Казахстана основную роль в тепломассопереносе играют трещинные подземные воды развитые до глубины 35–40 м, а иногда до 60–100 м [Шапиро, 1971]. Коэффициенты трещинной проницаемости пород Центрального Казахстана колеблются от 2–3 до 17–31 мД, а пористости – от 0,2 до 2%. При этих параметрах конвективная составляющая теплового потока равна 0,5–1 мВт/м². На Южном Урале q_k достигает максимальных (8 мВт/м²) значений в миогеосинклинальной зоне, а минимальных (0,3 мВт/м²) – в Восточно-Уральском антиклинории [Сальников, 1979]. Средняя же величина искажений составляет 2,5 мВт/м², т.е. сходна с погрешностью наших измерений. Таким образом, гидрогеологический фактор для рассмотренных районов рудных месторождений играет несущественную роль, и при оценке структурно-геологических неоднородностей теплового потока им можно пренебречь.

Теплопроводность пород измерялась нами стационарным методом "разделенного стержня" на установке "Лямбда". Для измерений необходимо было изготовить образцы цилиндрической формы диаметром 12 мм и высотой 4 мм. Образец помещался между "холодильником" и нагревателем мощностью приблизительно 1 Вт, и после установления стационарного распределения температур термоЭ.Д.С. компенсировалась напряжением, подаваемым через магазин сопротивлений. Величина компенсационного потенциала равна теплопроводности породы. При тщательной подготовке каждого измерения удалось добиться погрешности метода не хуже 5%.

МЕТОДИКА АНАЛОГОВОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ СТАЦИОНАРНОЙ ТЕПЛОПРОВОДНОСТИ

Нахождение температуры и теплового потока в структурно-неоднородных толщах сводится к решению дифференциального уравнения в частных производных эллиптического типа

$$\frac{\partial}{\partial x} \left[A_1(x, y, z) \frac{\partial T}{\partial x} \right] + \frac{\partial}{\partial y} \left[A_2(x, y, z) \frac{\partial T}{\partial y} \right] + \frac{\partial}{\partial z} \left[A_3(x, y, z) \frac{\partial T}{\partial z} \right] = F(x, y, z), \quad (10)$$

т.е. к отысканию распределения функции температуры $T(x, y, z)$ в области $G(x, y, z)$ при различных граничных условиях. В уравнении (10) A_1, A_2, A_3, F – заранее известные функции координат области $G(x, y, z)$. В общем случае эти величины могут быть функциями искомой величины $T(x, y, z)$ [Тихонов, Самарский, 1966].

К решению уравнения (10) сводятся не только задачи теплопроводности, но и задача отыскания электрических потенциалов, потенциалов скоростей и функций тока в потоке идеальной жидкости и многие другие. Решение этого уравнения точными аналитическими методами для большинства практически важных случаев оказывается невозможным из-за сложной формы области или сложного характера граничных условий. Нахождение же решения приближенными численными методами с

использованием ЭЦВМ сводится к выполнению многочисленных трудоемких операций по подготовке к счету и обработке выходной информации. Наилучшим методом для решения стационарных задач теплопроводности в неоднородных многослойных средах произвольной формы является, на наш взгляд, аналоговое моделирование с помощью электро- или гидромодуляторов, широко применяемых в теплофизике.

В основе использования интеграторов для решения уравнения (10) лежит математическое подобие между распределением электрических, гидродинамических и тепловых параметров — их аналогия. Запишем закон сохранения тепловой энергии и электрического заряда в двумерной системе координат xOz :

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0; \quad \frac{\partial i_x}{\partial x} + \frac{\partial i_z}{\partial z} = 0, \quad (11)$$

а также закон переноса тепла (закон Фурье) и электрического заряда (закон Ома) :

$$q_x = k \frac{\partial T}{\partial x}; \quad q_z = k \frac{\partial T}{\partial z};$$

$$i_x = \epsilon_0 \frac{\partial U}{\partial x}; \quad i_z = \epsilon_0 \frac{\partial U}{\partial z}. \quad (12)$$

Аналогия в структуре законов сохранения и переноса для процессов теплопроводности и электропроводности приводит к аналогии дифференциальных уравнений

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(k \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k \frac{\partial T}{\partial z} \right) = 0;$$

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\epsilon_0 \frac{\partial U}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\epsilon_0 \frac{\partial U}{\partial z} \right) = 0. \quad (13)$$

Если $k = \text{const}$ и $\epsilon_0 = \text{const}$, то уравнения (13) преобразуются в уравнения Лапласа

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} = 0;$$

$$\frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0. \quad (14)$$

Дифференциальные уравнения (13) и (14) и граничные условия можно привести к безразмерному виду, выбрав при этом в качестве масштабов подобные линейные размеры и значения аналогов в одноименных точках. При этом пропадает различие в размерностях. Таким образом, поле безразмерной температуры в образце (сечении) и поле безразмерного потенциала в электрической модели будут описываться одними и теми же уравнениями, если выполнены следующие условия: 1) электрическая модель геометрически подобна образцу; 2) безразмерные граничные условия на модели и образце тождественны; 3) аналоги, входящие в дифференциальные уравнения и граничные условия, равны.

Для приведения указанных уравнений к безразмерному виду вводятся масштабные размерности температур (T_{\max} — T_{\min}) и электрических потенциалов (u_{\max} — u_{\min}), а также масштабные значения термических и электрических сопротивлений R_M^T и R_M^U .

В большинстве рассмотренных случаев в качестве значений T_{\max} и T_{\min} вводились реально определенные температуры по измерениям в наиболее глубоких

скважинах. Масштабное термическое сопротивление соответствовало минимальному термосопротивлению толщи, т.е. равнялось величине, обратной максимальной теплопроводности пород. Учитывая закон Кирхгофа и уравнение теплового баланса и введя масштабные величины для узловой точки 0 области $G(x, z)$, можно записать:

$$(U_1 - U_0) \frac{R_M^U}{R_{10}^U} + (U_2 - U_0) \frac{R_M^U}{R_{20}^U} + (U_3 - U_0) \frac{R_M^U}{R_{30}^U} + (U_4 - U_0) \frac{R_M^U}{R_{40}^U} + \frac{I_0 R_M^U}{U_{\max} - U_{\min}} = 0; \quad (15)$$

$$(\theta_1 - \theta_0) \frac{R_M^T}{R_{10}^T} + (\theta_2 - \theta_0) \frac{R_M^T}{R_{20}^T} + (\theta_3 - \theta_0) \frac{R_M^T}{R_{30}^T} + (\theta_4 - \theta_0) \frac{R_M^T}{R_{40}^T} + \frac{q_V(x, z) (\Delta x \cdot 1 \cdot \Delta z) R_M^T}{T_{\max} - T_{\min}} = 0, \quad (16)$$

$$\text{где } U = \frac{u - u_{\min}}{u_{\max} - u_{\min}}; \quad (17)$$

$$\theta = \frac{T - T_{\min}}{T_{\max} - T_{\min}}; \quad (18)$$

$q_V(x, z)$ — объемная плотность тепловыделения внутренних источников тепла в рассматриваемой ячейке; I_0 — электрический ток, дополнительно подводимый к узловой точке 0 и соответствующий величине $q_x(x, z)$; $(\Delta x \cdot 1 \cdot \Delta z)$ — объем рассматриваемой ячейки (в наших расчетах размер ячейки в направлении оси Y принят равным единице).

Из сравнения уравнений (15) и (16) следует, что для подобия безразмерных величин необходимо выполнение условий

$$\frac{R_{10}^U}{R_{10}^T} = \frac{R_{20}^U}{R_{20}^T} = \dots = \frac{R_M^U}{R_M^T} = \frac{R_k^U}{R_k^T}; \quad (19)$$

$$\frac{I R_k^U}{u_{\max} - u_{\min}} = \frac{q_V(x, z) (\Delta x \cdot 1 \cdot \Delta z) R_k^T}{T_{\max} - T_{\min}}, \quad (20)$$

где R_k^T — термическое сопротивление между соседними ячейками (внутреннее термическое сопротивление для области $G(x, z)$); R_k^U — электрическое сопротивление, соответствующее R_k^T . При выполнении условий (19) и (20) в выбранной области $G(x, z)$ установится распределение температур, тождественное распределению потенциалов, т.е. $U = \theta$. Для решения задач исследуемые области предварительно разбивались на прямоугольные ячейки с размерами Δx и Δz . Узловые точки располагались в центре соответствующих ячеек (рис. 8) и в каждой точке вычислялась величина термического сопротивления R_k^T по формулам

$$R_{12}^T = \left(\frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_2} \right) \frac{2\Delta x}{\Delta z}; \quad R_{23}^T = \left(\frac{1}{k_2} + \frac{1}{k_3} \right) \frac{2\Delta x}{\Delta z};$$

$$R_{45}^T = \left(\frac{1}{k_4} + \frac{1}{k_5} \right) \frac{\Delta x}{\Delta z}; \quad R_{56}^T = \left(\frac{1}{k_5} + \frac{1}{k_6} \right) \frac{\Delta x}{\Delta z};$$

$$R_{14}^T = \left(\frac{1}{k_1} + \frac{1}{k_4} \right) \frac{2\Delta z}{\Delta x}; \quad R_{58}^T = \left(\frac{1}{k_5} + \frac{1}{k_8} \right) \frac{\Delta z}{\Delta x}, \quad (21)$$

где k_1, k_2, \dots — значения коэффициентов теплопроводности в узловых точках выбранной области. Задачи решались при граничных условиях I рода, так как нам известны температуры на границах толщи. Решение поставленной задачи о распределении безразмерных температур в области $G(x, z)$ дается электронинтегратором, а температуры в узловых точках схемы рассчитываются по формуле

$$T(x, z) = T_{\min} + \theta(x, z)(T_{\max} - T_{\min}). \quad (22)$$

При моделировании процесса стационарной теплопроводности в условиях глубоководных частей Мирового океана происходит теплообмен между литосферой и гидросферой по закону Ньютона—Рихмана. В этом случае следовало бы решать задачи при граничных условиях III рода и температуру в каждой точке исследуемой области определять по формуле

$$T(x, z) = T_{\min}^B + \theta(x, z)(T_{\max}^B - T_{\min}^B), \quad (22')$$

где T_{\min}^B и T_{\max}^B — соответственно минимальная и максимальная температуры воды на дне океана. Но T_{\max}^B в данном случае равно T_{\max} в формуле (22), а T_{\min}^B совпадает с T_{\min} в случае отсутствия существенных придонных течений. Как показывают работы по гидрогеологии [Сизова, 1961] и термометрии придонного слоя [Langseth, Von Herzen, 1971], скорость придонных течений в абиссальных частях моря весьма

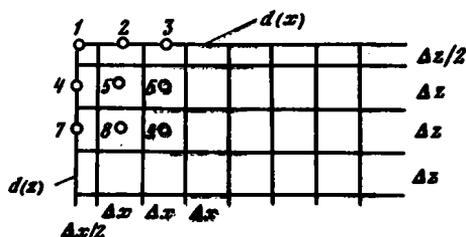


Рис. 8. Схема разбиения граничной части области в плоскости (x, z)
1-9 — номера ячеек. Размеры ячеек $\Delta x, \Delta z$ см. в тексте

незначительна. А. Лахенбрух и Б. Маршалл, например, при измерении теплового потока не встретили ни одного случая флюктуации температуры в придонном слое океанических бассейнов со "спокойным" рельефом дна за счет течений [Lachenbruch, Marshall, 1968]. В таком случае $T_{\min}^B = T_{\min}$ и формула (22') адекватна формуле (22), т.е. с необходимой степенью точности все описанные нами океанические объекты могут быть проанализированы с граничными условиями I рода.

Наши расчеты проведены на электронинтеграторе ЭИ-12, который имеет 448 узловых точек (16 рядов по 28 точек в ряду). Погрешность моделирования определяется количеством ячеек, на которые разбивается поперечное сечение искажающего тела и окружающего пространства, а также точностью задания граничных условий.

При подготовке к счету на электронинтеграторе массивов реальных геологических структур встает вопрос о том минимальном количестве ячеек, на которое надо разбивать сечение искажающего тела. За конечную величину можно принять аппаратную погрешность электронинтегратора $\Delta U/U = 1-2\%$. Решение этой задачи проведено нами методом подбора и сравнения аналитического решения и эмпирического, получаемого на интеграторе. Модель представляла собой сечение бесконечного кругового цилиндра. Отношение теплопроводности цилиндра к теплопроводности окружающей среды составляло $\mu_1 = 3 : 1$ и $\mu_2 = 2 : 1$. Диаметр цилиндра был разбит последовательно на восемь, затем четыре и две ячейки. Для каждого из разбиений были рассчитаны потенциалы в узлах сетки, которые пропорциональны изменению температур. На рис. 9 представлены профили распределения потенциалов на глу-

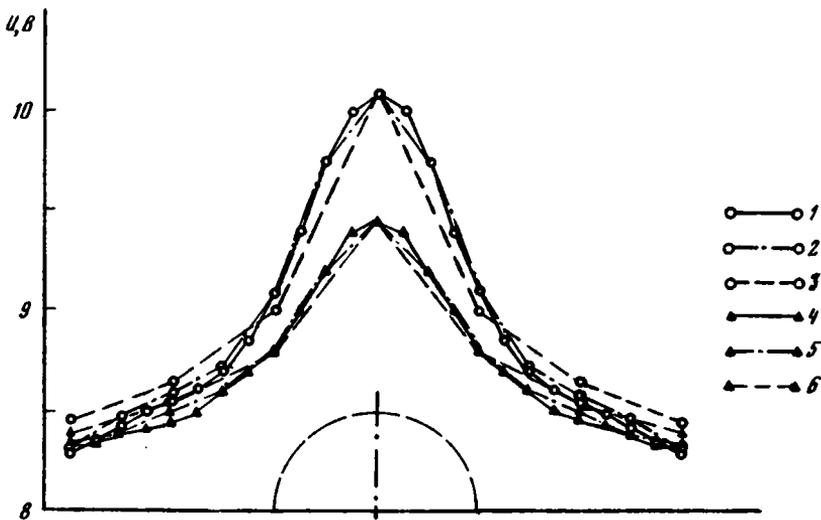


Рис. 9. Профили изменения потенциала на расстоянии R от центра горизонтального кругового цилиндра

Соотношение теплопроводностей $\mu = 3:1$ при разбиении диаметра: 1 – на восемь ячеек, 2 – на четыре ячейки, 3 – на две ячейки, 4 – на восемь ячеек, 5 – на четыре ячейки, 6 – на две ячейки

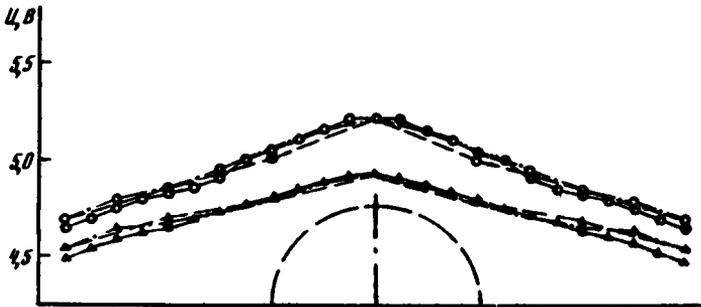


Рис. 10. Профили изменения потенциала на расстоянии $2R$ от центра горизонтального кругового цилиндра

Условные обозначения см. на рис. 9

бине верхней точки сечения цилиндра с радиусом R , а на рис. 10 – на расстоянии $2R$ от центра цилиндра. Аналитическое решение о влиянии горизонтального кругового цилиндра с теплопроводностью k_2 можно получить в цилиндрической системе координат. Если известна теплопроводность окружающей среды k_1 и значение глубинного теплового потока q_0 , то для теплового потока в любой точке, внешней по отношению к цилиндру, имеем

$$\frac{q}{q_0} = 1 + \frac{R^2}{\rho^2} k_{12} \frac{\rho^2 - 2z^2}{\rho^2}, \quad (23)$$

где R – радиус цилиндра; $k_{12} = \frac{k_1 - k_2}{k_1 + k_2}$; $\rho = \sqrt{z^2 + x^2}$.

Сравнение графика потенциала при разбиении на восемь ячеек с аналитическим решением показывает, что погрешность при этом ничтожно мала. Это относится к профилю на расстоянии от центра как R , так и $2R$. На рисунках аналитические графики не показаны, так как они практически совпадают с дискретным разбиением на восемь ячеек. При разбиении диаметра цилиндра на четыре ячейки сечением тела (см. рис 9) погрешность достигает 0,025 В, или 1,25%. Разбиение на две ячейки вызывает абсолютную погрешность $\approx 0,18$ В или относительную – 9%. На расстоя-

нии $2R$ от центра искажающего тела разбиение на четыре ячейки не дает существенных отклонений от аналитического решения (максимальная относительная погрешность 0,75%). Более грубая аппроксимация вызывает ошибку 4%.

Таким образом, при подготовке массива данных к счету на ЭИ-12 следует учитывать размер поперечного сечения геологической среды с контрастной теплопроводностью и ее глубину. Во всяком случае, для каждого однородного комплекса пород нужно получить значения температур не менее чем в четырех узловых точках. При этом достаточно точное решение будет получено даже в случае выхода тела на дневную поверхность. Если же искажающий объект погружен в среду с постоянной теплопроводностью, то в некоторых случаях, очевидно, допустимо разбиение на три или даже две ячейки.

Из-за ограниченного числа ячеек в ряде конкретных случаев требуемая точность не достигалась бы, если рассматриваемый разрез рассчитывался бы целиком (см. рис. 25). Поэтому приходилось разбивать профили на некоторое число массивов и моделировать каждый из них отдельно. В результате на боковых границах массива возникали невязки в значениях безразмерных температур θ из-за утечки тока. Для устранения этих невязок рассчитывалась часть профиля, включающая боковую границу между массивами. Такая методика позволяла соединять отдельные части в единый профиль без невязки на стыках.

Оценка общей погрешности при моделировании тепловых процессов может быть сделана при знании погрешности аппаратуры, погрешности при задании значений тепловых сопротивлений (величины обратной теплопроводности), неточности задания конфигурации структур и т.п. Если часть из них можно оценить количественно (Глюзман, 1966; Любимова, Любошиц, 1975; Шасткевич, 1978), то погрешность задания конфигурации определяется лишь качественно, и это дает основание назначить субъективное значение ошибки. По-видимому, относительная ошибка при расчетах на достаточно хорошо разбуренных месторождениях не превышает 5%, а на структурах, определенных по сейсмическим данным, меньше 10%.

ВЫЧИСЛЕНИЕ ГЛУБИННОГО ТЕПЛОГО ПОТОКА

Определение температур в узловых точках области $G(x, z)$ позволяет рассчитать тепловой поток q через любую поверхность этой области

$$\vec{q} = k_z \frac{T_{z+1} - T_z}{\Delta z} \mathbf{k} + k_x \frac{T_{x+1} - T_x}{\Delta x} \mathbf{i}. \quad (24)$$

При $\Delta z, \Delta x \rightarrow 0$ равенство (24) превращается в

$$\vec{q} = k_z \frac{\partial T_z}{\partial z} \mathbf{k} + k_x \frac{\partial T_x}{\partial x} \mathbf{i}. \quad (25)$$

Тепловой поток, определенный по формуле (25), близок к величине глубинного теплового потока q_0 , так как учитывает перераспределение тепла в структурно-неоднородных толщах с различными коэффициентами теплопроводности, но наблю-

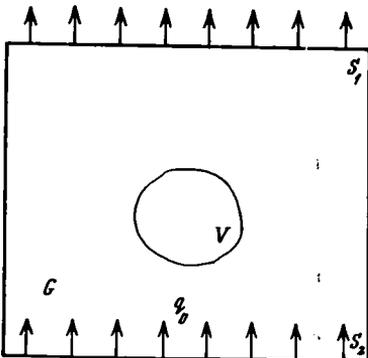


Рис. 11. К выводу формулы определения глубинного теплового потока

Объяснение букв см. в тексте

дающееся вблизи контрастных границ экстремальное изменение теплового потока ухудшает условия определения q_0 . Поэтому наиболее правильным методом определения глубинного теплового потока является метод осреднения по профилю. Докажем это положение.

Рассмотрим тепловую неоднородность, находящуюся в среде G с постоянной теплопроводностью. Пусть тепловой поток с поверхности S_2 равен q_0 (рис. 11). Этот поток еще не претерпел искажений, поэтому может быть определен как глубинный. В том случае, если внутри искажающего тела нет источников тепла, можно по теореме Гаусса записать

$$\int_V \operatorname{div} \vec{q} dV = \int_{S_1} q_n dS + \int_{S_2} q_n dS = 0. \quad (26)$$

Здесь q_n — нормально направленный тепловой поток к поверхности, положительное направление принято наружу области V . Изменив направление нормальной составляющей теплового потока с поверхности S_2 на обратное и приняв во внимание, что q_n на S_2 равно q_0 , получим

$$\int_{S_1} q_n dS = \int_{S_2} q_0 dS = q_0 S.$$

отсюда

$$q_0 = \frac{1}{S} \int_{S_1} q_n dS, \quad (27)$$

т.е., по определению, является осредненной по площади величиной.

Для конечного разбиения имеем

$$q_0 = \frac{\sum_{i=1}^m q_n S_i}{\sum_{i=1}^m S_i}. \quad (28)$$

Итак, применяя описанную методику, мы количественно получили величину структурно-геологического искажающего фактора и вычислили глубинный тепловой поток на региональных и локальных структурах.

ГЛАВА ТРЕТЬЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛОВОГО ПОТОКА НА ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА ТЕПЛОВОЙ ПОТОК РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Изучение теплового потока на континентах ведется, как известно, путем изменения температуры по стволу скважин, подавляющее большинство которых пробурено в целях разведки месторождений полезных ископаемых. Рудные залежи приурочены к различным структурам и генетически связаны с зонами скарирования, грейзенизации, гидротермальных преобразований и т.п. Резкий контраст тепловых свойств пород и сложная геометрия залежи приводят к перераспределению глубинного теплового потока и, как следствие, к существенному искажению геотемпературного поля в пределах рудных районов и конкретных месторождений. В этом случае нельзя определять в скважине значения теплового потока без учета структурной поправки, так как это может привести к последующей неверной интерпретации данных. При статистической обработке представительных совокупностей данных теплового потока по крупным разновозрастным регионам искажения обычно компенсируются¹, что важно при региональном изучении поля. Но при ин-

¹ В этом случае среднее значение теплового потока по региону адекватно глубинному тепловому потоку, а структурные искажения — дисперсии случайной величины.

Таблица 1

Результаты определения теплового потока на Южном Урале и в Казахстане

Участок (месторождение)	№ скважины	Глубина, м	Градиент, °С/100 м	Среднее значение теплопроводности, Вт/м·°С	Тепловой поток, мВт/м ² *	Погрешность, %
Радостное (Тараташский массив)	014	1080	1,17	3,33	39	6,0
То же	018	660	0,98	3,10	30	6,8
"	010	920	1,02	3,46	35	5,0
Куватал	251	520	1,10	2,94	32	7
"	163	1140	0,99	3,06	30	4
"	165	1340	1,06	2,97	32	4
Круглогорское	313	900	1,06	3,55	38	12
Медногорское	325	800	1,08	3,55	38	5
Течинское	885	720	1,34	2,78	37	7
Подольск	53	480	0,58	2,48	15	7
"	56	620	0,86	2,62	22	7
"	57	700	0,78	2,74	23	7
"	60	600	0,84	2,60	22	7
"	44	400	0,86	2,61	22	7
"	25	200	0,82	2,61	21	7
Кужай (Темир)	8	900	1,52	2,18	33	8
"	4	940	1,47	2,20	32	8
Васильковское	1027	900	2,16	2,34	50	10
"	1030	640	2,13	—	49	10
"	1040	420	2,16	—	50	10
Глубоченское	55	920	1,41	3,23	45	8
"	52	920	1,33	—	42	10
Акбент	319	480	1,33	—	—	—
Бестюбе	Ск-503	1140	1,32	2,97	39	8
Кентюбе	212	580	1,26	3,37	42	5
"	2156	630	1,33	3,12	42	5
"	197	660	1,40	3,24	45	5
"	213	440	1,45	2,99	43	5
"	214	620	1,45	3,24	47	5
"	180	580	1,51	3,12	47	5
Жайрем	2660	1320	2,13	3,09	66	8
Сарыой	02	1240	2,10	3,05	64	10
Северный Катпар	12	520	2,05	3,33	69	8
"	31	240	2,11	3,33	70	8
Акчатау	54	440	2,27	3,64	83	5
"	97	360	2,20	3,57	78	5
"	38	320	2,44	3,08	75	5
"	43	260	2,16	3,08	67	5
"	230	280	2,30	2,80	64	—
"	247	480	2,35	2,65	62	5
"	137	460	2,60	2,65	69	5
"	249	480	2,35	3,07	72	5
Каратас	528	500	1,60	3,00	48	10
Прибрежный	9	340	1,50	3,20	48	10

*1 мккал/см² · с = 41,9 мВт/м².

терпретации конкретных геотермических измерений необходимо выяснить природу аномалий на основании детального изучения геологического строения региона. При этом правильная количественная оценка аномалии дает возможность оценить фон, т.е. выяснить величину глубинного теплового потока в регионе даже по единичным измерениям.

Объектами наших исследований являлись рудные месторождения Южного Урала, Зауралья, Северного и Центрального Казахстана. В общей сложности автором по-

лучены геотермические характеристики в 44 скважинах, относящихся к 18 месторождениям. В табл. 1 представлены результаты измерения геотермических характеристик в скважинах. Величины теплового потока получены как произведение среднего значения геотермического градиента на средний по скважине коэффициент теплопроводности. В этой таблице не учтены результаты расчета искажений теплового поля в условиях структурно-геологических неоднородностей.

Подробный анализ теплового потока с моделированием процесса стационарной теплопроводности проведен лишь на четырех локальных структурах рудных месторождений. Это связано с несколькими причинами: во-первых, на ряде месторождений удалось провести измерения лишь по одному измерению теплового потока, во-вторых, встречались скважины с заметным влиянием гидрогеологического фактора, нарушающим кондуктивную теплопередачу, и, в-третьих, ряд структур находился в начальной стадии разведки и не была известна конфигурация геологических границ, необходимая для аналогового моделирования.

Тепловое поле месторождения Куватал (Южный Урал)

Геотермические исследования на месторождении Куватал были проведены в трех скважинах: 251 (глубина 520 м), 163 (глубина 1140 м) и 165 (глубина 1340 м).

Месторождение расположено в северной части Тараташского блокового выступа, который относят к Западно-Уральской метаморфической зоне, к ее нижнему структурному ярусу [Добрецов и др., 1971]. Многие геологи [Гарань, 1964; Келлер, 1973; и др.] обычно сопоставляют этот ярус с древнейшими архейскими гранулитовыми метаморфическими толщами фундамента Русской платформы. На тектонической карте Урала [Тектоника..., 1977] тараташский комплекс отнесен к структурам дорифейской континентальной коры, выходящим в блоковом поднятии среди более молодых рифейских образований.

В строении комплекса участвуют биотит-гранатовые и биотит-силлиманитовые гнейсы, мигматиты, кристаллические сланцы и железистые кварциты. Гнейсово-мигматитовую толщу прорывают довольно крупные древние интрузии габброидов и гранитоидов, например граниты рапакиви Бердяшского плутона с возрастом 1400 млн. лет. Более молодые интрузии представлены многочисленными дайками диабазов и диоритов. Породы тараташского комплекса интенсивно деформированы. Многие широко развитые здесь структурные формы (складки течения, будинаж-структуры и т.п.) свойственны областям ультраметаморфизма [Ленных, 1968].

По данным геохронологических исследований [Гаррис, 1964] тараташская свита коррелируется с комплексом пород фундамента восточной части Русской платформы (архей, 2600 млн. лет по α -свинцовому методу). Установлен также интенсивный метаморфизм пород беломорского и карельского возраста (1700–2000 млн. лет; К-Аг метод).

Скважинами вскрыта нижняя подтолща тараташской свиты архея, представленная биотит-гиперстеновыми мигматитами и двупироксеновыми кристаллическими сланцами. Эту толщу прорывают многочисленные дайки диабазов. В разрезе скв. 163 на глубине 250–350 м и скв. 165 на глубине 890–940 м наблюдается зона интенсивной милонитизации, имеющая падение на юго-восток под углом 45° . Скважинами пройдены тела железистых кварцитов мощностью 20–40 м, имеющие вид пластовой залежи сложной конфигурации с чередованием синклинальных и антиклинальных структур (см. рис. 13).

Температурные измерения в скв. 163 и 165 проводились с помощью четырехжильного термометра ТМ-4 с медным датчиком температуры, выстойка скважин 4 года.

В скв. 251 измерения производились термометром с термисторным датчиком на трехжильном кабеле (точность $\pm 0,02^\circ\text{C}$); выстойка этой скважины после бурения составляла 6 мес. Предыдущими исследованиями [Кутасов, 1964; Сальников, 1976б] установлено, что при диаметре скважины 59–76 мм, пробуренной в вулканогенно-осадочных породах, этой выстойки достаточно для определения истинной температуры массива с точностью $0,01\text{--}0,02^\circ\text{C}$.

