

ГЕОТЕРМИЧЕСКИЙ РАЗРЕЗ ЛИТОСФЕРЫ ВДОЛЬ ГЕОТРАВЕРСА "ГРАНИТ"

¹Ю.В. Хачай, ²И.В. Голованова, ³В.В. Гордиенко, ⁴А.Д. Дучков, ⁵С.Н. Кашубин,
⁶Т.В. Кашубина, ³Р.И. Кутас, ¹В.А. Шапов

¹ Институт геофизики УрО РАН

620016 Екатеринбург, ул. Амундсена, 100

E-mail: khachay@neccom.ru

² Институт геологии УНЦ РАН

450000 Республика Башкортостан, Уфа, ул. Карла Маркса 16/2

E-mail: golovanova@anrb.ru

³ Институт геофизики УНУ

252142 Киев, пр. Палладина, 32

E-mail: kutro@ndc.org.ua

⁴ Институт геофизики СО РАН

630090 Новосибирск., пр. академика Коптюга, 3

E-mail: duch@uiggt.nsc.ru

⁵ Уралгеолком

620014 Екатеринбург, ул. Вайнера 55, ДПП

E-mail: ugcot@dilur.mplik.ru

⁶ Баженовская геофизическая экспедиция

624051 Свердловская обл, г. Заречный, ул. Коммунаров, 17

Поступила в редакцию 15 мая 2002 г.

Рассмотрены проблемы создания и получен вариант геотермической и температурной моделей земной коры и верхней части литосферы вдоль регионального, протяженностью около 4 000 км, геотраверса "ГРАНИТ", проходящего через Криворожскую, Уральскую и Уренгойскую сверхглубокие скважины.

Ключевые слова: *геотермический разрез литосферы, тепловой поток, геотраверс.*

THE LITHOSPHERE'S GEOTHERMAL CROSSSECTION ALONG GEOTRAVERSE "GRANIT"

¹Yu.V. Khachay, ²I.V. Golovanova, ³V.V.Gordienko, ⁴A.D. Duchkov, ⁵S.N. Kashubin,

⁶N.V. Kashubina, ³R.I. Kutas, ¹V.A. Shchapov

¹ Institute of Geophysics UB