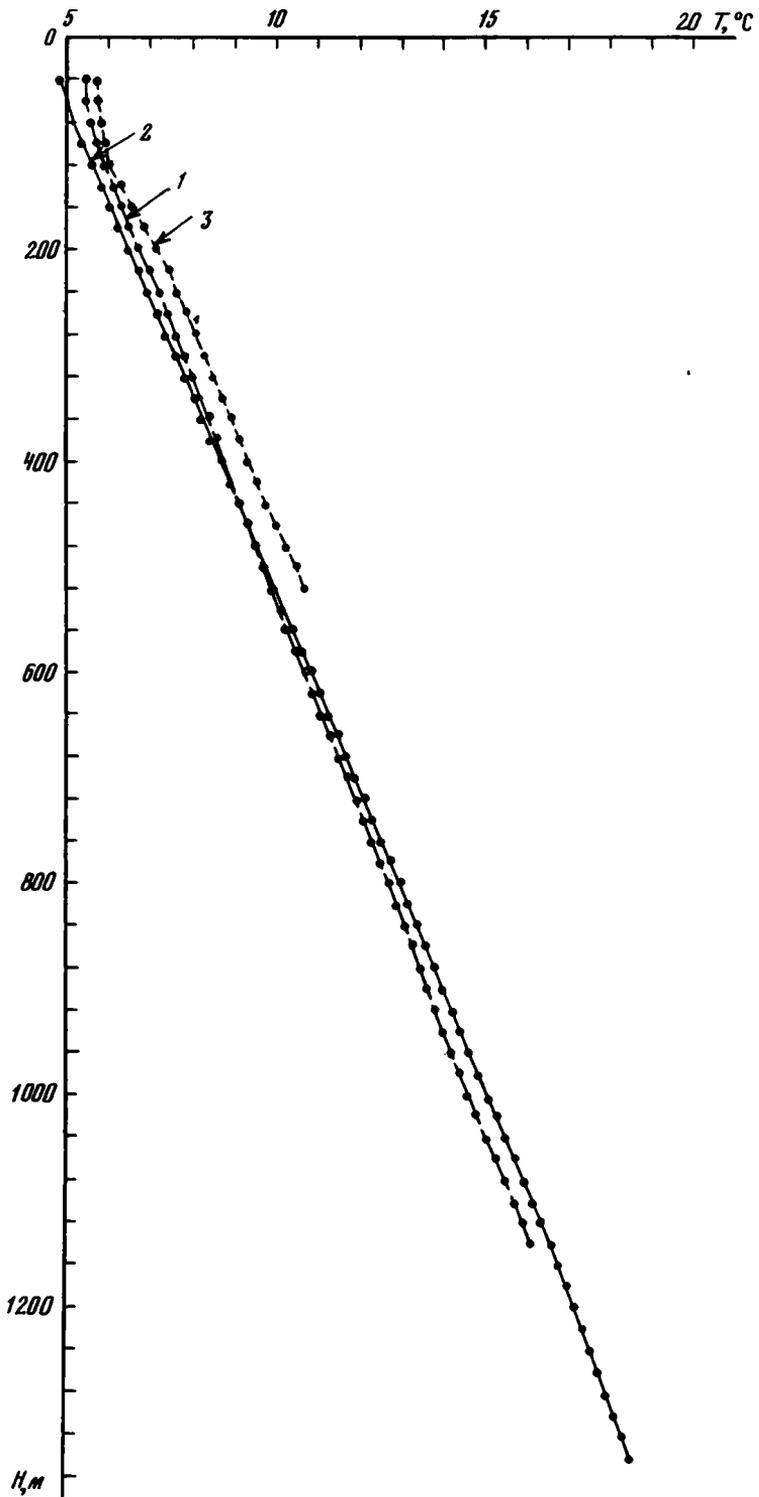


Рис. 12. Результаты измерения температуры в скважинах на месторождении Куватал
Скважины: 1 - 163; 2 - 165, 3 - 251

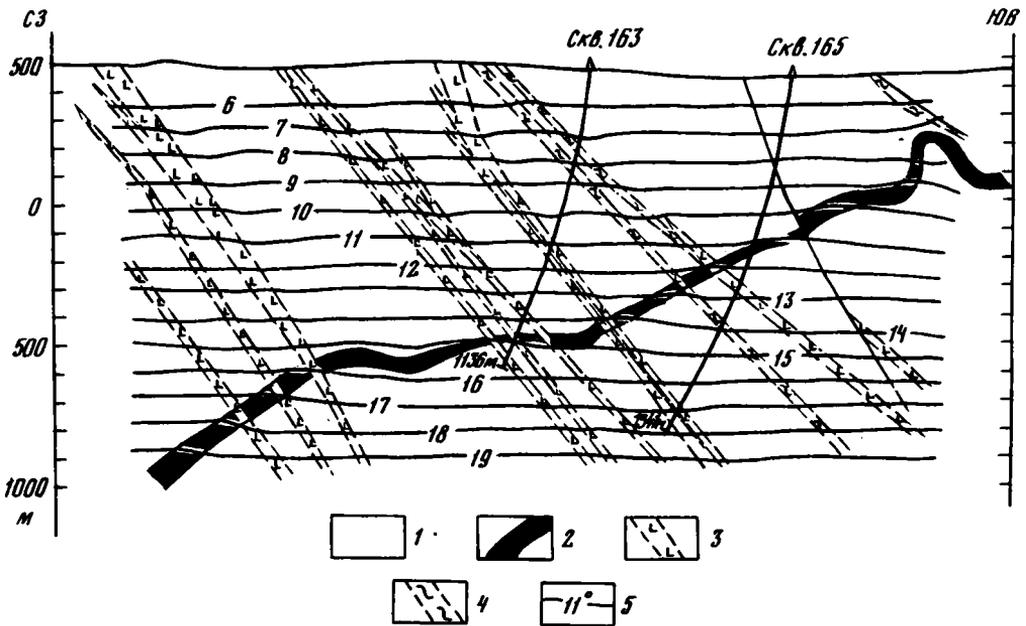


Рис. 13. Геотермический разрез месторождения Куватал

1 — биотит-гиперстеновые мигматиты, двушроксеновые кристаллические сланцы тараташской свиты (k , Вт/м · °С); 2 — железистые кварциты ($k = 3,51$); 3 — дайки диоритов и диабазов ($k = 2,51$); 4 — зона интенсивной милонитизации; 5 — изотермы (в °С)

Температура на глубине 60 м (приблизительно глубина залегания "нейтрального слоя") несколько увеличивается в западном направлении от 5,01°С в скв. 165 до 5,44°С в скв. 163 и до 5,72°С в скв. 251. На глубине 500 м температуры равны соответственно 9,82; 9,76 и 10,46°С, а на глубине 1000 м — 15,3 и 14,66°С (рис. 12).

Среднее значение градиента температуры в скв. 165 1,06°С/100 м, в скв. 163 0,99°С/100 м и в скв. 251 1,1°С/100 м. Проведенные измерения позволяют анализировать изменение геотермического градиента по глубине и рассчитывать влияние структурных неоднородностей на распределение температуры и теплового потока.

Это возможно при детальном изучении величины теплопроводности слагающих разрез пород. С этой целью были измерены образцы керна из скважины в среднем через 20 м по глубине (табл. 2).

По теплофизическим свойствам можно выделить три основных комплекса пород, которые пертурбируют тепловой поток. Это тела железистых кварцитов, имеющих относительно высокую теплопроводность ($k = 3,51$ Вт/м · °С), мигматиты и сланцы тараташской свиты архея ($k = 3,0$ Вт/м · °С) и дайки диоритов и диабазов с относительно пониженной теплопроводностью ($k = 2,51$ Вт/м · °С).

В результате моделирования получен геотермический разрез месторождения Куватал (рис. 13).

На этом разрезе отражено распределение изотерм в вертикальной плоскости, характерной особенностью которого является понижение градиента температуры над кровлей даек диоритов относительно среднего по разрезу и повышение его под пластом железистых кварцитов в юго-восточной части разреза. Более четко эти особенности видны на схеме распределения теплового потока на различных глубинных срезах (рис. 14), где явно прослеживается корреляция минимумов теплового потока с направлением падения диоритовых даек. Корреляция нарушается лишь на глубинах, пересекающих тела железистых кварцитов, так как их влияние ослабляет минимум, создаваемый низкотеплопроводными диоритовыми дайками. В юго-восточной части разреза отсутствуют дайки диоритов, поэтому здесь наблюда-

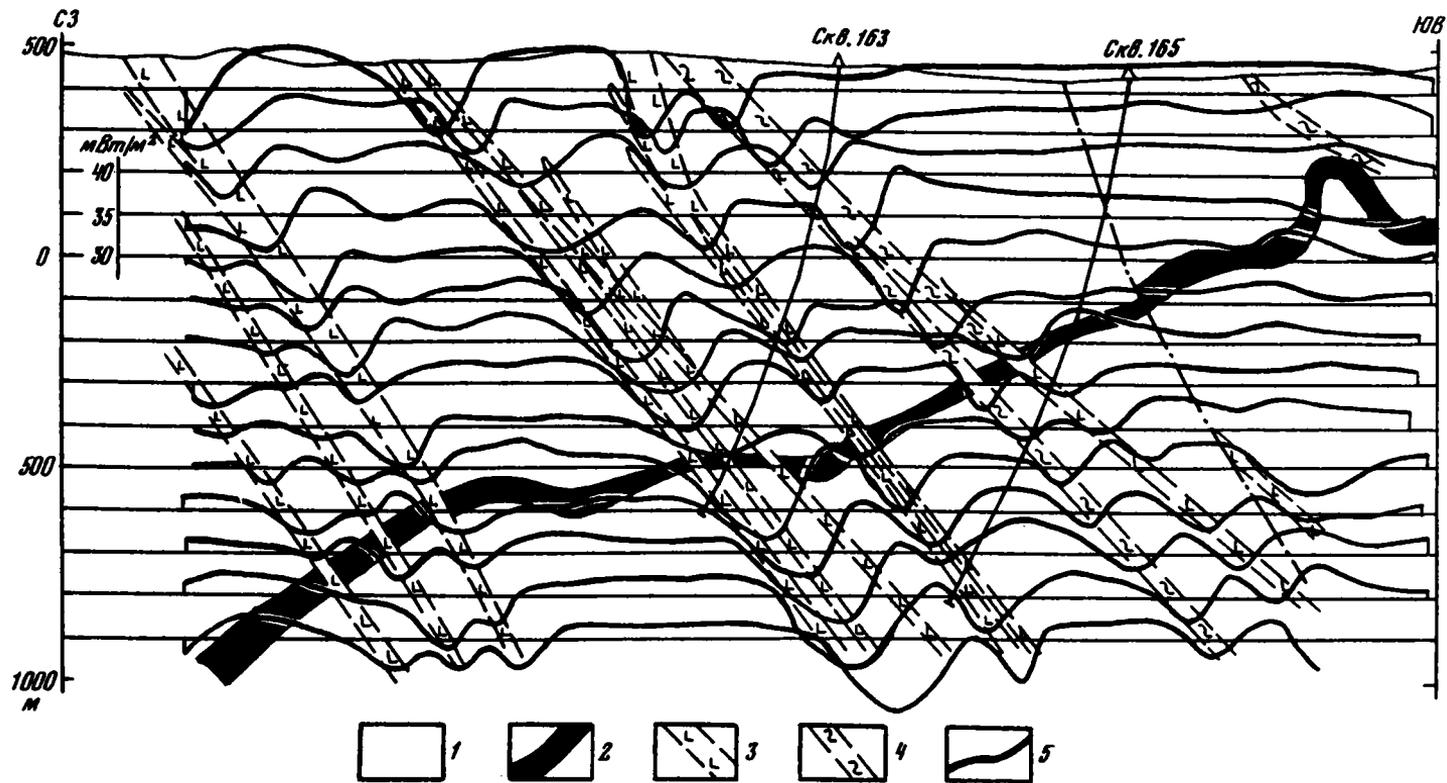


Рис. 14. Профили теплового потока на глубинных срезах 100 м на месторождении Куватал
 Условные обозначения 1–4 см. на рис. 13; 5 – профили теплового потока

Таблица 2

Измерение геотермического поля на месторождении Куватал

Глубина, м	Геотермический градиент, °С/100 м	Теплопроводность, Вт/м · °С	Тепловой поток, мВт/м ²
Скв. 163			
136,9–142,1	0,98	2,44	23,9
175,4–180,5	0,93	4,22	39,2
219,9–224,8	0,73	3,06	22,3
250,9–255,2	1,08	2,04	21,0
356,5–364,0	0,88	3,34	29,4
394,3–402,2	0,88	3,21	28,2
435,5–442,8	0,98	3,54	34,7
513,5–521,3	0,98	2,88	28,2
556,0–565,3	0,93	4,30	40,0
595,5–602,5	1,08	3,10	31,9
640	1,03	2,80	28,8
677,6–683,6	1,03	3,18	32,8
695,8–704,2	0,98	2,83	31,2
794,0–805,9	0,93	3,76	35,0
829,2–845,9	0,93	2,64	24,6
913,0–919,1	0,98	2,72	26,7
919,1–926,5	0,98	3,12	30,6
958,3–964,5	1,03	2,04	21,0
993,6–1000,0	1,03	3,18	32,8
1031,4–1040,2	1,03	2,86	29,5
1119,3–1127,5	1,08	3,09	33,4
Скв. 165			
99,7–104,9	1,03	3,31	34,1
178,3–184,0	1,05	3,97	41,7
336,8–342,9	1,08	2,96	32,0
378,5–384,5	1,03	3,00	30,9
415,9–422,3	0,99	2,59	25,6
457,5–464,4	1,04	2,64	27,4
536,3–544,1	1,04	2,90	30,2
655,8–661,5	1,21	3,48	42,1
778,9–786,7	0,99	3,02	29,9
937,3–943,5	1,05	2,70	28,4
979,1–984,8	1,1	2,24	24,64
1015,5–1021,7	0,95	3,42	32,49
1096,8–1102,9	1,1	2,38	26,18
Скв. 251			
95,6–102,0	1,10	9,37	37,1
255,9–263,6	1,00	2,28	22,8
296,9–307,2	1,12	3,72	41,7
338,6–346,1	1,51	2,90	33,4
375,5–381,5	1,12	2,96	33,2
413,0–422,7	1,15	2,22	25,5
456,5–464,1	1,30	2,80	36,4
492,7–502,0	1,12	3,29	36,8

ется незначительный (до 3 мВт/м²) максимум над изгибом пласта железистых кварцитов.

Значение "глубинного" теплового потока определено в тех частях разреза, где отсутствует его горизонтальная составляющая. Это значение равно 33 мВт/м², хотя наблюдаемый в разрезе тепловой поток меняется от 24 до 42 мВт/м².

Месторождение Кентюбе относится к восточной группе скарново-магнетитовых месторождений Успенской зоны и находится вблизи сочленения каледонских и герцинских структур — Чингизского антиклинория и Северо-Балхашского синклинория [Курбанов, 1967]. Пространственно оно связано с крупной интрузией гранитов топарского комплекса. В строении рудного поля участвуют вулканогенно-осадочные породы фаменского яруса, а также рыхлые кайнозойские отложения. Вулканогенно-осадочные породы в зоне контакта с интрузиями ороговикованы, мраморизованы и частично превращены в скарны [Штрейс, 1938; Веймарн, 1964; Шерба, 1965]. Контактный метаморфизм относится к моменту становления интрузии. Контактному метаморфизму подвергнуты осадочные породы — песчаники, алевролиты, известняки, в меньшей степени прослойки эффузивных пород. Песчаники на контакте с интрузией превращены в роговики кварц-полевошпатового состава с включениями биотита, пироксена, роговой обманки.

На месторождении широко развиты метасоматические образования, представленные различными скарнами, гидросиликатами и рудами. В основном развиты скарны контактово-инфильтрационного типа, образованные в результате инфильтрации постмагматических растворов в толщу вулканогенно-осадочных пород; они относятся к типу экоскарнов [Коржинский, 1952]. По условиям залегания скарноворудные тела принадлежат к пластовым согласным телам, залегающим на некотором удалении от интрузивного массива и приурочены к определенному литологическому горизонту.

Структура месторождения определяется сочетанием пликвативных нарушений северо-западного простирания и дизъюнктивных нарушений северо-восточного, а также мелких внутрипластовых дислокаций. Основной формой рудного поля является асимметричная синклиналиная складка, простирающаяся в широтном направлении (рис. 15). По простиранию структура прослежена на 2600 м. Углы падения на крыльях синклинали на западе достигают $65-70^\circ$ (см. рис. 17), а на восток уменьшаются до $40-50^\circ$.

Рудные тела приурочены к южному крылу синклинали, на северном имеются лишь безрудные скарны. Пострудная тектоника выражена поперечными и диагональными разрывными нарушениями в основном северо-восточного простирания, разбившими рудные тела на ряд блоков. По большинству этих нарушений внедрились дайки различного состава. В рудном поле установлены четыре разлома, по которым наблюдается перемещение рудных тел как по вертикали, так и по горизонтали. Амплитуды перемещений 30–100 м (см. рис. 15, 17).

Морфология рудных тел довольно сложная, она обусловлена дорудными и пострудными разрывными структурами, литологическим составом замещающих пород, а также послерудными перемещениями. Форма рудных тел пластообразно-линзовидная, их мощность не выдержана и колеблется от 10 до 80 м. Глубина выклинивания рудных тел различна, на западе она составляет 150–250 м, а на востоке — 350–450 м. Рудные тела имеют падение в восточном направлении.

Геотермические измерения на месторождении выполнены в шести скважинах (180, 197, 212, 213, 214, 215бис) (рис. 16). Еще в трех скважинах (206, 208, 217) удалось получить измерения лишь до глубины 100–120 м из-за их плохого технического состояния.

Температура в устье скважин колеблется от $5,78^\circ\text{C}$ (скв. 180) до $6,80^\circ\text{C}$ (скв. 214) и определяется в основном различным гипсометрическим уровнем устья, а также различной глубиной залегания поверхности грунтовых вод. Почти во всех случаях температура нарастает с глубиной по кусочно-линейному закону без заметных искажений. Незначительное нарушение характера термограммы отмечено в скв. 180 и 215бис на глубине 240 м. Эти скважины расположены близко друг от друга (140 м), и нарушение вызвано одной и той же причиной, скорее всего гидрогеологическим фактором. Температура на глубине 200 м $8,12-8,48^\circ\text{C}$, на глубине 400 м $11-11,7^\circ\text{C}$, 600 м $13,70-13,96^\circ\text{C}$. Средний градиент по скважинам составляет 1,26 (скв. 212), 1,33 (скв. 215бис), 1,40 (скв. 197), 1,45 (скв. 213 и 214) и $1,51^\circ\text{C}/100\text{ м}$ (скв. 180).

С целью оценки влияния структурно-геологических неоднородностей на тепло-

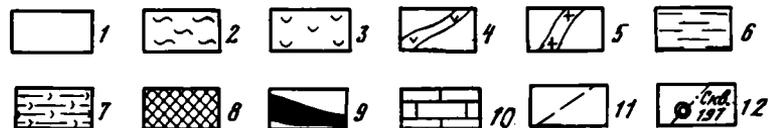
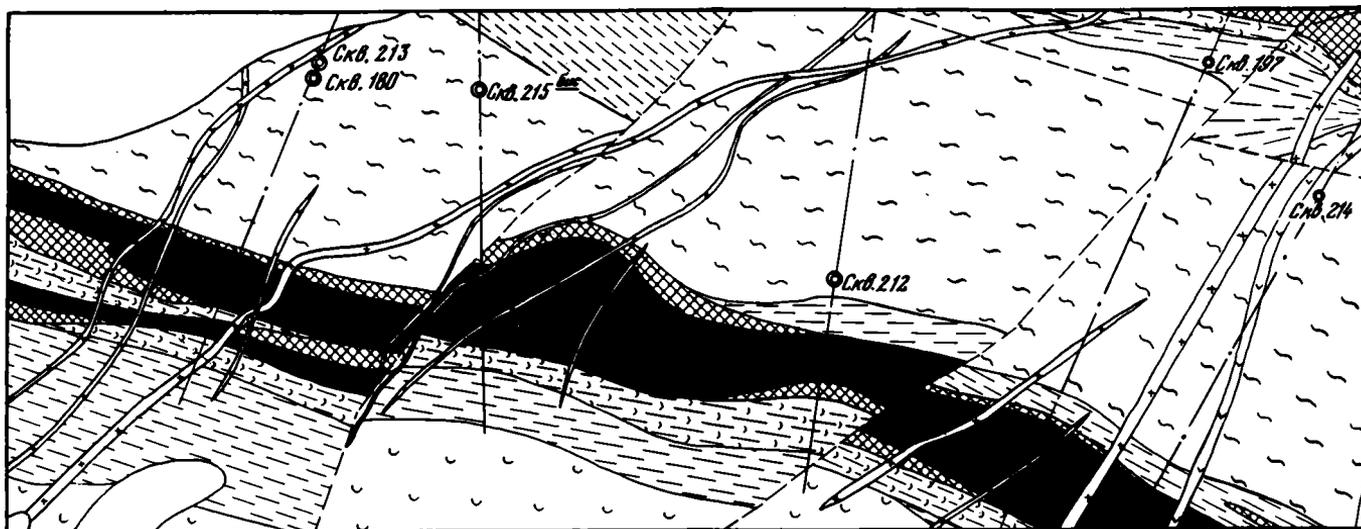


Рис. 15. Обзорная карта района геотермических работ на месторождении Кентюбе (по данным Р.А. Михиной)

Условные обозначения к рис. 15, 17:

1 – рыхлые отложения; 2 – ороговикованные углисто-кремнистые сланцы; 3 – ороговикованные туфогенные песчаники и алевролиты; 4 – дайки диабазовых порфиритов и диоритов; 5 – жильные гранит-порфиры; 6 – пироксен-плагноклазовые роговики; 7 – скарнированные роговики; 8 – скарноворудная зона (гранатовые и пироксен-гранатовые скарны); 9 – мартитовые руды; 10 – скарнированные мелкозернистые известняки (теплопроводность не определялась); 11 – разломы; 12 – скважины, в которых измерялась температура на профилях бурения

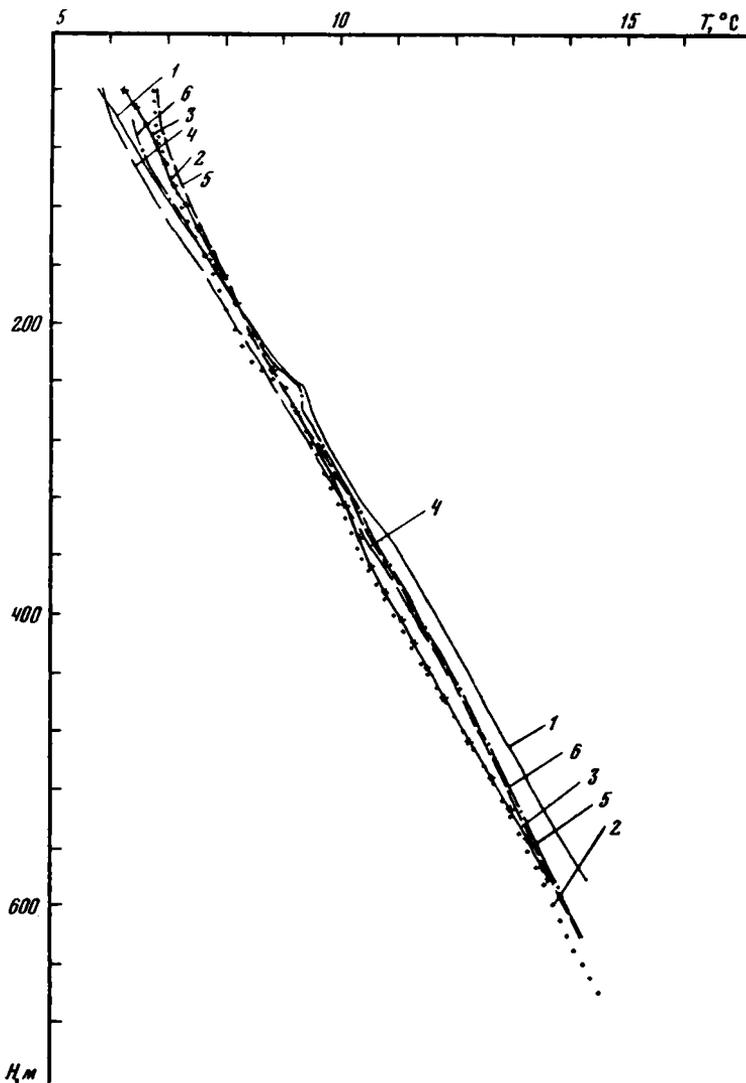


Рис. 16. Результаты измерения температуры в скважинах месторождения Кентюбе
Скважины: 1 - 180, 2 - 197, 3 - 212, 4 - 213, 5 - 214, 6 - 215бис

вой поток проведено аналоговое моделирование процесса стационарной теплопередачи. Моделируемая среда состояла из пяти комплексов с различными коэффициентами теплопроводности: 1) маритовые и магнетитовые руды ($k = 5,03 \pm 0,15 \text{ Вт/м} \cdot \text{°C}$); 2) скарноворудная зона ($k = 3,82 \pm 0,28$); 3) скарнированные роговики ($k = 2,46 \pm 0,16$); 4) углисто-кремнистые сланцы ($k = 2,63 \pm 0,31$); 5) диоритовые дайки ($k = 2,96 \pm 0,25 \text{ Вт/м} \cdot \text{°C}$). Остальные породы из-за их малой распространенности не учитывались при моделировании (табл. 3).

Нами была исследована анизотропия коэффициента теплопроводности для наиболее расслоенных углисто-кремнистых сланцев на четырех образцах. Его значение во взаимно перпендикулярных направлениях изменяется в пределах точности измерения коэффициента теплопроводности. Очевидно, что для остальных пород разреза, имеющих массивную текстуру, с еще большим основанием можно использовать объемный коэффициент теплопроводности.

Разрезы, построенные вкрест простирания южного крыла синклиналиной складки, сходны между собой по структурным формам, поэтому можно считать, что искажения теплового поля, рассчитанные по одному какому-либо разрезу, будут типичны для всего месторождения.

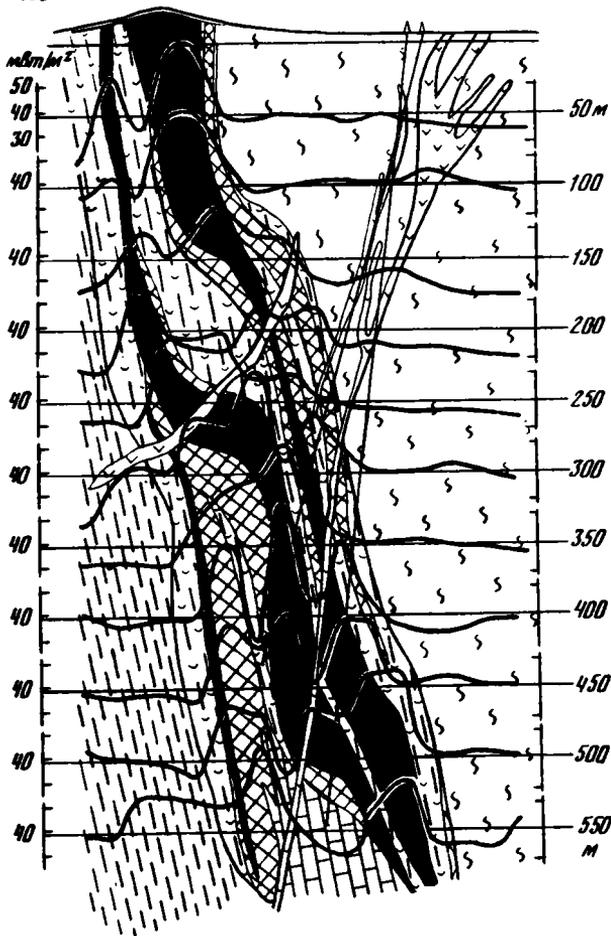


Рис. 17. Профили теплового потока на глубинных срезах через 50 м на месторождении Кентюбе
Условные профили обозначения см. на рис. 15

В результате моделирования были рассчитаны профили теплового потока на различных глубинах (60–580 м) (рис. 17). На рисунке видно, что глубинный тепловой поток перераспределяется в слоях различной теплопроводности, концентрируясь в скарново-рудной зоне, особенно в рудных телах. Здесь значения вертикальной составляющей теплового потока достигают 75–80 мВт/м². Подобные высокие значения прослеживаются во всей толще месторождения, так как залегание слоев близко к вертикальному и почти отсутствует горизонтальная составляющая полного вектора плотности теплового потока в центре рудной зоны ($\vec{q}_x = 0-5$ мВт/м²).

В толще скарированных роговиков и углисто-кремнистых сланцев тепловой поток заметно ниже – соответственно 27–38 и 35–45 мВт/м². В верхней части разреза на границе рудных скарнов и вмещающих пород "горизонтальный" тепловой поток достигает 8–15 мВт/м² направлен в сторону вмещающих пород.

Таким образом, глубинное тепло, концентрируясь в наиболее теплопроводящих породы.

Оценен количественный эффект перераспределения глубинного теплового потока, но это не позволяет рассчитать его величину, так как неизвестны глубина распространения рудного тела и соответствующие температурные условия. Можно лишь полагать, что значение глубинного теплового потока близко к таковому в скарированных роговиках и углисто-кремнистых сланцах (33–40 мВт/м²). Кстати,

Таблица 3

Коэффициенты теплопроводности горных пород на месторождении Кентюбе

Скв. 212			Скв. 213			Скв. 214			Скв. 215бис		
Глубина, м	Порода	k , Вт/м·°С	Глубина, м	Порода	k , Вт/м·°С	Глубина, м	Порода	k , Вт/м·°С	Глубина, м	Порода	k , Вт/м·°С
81	MP	5,12	40	УКС	3,64	40	CPЗ	4,26	80	CPЗ	4,78
125	CPЗ	3,70	60	УКС	3,22	117	Д	2,88	140	CPЗ	4,78
140	CPЗ	4,10	80	УКС	3,82	138	УКС	2,60	180	УКС	2,10
160	PC	2,68	120	УКС	2,64	199	УКС	2,76	200	УКС	2,34
200	PC	2,76	130	Д	2,66	260	УКС	2,44	220	УКС	2,40
220	CPЗ	2,96	160	Д	3,14	300	А	3,70	260	УКС	2,46
240	CPЗ	4,26	180	Д	3,16	340	CPЗ	3,48	280	УКС	2,18
260	CPЗ	3,70	260	PC	1,88	404	PC	2,62	300	УКС	1,90
280			309	PC	2,50	440	CPЗ	3,68	320	CPЗ	3,60
320	PC	2,52	320	CPЗ	4,72	485	MP	4,92	340	PC	2,66
340	А	4,18	358	П	2,22	602	PC	2,26	357	MP	4,60
380	PC	2,64	420	CPЗ	3,60				360	MP	5,14
400	PC	2,48							360	ЭТ	1,56
440	PC	2,68							440	PC	2,80
									460	PC	2,62
									480	PC	2,44
									540	CPЗ	2,96
									560	CPЗ	3,70
									580	CPЗ	4,48
									600	CPЗ	3,18

Примечание: CPЗ — скарноворудная зона; PC — роговики скарнированные; УКС — углисто-кремнистые сланцы; MP — магнетитовые и мартитовые руды; Д — дайки диоритов; А — дайка альбитофиров; ЭТ — эпидотизированный туф.

средний тепловой поток, определенный в скв. 213 как произведение средней теплопроводности на средний геотермический градиент, равен 44 мВт/м².

Проведенный расчет позволяет говорить о том, что изменение теплового потока в скважинах, пробуренных через скарноворудную зону или вмещающие породы, связано со стационарными искажениями теплового поля за счет контраста теплопроводности.

Тепловой поток на месторождении Северный Катпар

Месторождение находится в пределах Успенской тектонической зоны, на сочленении Жаман-Сарысуевского антиклинория и Успенского синклинория, разделенных Жаксы-Тагалинским разломом шовного типа. Оно входит в состав Акмая-Катпарской редкометалльной рудной зоны [Мирошниченко, 1965]. В более широком плане этот район относится к Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе [Богданов, 1976]. Здесь выделяются два структурных комплекса: герцинский геосинклинальный и мезозойско-кайнозойский платформенный. Герцинский комплекс подразделяется на три структурных этажа: нижний (S_2-D_2), средний (D_2gv-C_1v) и верхний (C_1v-C_3). Месторождение относится к среднему структурному этажу и находится в опущенном блоке, зажато между девонскими терригенными и вулканогенно-осадочными отложениями. Блок сложен нижнетурнейскими известняками и интрузирующими их позднегерцинскими гранитами (см. рис. 19). В структурном плане карбонатные породы слагают моноклираль, осложненную флексурами с падением пород на юго-восток под углами 60–80°; на глубине 300–400 м происходит выколаживание слоев до 50–20° [Мирошниченко, Гуляев, 1977].

Вмещающими образованиями рудного поля являются метаморфизованные карбонатные породы нижнего карбона, содержащие прослои ороговикованных углисто-кремнистых сланцев. Карбонатные породы представлены различными известняками от светло- до темно-серых углистых. В зоне контактового метамор-

Рис. 18. Результаты измерения температуры в скважинах месторождения Северный Катпар

1 — скв. 12; 2 — скв. 31

физма известняки осветлены и мраморизованы. Их моноклиналиное залегание нарушается единичными мало мощными горизонтами кварц-полевошпат-пироксеновых роговиков, редкими залежами и жильными телами гранатовых и пироксеновых скарнов, которые встречаются как на контакте с гранитами, так и на удалении более 200 м от кровли интрузива.

Интрузивные породы рудного поля представлены выходящими на поверхность крупнозернистыми биотитовыми гранитами интрузива Катпар предположительно акчатауского комплекса и мелкозернистыми биотитовыми гранитами второй фазы [Шерба и др., 1967], залегающими на глубине 400–500 м, а также дайками диоритовых и диабазовых порфиритов, наложенных на основное интрузивное тело, возраст которого определен как пермский.

Оруденение генетически связано с мелкозернистыми гранитами второй фазы. Они слагают здесь куполовидную апикальную часть массива, осложненную мелкими апофизами. По минеральному и химическому составу граниты относятся к лейкократовым биотитсодержащим разностям. В приконтактной части они калишпатизированы, альбитизированы, грейзенизированы, эпидотизированы, серицитизированы, обогащены висмутом, вольфрамом, медью, оловом и молибденом. Скарнирование гранитов на контакте с известняками не установлено. Рудная минерализация локализуется в прожилках среди скарново-карбонатных пород надинтрузивной зоны и частично среди гранитов, образуя в совокупности единый рудоносный штотверк [Мирошниченко, Гуляев, 1977].

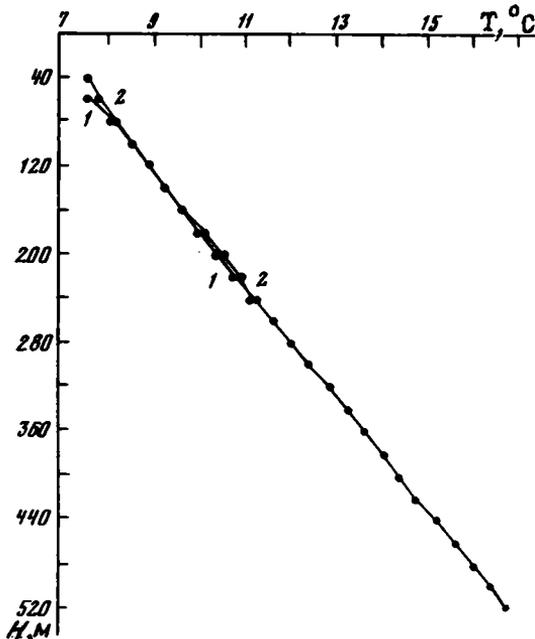
На поверхности месторождения развита кора выветривания мощностью до 70 м, представленная светлыми глиноподобными породами.

В центральной части рудного поля измерена температура (скв. 12, 31) (рис. 18), теплопроводность пород основных литологических разностей, а также выполнен расчет теплового потока с учетом структурных искажений поля.

Температура в скважинах различается только в приустьевой части, составляя на глубине 60 м 7,62°С в скв. 12 и 7,84°С в скв. 31, на глубине 80 м 8,14 и 8,21°С соответственно. На глубине 100 м температуры практически уже не различаются (8,53 и 8,57°С). Скв. 31 промерена до глубины 240 м, а скв. 12 — до 520 м. Отметим, что рядом со скв. 31 находится скв. 53, в которой не измерялась температура по техническим причинам, но которая важна для общей геотермической характеристики, так как из нее взят ряд образцов для измерения теплопроводности. Результаты работ в этих трех скважинах и являлись основой для геотермического изучения месторождения.

Отбор образцов для измерения теплопроводности был крайне затруднителен из-за плохой сохранности керна, но все же удалось получить информацию о теплопроводности четырех разновидностей карбонатных пород, а также скарновых рудоносных жил. Значение теплопроводности биотитовых гранитов принято по измерениям аналогичных (по геологическим данным) гранитов месторождения Акчатау.

Средний коэффициент теплопроводности составил (в Вт/м · °С): 1) для светлых массивных известняков — 2,80; 2) мраморов и мраморизованных извест-



55 мВт/м² в светло-серых известняках. В юго-восточной части разреза, где развиты измененные породы, перепад величин теплового потока приурочен не к границе контрастных сред, а, скорее всего, к середине слоя.

Интрузивное тело, имеющее куполообразную форму, обладает свойственной таким телам картиной распределения теплового потока: на крыльях значения понижены, а над сводом — повышены. Из-за небольшого контраста теплопроводности интрузивного тела и вмещающих пород ($\mu = 1,2$) краевой эффект здесь не выражен.

Безусловно, находящаяся в верхней части разреза кора выветривания, представленная белыми и светло-зелеными глиноподобными породами, в значительной мере исказит тепловой поток на поверхности, но мощность ее в данном районе такова, что вся она находится в зоне интенсивного водообмена и температурных колебаний различных периодов. Поэтому даже учет структурных искажений не позволит здесь вычислить глубинный тепловой поток.

Очевидно, что на месторождении Северный Катпар поверхностная терморазведка будет не столь эффективна, как на месторождениях других типов [Лахтионов, Тархов, 1970; Чекалюк и др., 1974]. Отметим, что даже в условиях незначительного контраста теплопроводности можно выявить структурно-геологические неоднородности, пользуясь высокоточными методами измерений.

Удовлетворительное совпадение фактических измерений теплового потока и расчетных данных (см. рис. 19) подтверждает, что принятая схема соотношения теплофизических свойств близка к реальной. Значение глубинного теплового потока на месторождении Северный Катпар равно 67 мВт/м². Это выше, чем на месторождении Кентюбе, где тепловой поток составляет приблизительно 40 мВт/м². По-видимому, такое различие связано с тем, что на Кентюбе, находящемся в зоне сочленения палеозойских структур различного возраста складчатости, энергетически более значимым был каледонский этап, в то время как на Катпаре в полной мере проявился герцидский орогенез. Выявленное соотношение согласуется с установленной зависимостью величин теплового потока от возраста последней стадии тектоно-магматической активизации [Поляк, Смирнов, 1966].

Нет сомнения, что без учета структурных искажений теплового поля мы не получили бы подобной закономерности, так как тепловой поток на Кентюбе меняется от 30 до 80 мВт/м², а на Катпаре — от 45 до 75 мВт/м². При традиционной статистической обработке этих градаций не получают различные значения для характеристики "возрастных" изменений теплового потока.

Тепловой поток на месторождении Акчатау

Рудное поле Акчатау приурочено к участку сопряжения Шетского антиклинория с Токрауским и Аксаран-Акжалским синклиниями, сопровождаемого образованием сложных пликативных структур и разрывных нарушений, а также формированием гранитных массивов топарского (средне-верхнекарбонового) и акчатауского (верхнепермско-нижнетриасового) интрузивных комплексов.

В строении рудного поля выделяются три структурных яруса [Щерба, 1960]. Нижний структурный ярус сложен верхнесилурийскими песчаниками, сланцами, алевролитами, залегающими в виде крутопадающих (50–90°), иногда опрокинутых линейных антиклинальных и синклинальных складок в основном северо-западного простирания. Средний структурный ярус состоит из нижних андезитовых и верхних липаритовых толщ франского яруса и известковистых алевролитов и аргиллитов фаменского яруса верхнего девона. Породы характеризуются спокойным залеганием и падают на север под углами 30–50°, с породами структурного яруса имеют тектонический контакт. Верхний структурный ярус сложен вулканогенными породами каркаралинской свиты нижнего и среднего карбона. Для данного яруса характерны тектонические покровы, широкое развитие блюдцеобразных брахисинклиналей (мульды вулканического происхождения), окаймленные кольцевыми структурами различных порядков. Наиболее крупной структурой этого типа является Карашинская брахисинклиналь, находящаяся в восточной части района.

Складчатые структуры района осложнены густой сетью нарушений, среди которых выявляются глубинные, региональные разломы и мелкие разрывные нару-

шения. К крупным разломам глубинного заложения относится субширотная зона разломов, фиксируемая в геофизических полях на протяжении около 100 км (Акчатау-Жауменская зона). Непосредственно на местности она практически не дешифрируется и характеризуется повышенной магматической проницаемостью, контролируя расположение гранитных интрузий Акчатау. К региональным разломам относятся разломы типа сбросов и сбросо-сдвигов в основном северо-восточного и северо-западного простираний, интенсивно развитые на востоке и северо-западе района. К более мелким относятся разломы субмеридионального простирания длиной до 10–15 км, очевидно, объясняемые своим образованием становлением гранитной интрузии Акчатау, что подтверждается четкой пространственной приуроченностью этих нарушений к контакту гранитной интрузии. Почти все нарушения этого направления "залечены" грейзеновыми телами.

Интрузивные образования представлены диоритами, гранодиоритами и адамеллитами топарского комплекса и лейкократовыми гранитами акчатауского комплекса. Довольно широко по всей площади распространены дайки мелкозернистых фельзитов, аплитов и диорит-порфиров. Граниты акчатауского интрузивного комплекса, с которыми генетически связано месторождение Акчатау, слагают главный гранитный массив сложного строения, который рассматривается как многофазный, состоящий из трех последовательно внедрившихся интрузий [Клюев, 1976].

Рудные тела на месторождении, приуроченные к системам субмеридиональных трещин, представлены крутопадающими жилькообразными зонами грейзенов. Характерной чертой строения каждого грейзенового тела является то, что оно связано с системой различно ориентированных коротких трещин, образующих линейно вытянутые зоны. Мощность отдельных рудных тел в зонах изменяется от долей метра до 20–30 м, длина – от 30 до 350–300 м. Формирование основной части рудных тел с вольфрамовой и молибденовой минерализацией связано с пневматолито-гидротермальным этапом рудного процесса, во время которого образовались кварцевые и кварц-карбонатные жилы с галенитом, пиритом, молибденитом и другими рудными минералами [Боголепов и др., 1971].

Геотермические измерения велись на двух участках: Северном, находящемся в 2,5 км к северо-северо-западу от пос. Акчатау, и Аксай, расположенном в 4 км к востоку от этого поселка.

Измерения температуры на обоих участках проводились в восьми скважинах начиная с глубины 40 м от устья скважины с шагом 20 м. Все отработанные скважины удовлетворяли требованиям проведения термометрических наблюдений: выстойка после окончания бурения составляла более 1,5 мес, нарушения температурного поля ниже зоны активного водообмена (мощность 15–20 м) гидрогеологическим фактором не наблюдались. Результаты измерений температуры представлены на рис. 20. Как видно на рисунке, все термограммы характеризуются примерно одинаковым и постоянным наклоном, т.е. выдержанным геотермическим градиентом, который составляет в среднем по всем скважинам $2,4^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$. Отдельные скачки в значениях градиентов температуры связаны с изменением литологии пород, а значит, и с контрастом коэффициента теплопроводности. Так, например, для скв. 137 на глубине 320 м наблюдается скачок градиента от $2,9^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ в верхнем комплексе до $1,65^{\circ}\text{C}/100\text{ м}$ в нижнем. Именно на этой глубине находится контакт толщи дацитов туфов со средним коэффициентом теплопроводности $k = 2,44\text{ Вт/м} \cdot ^{\circ}\text{C}$ и грейзенового купола с $k = 4,1\text{ Вт/м} \cdot ^{\circ}\text{C}$.

Сложная геометрия рудной толщи и значительный контраст теплофизических свойств вызывают искажения глубинного теплового потока. Моделирование процесса стационарной теплопередачи позволило нам оценить эти искажения и рассчитать глубинный телловой поток. Расчет проведен для реальных значений коэффициентов теплопроводности горных пород месторождения Акчатау (табл. 4). Минимальной теплопроводностью (около $2,5\text{ Вт/м} \cdot ^{\circ}\text{C}$) характеризуются эффузивные аналоги кислых и средних пород: липариты, дациты, андезиты и их туфы. Несколько большая теплопроводность у гранитов, причем крупнозернистые граниты лучше проводят тепло. Наибольшую теплопроводность из всех пород, представленных в разрезе месторождения Акчатау, имеют грейзены, однако из-за неоднородности состава теплопроводность их отличается большой дисперсией. Например, для образца с богатой вкрап-

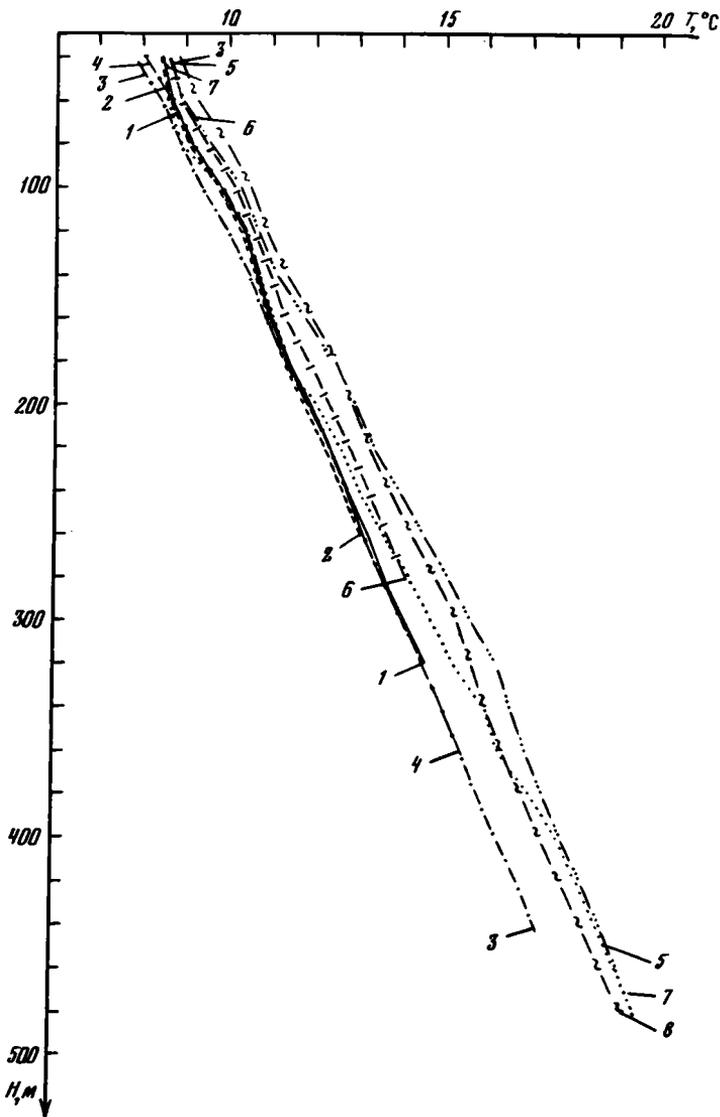


Рис. 20. Результаты измерения температуры в скважинах месторождения Акчатау

Участок Северный: 1 — скв. 38, 2 — скв. 43, 3 — скв. 54, 4 — скв. 97; участок Аксай: 5 — скв. 137, 6 — скв. 230, 7 — скв. 247, 8 — скв. 249

ленностью пирита получено значение $k = 5,74 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{C}$, а для образца с преобладанием мусковита — $2,30 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{C}$.

Форма залегания рудных тел на участках Северный и Аксай известно по данным бурения, а гранитные температурные значения — по данным наших измерений. Таким образом, имелись все условия для однозначного решения задачи. Для характеристики глубинного теплового потока на всем месторождении был взят один геологический разрез по участку Северный (разрез 1) и один по участку Аксай (разрез 2).

Разрез 1, включающий скв. 38 (рис. 21), состоит из четырех комплексов с различными коэффициентами теплопроводности: ороговикованные песчаники и алевриты ($k = 3,07 \pm 0,19 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{C}$); мелкозернистые граниты ($k = 2,57 \pm 0,41$); крупнозернистые граниты ($k = 2,97 \pm 0,26$); кварц-мусковитовый и кварц-топазовый грейзены ($k = 3,96 \pm 0,14$). Круглая грейзеновая жила мощностью около 20 м является характерным типом рудных тел на участке Северный, ее длина по простиранию намного превосходит ширину, поэтому рудное тело может быть аппроксимировано

Таблица 4

Теплопроводность горных пород различных литологических комплексов месторождения Акчатау

№ скважины	Породы	Число измерений	Коэффициент теплопроводности, дисперсия, Вт/м · °С
38	Ороговикованные песчаники и алев-ролиты	2	3,07 ± 0,19
	Грейзен	2	3,96 ± 0,14
247	Мелкозернистый гранит	5	2,57 ± 0,41
	Крупнозернистый гранит	7	2,97 ± 0,26
	Дациты и их туфы	14	2,44 ± 0,55
249	Мелкозернистый гранит	7	3,00 ± 0,55
	Андезиты	6	2,67 ± 0,21
	Липариты	2	2,57 ± 0,29
	Мелкозернистый гранит	6	2,79 ± 0,45
	Грейзен	5	4,09 ± 1,17

двумерной неоднородностью. От основного тела местами ответвляются мелкие прожилки, нарушающие четкость контакта с вмещающими гранитами.

В результате моделирования получены профили теплового потока для различных срезов в интервале глубин 50–300 м. Как видно на рис. 21, глубинный тепловой поток перераспределяется в слоях различной теплопроводности, концентрируясь в зоне грейзенизации и особенно в рудном теле. Здесь значения \vec{q}_z по некоторым глубинным срезам достигают 96 мВт/м², а фоновое значение теплового потока, соответствующее потоку в однородной толще, составляет 62 мВт/м². Таким образом, при контрасте теплопроводности $\mu = 1,5$ и субвертикальном залегании рудного тела искажения глубинного теплового потока достигают 50–60%. Тепловой поток, концентрируясь в хорошо проводящем теле, создает тем самым в смежной толще вблизи границ дефицит потока. Это отмечается расплывчатыми минимумами вблизи контактов с рудным телом, амплитуда которых составляет 5–6 мВт/м².

Горизонтальная компонента теплового потока \vec{q}_x близка к нулю во всей среде, кроме зоны контакта с рудным телом. Но и здесь ее значение не превышает 10 мВт/м².

Средний тепловой поток, рассчитанный по всем глубинным срезам моделируемой области разреза 1, составляет 64 мВт/м². В то же время поток, измеренный по скв. 38, составляет 77 мВт/м². Это связано с тем, что скв. 38 пробурена вблизи грейзеновой жилы, а ее нижняя часть, от глубин 200 м до забоя, лежит в пределах рудного тела. В результате моделирования установлено, что это расхождение вызвано влиянием структурно-геологических неоднородностей на глубинный тепловой поток.

Разрез 2 по участку Аксай включает скв. 137 и 247 (рис. 22). Для этого участка типичны рудные тела в форме минерализованных куполов, которые приурочены к эндоконтакту гранитного интрузива. На данном разрезе грейзеновый купол перекрыт 300-метровой толщей дацитов и их туфов. По структуре разрез 2 отличается от предыдущего, так как здесь субвертикальное залегание контрастного по теплопроводности тела сочетается с куполообразным расположением. Для моделирования выделена прямоугольная область с верхней границей на глубине 230 м от устья скважины и с нижней — на глубине 440 м. Температура на верхней и нижней границах области задавалась с учетом измерений по двум скважинам. По теплофизическим свойствам выделяются три типа горных пород: 1) андезиты, дациты и их туфы ($k = 2,44 \pm 0,21$ Вт/м · °С); 2) граниты ($k = 3,0 \pm 0,55$); 3) грейзены ($k = 4,10 \pm 0,65$ Вт/м · °С). На профилях теплового потока для глубинных срезов отмечаются максимальные величины до 97 мВт/м² вблизи вертикального контакта рудного тела с вмещающими породами, а в приконтактной зоне, смежной с рудным телом, тепловой поток несколько понижен относительно фонового значения. Глубинный тепловой поток на участке Аксай составляет 75 мВт/м².

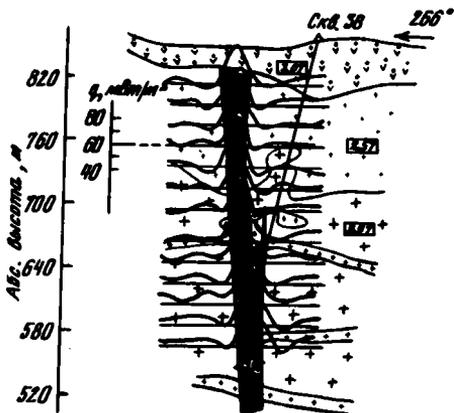
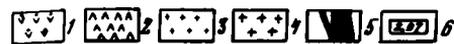


Рис. 21. Профиль теплового потока на глубинных срезах через 20 м на месторождении Акчатау (участок Северный)

1 – ороговикованные песчаники и алевролиты; 2 – андезиты и их туфы; 3 – мелкозернистые граниты; 4 – крупнозернистые граниты; 5 – грейзеновые тела; 6 – средняя теплопроводность толщи (в Вт/м²·С)

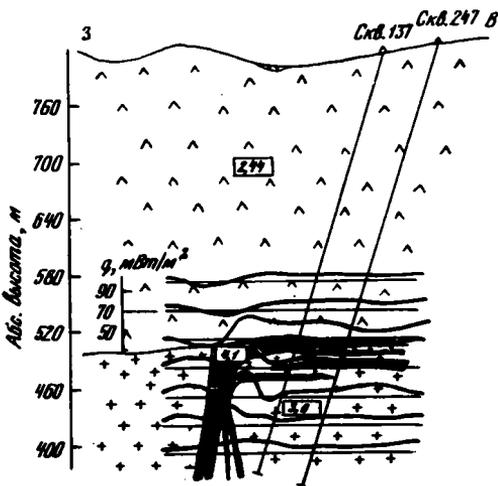


Рис. 22. Профили теплового потока на глубинных срезах через 30 м на месторождении Акчатау (участок Аксай)

Условные обозначения см. на рис. 21

На глубине около 320 м проходит субгоризонтальная граница интрузива с толщиной дацитов и дацитовых туфов, поэтому, несмотря на контраст теплопроводности, эта граница не выражается в тепловом поле. По трем профилям теплового потока, выполненным в пределах однородной толщи эффузивов на разном удалении от контакта с интрузией, можно наблюдать, как все особенности теплового потока, связанные с пертурбацией его в структурно-неоднородной среде, постепенно затухают с удалением от границы, однако аномалия при этом сохраняется. При отношении коэффициентов теплопроводности грейзенов и эффузивов, равном $\mu = 1,7$ искажения теплового потока для данной геометрии разреза ощутимы на удалении до 40 м от контакта, но при более чем двукратном контрасте коэффициентов теплопроводности и субвертикальном залегании рудного тела аномалии теплового потока будут прослеживаться на большем удалении от контакта (пример – месторождение Кентюбе). Таким образом, существует возможность терморазведки слепых рудных тел по измерениям теплового потока в неглубоких скважинах. Как показывают теоретические расчеты и прямые геотермические измерения, чувствительность поля теплового потока к структурно-геологическим неоднородностям выше, чем чувствительность геотемпературного поля [Хуторской, Тимарева, 1979], поэтому модификация терморазведки по тепловому потоку может быть с успехом использована в геологоразведочной практике наряду с традиционными методами изучения аномального температурного поля [Лахтионов, Тархов, 1970].

Проведение исследования на рудных месторождениях позволяют сделать следующие выводы.

1. Тепловой поток на рудных месторождениях претерпевает значительные искажения. Величина искажений контролируется соотношением теплофизических свойств и формой залегания пород. Показано, что при отношении теплопроводности рудного тела и вмещающих пород 2:1 и субвертикальном залегании рудного тела величина искажений достигает 100% относительно глубинного теплового потока (Кентюбе). С уменьшением угла наклона пластов величина искажений уменьшается (Северный Катпар).

2. Увеличение теплового потока в зоне высокой теплопроводности компенсируется его уменьшением в смежных частях с пониженной теплопроводностью. Это дает основание полагать, что конвективный перенос тепла подземными водами ниже

зоны активного водообмена не играет существенной роли в формировании аномалий теплового поля на рассмотренных рудных месторождениях. При более чем двукратном контрасте коэффициента теплопроводности рудного тела относительно вмещающих пород может быть эффективна поверхностная термическая разведка, способная выявить слепые рудные тела [Хуторской, 1979а].

3. Значения глубинного теплового потока на изученных месторождениях коррелируют со временем последней стадии тектоно-магматической активности: на Куватале (архей—протерозой) он равен 33 мВт/м^2 , на Кентюбе (поздний—карбон) — 40 мВт/м^2 , на Северном Катпаре и Акчатау (поздняя пермь—триас) — $64\text{--}75 \text{ мВт/м}^2$.

ВЛИЯНИЕ СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО ПОЛЯ РАЗЛОМА АТЛАНТИС

Разлом Атлантис входит в систему основных трансформных разломов приэкваториальной части Северной Атлантики. Центральная часть этого разлома изучалась в 6-м рейсе нис "Академик Курчатов", его восточное окончание — в 24-м рейсе того же судна, где автором был измерен тепловой поток на полигоне между $28^\circ 20' - 29^\circ 20'$ с.ш. и $34^\circ 20' - 35^\circ 20'$ з.д.

Комплексное изучение разлома Атлантис в зоне гребня Срединно-Атлантического хребта, выполненное в 6-м рейсе [Удинцев и др., 1973], позволило получить сведения о его геоморфологии и геолого-геофизических характеристиках в наиболее молодой и активной части, расположенной между смещенными осями рифтовой долины. Было установлено, что амплитуда смещения в этом месте достигает 50 км, а глубина желоба трансформного разлома превышает глубину рифтовой долины. Тепловой поток в зоне разлома имеет высокие значения, связанные с гидротермальной и вулканической деятельностью в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта [Попова и др., 1974].

В 24-м рейсе А.В. Живаго было установлено, что трансформный разлом Атлантис на полигоне наших работ, т.е. на удалении 600 км от оси Срединно-Атлантического хребта, выражен в виде двух депрессий субширотного простирания. Северная депрессия прослеживается через весь полигон, а южная ограничена по простиранию и замыкается в пределах полигона работ (рис. 23). По данным магнитных измерений установлено, что именно в северной депрессии происходит смещение линейной аномалии 24. Совместная интерпретация геоморфологических и геомагнитных данных приводит к выводу, что северная депрессия является основным геоморфологическим выражением трансформного разлома Атлантис со времени образования аномалии 24 (60 млн. лет) и до настоящего времени.

Тепловой поток в этом разломе был измерен на полигоне в трех точках: в южной и северной депрессиях, а также вне зоны разлома. Измерения проводились путем раздельного определения геотермического градиента в донных осадках термоградиентографом ПТГ-ЗМТБ и теплопроводности этих осадков прибором ЛУТ-1 [Александров, 1972; Подгорных, 1975]. Результаты измерения приведены в табл. 5. Как видно из таблицы, теплопроводность донных илов изменяется в узких пределах, поэтому неоднородности в донных илах фактически не искажают глубинный тепловой поток. Под илами залегают габброиды, перидотиты и серпентиниты. В зоне разлома драгировались породы, представляющие, по общему мнению, третий слой океанической земной коры (Ю.П. Непрочнов, устное сообщение, 1977 г.) [Городницкий и др., 1978]. Ультраосновные породы обладают высоким коэффициентом теплопроводности по сравнению с океаническими илами ($\mu = 1 : 3$), поэтому для определения глубинного теплового потока необходимо было выяснить степень влияния структурного фактора, а также рельефа, который на полигоне исследований сильно расчленен. Мы предположили квазистационарный характер теплопроводности, так как возраст изученного района океанической коры достаточно древний и соответствует примерно времени образования магнитной аномалии 24 (60 млн. лет), поэтому заметные проявления вулканизма в пределах полигона отсутствуют [Городницкий и др., 1978]. На этом основании было проведено стационарное физическое моделирование процесса теплопередачи по субмеридиональному профилю, пересекающему северную и южную депрессии трансформного разлома Атлантис.

Рис. 23. Схема корреляции геоморфологических и геофизических данных на полигоне $28^{\circ}20' - 29^{\circ}20'$ с. ш., $34^{\circ}20' - 35^{\circ}20'$ з. д. разлома Атлантик

1 — границы депрессий в рельефе дна; 2 — магнитные аномалии: а — положительные (> 100 гамм), б — отрицательные (< -100 гамм); 3 — значения наблюдаемого теплового потока (в скобках — значение глубинного теплового потока) (в $\text{мВт}/\text{м}^2$)

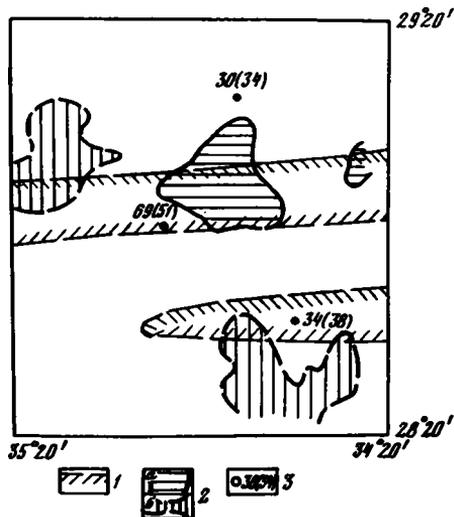
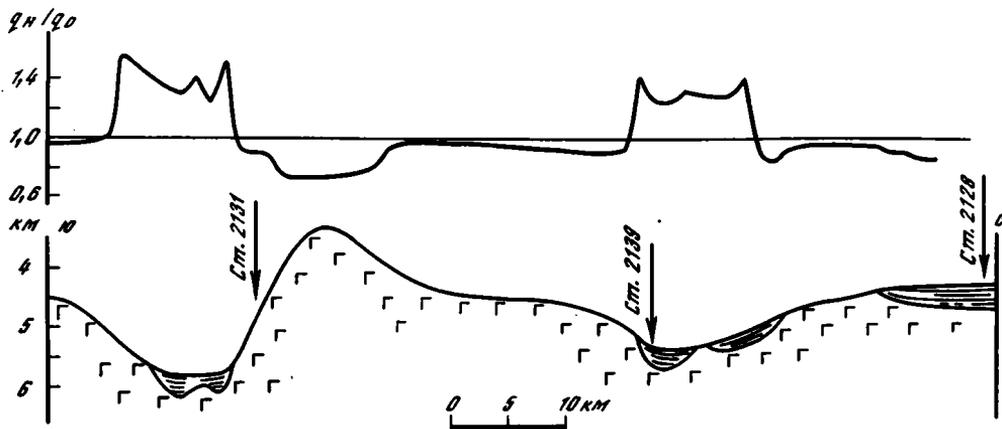


Рис. 24. Изменение глубинного теплового потока q_0 в разломе Атлантик

Стрелки указывают расположение станций теплового потока q_n



В результате моделирования в безразмерных параметрах получена величина отношения наблюдаемого теплового потока к глубинному (рис. 24). При расчете одновременно учитывалось влияние рельефа дна и контрастной теплопроводности, поэтому приведенный график является показателем суперпозиции эти двух факторов. Наличие депрессий увеличивает глубинный тепловой поток вследствие сгущения изотермических поверхностей, а существование в депрессиях неконсолидированных осадков повышенной мощности снижает глубинный тепловой поток за счет рефракции тепла, обтекающего толщу с относительно низкой теплопроводностью. Именно эти явления хорошо иллюстрируют приведенный расчет. На фоне максимумов отношения q_n/q_0 , соответствующих южной и северной депрессиям, наблюдаются как бы наложенные минимумы, связанные с линзами донных осадков и по форме напоминающие их. Наибольшие искажения глубинного теплового потока приурочены к краевым частям осадочных линз и достигают 40–52%. Относительные минимумы на этом фоне составляют 14–25%. Резкое повышение рельефа дна вблизи южной депрессии обуславливает наличие минимума на графике искажения теплового потока. Глубинный тепловой поток здесь занижается на 25%.

По наблюдаемым значениям теплового потока был рассчитан глубинный тепловой поток. В северной депрессии он составляет 51, в южной — 38, вне зоны разлома — 34 $\text{мВт}/\text{м}^2$. Таким образом, резкое различие в величине теплового потока северной и южной депрессий трансформного разлома, проявляющееся в наблюдаемом поле (соответственно 69 и 34 $\text{мВт}/\text{м}^2$), в глубинном тепловом потоке выражается меньшей величиной. Этот важный, на наш взгляд, вывод еще раз подтверждает необходимость введения структурной поправки.

Таблица 5

Геотермические измерения в разломе Атлантик

№ станции	Координаты		Глубина океана, м	Глубина вхождения зонда, м	Геотермический градиент, °С/м	Теплопроводность, Вт/м·°С	Тепловой поток, мВт/м ²	
	с.ш.	в.д.					наблюденный	исправленный
2128	29° 10'	34° 44,1'	4260	2	0,28 ± 0,01	1,08 ± 0,04	30 ± 2	34
2131	28° 35'	34° 37,4'	3784	1,5	0,34 ± 0,01	1,00 ± 0,04	34 ± 2	38
2136	28° 53,8'	35° 07,9'	5480	—	—	1,00 ± 0,04	—	—
2139	28° 52'	24° 57,5'	5490	1,2	0,069 ± 0,01	1,00 ± 0,04	69 ± 3	51

Отметим, что северная депрессия характеризуется специфическим магнитным полем, хорошо выражена геоморфологически и имеет несколько повышенный глубинный тепловой поток (см. рис. 23). Это говорит о более высокой тектонической активности северной депрессии разлома Атлантик, которая является собственно структурой трансформного разлома.

ГЛАВА ЧЕТВЕРТАЯ

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕПЛООВОГО ПОТОКА В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Структурные неоднородности, созданные соляной тектоникой, сильно искажают глубинный тепловой поток, так как эвалориты обладают теплопроводностью, в 2,5–3 раза превышающей теплопроводность терригенных пород, а образованные ими купола и штоки имеют сложные геометрические формы, усиливающие эффект контраста теплопроводности. Поэтому изучение неоднородностей теплового потока в областях солянокупольной тектоники крайне важно для оценки его глубинного значения.

В 1976 г. автор проводил геотермические работы в восточной части Прикаспийской впадины, граничащей с Уральской складчатой системой. На основании полученных результатов, а также данных И.Б. Дальяна было установлено, что тепловой поток над соляными куполами значительно выше, чем в межкупольных зонах, а при пересечении крутых боковых стенок соляных куполов наблюдаются резкие минимумы теплового потока. Все это говорит о существенном перераспределении энергии, контролируемом формой, размерами и теплофизическими свойствами структур. Детально нами изучено тепловое поле соляных куполов Кенкияк, Мортук, Шенгельши, Алибекмола, Каратюбе, а также смежных с ними межкупольных зон.

Остановимся на особенностях геологического строения региона в приложении к решению геотермических задач.

ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

На восточной окраине Прикаспийской впадины пробурено большое количество структурно-поисковых и глубоких разведочных скважин, которыми пройден весь разрез мезозойских отложений. На отдельных участках полностью пройдены породы верхней перми и кунгурского яруса, ниже которых вскрыты отложения артинского, сакмарского и асельского ярусов нижней перми, а также отложения карбона. Стратиграфия этого района описана в трудах П.Я. Аврва и др. [1963, 1966], Э.Е. Булекбаева и др. [1967], В.А. Вахрамеева [1952], А.Б. Вайнблат [1962, 1969], Ю.М. Васильева [1968], Р.Г. Гарецкого [1962], И.Б. Дальяна [1971], В.С. Журавлева [1960, 1972], А.С. Посадской [Посадская, Сергеева, 1965; Посадская и др., 1968], А.Л. Яншина [1962] и многих других исследователей. Особенностью строения осадочного

чехла впадины является присутствие в разрезе мощных толщ эвапоритов кунгурского яруса, имеющих форму куполов и штоков вследствие тектонической и гравитационной неустойчивости.

Отложения кунгурского яруса полностью пройдены на площадях Алибекмола (скв. 13-П), Шенгельши (скв. 11-П), Кенкияк (скв. 88-П), Каратюбе (скв. 25-П) и др. В составе отложений кунгура выделяются три толщи: нижняя сульфатно-терригенная, галогенная и верхняя сульфатно-терригенная.

Нижняя сульфатно-терригенная толща сложена аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и ангидритов, изредка наблюдаются одиночные прослои гравелитов. Углы падения сульфатно-терригенных пород изменяются от 4 до 10°, мощность — от 16 до 148 м. Градиент температуры в этой толще равен 0,67°С/100 м. Галогенная толща вскрыта большим количеством скважин на многих соляных куполах.

В межкупольных зонах Ащи, Кумсай, Кокжиде, Луговская и других, по данным сейсмических исследований методом ОГТ и бурения, она отсутствует — это результат полного выжимания соли в расположенные рядом соляные купола. Толща сложена главным образом каменной солью с редкими включениями мелких обломков сульфатов и прослоями разной мощности сульфатно-терригенных пород, представленных аргиллитами, песчаниками и ангидритами. Углы падения терригенно-сульфатных пород изменяются в широких пределах — от нескольких градусов до 75°, что связано с пластическим перемещением соли из межкупольных зон в ядра соляных массивов куполов. Мощность галогенной толщи в куполах и штоках увеличивается с востока на запад от 773 (Жилансаид) до 3185 м (Кенкияк). Среднее значение геотермического градиента, измеренного здесь, 0,55°С/100 м.

Верхняя сульфатно-терригенная толща вскрыта немногими скважинами. В разрезе же большинства скважин она почти полностью разрушена галокинезом и сохранилась в виде кепрока. Толща сложена аргиллитами с прослоями алевролитов, песчаников и ангидритов с прослоями известняка. Мощность толщи 140—678 м.

Соляные купола прорывают толщу верхнепермских и мезозойских отложений, представленных различными терригенными породами: глинами, алевритами, песчаниками и т.п. Мощность этой толщи в межкупольных зонах восточной части Прикаспийской впадины достигает 3—4 км. Осадки залегают почти горизонтально, лишь в боковых зонах примыкания к соляным куполам наблюдается их дислоцирование.

Рассмотренные купола прорывают лишь часть верхнепермских отложений (Алибекмола, Шенгельши, Каратюбе, Мортук) или полностью (Кенкияк). В одних случаях в связи с прекращением видимого роста куполов мезозойские породы остаются в горизонтальном залегании (Мортук, Кенкияк), в других — рост продолжается и образуется наклон надсолевых слоев, зависящий от времени и скорости подъема соли (Каратюбе). Для структур восточной окраины Прикаспийской впадины характерны пологие углы примыкания верхнепермских слоев — от 10 (Шенгельши, Мортук) до 15° (Каратюбе, Кенкияк).

Тектоническое строение восточного борта Прикаспийской впадины изучено довольно детально по данным глубокого бурения на структурах Жилансаид, Алибекмола, Шенгельши, Мортук, Кенкияк и других, а также сейсмических исследований методами МОВ, КМПВ, РНП, ОГТ, ГСЗ, электроразведкой МТЗ, крупно- и средне-масштабной гравиразведкой и т.д. Не останавливаясь подробно на данных о глубинном строении территории, описанных в обобщающих работах [Айзенштадт, Герштейн, 1963; Неволин, 1965; Яншин и др., 1975], укажем лишь, что сейсмические разделы земной коры под Прикаспийской впадиной лежат почти горизонтально, и, видимо, не вносят значительных искажений в характер теплового поля.

Более существенны в этом смысле неоднородности осадочного чехла, присутствие мощных толщ соляных пород, подвергшихся галокинезу, и наличие нескольких комплексов подсолевых и надсолевых отложений [Журавлев, 1972].

Для восточной части Прикаспийской впадины разработана структурно-форма-

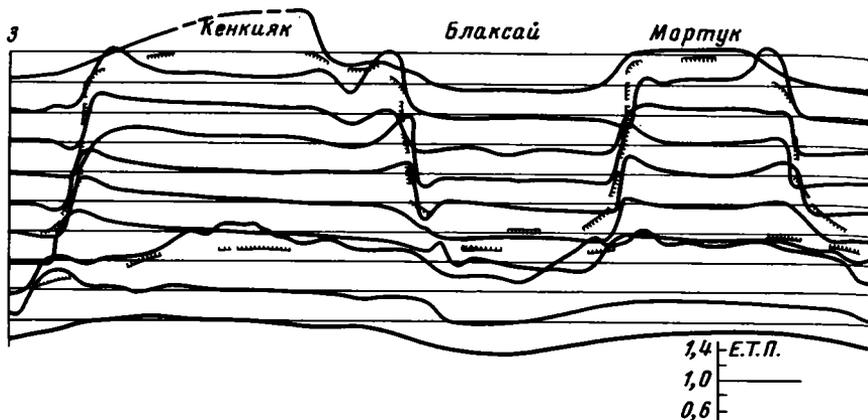


Рис. 25. Графики распределения теплового потока на глубинных срезах от 0,5 до 5 км по профилю Кенкияк–Алибекмола (штрихами показаны границы соляных куполов)

ционная схема осадочного чехла, состоящая из пяти комплексов [Журавлев, 1972; Дальян, Посадская, 1972]: 1) докунгурского, включающего отложения от нижнего палеозоя до артинских включительно (комплекс может состоять из самостоятельных структурных единиц) (подсолевой комплекс); 2) кунгурско-верхнепермского, состоящего из отложений кунгурского яруса [соляной (эвапоритовый) комплекс] и верхней перми; 3) нижнетриасового; 4) верхнетриас-палеогенового, представленного отложениями верхнего триаса, юры, мела и палеогена; 5) неоген-четвертичного (надсолевые комплексы).

Кроме того, по данным геолого-сейсмических исследований в платформенном чехле выделены три типа основных положительных структур: поднятия по докунгурским палеозойским породам, межкупольные поднятия по верхнепермским отложениям (структуры типа "панцирь черепахи") и соляные купола и штоки кунгура по мезозойским отложениям. Заметим, что наибольшие искажения глубинного теплового потока вызваны последним типом структур, так как в соляных куполах создается максимальный эффект контрастной теплопроводности, о чем более подробно пойдет речь ниже.

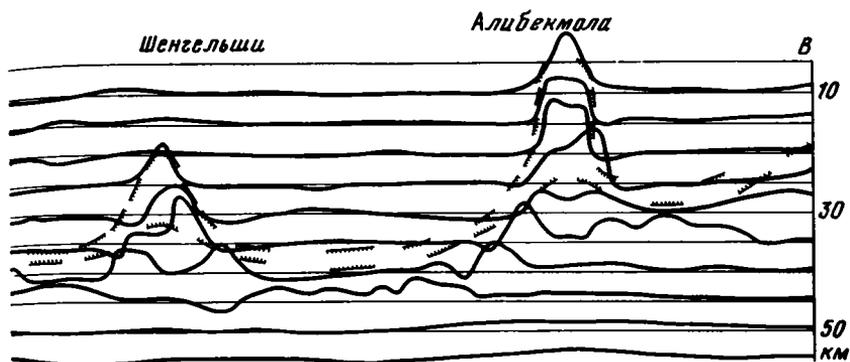
Для восточной бортовой зоны впадины, граничащей со складчатым Уралом, характерны линейно вытянутые соляные купола; каждый купол, как правило, расположен на подсолевом поднятии и изолирован от другого. В межкупольных зонах кунгурская каменная соль отсутствует или сокращена до минимума. Соляные купола и межкупольные верхнепермские поднятия генетически связаны между собой общими процессами формирования, и нередко верхние границы подъема соли и пород в межкупольных зонах совпадают.

Большой интерес с теоретической и практической точек зрения представляют докунгурские платформенные поднятия в осадочном чехле. По данным глубокого бурения и сейсмических исследований МОВ и ОГТ выделены Кенкиякское, Мортукское, Шенгельшское, Алибекмолинское подсолевые поднятия, Блаксайское межкупольное поднятие и др. (рис. 25). Как отмечается [Дальян, 1971], докунгурские подсолевые поднятия являются спецификой восточной окраины Прикаспийской впадины. В формировании теплового поля эти поднятия играют заметную роль: они несколько "тормозят" процесс концентрации теплового потока в соляных куполах.

По форме соляных ядер в плане Г.Ж. Жолтаев [1967] предложил выделять округлые, эллиптические, удлинённые и звездообразные купола. Исходя из этой классификации рассмотренные соляные структуры относятся к классу удлинённых (Кенкияк, Шенгельши) или звездообразных (Мортук).

По степени нарушенности надсолевых отложений сбросами различаются ненарушенные, слабо нарушенные и сильно нарушенные соляные купола [Жолтаев, 1967]. Кенкияк, Мортук и Каратюбе относятся к слабо нарушенным (амплитуда сброса до 300 м), Шенгельши и Алибекмола – к ненарушенным.

Таким образом, рассматриваемые соляные купола восточной части Прикаспий-



ской впадины по форме можно аппроксимировать двумерными неоднородностями. Основной контрастной границей является граница между эвапоритами и вмещающими породами. Внутри вмещающих пород не происходит перераспределения тепла, так как по теплопроводности терригенные породы мало различаются между собой [Дьяконов, 1958; Череменин, 1972].

ГЕОТЕРМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Коэффициент теплопроводности каменной соли равен $13-16 \text{ мкал/см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}$ ($5,4-6,6 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{C}$), а теплопроводность терригенных пород, описанных выше, — $4-5 \text{ мкал/см} \cdot \text{с} \cdot ^\circ\text{C}$ ($1,7-2,1 \text{ Вт/м} \cdot ^\circ\text{C}$).

В условиях соляной тектоники происходит перераспределение потока тепла и за счет этого искривление глубинных изотерм. Многочисленными исследованиями установлен сложный характер геотемпературных условий в этих районах.

Э. Хаутоф [Hawtof, 1930] построил схему изотерм над четырьмя соляными куполами в Техасе. Отмечаются поднятие изотерм над вершиной купола и увеличение геотермального градиента. Отношение ступеней внутри и над куполами равно 2,8, что приближается к величине отношения теплопроводностей соли и окружающих пород. Ван-Орстранд [Van-Orstrand, 1935] привел величину отношения геотермических градиентов 2,4.

Исследованиями советских ученых в Прикаспийской синеклизе [Дальян, Посадская, 1972; Дальян, Сыдыков, 1972; Гидрогеотермические... , 1977], Припятской впадине [Богомолов и др., 1972], Печорской синеклизе [Глубинный... , 1974], немецких геологов в Северо-Германской впадине [Mundry, 1966; Greutzburg, 1964; Giesel, Holz, 1970] установлено, что изотермы на боковых границах соляных куполов имеют наибольшее искривление, а если к этому добавить и контрастную границу сред с различной теплопроводностью, то получится максимальное искажение теплового потока в боковых частях куполов.

Количественная оценка структурного эффекта в тепловом потоке может быть получена только с использованием цифровой и аналоговой вычислительной техники, так как реальные геологические объекты, в том числе и соляные купола восточной части Прикаспийской синеклизы, нельзя аппроксимировать телами простой геометрической формы и получать аналитическое решение уравнения теплопроводности по известным формулам [Корытничкова, 1937, 1943; Глюзман, 1966]. В этом случае применима хорошо разработанная теория численного или аналогового метода решения [Любимова, Любошиц, 1975; Любимова и др., 1976; Фильчаков, Панчишин, 1961].

В наших расчетах использован метод физического моделирования стационарного теплового поля с помощью электрической аналогии [Протопопов, 1971]. Задача решалась при граничных условиях I рода, т.е. при известных температурах на границах толщи.

Определение величины глубинного теплового потока для куполообразных структур удобно проводить с помощью номограмм. Аргументом в выполненных расчетах является угол наклона борта купола, который варьировал в пределах $45-135^\circ$. Такой диапазон форм куполов охватывает практически все известные соляные

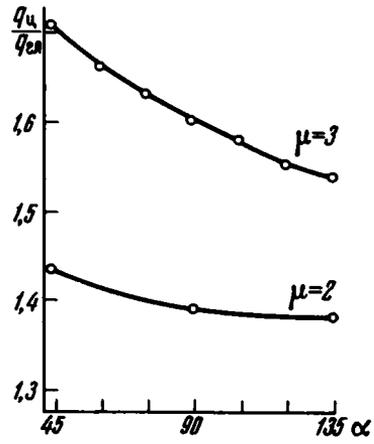
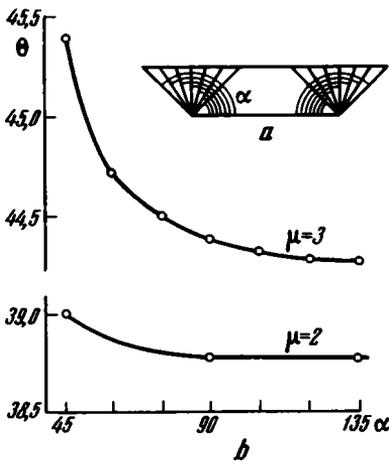


Рис. 26. Исследованные формы куполов (а) и зависимости параметра $\theta = \frac{T_c - T_{min}}{T_{max} - T_{min}} \cdot 100\%$ от угла наклона борта купола α (б); T_c – температура над центром купола; T_{min} – температура, соответствующая границе 0%; T_{max} – температура, соответствующая границе 100%; μ – отношение теплопроводности купола к теплопроводности окружающих пород

Рис. 27. Зависимость величины искажения глубинного теплового потока над центром купола от угла наклона α

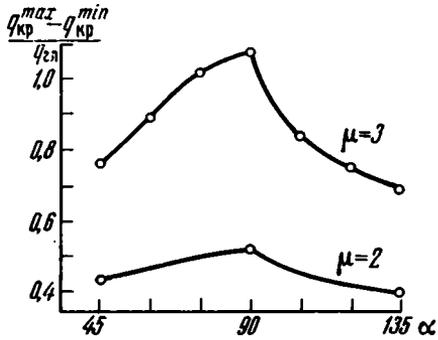
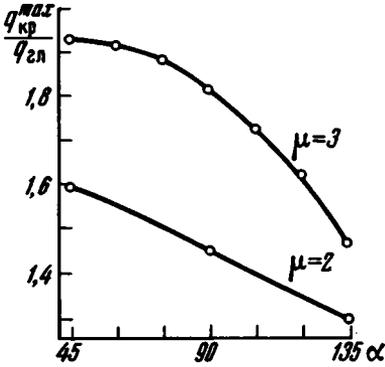


Рис. 28. Зависимость величины превышения теплового потока над краем купола по отношению к q_{cn} от угла наклона α

Рис. 29. Зависимость величины амплитуды "краевого эффекта" от угла α

структуры. Вертикальная мощность принята одинаковой, а контраст коэффициентов теплопроводности $\mu = 3:1$ и $2:1$.

Сравнение графика параметра

$$\theta = \frac{T_c - T_{min}}{T_{max} - T_{min}}$$

для центра кровли купола (рис. 26) и графика зависимости относительно теплового потока для той же точки от угла наклона (рис. 27) показывает, что искажения заметны как в геотемпературном поле, так и в поле теплового потока.

На боковой стенке купола, как уже отмечалось, наблюдается максимальное увеличение теплового потока за счет "краевого эффекта" – концентрации силовых линий вблизи контрастной границы (рис. 28). Перераспределение теплового потока обуславливает минимум в менисе проводящих породах вблизи стенки купола. График амплитуды пертурбации потока тепла представлен на рис. 29.

Таким образом, приведенные номограммы позволяют легко рассчитать величину глубинного теплового потока по измерениям в скважине, пробуренной в любой части соляного купола и за его пределами.

В результате моделирования получен геотемпературный разрез по профилю Кенкияк — Алибекмола, который на траверзе скважин согласуется со схемой изотерм, построенной по результатам термометрии [Дальян, Сыдыков, 1972], но объектом наших исследований является тепловой поток в условиях соляного тектогенеза, поэтому по известным температурам и значениям теплопроводности были построены графики вертикального потока тепла q_z на глубинных срезях (см. рис. 25).

Анализируя полученную информацию, следует прежде всего указать на сложный характер перераспределения глубинного теплового потока, которое контролируется формой, размерами куполов, а также мощностью надсолевых отложений. Остановимся более подробно на характеристике теплового потока в соляных куполах восточной окраины Прикаспийской впадины: Кенкияк, Мортук, Шентельши и Алибекмола, а также межкупольных зон этого района.

Купол Кенкияк. На этой структуре глубокое бурение сопровождалось измерением температуры в скв. 88-П, 92, 94, 95 с выстойкой перед замерами до 10 сут [Дальян, 1971]. Естественно, этого времени недостаточно, чтобы получить данные об истинной температуре пород, но все же удалось выявить ряд закономерностей в характере геотемпературного поля. Например, в скв. 95 термограммы имеют вогнутую форму (рис. 30), что обусловлено сменой терригенных пород, имеющих относительно низкую теплопроводность, каменной солью и ангидритами с высокой теплопроводностью. Изменение геотермической ступени по разрезу скважин не пропорционально изменению теплопроводности пород. Нарушение пропорциональности связано с перераспределением теплового потока, который идет по пути наименьшего сопротивления и концентрируется в соляном куполе. Расчеты показывают, что площадь, с которой энергия собирается для обеспечения наблюдаемого значения теплового потока, в 1,4 раза превосходит площадь поперечного сечения основания купола Кенкияк. Естественно, это снижает тепловой поток в межкупольных пространствах.

В результате мы имеем максимумы потока внутри соляного купола, непосредственно у боковых стенок, за счет интенсивного перераспределения тепла, которое может быть оценено количественно величиной горизонтальной составляющей теплового потока \vec{q}_x . Внутри купола $\vec{q}_x = + (4 - 20) \text{ мВт/м}^2$ ($0,1 - 0,5 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$), а вне его, вблизи западной боковой стенки, $\vec{q}_x = -(4 - 10) \text{ мВт/м}^2$ ($0,1 - 0,25 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$) (положительное направление первого принято к центру купола) (рис. 31). Своеобразный краевой эффект — резкое уменьшение теплового потока при переходе через стенку купола — прослеживается на незначительные расстояния (до 1 км), а затем происходит сглаживание величины теплового потока до значений, характерных для межкупольных зон (рис. 32).

Кепрок на Кенкияке находится на незначительном расстоянии от поверхности — 470 м. Вследствие этого тепловой поток, "скопившийся" в теле соляного купола, не успевает рассеяться в менее теплопроводных терригенных породах мезозоя—кайнозоя, покрывающих купол. Поэтому на поверхности наблюдается высокий тепловой поток 67 мВт/м^2 ($1,60 \text{ Е.Т.П.}$)¹. Это значение, конечно, не соответствует величине теплового потока, идущего из недр, который можно было бы считать неискаженным. Для вычисления глубинного теплового потока, как это указывалось [Хуторской, 1979б], можно использовать осредненное значение вертикальной составляющей по профилю.

Купол Мортук. Термометрические измерения проведены в центре купола в глубокой скв. 10-П и на его периферии в глубокой скв. 12-П [Дальян, Посадская, 1972] (см. рис. 30). Горизонтальная составляющая теплового потока внутри купола $+8 \text{ мВт/м}^2$, при переходе через стенку $-(4-5) \text{ мВт/м}^2$. Превышение концентрации тепла над рассеиванием создает максимум значения потока над вершиной купола Мортук ($46 \text{ мВт/м}^2 = 1,1 \text{ Е.Т.П.}$). Интенсивность максимума, наблюдаемого на поверхности, зависит от мощности надсолевых отложений, которые здесь составляют 500 м.

¹ Е.Т.П. = $1 \text{ мккал/см}^2 \cdot \text{с}$.

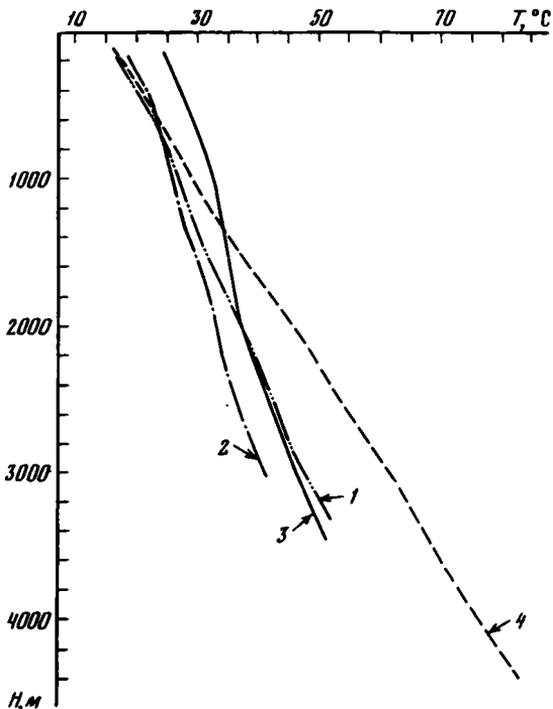


Рис. 30. Результаты измерения температуры в скважинах восточной части Прикаспийской впадины [Дальян, 1971]

Скважины: 1 — Кенкияк-95, 2 — Мортук-10-П, 3 — Алибекмола-13-П, 4 — Блассай-89-П

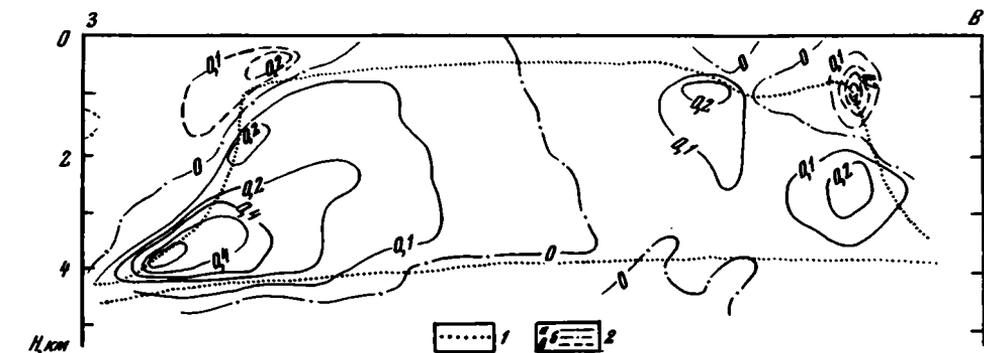


Рис. 31. Изолинии горизонтальной составляющей плотности теплового потока \vec{q}_x в разрезе купола Кенкияк

1 — контур купола; 2 — изолинии \vec{q}_x :
 а — $\vec{q}_x > 0$, б — $\vec{q}_x = 0$, в — $\vec{q}_x < 0$

Купол Шенгельши. На этой структуре пройдена глубокой скв. 11-П толща солей кунгурского яруса и на глубине 3140 м вскрыты сакмарские аргиллиты и песчаники. Верхняя граница галогенной толщи залегает на глубине около 2000 м (см. рис. 25). Небольшая высота купола, глубокое залегание его свода и относительно пологое залегание крыльев формируют своеобразное поле теплового потока, отличающееся от поля двух более крупных куполов, описанных выше. Наиболее сильное искажение теплового потока наблюдается внутри купола и в подсоловом поднятии (до 25 мВт/м^2). Надкупольный максимум хорошо выражен на глубинном срезе 2 км (20 мВт/м^2), но по пути к поверхности сконцентрировавшийся тепловой поток как бы рассеивается, и на срезе 0,5 км тепловая аномалия снижается до 5 мВт/м^2 . В бортовых частях купола редуцирован краевой эффект. Очевидно, это связано с тем, что углы наклона крыльев купола меньше, чем угол, образуемый силовыми линиями теплового потока.

Купол Алибекмола. Здесь пробурена глубокая скв. 13-П, в которой выполнены термометрические измерения до глубины 3400 м (см. рис. 30). Высокотеплопроводные осадки лежат в интервале 400–2300 м. На этих глубинах тепловой поток наиболее деформирован, причем форма аномалии повторяет форму соляного купола (см. рис. 25). Величина аномалии составляет 30 мВт/м^2 внутри купола и $15\text{--}20 \text{ мВт/м}^2$ в подсоловом поднятии.

Межкупольная зона Блассай. Эта структура расположена между соляными купо-

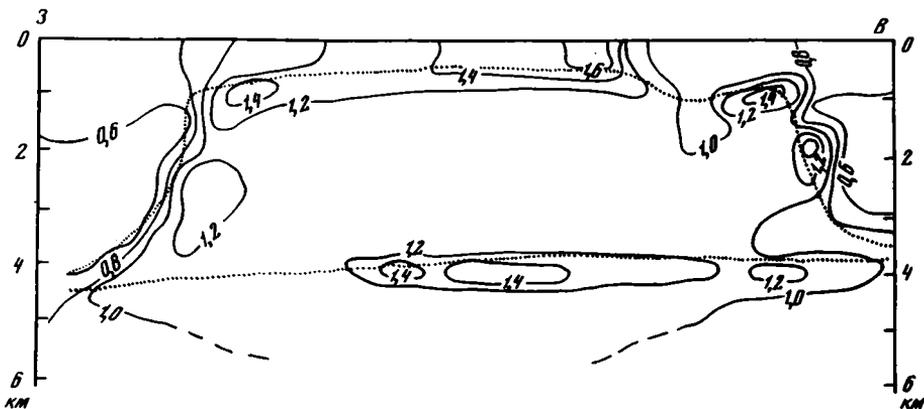


Рис. 32. Изолинии вертикальной составляющей плотности теплового потока \vec{q}_z в разрезе купола Кенкияк

Условные обозначения см. на рис. 31.

лами Кенкияк и Мортук и сложена относительно низкотеплопроводными породами верхней перми и мезозоя—кайнозоя. Тепловой поток, идущий с глубины, направлен по линиям наименьшего сопротивления, т.е. по солянокупольной толще. С подобной рефракцией здесь связан минимум, достигающий $20\text{--}24 \text{ мВт/м}^2$ (0,5–0,6 Е.Т.П.). Краевой эффект относительно межкупольной зоны — положительный.

Таким образом, при расчете теплового потока в структурно-неоднородных толщах, к которым относятся области соляной тектоники, значение теплового потока может быть получено или после анализа влияния контрастных границ, или при вычислении потока на значительном удалении от искажающих объектов. Моделирование температур по прямоугольной сетке позволило вычислить как вертикальный градиент температуры, так и горизонтальный. Среднее значение \vec{q}_z по профилю равно глубинному тепловому потоку, который составляет 40 мВт/м^2 (0,96 Е.Т.П.).

Для вычисления температур в восточной части Прикаспийской синеклизы следует использовать именно эту величину. Легко показать, что при экстраполяции на глубину теплового потока, наблюдаемого в межкупольном пространстве Блаксай (24 мВт/м^2), изотерма 150°C проходит на глубине приблизительно 11 км, а при расчете с использованием неискаженного теплового потока эта глубина составит 9 км.

Подобный расчет для центра купола Кенкияк, где наблюдаемый тепловой поток (67 мВт/м^2) больше глубинного, дает соответственно величины 7 и 9 км.

Анализируя полученные данные, мы видим, что положительные аномалии теплового потока над соляными куполами создаются за счет структурно-геологических неоднородностей и присутствия "теплопроводов" — толщ каменной соли. Следует оценить и другие возможные причины появления аномалий: генерацию тепла за счет радиоактивного распада и экзотермических реакций, выделение тепла при трении в процессе роста куполов и за счет теплопереноса при галокинезе.

Против первого механизма говорит тот факт, что расчетное количество тепла ($Q = q \cdot S$), выделяющееся на разных глубинах, на всем протяжении профиля практически одинаково. Кроме того, если бы генерация тепла за счет радиоактивного распада рассеянных изотопов урана, тория и калия была господствующим фактором, то в межкупольных зонах тепловой поток был бы выше, чем на соляных куполах, что не подтверждается фактическими данными. Трудно представить и экзотермические реакции в данном разрезе, скорее наоборот, превалировать должны процессы с поглощением энергии, в частности растворение [Зверев, 1974].

Для того чтобы оценить вторую возможную причину, воспользуемся решением об остывании горизонтального кругового цилиндра, имеющего размер поперечного сечения и теплофизические свойства, подобные соляным куполам. Даже если допустить, что соль в процессе интенсивного подъема разогрелась до температур, близких к температуре плавления (800°C), то через 1 млн. лет весь избыточный тепловой поток выделится и соль будет иметь сегодняшнюю температуру [Giesel, Holz, 1970]. Как известно, процесс наиболее интенсивного роста соляных куполов

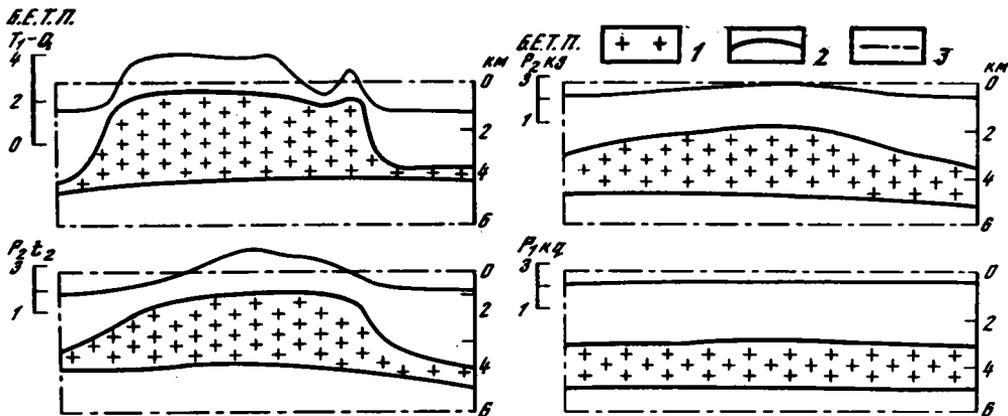


Рис. 33. Схема развития купола Кенкияк

1 — толщина каменной соли; 2 — границы массива моделирования; 3 — профиль величины теплового потока с поверхности земли (в Б. Е. Т. П.)

востока Прикаспийской впадины закончился еще в триасе [Волчегурский, Журавлев, 1965; Фрейдлин, 1975].

Задача о переносе тепла движущимся телом решена Г. Карслоу и Д. Егером [1964]. При подстановке в полученное решение наших параметров получим, что стационарное распределение температур установится уже через 3 млн. лет. А при другой постановке задачи можно вычислить, что дополнительный тепловой поток за счет теплопереноса солью, поднявшейся на 3 км, составит лишь 1×10^{-3} мккал/см² · с.

Таким образом, процесс теплопроводности в области развития соляных структур является стационарным начиная с юры, а нарушения стационарности относительно быстро исчезают.

Этот вывод позволил рассчитать палеотепловое поле соляных куполов, используя метод физического моделирования и палеотектонические реконструкции: этапов развития структур [Журавлев, 1972; Свиточ, 1973; Фрейдлин, 1975; Яншин и др., 1978] (Шлезингер, устное сообщение, 1979 г.). Для расчетов взяты наиболее изученные во всех отношениях структуры Кенкияк и Каратюбе. Для купола Кенкияк наиболее заметны этапы развития: конец кунгурского века ранней перми, конец казанского века и конец татарского века средней перми. На границе палеозоя и мезозоя структура приняла в основном современный облик (рис. 33).

Значения теплового потока получены в безразмерных параметрах (Б.Е.Т.П.), поэтому можно говорить лишь об относительных изменениях этой величины. На рис. 34 видно, что величина теплового потока над сводом купола Кенкияк монотонно увеличилась, составляя в кунгуре 2,17, в казанский век 3,29, в татарский — 3,55 и к настоящему времени достигнув 3,76 Б.Е.Т.П.

Тепловой поток с нижней границы соляных пород изменился по другому закону, составляя соответственно 2,16; 3,17; 2,95 и 2,65 Б.Е.Т.П. (рис. 34). Таким образом, процесс концентрации теплового потока в соляном куполе начался в послеказанское время, хотя перераспределение тепла шло синхронно с ростом купола Кенкияк и продолжалось, очевидно, в течение всей поздней перми. Площадь, которая была затронута процессом пертурбации теплового потока, тоже изменялась с течением времени. В начале роста купола, в казанский век, интегральное количество тепла, ушедшее из межкупольных зон (см. рис. 33), не обеспечивало максимума над куполом, значит, тепловой поток концентрировался в этом время со значительно большей площади. Это легко объяснить тем, что мощность каменной соли в межкупольных пространствах была еще довольно большой и та толщина служила естественным теплопроводом для энергии. С течением времени соль выжималась из межкупольных зон в соляные купола [Журавлев, 1972] и соответственно уменьшилась площадь сбора теплового потока. В настоящее время, как уже отмечалось, с сечения, превышающего в 1,4 раза площадь основания купола, выделяется столько энергии, сколько ее концентрируется в теле соли. На рис. 34 показано, что модуль суммы теплового

Рис. 34. Изменение теплового потока во времени на куполе Кенкияк

1 — на кровле купола; 2 — на подошве купола; 3 — в межкупольных зонах: а — западной, б — восточной; 4 — модуль суммарного изменения теплового потока в межкупольных зонах

потока в западной и восточной частях межкупольной зоны, изображенных на разрезе, в настоящее время почти равен значению над сводом купола.

На куполе Каратюбе на основе данных о скорости роста структуры [Фрейдлин, 1975] нами выделены пять этапов: кунгурский, позднепермский, раннетриасовый, маастрихт-датский и современный (рис. 35).

Интенсивный рост купола Каратюбе происходил в течение конца ранней перми, поздней перми и раннего триаса, затем скорость роста начала заметно уменьшаться, хотя и не достигала (в отличие от Кенкияка) нуля. Максимальных размеров купол достиг в конце позднего мела (вертикальная мощность 4 км). Затем в результате подземного выщелачивания, прогибания подсолевого ложа и, по-видимому, поверхностной эрозии высота Каратюбе сократилась до 3,5 км. Это обстоятельство и определило распределение теплового потока, достигшего максимума (5,5 Б.Е.Т.П.) в маастрихт-датское время (рис. 36). Пертурбация тепла началась еще в кунгурское время, о чем свидетельствует заметное отличие теплового потока над сводом купола и на его подошве. Несовпадение теплового баланса в соляных по-

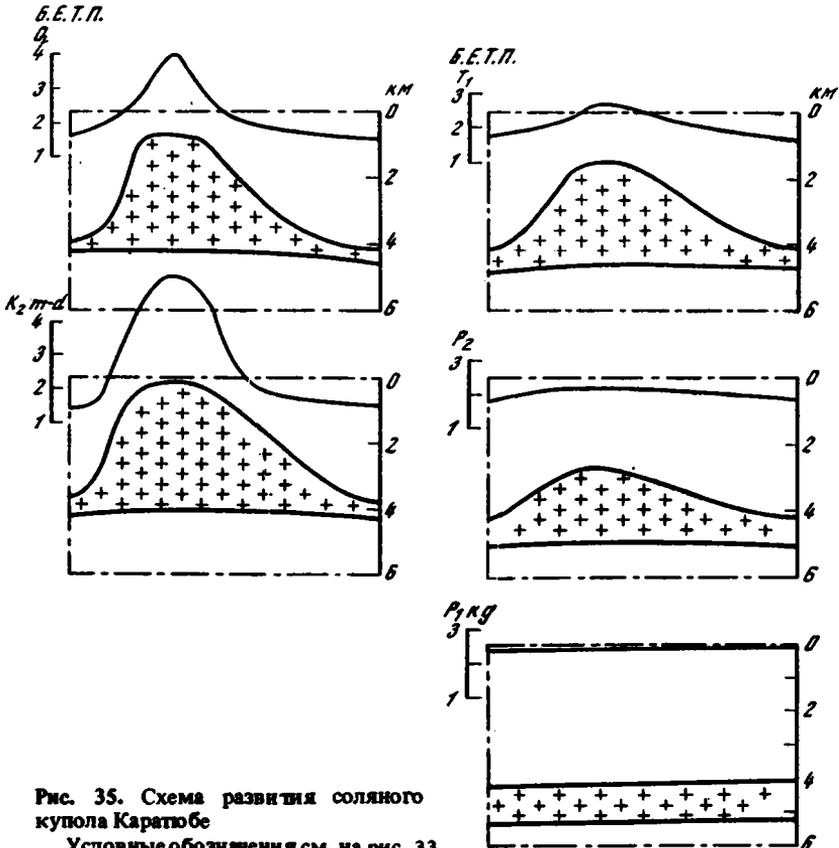
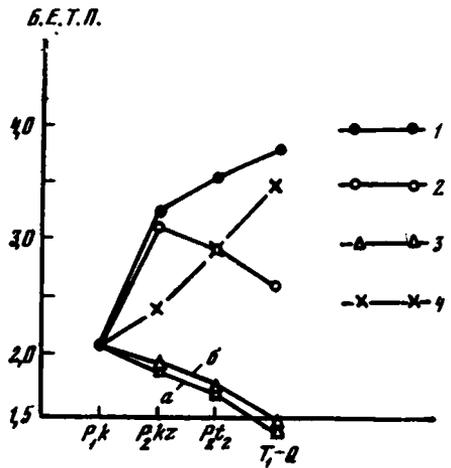


Рис. 35. Схема развития соляного купола Каратюбе

Условные обозначения см. на рис. 33

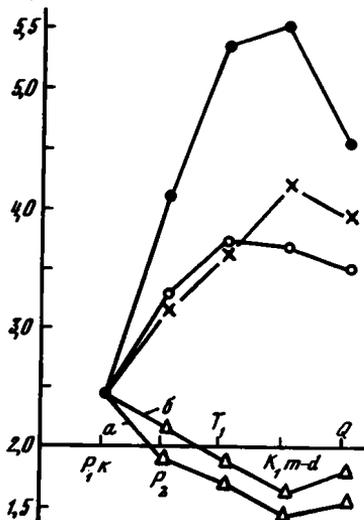


Рис. 36. Изменение теплового потока во времени на куполе Каратюбе

a — северо-западная и b — юго-восточная межкуповольные зоны. Остальные условные обозначения см. на рис. 34

родах и межкуповольных зонах говорит о том, что энергия концентрируется в купол с большей площадью, чем изображенная на рис. 35.

На основе изложенного можно сделать следующие выводы.

1. Наблюдаемый тепловой поток в восточной части Прикаспийской впадины изменяется в очень широких пределах (от 30 до 67 мВт/м²). Эти изменения связаны с фокусирующим действием соляных куполов, имеющих очень высокую теплопроводность по сравнению с вмещающими породами.

2. Глубинный тепловой поток в данных условиях может быть вычислен или на значи-

тельном удалении от структурных неоднородностей, или при осреднении по профилю, проходящему через искажающее тело и смещающие породы. Он равен 40 мВт/м² (0,96 Б.Т.П.).

3. В процессе перераспределения тепла интегральный поток на различных вертикальных уровнях остается практически постоянным. Это говорит об отсутствии заметных энергопреобразующих процессов в рассмотренной толще.

4. Тепловой поток является квазистационарным, так как нарушающие факторы в данной геотермической обстановке или полностью отсутствуют (трение при подъеме соли), или не оказывают заметного воздействия (тепломассоперенос).

5. Величины максимума над сводом купола, а также "краевого эффекта" зависят от формы купола и могут определяться как функция от угла наклона крыльев структуры. Кроме того, наблюдаемый на поверхности тепловой поток существенно зависит от мощности надсолевых отложений.

6. Искажения теплового поля, связанные со структурно-геологическими неоднородностями, следует учитывать при оценке состояния, физических свойств и возможности извлечения нефтяных и газовых залежей, приуроченных к областям солянокупольной тектоники.

ГЛАВА ПЯТАЯ

ИСКАЖЕНИЯ ТЕПЛОвого ПОТОКА В РЕГИОНАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ И ГЕОЛОГО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРИЛОЖЕНИЯ ГЕОТЕРМИЧЕСКИХ ДАННЫХ

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ СТРУКТУРЫ

Тепловой поток по профилю Южный Урал — Балхаш и проблема корреляции глубинного теплового потока с тектоническим развитием региона

Проведенное исследование влияния структурно-геологических неоднородностей, искажающих глубинный тепловой поток, позволило привести геотермические данные к единой системе, в которой сравнение их представляется более корректным, и сравнить термическую эволюцию Земли с ее тектоническим развитием. Во многих геодинамических моделях развития континентов и океанов, разработанных в последнее десятилетие [Смирнов, 1968; McKenzie, Sclater, 1969; Sclater, Francheteau, 1970;

Чарпан, Pollack, 1975; и др.], в качестве временного параметра при установлении корреляции было взято время окончания геосинклиналичного процесса в континентальной земной коре. Это время устанавливалось геологическими методами и было отражено на тектонических картах. Но в последующее время в теоретической геотектонике были сделаны фундаментальные открытия, толчком для которых явилась известная статья А.В. Пейве [1969] об океанической коре геологического прошлого. Учение о геосинклиналичах приобрело новую направленность, и появилась возможность определения времени основных этапов структурного и вещественного преобразования океанической коры в континентальную. Отражение времени становления континентальной коры, как известно, является главным принципом построения новой Тектонической карты Северной Евразии [Пейве и др., 1976].

В связи с этим для выявления корреляции теплового поля с тектоническим развитием в качестве временного параметра мы использовали возраст гранитно-метаморфического слоя континентальной земной коры. Исследованные нами структуры располагаются вблизи профилей глубинного сейсмического зондирования: Темиртау – Куйбышев, Темиртау–Петропавловск и Балхаш–Темиртау, которые выявили глубинное строение земной коры территории Южного Урала, Северного и Центрального Казахстана.

Необходимо кратко остановиться на истории геологического развития данного региона в аспекте перехода от океанической стадии формирования земной коры к континентальной. Описание этого процесса на Урале и в Центральном Казахстане посвящены многие статьи и монографии [Пейве, 1969, 1973; Пейве и др., 1972; Перфильев, Руженцев, 1973; Буш, 1975; Моссаковский, 1975; Пейве и др., 1977; Антонюк и др., 1977; Зоненшайн, Перфильев, 1979; и т.д.]. Нами рассмотрен геотраверз, включающий следующие структуры: Магнитогорский синклиниорий, Кустанайский синклиниорий, Кокчетавский антиклиниорий, Селетинский синклиниорий, Тектурмасский антиклиниорий, Жаман-Сарысуйский антиклиниорий и Успенскую зону, Токраускую впадину. Эти структуры относятся к двум различным типам геосинклиналичных поясов – линейному (Урало-Тяньшаньский пояс) и мозаичному (Казахстано-Сибирский пояс), которые различаются особенностями формирования континентальной земной коры.

Уральский линейный геосинклиналичный пояс в раннем палеозое представлял собой структуру коры океанического типа. Образование гранитно-метаморфического слоя произошло здесь одновременно во всех зонах. Так, в Магнитогорской зоне переход к континентальной стадии развития произошел в эйфельский век среднего девона, а в среднем карбоне в основном уже сформировался гранитно-метаморфический слой [Пейве, Перфильев, Руженцев, 1972]. Уральский складчатый пояс превратился в длительно существовавшее сводовое поднятие. В его внутренних частях (в Магнитогорском и Кустанайском синклиналичах) стали формироваться наложенные орогенные впадины. Быстрый и почти одновременный процесс формирования гранитно-метаморфического слоя объясняется одновременным тектоническим скупиванием масс горных пород, интенсивными горизонтальными перемещениями, вызванными устойчивыми тангенциальными напряжениями в земной коре [Пейве и др., 1972]. Аллохтонный механизм формирования континентальной коры для систем линейного типа, как известно, является преобладающим [Пейве и др., 1976; Перфильев, 1977]. Значение глубинного теплового потока в Магнитогорском синклиналичии составляет 22 мВт/м^2 , а в Кустанайском синклиналичии – 34 мВт/м^2 .

В геосинклиналичных поясах мозаичного типа, к которым относится Центральный Казахстан, процесс преобразования океанической коры в континентальную растягивается на длительное время и характеризуется постепенным наращиванием гранитно-метаморфического слоя от периферии к центру пояса [Моссаковский, 1975]. Так, Кокчетавский антиклиниорий уже к вендскому времени представлял собой микроконтинент – сиалический блок земной коры [Антонюк и др., 1977]. Древнее раннедокембрийское (дорифейское) ядро, занимающее центральную часть Кокчетавского массива, сложено глубокометаморфизованными породами зерендинской серии. Здесь широко проявлена калиевая гранитизация, образовавшая к началу рифея (1,6 млрд. лет назад) поля гранито-гнейсовых куполов. В раннем и среднем рифее западнее и восточнее древнего ядра накапливалась вулканическая толща

с преобладанием основных разностей [Розен, 1971]. Конец раннего рифея можно считать границей между океанической и переходной стадиями развития коры для всего Кокчетавского массива, а начало кембрия, когда полностью сформировался гранитно-метаморфический слой, — началом континентального этапа [Моссаковский, 1975]. Глубинный тепловой поток, измеренный в центре дорифейского ядра Кокчетавского массива, составляет 35 мВт/м².

В Селетинском синклинии рубежи преобразования океанической коры в континентальную были смещены: время между океанической стадией развития и переходной приходится на середину кембрия, а между переходной и континентальной — на конец ордовика. Более поздняя стадия тектоно-магматической активности проявляется в геотермическом режиме — значение глубинного теплового потока в Селетинском синклинии составляет 39 мВт/м². Далее к центру пояса, в Тектурмасском антиклинории, эти рубежи "омолаживаются" и отвечают кембро-ордовику и ордовика—силуру.

В Жаман-Сарысуйском антиклинории и Успенской тектонической зоне показателем становления гранитно-метаморфического слоя служит накопление комплекса франских вулканитов. На востоке Успенской зоны, вблизи сочленения с каледонидами Чингизского антиклинория, глубинный тепловой поток составляет 40 мВт/м², а на западе, в районе сочленения Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины, — 67 мВт/м². При удалении от Токрауской впадины на запад, в сторону Западно-Балхашского синклиния и Джезказганской впадины, тепловой поток несколько уменьшается (до 55 мВт/м²). И, наконец, в осевой части Казахстанской геосинклинальной области, в Северном Прибалхашье, на становление гранитно-метаморфического слоя указывают отложения нижней молассы визейско-башкирского возраста с вулканитами каркаралинской и калмакэмельской свит и гранитоидами балхашского и топарского комплексов. Развитие в поздней перми—триасе ультракислых гранитов акчатауского комплекса, как считается [Антонюк и др., 1977], свидетельствует о продолжавшемся процессе "дозревания" континентальной коры центральноказахстанских палеозоид. Более позднее время становления гранитно-метаморфического слоя в Северном Прибалхашье коррелирует с относительно высокими значениями глубинного теплового потока. Например, в центральной части Токрауской впадины, где развиты граниты верхней перми—триаса, он составляет 77 мВт/м², а в южной части, в зоне развития раннекаменноугольных гранитоидов, снижается до 52 мВт/м².

Таким образом, постепенное и длительное формирование гранитно-метаморфического слоя в Центральном Казахстане, продолжавшееся с позднего рифея до среднего карбона, коррелируется с постепенным увеличением глубинного теплового потока от периферии мозаичного пояса к его центру. Для понимания структуры теплового потока и природы отмечаемой корреляции необходимо выяснить вклад коровой и мантийной его составляющих. При решении данного вопроса можно опираться на укоренившееся мнение, что тепловой поток в земной коре генерируется за счет радиоактивного распада долгоживущих изотопов U, Th и K, а в мантии — в основном за счет выделения потенциальной энергии при гравитационной дифференциации [Кропоткин, 1948; Люстих, 1951; Смирнов, 1968; Любимова, 1968; Тепловой..., 1979; Поляк и др., 1972; Сорохтин, 1977].

"Коровый" тепловой поток может быть оценен на основании геофизических [Борисов, 1967; Белявский, 1968; Вольвовский, 1973] и геохимических [Ронов, Ярошевский, 1967; Ронов, Мигдисов, 1970; Смыслов, 1974] моделей земной коры.

Генерация тепла в единице объема рассчитана по формуле [Любимова, 1968]

$$A = 0,317\rho (0,73U + 0,20Th + 0,27K), \quad (29)$$

где A — генерация тепла в 10^{-13} кал/см³ · с; ρ — плотность пород; U, Th, K — кларковые содержания в слое урана и тория (10^{-6} г/т) и калия (в %).

Для послонной оценки радиогенной составляющей теплового потока мы воспользовались данными, полученными из ступенчатой модели распределения радиоактивных элементов, обоснованной Я.Б. Смирновым [1980]. Применительно к глубинному строению Южного Урала и Центрального Казахстана, где осадочный слой

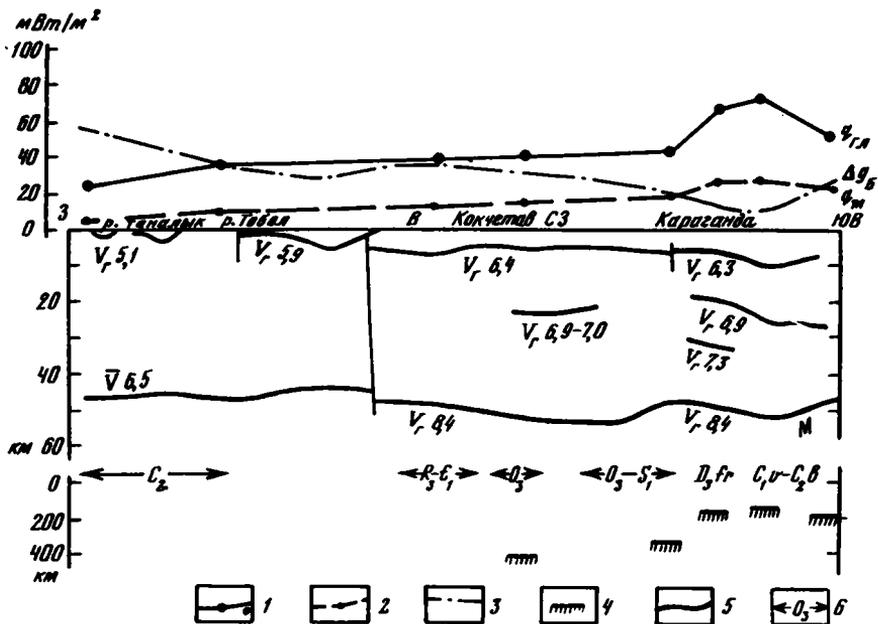


Рис. 37. Геолого-геотермический разрез по профилю Южный Урал–Балхаш
 1, 2 – профили теплового потока: 1 – через поверхность земли, 2 – через поверхность Мохоровичича; 3 – профиль гравитационных аномалий в редукции Буге; 4 – верхняя граница астеносферы, рассчитанная по геотермическим данным; 5 – сейсмические границы; 6 – время становления гранитно-метаморфического слоя земной коры

в основном редуцирован, приняты следующие величины A (в единицах генерации) тепла – е.г.т.¹):

“Гранитный” слой	– 3,7
верхняя часть	– 5,5
нижняя часть	– 3,0
“Базальтовый” слой	– 1,1
верхняя часть	– 1,6
нижняя часть	– 0,6
Верхняя мантия	– 0,02

Основываясь на этих данных и учитывая изменение мощности различных слоев земной коры вдоль исследуемого геотраверза, мы получили профиль теплового потока из мантии, представленный на рис. 37. Как видно на рисунке, профили мантийного и наблюдаемого у поверхности земли теплового потока имеют сходную конфигурацию. Это связано с тем, что доля радиогенной (коровой) составляющей в общем тепловом балансе изменяется слабо. В данном случае она равна 19–25 мВт/м² и лишь для структур Северного Прибалхашья возрастает до 36–38 мВт/м², что связано с присутствием в этом районе гранитоидного массива ачкауского комплекса мощностью 10–12 км. Большая концентрация в нем литофильных элементов, в том числе радиоактивных [Боголепов и др., 1975], объясняет такую величину теплового потока. Мантийная составляющая теплового потока в мозаичной геосинклинальной области Казахстана увеличивается по мере омоложения гранитно-метаморфического слоя земной коры (от 8 мВт/м² для позднерифейского возраста до 32 мВт/м² для среднекарбового). В Уральском линейном поясе мантийный тепловой поток составляет лишь 4–5 мВт/м², т.е. выпадает из отмеченной для мозаичных областей корреляции. Возможные причины этого явления обсуждаются ниже.

На основании условия стационарности теплового поля, которое, кстати, для палеозойд вполне вероятно, рассчитана глубина поверхности астеносферного слоя. Эта поверхность часто ассоциируется с глубиной изотермы солидуса базальта [Маг-

¹ 1 е.г.т. = 0,01 мккал/см² · с · км = 0,42 мВт/м² · км.

Таблица 6

Расчет глубинных температур по геотраверзу Южный Урал – Балхаш

Структура	$q_{гг},$ мВт/м ²	$q_{м},$ мВт/м ²	Температура (°С) на глубине (км)			
			H_M	100	150	200
Магнитогорский синклиниорий	32	3	310	350	390	440
Денисовская зона (Кустанайский синклиниорий)	34	8	440	550	650	760
Кокчетавский антиклиниорий	37	9	410	520	640	760
Селетинский синклиниорий	39	14	500	680	860	1050
Успенская зона	42	16	480	710	920	1130
Жаман-Сарысуйский антиклиниорий	67	28	840	1150	1530	—
Токрауская впадина, центральная часть	75	30	770	1200	1620	—
То же, южная часть	52	22	670	1000	1290	1580

ницкий, 1965; Артюшков, 1979; Yoshii, 1975]. Расчет проведен методом послойной экстраполяции температуры на подошву каждого слоя литосферы, имеющего различную теплопроводность. При этом учитывалось и изменение коэффициента теплопроводности в зависимости от температуры по закону [Horai, Simmons, 1970]

$$k_0/k_T = 1 + CT, \quad (30)$$

где k_0 — теплопроводность пород при 0°С; k_T — теплопроводность при температуре T °С; C — эмпирическая константа ($C = 1,1 \cdot 10^{-3}$ град⁻¹). Результаты расчета температур приведены в табл. 6. Полученная таким образом кривая распределения температур в литосфере сравнивалась с термодинамической кривой солидуса базальта [Грин, 1975]. Точка пересечения этих линий и являлась искомой верхней границей существования расплава (рис. 38).

Результаты расчета температур и глубины поверхности астеносферы сводятся к следующему¹ (см. табл. 6):

1) В Магнитогорском синклиниории астеносфера не прослеживается; такой же вывод был получен В.Е. Сальниковым и И.С. Огаринным [1977];

2) в недрах эвгеосинклиналиной Денисовской зоны Южного Урала и Кокчетавского массива физический фазовый переход также невозможен; к аналогичному результату пришли при исследовании электромагнитного поля [Краснобаева и др., 1975];

3) в Селетинском и Калмыккульском синклиниориях фракционное плавление вещества верхней мантии возможно лишь на глубине более 400 км при температуре 1750°С;

4) на востоке Успенской тектонической зоны верхняя граница астеносферы залегает на глубине 330 км, где температура около 1600°С;

5) в Западно-Балхашском синклиниории, в Жайльминском грабен-синклиниории, поверхность астеносферы находится на глубине 200 км при температуре 1550°С;

6) в пределах Жаман-Сарысуйского антиклиниория и Токрауской впадины глубина астеносферы составляет 130–170 км, причем первая цифра относится к области развития верхнепермских гранитоидов акчатауского комплекса, а вторая — к области развития раннекаменноугольных гранитоидов балхашского комплекса. По данным магнитотеллурического зондирования, проведенного в Северном Прибалхашье [Альмуханбетов и др., 1977], глубина залегания высокопроводящего слоя верхней мантии, ассоциируемого с кровлей астеносферы, изменяется от 90 до 180 км, что согласуется с нашей оценкой (см. рис. 38).

¹ Погрешность расчета глубины астеносферы составляет 20%.

Температура (°C) на глубине (км)								
250	300	350	400	450	500	550	600	H_L , км
480	530	560	600	640	680	720	760	—
870	980	1090	1190	1310	1420	1530	1640	—
880	1010	1120	1240	1360	1480	1600	1720	—
1240	1610	1800	—	—	—	—	—	400
1340	1560	1770	—	—	—	—	—	330
—	—	—	—	—	—	—	—	140
—	—	—	—	—	—	—	—	130
—	—	—	—	—	—	—	—	170

Значение региональной составляющей гравитационных аномалий в редукции Буге уменьшается от внешних частей Урало-Тяньшаньского пояса к внутренним (см. рис. 37), что при отсутствии корреляции с мощностью земной коры может свидетельствовать о приближении разуплотненного слоя верхней мантии (астеносферы) к земной поверхности [Гайнанов, 1976].

Таким образом, в Казахском геосинклинальном поясе мозаичного типа качественно намечается связь времени становления гранитно-метаморфического слоя с "мантийным" тепловым потоком, с одной стороны, и с глубиной поверхности астеносферы — с другой. По-видимому, эта корреляция является генетической и вызвана длительным и постепенным формированием гранитно-метаморфического слоя, соизмеримым по продолжительности с временем распространения кондуктивного теплового потока из низов литосферы к земной поверхности. Время распространения кондуктивного теплового потока можно оценить по формуле [Карслоу, Егер, 1964]

$$H = 2\sqrt{at}, \quad (31)$$

где H — мощность литосферы; a — температуропроводность; t — время, необходимое для установления стационарного состояния. При мощности литосферы 200 км $t \approx 320$ млн. лет, т.е. кондуктивный импульс тепла, возникший на этой глубине в среднем карбоне, только в настоящее время проявится на поверхности. Тепловая энергия, выделяющаяся при кристаллизации

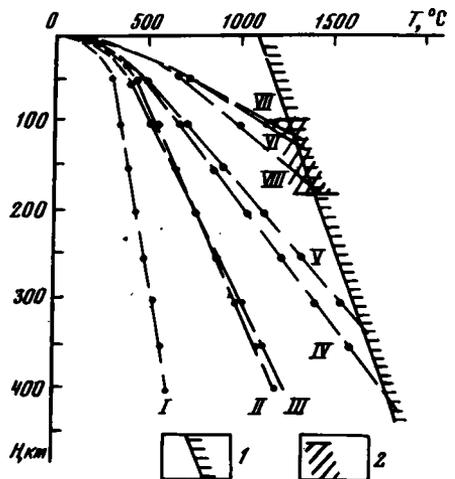


Рис. 38. Расчет температур в литосфере по геотранверсу Южный Урал—Балхаш

1 — термодинамическая кривая фракционного плавления вещества в верхней мантии [Грин, 1975]; 2 — зона появления высокопроводящей толщи по данным ГМТЗ [Альмухамбетов и др., 1977]. Термограммы соответствуют структурам: I — Магнитогорскому синклинорию, II — Кустанайскому синклинорию, III — Кокчетавскому антиклинорию, IV — Селетинскому синклинорию, V — Успенской зоне, VI — Жаман-Сарысуйскому антиклинорию, VII, VIII — Токрауской впадине: VII — центральной части, VIII — южной части

астеносферы, очевидно, выносятся относительно быстро вместе с литофильными элементами, обеспечивающими гранитизацию земной коры и становление гранитно-метаморфического слоя.

В Уральском линейном геосинклинальном поясе такой корреляции нет — при среднекарбонатном возрасте гранитно-метаморфического слоя, т.е. таком же, как в Северном Прибалхашье, тепловой поток из мантии здесь близок к нулю. Автор склоняется к мнению, что это связано с относительно высокой скоростью становления континентальной коры, сопровождавшегося резкой структурной перестройкой. При этом могут возникать условия нестационарности геотермического поля, приводящие к нулевым или даже отрицательным тепловым потокам. В свою очередь структурная перестройка земной коры, сопровождавшаяся горизонтальными перемещениями пластин и тектоническим сжатием [Пейве, 1973; Камалетдинов, 1974; Перфильев, 1979], могла быть частично вызвана большими горизонтальными градиентами температуры ($7,5^{\circ}\text{C}/\text{км}$), существовавшими в позднепалеозойской литосфере Урала.

Влияние структуры фундамента платформ и складчатых областей

Складчатые комплексы фундамента платформ заметно искажают глубинный тепловой поток, так как в их строении участвуют породы, которые сильно деформированы, метаморфизованы и представляют собой сложно построенные толщи с различными коэффициентами теплопроводности и с анизотропией физических свойств.

Докажем это геотермическими исследованиями в Норвежско-Кольской синклинальной зоне и в Улутауском антиклинории Центрального Казахстана.

В основании карелид залегает кольская серия гранатовых и слюдяных гнейсов (рис. 39). Гнейсы кольской серии, в значительной степени мигматизированные, смяты в сжатые, нередко изоклинальные складки, осевые поверхности которых в Заимандровском синклинории наклонены на северо-восток, а севернее, в Кольском синклинории, — чаще на юго-запад. Древнейшие гнейсо-граниты и гнейсо-диориты выступают на поверхность в Центрально-Кольском антиклинории, разделяющем Норвежско-Кольскую синклинальную зону [Полканов, Герлинг, 1960]. Углы наклона комплексов колеблются от первых градусов (рифейские отложения п-вов Среднего и Рыбачьего) до $40-50^{\circ}$ (контакт гнейсов кольской серии и гнейсо-гранитов Центрально-Кольского антиклинории).

Нами был рассчитан тепловой поток по профилю для следующей модели теплопроводности (табл. 7).

Пласты в разрезе находятся в близком к вертикальному залеганию, поэтому теплопроводность на оси z принята в 1,5 раза выше, чем по оси x . Исключение составляют рифейские отложения, залегающие почти горизонтально. Граничные температурные условия приняты по данным термометрии в Кольской сверхглубокой

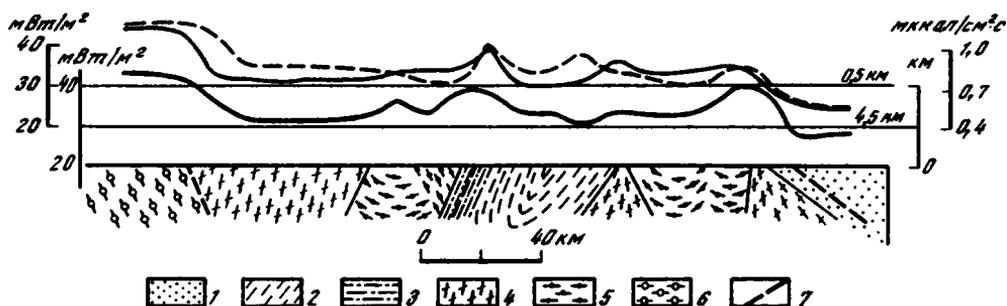


Рис. 39. Профили теплового потока через Норвежско-Кольскую зону на срезах 0,5 и 4,5 км (геологический разрез по Л.Я. Харитонову)

1 — рифейские отложения п-вов Среднего и Рыбачьего; 2 — основные эффузивы и подчиненные им осадочные породы печенгской (петсамо) серии; 3 — кристаллические сланцы и сланцевые амфиболиты тундровой серии; 4 — гнейсо-граниты, гнейсо-диориты; 5 — гнейсы кольской серии; 6 — гранулиты; 7 — разломы

Таблица 7

Теплопроводность пород Норвежско-Кольской синклиналиной зоны

Отложения	k_z , Вт/м·°С	k_x , Вт/м·°С
Рифейские отложения п-вов Среднего и Рыбачьего	1,39	2,09
Основные эффузивы и подчиненные им осадочные породы печенгской серии	2,51	1,67
Кристаллические сланцы и сланцевые амфиболиты гундровой серии	3,56	2,37
Гнейсо-граниты и гнейсо-диориты	2,93	1,95
Гнейсы кольской серии	3,14	2,09
Гранулиты	3,97	2,65

скважине. Конкретность граничных условий позволяет рассчитать тепловой поток в физических единицах. В результате моделирования были получены профили теплового потока на поверхности и на глубине 4,5 км с учетом анизотропии, а также на поверхности без учета анизотропии, приняв $k = k_z$. На рис. 39 видно, что максимальных значений тепловой поток достигает в гранулитах (на поверхности 44 мВт/м² и на глубине 4,5 км 42–43 мВт/м²). В Печенгской мульде в рифейских отложениях тепловой поток снижается соответственно до 30 и 26 мВт/м² на поверхности. Амплитуда разброса значений потока составляет на поверхности 18 мВт/м² (53%), а на глубине 11 мВт/м² (32%).

Если пренебречь анизотропией теплопроводности, то получится несколько иная картина распределения теплового потока, но тем не менее разница в значениях достигает 20 мВт/м² (59%).

В пределах Улутауского антиклинория выделяют три складчатых комплекса: архейско-протерозойский, каледонский и герцинский [Короновский, 1976]. К архею–нижнему протерозою относится мощная (5–6 км) толща разнообразных кристаллических сланцев, претерпевших неоднократный метаморфизм и гранитизацию и образовавшихся за счет метаморфизма первично-осадочных и основных вулканических пород (рис. 40). Наиболее полно в этом районе представлены отложения

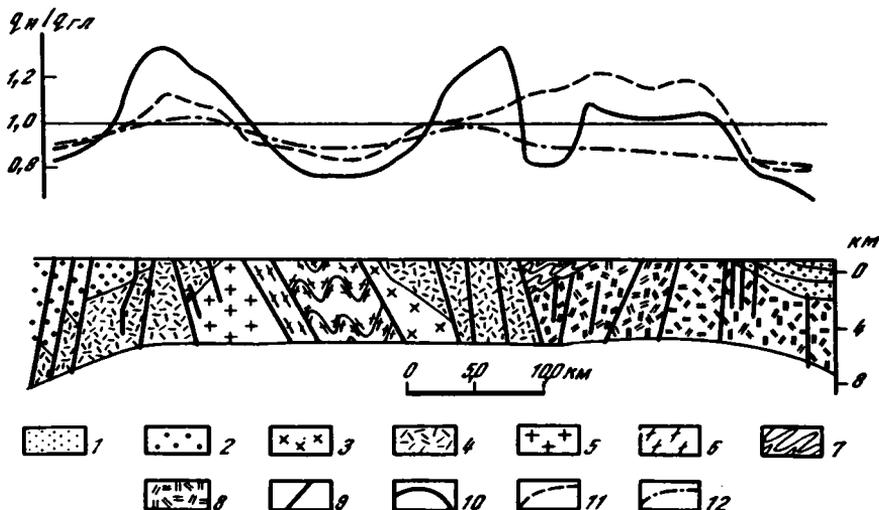


Рис. 40. Профили теплового потока через южную часть Улутауского поднятия

1 – карбонатно-терригенные и красноцветные отложения Джезказганской впадины; 2 – карбонатные и терригенные флишондные отложения Байконурского синклиналия; 3 – гранитоиды; 4 – среднепротерозойские сланцы, порфиронды и мраморы; 5 – среднепротерозойские граниты; 6 – среднепротерозойские гранито-гнейсы; 7 – раннепротерозойские зеленые сланцы, порфирионды и амфиболиты Карсакапайского синклиналия; 8 – раннепротерозойские сланцы Улутауского антиклинория; 9 – разломы; профили величины искажения глубинного теплового потока на поверхности: 10 – складчатого комплекса без осадочного чехла, 11 – складчатого комплекса при наличии осадочного чехла, 12 – осадочного чехла мощностью 2 км

Таблица 8

Теплопроводность основных разновидностей пород Улутауского антиклинория

Отложения	k_x , Вт/м · °С	k_z , Вт/м · °С
Карбонатно-терригенные и красноцветные терригенные герцинского складчатого комплекса – Джезказганской впадины	2,09	2,09
Карбонатные и терригенные флишеидные с вулканитами в низах разреза – Байконурского синклинория	2,30	2,30
Гранитоиды	2,93	2,93
Протерозойский складчатый комплекс:		
среднепротерозойские сланцы, порфиroidы и мраморы	3,35	2,79
среднепротерозойские граниты	3,14	3,14
средне-позднепротерозойские гранитоиды	2,51	2,09
раннепротерозойские зеленые сланцы, порфиroidы и амфиболиты Карсакапайского синклинория	3,14	2,61
раннепротерозойские сланцы, порфиroidы, амфиболиты Улутауского антиклинория	3,35	2,79

нижнего и среднего протерозоя, подразделяемые на четыре серии общей мощностью почти 20 км. Низы этой огромной толщи пород отвечают ранним стадиям развития геосинклинали и представлены порфиroidами, зелеными сланцами, кварц-полевошпатовыми сланцами, мраморами и железистыми кварцитами – первично-осадочными породами. Верхи толщи сложены порфиroidами (первично-кислыми эффузивами), кварцитами, конгломератами, т.е. отложениями, характерными для более поздних стадий развития геосинклиналей [Пейве, 1969]. Вендские, кембрийские и ордовикские отложения представлены красноцветами, тиллитоподобными конгломератами, кремнистыми сланцами, песчаниками, известняками, флишеидными терригенными сланцами и вверху андезитовыми и диабазовыми порфиритами. Мощность отложений каледонского геосинклинального комплекса превышает 10 км. В этом геосинклинальном комплексе увеличивается мощность отложений и доля в них вулканитов с запада на восток. Начиная с раннего девона формируются межгорные впадины, заполняющиеся грубообломочными красноцветными отложениями, местами с кислыми и средними вулканитами. В Джезказганской впадине мощность этих толщ достигает 4 км.

Тепловой поток в данном случае, как и выше (см. главу третью), рассчитан в безразмерных параметрах (отношение измеренного теплового потока к глубинному).

Для расчета принята следующая схема теплопроводности комплексов (табл. 8). Для рассланцованных пород анизотропия теплопроводности составляет $k_z/k_x = 1:1,2$.

Максимальное значение отношения $q_n/q_{гл}$ (до 1,4) отмечается в Майтубинском антиклинории – в зоне развития среднепротерозойских сланцев. В каледонидах Байконурского синклинория и наложенной Джезказганской впадине герцинского возраста это отношение равно соответственно 0,84 и 0,70. Тепловой поток, измеренный в раннепротерозойских сланцах Улутауского антиклинория, был бы равен среднему значению потока, характерному для каледонид, так как отношение $q_n/q_{гл}$ близко к единице (см. рис. 40).

Данный профиль был использован для методических исследований степени сглаживания структурных неоднородностей теплового потока. Условно складчатый фундамент был перекрыт осадочным чехлом мощностью 2 км с теплопроводностью 2,09 Вт/м · °С и рассчитан тепловой поток на поверхностях чехла и складчатого комплекса при наличии осадков. Амплитуда искажений в этом варианте значительно меньше, соответственно 0,82–1,05 и 0,85–1,20, но тем не менее структурные искажения необходимо учитывать во всех перечисленных случаях, так как они изменяют картину распределения теплового потока и могут дать неправильное представление о характере температурного режима глубинных зон.

**Исследование теплового потока
на возвышенности Шатского (Тихий океан)**

Изучение структурно-геологических неоднородностей возвышенности Шатского, которые искажают глубинный тепловой поток, связано с тем, что эта структура резко выделяется на фоне абиссальной равнины северо-западной части Тихого океана. Автор проводил геотермические работы в этом регионе, участвуя в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев". Нами были получены пять новых измерений теплового потока (табл. 9). Ранее значительный объем геотермических исследований был выполнен американскими и японскими учеными [Vacquier et al., 1966]. В пределах возвышенности имеется 12 измерений теплового потока. Расположение геотермических станций в Северо-Западной котловине Тихого океана, включающей возвышенность Шатского, представлено на рис. 41. На этом же рисунке приведена схема идентифицированных магнитных аномалий мезозойского возраста [Hilde et al., 1976].

Возвышенность Шатского расположена в Северо-Западной котловине Тихого океана между 30° и 40° с.ш. Она поднимается над окружающими абиссальными равнинами на 1500–2000 м и может быть оконтурена изобатой 5000 м. Поднятие имеет генеральное северо-северо-восточное простирание. На батиметрических картах хорошо выражена его прямолинейная восточная граница и изрезанная западная. В рельефе дна на поднятии выделяются поперечные нарушения, отвечающие, по-видимому, разломам [Здоровенин и др., 1972; Сузюмов и др., 1975]. Разломы делят поднятие на три части — отдельные возвышенности, которые четко оконтуриваются изобатой 4000 м (см. рис. 41). Угол наклона склона всей структуры не превышает 1°, но отдельные уступы, ограничивающие северный, центральный и южный массивы, имеют наклон до 16–19°, т.е. по крутизне, как отмечает Е.Н. Меланхолина (устное сообщение, 1978 г.), сопоставимы с типичными океаническими разломами северо-западной части Тихого океана. На уступах нередко выявляются выходы акустического фундамента на поверхность дна и ортогональное примыкание к ним осадков. Подножия уступов отмечаются также в магнитном поле [Сузюмов и др., 1975]. В гравитационном поле возвышенность Шатского в целом выражена слабо: отмечаются слабоположительные аномалии Фая и сравнительно пониженные аномалии Буге [Гайнанов и др., 1974]. По данным ГСЗ (рис. 42) наблюдается погружение поверхности М до глубины 22–24 км, т.е. на 12–14 км глубже, чем под смежными равнинами [Den et al., 1969]. Увеличение толщины коры происходит за счет возрастания мощностей слоя II на 5–6 км и слоя III на 6–8 км. Геологическая природа выделенных на профиле ГСЗ слоев пока неясна. Можно лишь провести аналогию с породами слоя II Северо-Западной котловины Тихого океана, изученными в результате глубоководного бурения [Initial..., 1975] и удачных драгирований. По данным бурения породы слоя II представлены измененными океаническими толеитами, существенно отличающимися от молодых базальтов современных срединно-океанических хребтов.

Таблица 9

Геотермические измерения на возвышенности Шатского, проведенные в 21-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев"

№ станции	Координаты		Глубина океана, м	Глубина вхождения зонда, м	Геотермический градиент, °С/м	Теплопроводность (k), Вт/м·°С			Тепловой поток		Относительная погрешность, %
	с.ш.	в.д.				k _{min}	k _{max}	k _{cp}	Е.Т.П.	МВт/м ²	
1676	35° 13,9'	159° 08,3'	4290	1,5	0,0675	0,75	0,85	0,79	1,27	53	4,7
1680	31° 22,6'	158° 20,2'	4200	2,0	0,102	0,75	1,12	0,94	2,29	96	3,2
1693	37° 21,7'	158° 11,9'	4698	1,5	0,0494	0,79	0,84	0,89	0,99	41	5,0
1701	36° 09,7'	160° 26,1'	4750	2,0	0,092	—	—	0,79	1,75	73	10,0
1702	32° 35,7'	164° 56,0'	6200	—	—	0,79	1,01	0,91	—	—	—
1710	36° 10,9'	160° 27,1'	4810	1,0	0,040	0,71	0,96	0,82	0,77	32	4,7

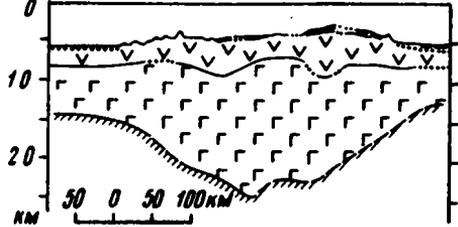
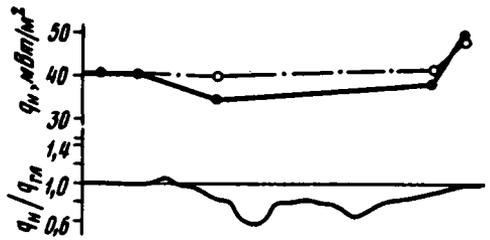
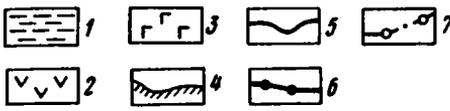


Рис. 42. Тепловой поток на возвышенности Шатского по профилю ГСЗ

Глубинное строение земной коры: 1 – слой I; 2 – слой II; 3 – слой III; 4 – верхняя мантия. Профили теплового потока: 5 – рассчитанный методом физического моделирования; 6 – наблюдаемый; 7 – исправленный за влияние структурно-геологических неоднородностей и рельефа дна

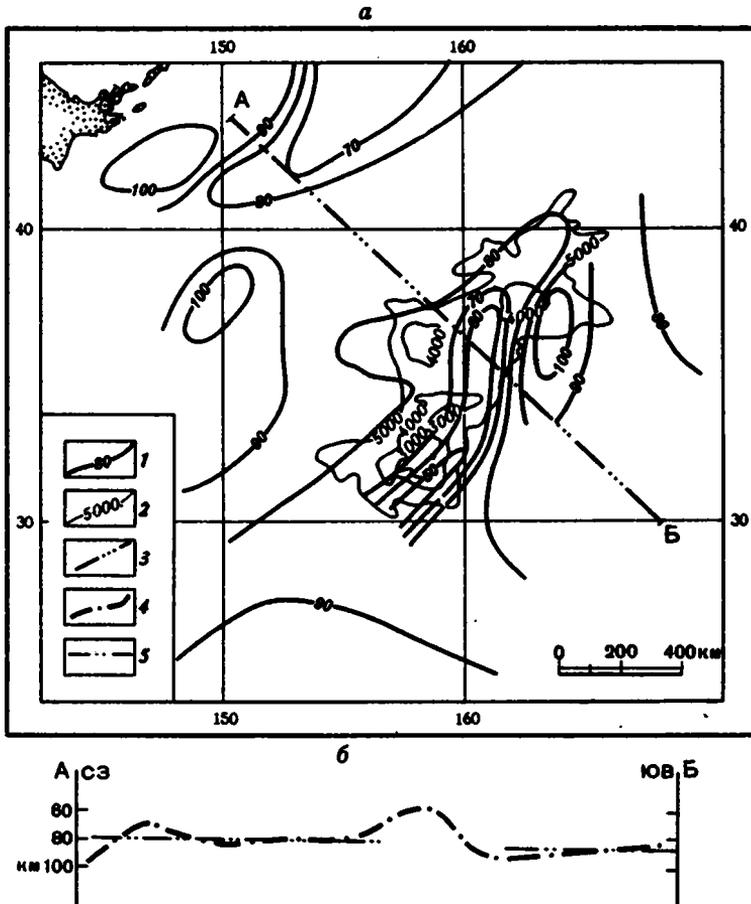


Рис. 43. Мощность литосферы в северо-западной части Тихого океана (по расчетным данным) а – карта мощности литосферы: 1 – изолинии мощности литосферы, построенные по данным глубинного теплового потока (в км), 2 – изобаты в районе возвышенности Шатского (в м), 3 – линия геотранверса (А–Б); б – положение подошвы литосферы вдоль геотранверса, построенной: 4 – по геотермическим и 5 – геомагнитным данным

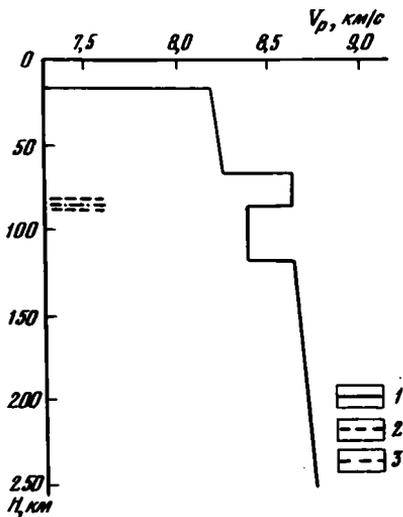


Рис. 44. Мощность литосферы вдоль геотравверзов В-Г (см. рис. 41) [Asada, Shimamura, 1976] и ее сопоставление с расчетными данными

1 — изменение скорости сейсмических волн с глубиной; 2 — пределы изменения расчетной глубины подошвы литосферы вдоль геотравверза; 3 — средняя глубина подошвы литосферы

Моделирование проведено в безразмерных параметрах, т.е. получено отношение $q_n/q_{гЛ}$ (см. рис. 42). Как видно на этом рисунке, некоторое уменьшение наблюдаемого теплового потока по профилю через южный массив возвышенности Шатского совпадает с наибольшей мощностью земной коры. Это обусловлено рефракцией глубинного теплового потока в относительно низкотеплопроводной толще. В меньшей степени минимум связан с повышением рельефа дна.

После введения поправки в значение наблюдаемого теплового потока получено значение глубинного потока, составляющее 41–45 мВт/м² в западной и центральной частях возвышенности. В восточной части структуры на этом профиле, а также на других пересечениях наблюдается повышение теплового потока (до 96 мВт/м²), не связанное со структурным фактором. Для выяснения природы этих аномалий требуется специальная постановка геофизических работ. Можно лишь высказать предположение, что аномалии связаны, по-видимому, со структурной перестройкой земной коры этого региона.

Таким образом, изучение структурно-геологических неоднородностей теплового поля показало, что в целом для возвышенности Шатского характерен среднеокеанический тепловой поток (41–45 мВт/м²). Некоторое уменьшение значений наблюдаемого теплового потока на южном массиве и, очевидно, на северном склоне центрального массива объясняется эффектом контраста теплопроводности.

Значения глубинного теплового потока, а также возраста океанической коры по магнитным данным использовались нами для определения мощности литосферы, т.е. глубины изотермы солидуса базальта. Определение мощности океанической литосферы и ее соотношения с подстилающей астеносферой является одной из важнейших проблем при изучении геологического строения, генезиса и тектонической эволюции литосферы в океане.

Методика оценки мощности литосферы разработана на базе использования результатов изучения регионального рельефа дна океанов, геомагнитных съемок и геотермических исследований [Городничкий, Сорохтин, 1977; Городничкий и др., 1978]. Из решения общего уравнения теплопроводности получена связь между возрастом дна океанов и мощностью литосферы. После упрощения получаем:

$$H_L = 7,5 + 6,6\sqrt{t}, \quad (32)$$

где H_L — мощность литосферы, км; t — возраст дна океана, млн. лет.

Мощность литосферы можно также рассчитать по величине аномального теплового потока q_a на основе аналитического выражения [Городничкий и др., 1979]

$$H_L = 8,04\sqrt{t2,13 - \ln(q_a\sqrt{t})}, \quad (33)$$

где $q_a = q_{изм} - q_{\infty}$; $q_{изм}$ — измеренное значение теплового потока с учетом поверхностных искажающих факторов и влияния радиогенерации тепла¹; q_{∞} — значение теплового потока при удалении от оси рифта, где его влияние не заметно (обычно $q_{\infty} = 1,1$ Е.Т.П. = 45 мВт/м²).

На океанических плитах с большой степенью достоверности может быть использован метод экстраполяции температуры на глубину, исходя из модели теплопроводности земной коры и верхней мантии.

¹ В условиях океанической литосферы радиогенерация составляет 0,02–0,03 Е.Т.П. на 100 км мощности.

Указанный аппарат расчета был применен для оценки мощности литосферы в северо-западной части Тихого океана (рис. 43). В некоторых точках расчет был произведен разными методами и вычислено среднеквадратичное отклонение $S^{\frac{1}{2}} = \pm 4,7$ км. Эта величина принята нами в качестве критерия погрешности. На этом основании карта имеет сечение изопакитами через 10 км. Расчетные данные хорошо согласуются с результатами сейсмологических исследований [Asada, Shimamura, 1976], показывающих, что волновод в верхней мантии лежит на глубине 83–86 км (рис. 44).

Мощность литосферы в районе возвышенности Шатского изменяется от 80 до 50 км, являясь аномально тонкой в юго-восточной части структуры. Полученные результаты позволяют предположить повсеместно наличие в северо-западной части Тихого океана астеносферного слоя под литосферой, хотя одновременно можно ожидать наличие локальных колебаний мощности литосферы и анизотропию в астеносфере.

Исследование теплового потока на возвышенности Ямато (Японское море)

Все рассмотренные выше примеры перераспределения тепловой энергии в локальных структурах позволяют экстраполировать температуру на глубину первых километров и рассчитывать неискаженный тепловой поток на тех глубинах, для которых имеются реальные данные о теплопроводности горных пород. Аналогичным образом можно определить влияние глубинной структуры земной коры и верхней мантии. Вполне очевидно, что тепловой поток, идущий из низов литосферы, искажается из-за неодинаковой теплопроводности ее слоев и их сложной конфигурации. Прямых определений теплофизических свойств нижних горизонтов земной коры и мантии, естественно, нет. Геофизические и геохимические данные позволяют приписать сейсмическим слоям литосферы определенный вещественный состав и соответствующую теплопроводность. Модель такого рода уже рассмотрена нами ранее при корреляции геотермических и гравиметрических данных в пределах всего Япономорского региона [Смирнов и др., 1976].

В свете поставленной задачи рассмотрим детальный характер распределения теплового потока на возвышенности Ямато. Эта структура является одной из наиболее изученных в пределах Мирового океана. Здесь выполнен значительный комплекс геолого-геофизических исследований, включающих сейсмические, гравиметрические, магнитные, геотермические исследования, а также изучение образцов коренных пород.

Измерения теплового потока на возвышенности Ямато и ее обрамлении проведены японскими учеными [Yasui, Watanabe, 1965; Yasui et al., 1968] и характеризуются значительной плотностью (в среднем одно измерение на 10 км²), что позволяет достаточно корректно интерпретировать геотермические данные. Тепловой поток изменяется от 1,5 Е.Т.П. (63 мВт/м²) в центральной части структуры до 3,0–3,06 Е.Т.П. (126–128 мВт/м²) на северо-западной и юго-восточной окраинах (рис. 45). За пределами Ямато тепловой поток уменьшается от максимальных до средних значений, принятых для акватории Японского моря, – 2,14 Е.Т.П. (90 мВт/м²) [Yasui et al., 1966].

Детальное изучение распределения теплового потока позволило выделить в районе возвышенности Ямато несколько зон с повышенными его значениями [Шевалдин, 1973]. Интересно, что положительные аномалии теплового потока морфологически и тектонически приурочены к краевым частям структуры. Некоторые авторы связывают их с предполагаемыми зонами глубинных разломов, развившихся на всей акватории Японского моря в позднем кайнозое, а понижение теплового потока в центральных частях возвышенности объясняют поглощением части тепла в результате эндотермических процессов, сопровождающих региональный метаморфизм гранитной части коры Ямато [Шевалдин, 1973].

Позднее было показано, что распределение теплового потока связано с наличием в земной коре банки Ямато относительно низкотеплопроводной линзы гранитно-метаморфического слоя [Смирнов, Попова, 1974]. Эти авторы, заменив линзу по-

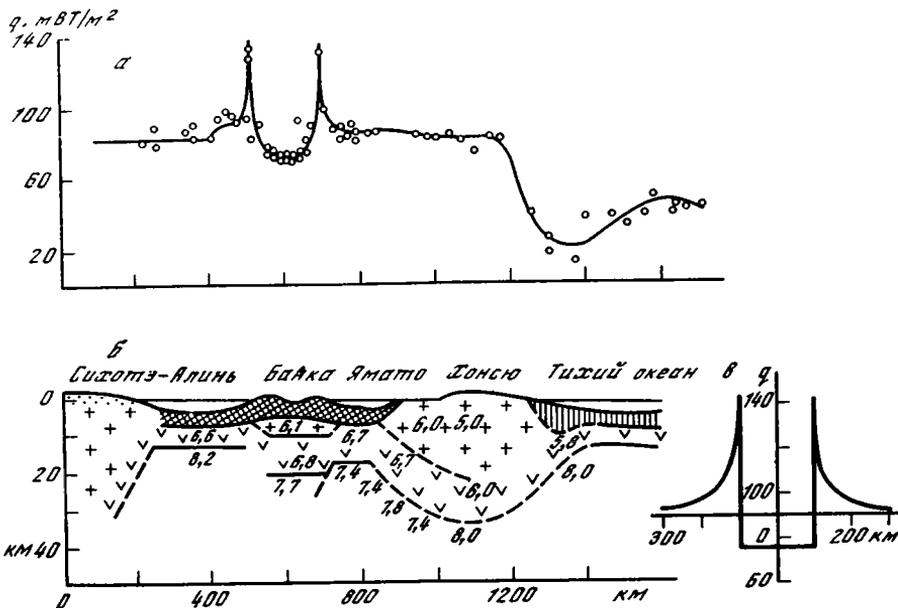


Рис. 45. Распределение теплового потока по профилю Сихотэ-Алинь-Тихий океан [Глубинный... 1974]

а — наблюдаемые значения теплового потока; б — строение земной коры (штриховкой обозначены осадочные и эффузивно-осадочные породы, цифрами — скорости сейсмических волн, км/с); в — теоретическая модель

луэллиптическим цилиндром, находящимся в среде с иной теплопроводностью, рассчитали величину искажения теплового потока, используя предельный переход аналитического решения [Карслоу, Егер, 1964; Lachenbruch, Marshall, 1968] (см. рис. 45, в), согласно которому величина эффекта вне эллиптического цилиндра равна

$$\frac{q_n}{q_{гп}} = 1 + \frac{1 - \mu}{d + \mu} \left\{ \frac{d}{1 - d} \left[1 - \frac{l^2 (d^2 - 1)}{x^2} \right] - \frac{1}{2} - 1 \right\} \quad |x| > l, \quad (34)$$

внутри

$$\frac{q_n}{q_{гп}} = \mu \frac{d + 1}{d + \mu}, \quad |x| < l, \quad (35)$$

где q_n и $q_{гп}$ — измеренный и истинный тепловой потоки; h и l — вертикальные и горизонтальные полуоси $d = h/l$; k_1 и k_2 — теплопроводность соответственно внутри и вне эллипсоида ($\mu = k_1/k_2$). Расчет по этой модели показал близкое согласие результата с фактическим распределением теплового потока.

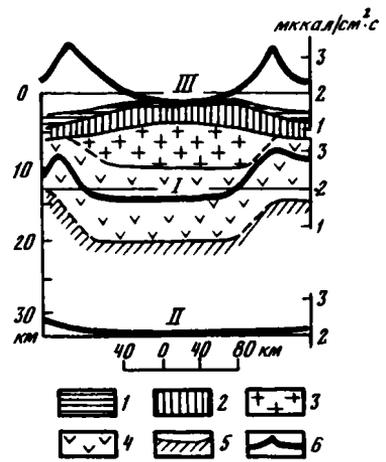
Мы провели исследование реальной модели, построенной по геофизическим данным.

На возвышенности Ямато выполнены сейсмические работы методом ГСЗ [Murauchi, 1965–1966, 1972], МОВ [Берсенов, Ковылин, 1969, 1970], НСП [Васильев и др., 1972]. В целом плотность сейсмических исследований в этом районе самая высокая в пределах Японского моря. Здесь же проведен большой объем гравиметрических работ, позволивших составить карты гравитационных аномалий в редукциях Фая, Буге и изостатической [Строев, Пантелеев, 1970; Строев и др., 1972, 1973]. Обобщение геофизических данных дало возможность построить модель земной коры, состоящую из четырех слоев [Васильев и др., 1972], которые характеризуются следующими скоростями: 1,9–3,8; 4,1–5,6; 5,9–6,2 и 6,8 км/с. Это соответственно осадочный, промежуточный, гранитно-метаморфический и "базальтовый" слои.

Общая мощность земной коры возвышенности по сейсмологическим данным [Рикитаке, 1970] составляет в среднем 20 км, уменьшаясь в сторону Центральной

Рис. 46. Профили теплового потока через возвышенность Ямато

1 — неконсолидированные осадки; 2 — консолидированные осадки; 3 — "гранитный" слой; 4 — "базальтовый" слой; 5 — граница М; 6 — профили теплового потока: I — внутри земной коры, II — внутри верхней мантии (расчетные), III — через дно моря (по данным измерений)



котловины и котловины Хонсю за счет выклинивания гранитно-метаморфического слоя. Метод, с помощью которого определена суммарная мощность коры, не позволяет оценить ее различия в хребтах и межгорной впадине банки Ямато, и названная величина характеризует в наших расчетах всю возвышенность как единую структуру. Именно такая конфигурация структуры принята нами для моделирования тепловых процессов.

Геотермическая модель также состояла из четырех слоев с теплопроводностями соответственно 2,5; 5; 6 и 7 мкал/см · с · °С (1,05; 2,09; 2,51 и 2,93 Вт/м · °С). Теплопроводность верхней мантии принята равной 10 мкал/см · с · °С (4,18 Вт/м · °С). В результате моделирования были построены профили теплового потока внутри земной коры и верхней мантии (рис. 46). Как видно на рисунке, на глубине 40 км в мантии процесс рефракции глубинного тепла еще не наблюдается (или наблюдается слабо). Здесь еще не заметны неоднородности теплопроводности вмещающих слоев и рассчитанный тепловой поток (2,1 Е.Т.П.) можно считать показателем выноса глубинной энергии из мантии под Ямато. Кстати, эта величина близка к значению среднего теплового потока Япономорского региона.

Глубинное тепло, встречая на своем пути к поверхности относительно низкотеплопроводную линзу "базальтового", а затем гранитно-метаморфического слоя, как бы обтекает эту структуру. Плотность теплового потока под центром возвышенности уменьшается, но зато увеличивается приток энергии в краевых частях структуры. Тепло перераспределяется, образуя максимум в краевых частях и минимум в центре, но условия равенства энергетического выноса внутри земной коры на банке Ямато и ближайшей периферии и внутри верхней мантии выполняется, что подтверждает мнение Я.Б. Смирнова с соавторами [Глубинный ..., 1974] об отсутствии заметных энергопреобразующих процессов в рассмотренной толще. Почти полное совпадение расчетных данных и фактического геотермического материала позволяет утверждать, что на характер распределения теплового потока влияют только структурно-геологические особенности региона. В связи с этим геотермические процессы, происходящие на банке Ямато, можно считать стационарными внутри литосферы и значение неискаженного теплового потока принять равным 2,1 Е.Т.П. По-видимому, отмечавшаяся ранее положительная корреляция между геотермическим и гравитационным полем (аномалии в редукции Буге) [Смирнов и др., 1976] с коэффициентом 0,70 имеет закономерный характер и говорит об отсутствии существенного перемещения глубинных масс. На основе методики расчета мощности литосферы, разработанной для условий кондуктивной теплопередачи [Городницкий и др., 1979], рассчитана мощность литосферы под банкой Ямато — 45–50 км. Можно предположить, что эта величина является универсальной для всего Японского моря, несмотря на немногочисленные, но все же имеющиеся отклонения от среднего теплового потока.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основной задачей проведенных исследований было выяснение влияния структурно-геологических неоднородностей на тепловое поле верхних горизонтов литосферы. С этой целью изучался тепловой поток в ряде типовых тектонических структур континентов и океанов, рассмотрена физико-математическая теория формирования теплового поля в условиях контрастной теплопроводности слоев, проанализированы региональные особенности геологического строения и развития литосферы, выявлены масштабы искажений глубинного теплового потока для конкретных геолого-тектонических структур разных порядков. Доказана необходимость количественного учета структурно-геологических неоднородностей для объективной интерпретации данных о тепловом потоке и рассмотрены критерии применения геотермических методов поисков и разведки месторождений полезных ископаемых.

Основные результаты работы сводятся к следующему.

1. Проведены геотермические исследования по геотраверзам, пересекающим ряд тектонических структур в пределах континентальной и океанической литосферы. Получены новые измерения теплового потока по геотраверзам Южный Урал—Балхаш, Курило-Камчатский желоб—возвышенность Шатского, на полигоне в районе трансформного разлома Атлантик. Проведен анализ геологического строения районов и изучены теплофизические свойства горных пород и океанических илов в исследованных разрезах.

2. Показана необходимость моделирования процесса теплопередачи при анализе влияния структурного эффекта на тепловой поток в реальных геологических средах. Доказано, что глубинный тепловой поток в условиях структурно-геологических неоднородностей следует вычислять путем осреднения вертикальной компоненты вектора плотности теплового потока на любом из горизонтальных глубинных срезов. Рассчитаны палетки для структур типа соляных куполов в широком спектре природных условий, что существенно упрощает оценку влияния структурно-геологических неоднородностей на тепловое поле.

3. На конкретных локальных и региональных объектах — рудных месторождениях, солянокупольных структурах, трансформных разломах, океанических поднятиях — проанализированы величины искажений глубинного теплового потока в зависимости от размеров, формы и глубины залегания тел с контрастной теплопроводностью:

а) искажения, связанные с локальными неоднородностями — скарново-магнетитовыми и грейзеновыми месторождениями (Кентюбе, Акчатау), соляными куполами (Кенкияк, Мортук, Алибекмола и др.), достигают 80%;

б) региональные неоднородности — контрастная теплопроводность крупных блоков фундамента платформ и складчатых областей приводят к искажениям до 30—40% (Норвежско-Кольская зона), а при перекрытии таких участков горизонтально-слоистым чехлом уменьшаются до 10—20% при мощности чехла 2 км (Улутаский антиклинорий);

в) рефракция теплового потока линзообразным телом гранитно-метаморфического слоя под возвышенностью Ямато (Японское море) приводит к завышению теплового потока в краевых частях структуры до 70% и уменьшению его над центральной частью возвышенности; полученный результат хорошо согласуется с прямыми измерениями теплового потока и свидетельствует о квазистационарном тепловом поле под возвышенностью Ямато;

г) понижение теплового потока в западной и центральной частях возвышенности Шатского (Тихий океан) связано со структурным фактором; обнаруженные положительные геотермические аномалии в восточной части не объясняются эффек-

том контрастной теплопроводности и обусловлены, по-видимому, подъемом высоко-температурного слоя, уменьшением мощности литосферы, которая изменяется от 50 км в юго-восточной части возвышенности Шатского до 80–100 км под абиссальными равнинами Северо-Западной котловины Тихого океана;

д) оценено искажение глубинного теплового потока осадочным чехлом дна океана в зоне трансформного разлома Атлантик; совместный анализ результатов определения глубинного теплового потока, геоморфологических и магнитометрических данных доказывает, что северная депрессия разлома является в настоящее время более активной структурой, чем южная.

4. Установлена связь между величиной теплового потока из мантии и временем становления гранитно-метаморфического слоя земной коры в Центрально-Казахстанском геосинклинальном поясе мозаичного типа. В этом регионе рассчитана глубина кровли астеносферного слоя, которая уменьшается по мере омоложения гранитно-метаморфического слоя. Обнаружен аномально низкий (менее 10 мВт/м^2) тепловой поток из мантии под линейным геосинклинальным поясом Южного Урала, который не коррелирует с временем становления гранитно-метаморфического слоя. Это объясняется спецификой динамики теплового поля в процессе развития мозаичных и линейных геосинклинальных структур.

5. Полученные графики распределения теплового потока над искажающими телами в форме наклонных и вертикальных пластов, антиклинальных и синклинальных складок, линз и куполов могут быть использованы для оценки глубинного теплового потока в конкретных геологических телах сходной морфологии. Расчеты и прямые измерения геотермических параметров показывают, что в случае двукратного и более контраста теплопроводности рудного тела и вмещающих пород для выявления слепых рудных тел эффективна поверхностная термосъемка и термометрия скважин ручного бурения, а при меньшем контрасте теплопроводности следует проводить измерения температуры в глубоких скважинах. Этот вывод имеет практическое значение для выбора методики терморазведочных работ на рудных месторождениях в конкретных геологических условиях. При этом нужно иметь в виду, что при равной относительной погрешности измерений, аномалии, созданные структурным фактором, резче проявляются в поле теплового потока, чем в геотемпературном.

- Авров П.Я., Азнабаев Э.К., Березуцкая Л.В.* и др. Перспективы нефтегазоносности верхнепермских отложений Прикаспийской впадины. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 3, с. 61–67.
- Авров П.Я., Булекбаев З.Е., Дальян И.Б.* и др. Стратиграфия и нефтегазоносность нижнетриасовых отложений окраины Прикаспийской впадины. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1966, вып. 1, с. 11–20.
- Айзенштадт Г.Е.-А., Герштейн Э.И.* О первоначальной мощности кунгурского соленосного комплекса Прикаспийской впадины. — Докл. АН СССР, 1963, т. 151, №5, с. 1156–1158.
- Александров А.Л.* Аппаратура для измерения геотермического градиента на дне океанов. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, №12, с. 44–48.
- Альмуханбетов Д., Алипбеков Е., Галкин А.С., Тулегенов С.* Исследование земной коры и верхней мантии в Казахстане магнитотеллурическими методами. Алма-Ата: Наука, 1977. 152 с.
- Андреев А.П., Бродовой В.В., Гольдшмидт В.И.* и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика его изучения. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., вып. 4, с. 3–15.
- Антоненко А.Н., Попов А.А.* Особенности волновой картины и некоторые результаты глубинного сейсмического зондирования в Северном Казахстане. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, вып. 2, с. 12–21.
- Антонюк Р.М., Ляпичев Г.Ф., Маркова Н.Г.* и др. Структуры и эволюция земной коры Центрального Казахстана. — Геотектоника, 1977, №5, с. 71–82.
- Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
- Беллевский Н.А.* Связь строения поверхности верхней мантии с крупными структурными элементами земной коры на территории СССР. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 24–43.
- Беляков М.Ф.* О связи геозотерм с докембрийским рельефом Русской платформы. — Докл. АН СССР, 1949, т. 64, №2, с. 225–228.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М.* Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1969, №5, с. 17–22.
- Береснев А.Ф., Ковылин В.М.* Строение земной коры в Японском море в области материкового склона Южного Приморья и Северо-Восточной Кореи. — В кн.: Сейсмические исследования строения дна морей и океанов. М.: Наука, 1970, с. 168–173.
- Богданов А.А.* Тектоника платформ и складчатых областей. М.: Наука, 1976. 340 с.
- Боголепов В.Г., Гуляева Н.А., Сафин Д.А.* и др. К методике поисков скрытых рудных тел на редкометальном месторождении Акчатау (Центральный Казахстан). — В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1975, с. 55–65.
- Боголепов В.Г., Найденов Б.М., Полювиный Э.Я.* и др. Строение, состав и распределение оруденения в основных грейзеновых телах редкометального месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). В кн.: Минералогия и геохимия вольфрамовых месторождений. Л.: Изд-во ЛГУ, 1971, с. 97–104.
- Богомолов Г.В., Цыбуля Л.А., Атрощенко П.П.* Геотермическая зональность территории СССР. Минск: Наука и техника, 1972. 216 с.
- Борисов А.А.* Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М.: Недра, 1967. 308 с.
- Булекбаев Э.Е., Ганелина Р.А., Гарецкий Р.Г.* и др. Каменноугольные и нижнепермские отложения восточной прибортовой части Прикаспийской впадины. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, т. 42, вып. 6, с. 32–43.
- Буш В.А.* Типы средне-верхнепалеозойских структур Казахстана — Тянь-Шаньских каледонид. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 2, с. 30–45.
- Вайнблат А.Б.* Верхнепермские и триасовые отложения купола Кенкияк. — Тр. ВНИГРИ, 1962, вып. 190, сб. 7, с. 328–338.
- Вайнблат А.Б.* Стратиграфия и литология верхнепермских отложений восточной части Прикаспийской впадины. — В кн.: Пермотриас Русской платформы в связи с его нефтегазоносностью. М.: Недра, 1969, с. 34–37.
- Васильев Б.И., Карп Б.Я., Шевалдин Ю.В.* Некоторые вопросы тектоники возвышенности Ямато. — В кн.: Геофизические исследования в Японском море. Владивосток, 1972, с. 37–42.
- Васильев Ю.М.* Геологическое строение Прикаспийской впадины и закономерности распространения нефти и газа в ее недрах. М.: Недра, 1968. 280 с.
- Вахрамеев В.А.* Стратиграфия и ископаемая флора меловых отложений Западного Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 342 с. (Региональная стратиграфия СССР; Т. 1).
- Ваймарн А.Б.* Интрузивные породы Кентюбе-Тогайского рудоносного поля и их взаимоотношение со скариново-магнетитовым оруденением (Центральный Казахстан). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 31, вып. 4, с. 16–23.
- Волчегурский Л.Ф., Журавлев В.С.* Структурные соотношения между соляными куполами Прикаспийской впадины (на примере семейства соляных куполов Сенке-

- бай – Круглый). – Геотектоника, 1965, № 2, с. 94–105.
- Вольвовский И.С.* Сейсмические исследования земной коры в СССР. М.: Недра, 1973. 208 с.
- Гайманов А.Г.* Гравиметрические исследования глубинного строения дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. М.: Изд-во МГУ, 1976. 40 с.
- Гайманов А.Г., Строев П.А., Федынский В.В.* Гравитационное поле и строение земной коры Тихого океана. – Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1974, № 5, с. 5–19.
- Галицин А.С., Жуковский А.Н.* Явный вид решений некоторых краевых задач для уравнения теплопроводности в эллиптических координатах. – В кн.: Аналитические, численные и аналоговые методы в задачах теплопроводности. Киев: Наук. думка, 1977, с. 18–27.
- Гарань М.И.* О возрасте и условиях образования древних свит западного склона Южного Урала. М.; Л.: Госгеолиздат, 1946. 51 с.
- Гарецкий Р.Г.* Унаследованные дислокации платформенного чехла периферии Мугоджар. М.: Изд-во АН СССР, 1962, 300 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 60).
- Гаррис М.А.* Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. – В кн.: Абсолютный возраст геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1964, с. 228–256. (МГК. XXII сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3).
- Геотермические исследования. М.: Наука. 1964. 175 с.
- Гидрогеотермические условия Арало-Каспийского региона. Алма-Ата: Наука, 1977. 184 с.
- Гинзбург С.Н., Скорняков С.М., Лахтинов М.О.* Применение геотермического метода при разведке полиметаллических месторождений. – Разведка и охрана недр, 1976, № 9, с. 28–31.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Глубинный тепловой поток Европейской части СССР. Киев: Наук. думка, 1974. 192 с.
- Глюzman А.М.* Стационарное тепловое поле Земли вблизи куполообразных структур. – Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 3, с. 113–117.
- Голубев В.А.* О поправках к тепловому потоку по скважине вблизи истока р. Ангары. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976, ч. 2, с. 173–182.
- Городницкий А.М., Гольмшток А.Я., Хуторской М.Д.* Способ расчета мощности океанической литосферы по результатам измерений теплового потока через дно океана. – В кн.: Тектоника литосферных плит. М.: Ин-т океанологии АН СССР, 1979, вып. 3, с. 18–26.
- Городницкий А.М., Литвинов Э.М., Лукьянов С.В., Хуторской М.Д.* Геоманитное изучение разлома Атлантик и особенности теплового поля этого района. – В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1978, с. 7–15.
- Городницкий А.М., Сорохтин О.Г.* Карта мощности океанической литосферы. – В кн.: Тектоника литосферных плит (источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1977, вып. 2, с. 103–108.
- Грин Д.* Магматическая активность как основной процесс химической эволюции земной коры и мантии. – В кн.: Верхняя мантия. М.: Мир. 1975, с. 25–44. (Науки о Земле; Т. 62).
- Дальян И.Б.* Тектоника и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. – В кн.: Проблемы геологии Западного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, с. 84–100.
- Дальян И.Б., Посадская А.С.* Геология и нефтегазоносность восточной окраины Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1972, 192 с.
- Дальян И.Б., Сыдыков Ж.С.* Геотермические условия восточной окраины Прикаспийской впадины. – Сов. геология, 1972, № 6, с. 126–131.
- Дергунов И.Д.* Методика геотермических исследований. – В кн.: Проблемы геотермии и практического использования тепла Земли. М.: Изд-во АН СССР, 1959, т. 1, с. 130–141.
- Дергунов И.Д., Горожанкин И.П.* К вопросу измерения температур верхних слоев земной коры. – Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1954, № 4, с. 312–319.
- Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е.* Метаморфические комплексы и пояса Урала. – В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971, с. 222–226.
- Дружинин А.В.* О связи между геотермическим режимом осадочной толщи и строением кристаллического фундамента. – Геология нефти и газа, 1961, № 3, с. 20–25.
- Дружинин А.В.* Геотермические условия Куйбышевского Поволжья. – Тр. КуйбышевНИИИП, 1962, вып. 11, с. 14–22.
- Думанский С.Г., Кульчицкий Д.И.* Геотермическая характеристика нефтяных и газовых месторождений Предкарпатского прогиба и применение геотермического метода разведки для поисков глубинных структур. – В кн.: Региональная геотермия и распределение термальных вод в СССР. М.: Наука, 1967, с. 75–83.
- Дьяконов Д.И.* Геотермия в нефтяной геологии. М.: Гостехиздат, 1958. 277 с.
- Еремин Г.Д., Волкова Н.А., Веселов О.В.* Интерпретация локальной аномалии теплового потока, расположенной вблизи восточного побережья о. Сахалин. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976, ч. 2, с. 183–187.
- Жолтаев Г.Ж.* Типы локальных поднятий восточной части Прикаспийской синеклизы. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, вып. 3, с. 32–38.
- Журавлев В.С.* Основные черты глубинной тектоники Прикаспийской синеклизы. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 272 с.
- Журавлев В.С.* Сравнительная тектоника Печорской, Прикаспийской и Североморской

- экзогональных впадин Европейской платформы. М.: Наука, 1972. 397 с.
- Зверев В.П.** Энергетический эффект водной миграции химических элементов. — В кн.: Миграция химических элементов в подземных водах СССР. М.: Наука, 1974, с. 212–218. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 261).
- Здоровенко В.В., Шехватов Б.В., Кузьмин В.А.** и др. О происхождении осадочного покрова возвышенности Шатского. — Докл. АН СССР, 1972, т. 202, № 4, с. 941–944.
- Зонешайн Л.П., Перфильев А.С.** Формирование континентальной коры Урало-Монгольского складчатого пояса. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 47–62.
- Зорин Ю.А., Лысак С.В.** О количественной интерпретации геотермических аномалий. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1972, № 9, с. 34–41.
- Калашиников Ю.А.** Некоторые данные о геотермическом режиме Рудного Алтая. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 6, с. 97–100.
- Камалетдинов М.А.** Покровные структуры Урала. М.: Наука, 1974. 229 с.
- Карслоу Г., Егер Д.** Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964. 487 с.
- Келлер Б.М.** Тектоническая история и формации верхнего докембрия. М.: ВИНТИ, 1973. 120 с. (Итоги науки и техники. Общая геология; Т.5).
- Кларк С.П.** Теплопроводность. — В кн.: Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969, с. 427–446.
- Клюев О.С.** Опыт геохимических поисков скрытого оруднения в районе грейзенового месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). — В кн.: Геохимические методы прогнозирования и поисков рудных месторождений. М.: ИМГРЭ, 1976, с. 32–53.
- Ковнер С.С.** К теории термической разведки. — Докл. АН СССР, 1941, т. 32, № 6, с. 398–400.
- Ковнер С.С.** К обоснованию термического метода разведки. — Докл. АН СССР, 1942, т. 37, № 3, с. 115–117.
- Ковнер С.С.** Расчет величины термической аномалии антиклинали. — Докл. АН СССР, 1947, т. 56, № 5, с. 473–476.
- Коржинский Д.С.** Гранитизация как магматическое замещение. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1952, № 2, с. 56–69.
- Короновский Н.В.** Краткий курс региональной геологии СССР. М.: Изд-во МГУ, 1976. 395 с.
- Корытникова Н.Н.** Влияние теплопроводности горных пород на геоизотермы. — Журн. геофизика, 1937, т. 7, вып. 1, с. 62–69.
- Корытникова Н.Н.** О связи глубинных температур с термическими коэффициентами горных пород и формой глубинных структур. — Изв. АН СССР. Сер. геогр. и геофиз., 1943, № 3, с. 116–133.
- Красковский С.А.** Термическая аномалия в Кривом Роге. — Разведка недр, 1935, № 3, с. 7–11.
- Краснобаева А.Г., Вишнева В.С., Руднева Т.Л.** Исследования на Урале. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 82–86.
- Краснов С.Г., Хуторской М.Д.** О влиянии интрузий в фундаменте Западно-Сибирской плиты на нефтеносность баженовской свиты. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 995–997.
- Кропоткин П.Н.** Основные проблемы энергетики тектонических процессов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1948, № 5, с. 3–18.
- Курбанов А.Д.** Кентюбе-Тогайская группа месторождений. — В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967, т. 2, с. 141–156.
- Кутас Р.И., Гордиенко В.В.** Тепловое поле Украины. Киев: Наук. думка, 1971. 140 с.
- Кутасов И.М.** Восстановление температурного поля пород после бурения скважин. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1964, № 5, с. 742–747.
- Лактионов М.О., Тархов А.Г.** Опыт терморазведки на колчеданных месторождениях Урала. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1967, № 5, с. 87–94.
- Лактионов М.О., Тархов А.Г.** Термические исследования на рудных месторождениях. — Сов. геология, 1970, № 3, с. 121–124.
- Ленных В.И.** Региональный метаморфизм докембрийских толщ западного склона Южного Урала и хребта Урал-Тау: (Путеводитель Урал-Тауской экскурсии). Свердловск, 1968. 68 с. (Материалы II Урал. петрогр. совещ.).
- Луковский И.А., Галицин А.С., Жуковский А.Н.** Некоторые интегральные преобразования для эллиптических областей. — В кн.: Аналитические, численные и аналоговые методы в задачах теплопроводности. Киев: Наук. думка, 1977, с. 5–17.
- Лысак С.В.** Геотермические условия и термальные воды южной части Восточной Сибири. М.: Наука, 1968. 118 с.
- Любимова Е.А.** Термика Земли и Луны. М.: Наука, 1968. 279 с.
- Любимова Е.А., Любошиц В.М.** Влияние термических неоднородностей коры на тепловой поток. — В кн.: Исследования теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 49–65.
- Любимова Е.А., Никитина В.Н.** Решение краевой задачи тепловых и электрических полей Земли над вертикальным контактом горизонтально-слоистых сред. — В кн.: Исследование теплового и электромагнитного полей в СССР. М.: Наука, 1975, с. 5–19.
- Любимова Е.А., Никитина В.Н., Томара Г.А.** Тепловые поля внутренних и окраинных морей СССР. М.: Наука, 1976. 224 с.
- Лястух Е.Н.** Проблема энергетического баланса Земли в геотектонических гипотезах. — Изв. АН СССР. Сер. геофиз., 1951, № 3, с. 5–14.
- Магницкий В.А.** Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра, 1965. 379 с.
- Макаренко Ф.А.** Геотермические условия района Кавказских минеральных вод. —

- Тр./Лаб. гидрогеол. проблем АН СССР, 1948, т. 1, с. 171–211.
- Меланхолина Е.Н.* Габброиды и параллельные дайки в структуре острова Шикотан (Малая Курильская гряда). – Геотектоника, 1978, № 3, с. 128–136.
- Миросниченко Л.А.* Рудоносность скарнов различных металлогенических эпох Центрального Казахстана. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, вып. 21, с. 29–40.
- Миросниченко Л.А., Гуляев Л.Н.* Апофиллитовые апоскарновые метасоматиты. – Геология руд. месторождений, 1977, № 4, с. 34–43.
- Михеев М.Л., Михеева И.М.* Основы теплопередачи. М.: Энергия, 1977. 333 с.
- Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойд Евразии и их место в процессе формирования континентальной земной коры. М.: Наука, 1975. 314 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 268).
- Муромцева З.Г.* и др. Опыт статистической обработки данных геотермических наблюдений в скважинах Криворожья. – Изв. вузов. Геология и разведка, 1963, № 12, с. 117–122.
- Неволин Н.В.* Общие черты глубинного геологического строения Западного Казахстана. М.: Недра, 1965, 134 с.
- Непримеров Н.Н., Пудовкин М.А., Марков А.И.* Особенности теплового поля нефтяного месторождения. Казань: изд. Казан. ун-та, 1968. 130 с.
- Огильви Н.А.* Вопросы теории 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. 53–85.
- Панчишин В.И., Рудченко Н.А.* О моделировании краевых задач математической физики на электропроводной бумаге. – В кн.: Аналитические, численные и аналоговые методы в задачах теплопроводности. Киев: Наук. думка, 1977, с. 184–204.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5–23.
- Пейве А.В.* Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение. – Геотектоника, 1973, № 3, с. 3–13.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Проблема внутриконтинентальных эвгеосинклиналией. – В кн.: Тектоника. М.: Наука, 1972, с. 27–37. (МГК. XXIV сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 3).
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А.* и др. Палеозойды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. – Сов. геология, 1972, № 12, с. 7–25.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой Тектонической карты). – Геотектоника, 1976, № 5, с. 6–23.
- Перфильев А.С.* Формирование земной коры Уральской эвгеосинклинали. М.: Наука, 1979. 188 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 328).
- Перфильев А.С., Руженцев С.В.* Структурное положение габбро-гипербазитовых комплексов в складчатых поясах. – Геотектоника, 1973, № 3, с. 14–26.
- Подгорных Л.В.* Экспресс-метод для определения коэффициента теплопроводности донных океанических осадков. – В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1975, вып. 10, с. 107–110.
- Полканов А.А., Герлинг Э.К.* Геохронология докембрия Балтийского щита. – В кн.: Определение абсолютного возраста дочетвертичных геологических формаций. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 57–82.
- Поляк Б.Г.* Геотермические особенности области современного вулканизма (на примере Камчатки). М.: Наука, 1966. 180 с.
- Поляк Б.Г., Кропоткин П.Н., Макаренко Ф.А.* Основные проблемы геознергетики. – В кн.: Энергетика геологических и геофизических процессов. М.: Наука, 1972, с. 7–26.
- Поляк Б.Г., Смирнов Я.Б.* Связь глубинного теплового потока с тектоническим строением континентов. – Геотектоника, 1968, № 4, с. 3–19.
- Поляк Б.Г., Тимарева С.В., Турков В.П.* Теплопроводность пород Исландии. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976, ч. 1, с. 143–154.
- Попова А.К., Сувилов Э.В., Хобарт М.* Геотермические исследования рифтовой зоны Средиземно-Атлантического хребта. – В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, с. 199–202.
- Посадская А.С., Дальян И.Б., Сергеева Т.С.* Ааленские отложения восточной окраины Прикаспийской впадины. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1968, вып. 2, с. 49–51.
- Посадская А.С., Сергеева Т.С.* Стратиграфия и нефтеносность юрских отложений восточной окраины Прикаспийской впадины. – Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, вып. 3, с. 28–36.
- Протопопов В.С.* Решение задач стационарной теплопроводности на электроинтеграторе ЭИ-12. М.: МЭИ, 1971. 22 с.
- Рикитакэ Т.* Геофизические и геологические данные о Японской островной дуге и ее обрамлении. – В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 396–403. (Науки о Земле; т. 25).
- Родионов П.Ф., Софронов Н.И.* К вопросу о возможности применения термометрии к поискам сульфидных залежей. – Пробл. сов. геологии, 1935, т. 5, № 8, с. 257–268.
- Розен О.М.* Стратиграфия и радиогеохронология Кокчетавского массива. – В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 75–84.
- Ронов А.Б., Мигдисов А.А.* Эволюция химического состава пород щитов и осадочного покрова Русской и Северо-Американской платформ. – Геохимия, 1970, № 4, с. 403–438.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химическое

- строение земной коры. – Геохимия, 1967, № 11, с. 1285–1309.
- Савостин Л.А.* Об одной причине вариаций теплового потока через дно акваторий. – Океанология, 1974, т. 14, вып. 2, с. 315–318.
- Сальников В.Е.* Геотермические градиенты и тепловой поток в Магнитогорском мега-синклинии. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976а, ч. 1, с. 36–44.
- Сальников В.Е.* Тепловые потоки на Южном Урале. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976б, ч. 1, с. 45–52.
- Сальников В.Е.* Методика и результаты геотермических исследований складчатых областей (на примере Южного Урала): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М., 1979. 24 с.
- Сальников В.Е., Огарин И.С.* Зона аномально низких тепловых потоков на Южном Урале. – Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1456–1459.
- Свиточ А.А.* Некоторые черты строения, развития и формирования соляной структуры Прикаспийской впадины. – В кн.: Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей СССР. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 46–52.
- Сизова Ю.В.* Циркуляция вод Японского моря. – В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 146–149.
- Смирнов Я.Б.* Связь теплового потока со строением и развитием земной коры и верхней мантии. – Геотектоника, 1968, № 6, с. 6–18.
- Смирнов Я.Б.* Тепловой режим тектоносферы: (Объяснительная записка к карте теплового потока СССР масштаба 1 : 10 000 000). М.; Л.: ГУГК, 1980. 118 с.
- Смирнов Я.Б., Попова А.К.* Тепловой поток через дно Тихого океана. – В кн.: Тихий океан. Геофизика дна Тихого океана. М.: Наука, 1974, с. 147–159.
- Смирнов Я.Б., Строев П.А., Хуторской М.Д.* О связи теплового и гравитационного полей в Японском регионе. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976, ч. 2, с. 213–221.
- Смыслов А.А.* Уран и торий в земной коре. Л.: Недра, 1974. 231 с.
- Сорохтин О.Г.* Энергетический баланс Земли. – В кн.: Тектоника литосферных плит: (Источники энергии тектонических процессов и динамика плит). М.: Ин-т океанол. АН СССР, 1977, вып. 2, с. 57–66.
- Сочельников В.В., Артеменко В.И.* Решение основной стационарной задачи геотермии методом интегральных уравнений. – В кн.: Геотермия. М.: ГИН АН СССР, 1976, ч. 2, с. 159–165.
- Строев П.А., Гайанов А.Г., Павлов Ю.А.* Новые данные об изостазии и глубинной структуре коры Японского моря. – В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1973, вып. 7, с. 74–85.
- Строев П.А., Павлов Ю.А., Пантелеев В.Л., Баграмянц В.О.* Измерение силы тяжести в Японском море. – Тр. ГАИШ, 1972, вып. 1, с. 24–28.
- Строев П.А., Пантелеев В.Л.* Морские гравиметрические исследования в 42-м рейсе НИС "Витязь". – В кн.: Морские гравиметрические исследования. М.: Изд-во МГУ, 1970, вып. 5, с. 30–35.
- Сузюмов А.Е., Мирлин Е.Г., Фингер Л.Л., Городницкий А.М.* Новые данные о рельефе дна и магнитном поле района возвышенности Шатского (Тихий океан). – Докл. АН СССР, 1975, т. 223, № 4, с. 986–988.
- Тектоника Урала: (Объяснительная записка к Тектонической карте Урала масштаба 1 : 1 000 000/Пейве А.В., Иванов С.Н., Нечухин В.М. и др. М.: Наука, 1977. 120 с.*
- Тепловой режим недр СССР. М.: Наука, 1970. 224 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 218).*
- Тихонов А.Н., Самарский А.А.* Уравнения математической физики. М.: Наука, 1966. 604 с.
- Удинцев Г.Б., Береснев А.Ф., Вербжицкий Е.В. и др.* Геолого-геофизические исследования в 6-м рейсе научно-исследовательского судна "Академик Курчатова" в Северной Атлантике. – В кн.: Строение земной коры и верхней мантии морей и океанов. М.: Наука, 1973, с. 3–27.
- Фильчаков П.Ф., Панчишин В.И.* Интеграторы ЭГДА. Моделирование потенциальных полей на электропроводной бумаге. Киев: Изд-во АН УССР, 1961. 233 с.
- Фрейдлин А.А.* Возможность расчета количественных характеристик развития соляных структур. – В кн.: Тектоника Восточно-Европейской платформы и ее обрамления. М.: Наука, 1975, с. 76–84.
- Фролов Н.М.* Температурный режим гелиотермозоны. М.: Недра, 1966. 156 с.
- Хуторской М.Д.* Термическая разведка месторождений в условиях структурно-геологических неоднородностей. – В кн.: Тепловое поле Земли. Махачкала, 1979а, т. 2, с. 1?–21.
- Хуторской М.Д.* Особенности теплового поля в восточной части Прикаспийской впадины. – Геотектоника, 1979б, № 3, с. 97–102.
- Хуторской М.Д., Тимарева С.В.* О влиянии локальных геологических структур на тепловой поток. М.: 1979. 20 с. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 684-79.
- Чекалюк Э.Б., Федорцов И.М., Осадчий В.Г.* Полевая геотермическая съемка. Киев: Наук. думка, 1974. 104 с.
- Череменский Г.А.* Результаты геотермических исследований в Сибири. – В кн.: Тезисы докладов на 1-м Всесоюзном совещании по геотермическим исследованиям в СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1956, с. 38–40.
- Череменский Г.А.* Геотермия. Л.: Недра, 1972. 267 с.
- Шайдеров А.М.* Геотермические наблюдения в Новогрозненском районе. – Азерб. нефт. хоз-во, 1929, № 4.
- Шапиро С.М.* Некоторые аспекты формирования трещинных подземных вод юго-востока Центрального Казахстана. – В кн.: Региональные гидрогеологические исследо-

- вания в Казахстане. Алма-Ата; Наука, 1971, с. 86–95.
- Шасткевич Ю.Г.* Аналитическое моделирование стационарного геотермического поля: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Якутск, 1978. 37 с.
- Шевалдин Ю.В.* Тепловой поток и некоторые вопросы тектоники Японского моря. – В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток, 1973, с. 162–167.
- Штрейс Н.А.* К вопросу о происхождении железомарганцевых руд Усенско-Спасского района Центрального Казахстана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1938, №4, с. 603–613.
- Щерба Г.Н.* Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 379 с.
- Щерба Г.Н.* Связь рудных месторождений Казахстана с герциническим вулканизмом. – В кн.: Материалы межведомственного совещания по проблеме "Рудоносность вулканогенных формаций". М.: Наука, 1965, с. 71–87.
- Щерба Г.Н., Степанов В.В., Мухля К.А.* Месторождения редких металлов. – В кн.: Геология и металлогения Успенской тектонической зоны. Алма-Ата: Наука, 1967, т. 2, с. 169–294.
- Янишин А.Л.* Выступление на совещании в гор. Актобинске. – В кн.: Геология и нефтегазоносность восточной части Прикаспийской впадины и ее обрамления. М.: Госотптехиздат, 1962, с. 13–17.
- Янишин А.Л., Волож Ю.А., Дальян И.Б.* и др. Палеотектонические условия образования подсольевых комплексов Восточного Прикаспия. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 7, с. 5–15.
- Янишин А.Л., Гридасов Ю.М., Дальян И.Б.* и др. Структура палеозойского подсольевого комплекса востока Прикаспийской впадины. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 10–24.
- Asada T., Shimamura H.* Observation of earthquakes and explosions at the bottom of the Western Pacific; Structure of oceanic lithosphere revealed by longshot experiment. – In: Geophysics of the Pacific Ocean Basin and its Margin. Wash., 1976, Monogr., vol 19, p. 187–203.
- Benfield A.F.* Terrestrial heat flow in Great Britain. – Proc. Roy. Soc. London. Ser A, 1939, vol. 173, p. 66–70.
- Bullard E.S.* Yeat flow in South Africa. – Proc. Roy. Soc. London. Ser. A, 1939, vol. 173, p. 447–485.
- Chapman D.S., Pollack R.N.* Global heat flow: A new look. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 28, № 1, p. 23–32.
- Den K., Ludwig W.-J., Murauchi S.* Seismic-refraction measurement in the Northwest Pacific basin. – J. Geophys. Res., 1969, vol. 74, N 6, p. 1421–1434.
- Giesel W., Holz A.* Das anomale geothermische Feld in Salzstöcken. – Kali und Steinsalz, 1970, Bd. 5, S. 272–274.
- Greutzburg H.* Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland. – Kali und Steinsalz, 1964, Bd. 4, S. 168–175.
- Guyod H.* Temperature Wells Logging. – Oil Weekly, 1946, vol. 123, N 9/11, p. 857–865.
- Hawtorf E.* Results of deep well temperature measurements in Texas. – Bull. Amer. Petrol. Inst. Prob., 1930, N 205, p. 333–339.
- Hilde T.W.C., Isezaki N., Wageman J. M.* Mesozoic sea-floor spreading in the North Pacific. – Geophys. Monogr., 1976, vol. 19, N 3, p. 205–226.
- Horai K., Simmons G.* An empirical relationship between thermal conductivity and Debye temperature for silicates. – J. Geophys. Res., 1970, vol. 75, p. 978–982.
- Initial reports of the deep sea drilling project. Wash., 1975, vol. 32. 980 p.
- Jaeger Y.C.* Numerical values for the temperature in radial heat flow. – J. Math. and Phys., 1956, vol. 34, N 4, p. 401–406.
- Lachenbruch A.H., Marshall B.V.* Heat flow and water temperature fluctuations in the Denmark strait. – J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 18, p. 756–761.
- Langseth M., Von Herzen R.* Heat flow through the floor of the world oceans. – In: The Sea. N.Y., 1971, vol. 4, pt 1, p. 299–352.
- McKenzie D.P., Sclater J.G.* Heat flow in the eastern Pacific and sea-floor spreading. – Bull. Volcanol., 1969, vol. 33, N 1, p. 53–70.
- Mundry E.* Berechnung des gestörten geothermischen Feldes mit Hilfe von Relaxationsverfahren. – Ztschr. Geophys., 1966, Bd. 32, S. 153–162.
- Murauchi S.* Explosion seismology. Pt 2. – In: Second Progr. Rept in the Upper mantle Project of Japan. Tokyo, 1965–1966, p. 83–107.
- Murauchi S.* Seismic prospecting of the Japan sea-floor. – Circ. Nihonkai, 1972, N 7, p. 31–37.
- Sclater J.G., Francheteau J.* The implications of terrestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical of the crust and upper mantle of the earth. – Geophys. J. Roy. Astron. Soc., 1970, vol. 20, p. 509–542.
- Selig E., Wallick C.C.* Temperature distribution in salt domes and surrounding sediments. – Geophysics, 1966, vol. 31, p. 642–648.
- Vacquier V., Uyeda S., Yasui M.* et al. Studies of the thermal State of Earth. – In: Bull. Earthquake Res. Inst., 1966, vol. 44, p. 174–183.
- Van-Orstrand C.E.* Normal geothermal gradient in the United States. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1935, vol. 19, N 1, p. 21–34.
- Yasui M., Kishii T., Watanabe T., Uyeda S.* Heat in the sea of Japan. – Geophys. Monogr., 1968, vol. 12, N 2, p. 170–193.
- Yasui M., Watanabe T.* Studies of the thermal state of the Earth. Terrestrial Heat flow in the Japan Sea. – Bull. Earthquake Res. Inst., 1965, vol. 43, p. 31–42.
- Yoshii T.* Regionality of group velocities of Reyleigh waves in the Pacific and thickening of the plate. – Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, N 5, p. 771–780.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава первая	
Геотермическое поле в структурно-неоднородных толщах. Исторический обзор и современное состояние вопроса	5
Корреляция геологических разрезов по данным термического каротажа	5
Термическая разведка и теория расчета тепловых полей в условиях структурно-геологических неоднородностей	7
Глава вторая	
Методика геотермических измерений и система интерпретации данных теплового потока в условиях структурно-геологических неоднородностей	12
Методика геотермических измерений	12
Методика аналогового моделирования для решения задач стационарной теплопроводности	15
Вычисление глубинного теплового потока	20
Глава третья	
Исследование теплового потока на локальных структурах	21
Влияние структурно-геологических неоднородностей на тепловой поток рудных месторождений	21
Тепловое поле месторождения Куватал (Южный Урал)	23
Тепловой поток на месторождении Кентюбе	28
Тепловой поток на месторождении Северный Катпар	32
Тепловой поток на месторождении Акчатау	35
Влияние структурно-геологических неоднородностей на формирование теплового поля разлома Атлантик	40
Глава четвертая	
Исследование теплового потока в восточной части Прикаспийской впадины	42
Геолого-тектонический очерк	42
Геотермическая характеристика	45
Глава пятая	
Искажения теплового потока в региональных структурах и геолого-тектонические приложения геотермических данных	52
Континентальные структуры	52
Тепловой поток по профилю Южный Урал—Балхаш и проблема корреляции глубинного теплового потока с тектоническим развитием региона	52
Влияние структуры фундамента платформ и складчатых областей	58
Океанические структуры	61
Исследование теплового потока на возвышенности Шатского (Тихий океан)	61
Исследование теплового потока на возвышенности Ямато (Японское море)	65
Заключение	68
Литература	70

CONTENTS

Introduction	
Chapter one	
Geothermal field in structurally heterogenous deposits. The historical review and the present-day state of the problem	5
Correlation of geological sequences according to the data of thermal logging	5
Thermal exploration and theory of evaluation of thermal fields under conditions of structurally geological heterogeneities	7
Chapter two	
Methods of geothermal measurements and the system of interpretation of the heat flow data under conditions of structural-geological heterogeneities.	12
Methods of geothermal measurements.	12
Methods of analogous modelling for solution of problems of stationary heat conductivity	15
Estimation of a deep heat flow	20
Chapter three	
Study of the heat flow on local structures.	21
Influence of structural-geological, heterogeneities on the heat flow of ore deposits	21
Heat flow of the Kuvatal deposit (South Urals).	23
Heat flow on the Kentyube deposit.	28
Heat flow on the Northern Katpar deposit.	32
Heat flow of the Akchatau deposit	35
Influence of structural-geological heterogeneities on formation of the heat flow of the Atlantis fault	40
Chapter four	
Study of the heat flow in the eastern part of the Precaspian depression	42
Geological-tectonic description	42
Geothermal characteristic	45
Chapter five	
Distortions of the heat flow in regional structures, and geologo-tectonic applications of geothermal data	52
Continental structure.	52
Heat flow on the profile South Urals – Balkhash and problem of correlation of the deep heat flow with tectonic development of a region	52
Influence of structure of the platform basement and folded areas	58
Ostanic structures.	61
Study of the heat flow on the Shatsky Rise (Pacific Ocean).	61
Study of the heat flow on the Yamato Rise (the Japan Sea).	65
Conclusion.	68
Bibliography.	70

Михаил Давыдович Хуторской
**ТЕПЛОЙ ПОТОК
В ОБЛАСТЯХ
СТРУКТУРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ
НЕОДНОРОДНОСТЕЙ**

*Утверждено к печати
Ордена Трудового
Красного Знамени
Геологическим институтом
АН СССР*

Редактор издательства *Н.М. Митляшова*
Художник *Е.Н. Волков*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Петракова*
Корректор *М.А. Марченко*

ИБ № 24519

Подписано к печати 06.07.82. Т – 14008
Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл.печ.л. 7,0
Усл.кр.-отт. 7,4. Уч.-изд.л. 7,3
Тираж 700 экз. Тип зак. 1320
Цена 1 р. 10 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

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовится к печати книга:

В.Н. Х о л о д о в. Постседиментационные преобразования песчано-глинистых отложений в элизионных бассейнах (на примере мезозоя и кайнозоя Восточного Предкавказья). 12 л. 1 р. 80 к.

Монография представляет собой обобщение большого литературного материала, а также данных, полученных автором. На примере мезозойско-кайнозойских отложений Восточного Предкавказья показано, что в глинистых толщах, погружающихся на глубину до 6 км, осуществляются растворение рассеянных карбонатов, разложение РОВ с выделением CO_2 , H_2S , битумоидов, H_2O и углеводородных газов, абиогенное образование H_2S за счет восстановления сульфатов углеводородами, а также трансформация монтмориллонита в гидрослюда с выделением значительных масс воды.

Книга рассчитана на литологов, нефтяников, геохимиков, геологов-рудников.

Книги можно предварительно заказать в магазинах Центральной конторы "Академкнига", в местных магазинах книготоргов или потребительской кооперации без ограничений.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресу: 117192 Москва В-192, Мичуринский проспект 12, магазин "Книга—почтой" Центральной конторы "Академкнига"; 197110 Ленинград П-110, Петрозаводская ул., 7, магазин "Книга—почтой" Северо-Западной конторы "Академкнига" или в ближайший магазин "Академкнига", имеющий отдел "Книга—почтой".

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 ("Книга—почтой");
- 370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13;
- 320005 Днепропетровск, проспект Гагарина, 24 ("Книга—почтой");
- 734001 Душанбе, проспект Ленина, 95 ("Книга—почтой");
- 335009 Ереван, ул. Туманяна, 31;
- 664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289;
- 252030 Киев, ул. Ленина, 42;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 2;
- 252142 Киев, проспект Вернадского, 79;
- 252030 Киев, ул. Пирогова, 4 ("Книга—почтой");
- 277001 Кишинев, ул. Пирогова, 28 ("Книга—почтой");
- 343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1;
- 660049 Красноярск, проспект Мира, 84;
- 443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2 ("Книга—почтой");
- 192104 Ленинград, Д-120, Литейный проспект, 57;
- 199164 Ленинград, Таможенный пер., 2;
- 196034 Ленинград, В/О, 9 линия, 16;
- 220012 Минск, Ленинский проспект, 72 ("Книга—почтой");

1 р. 10 к.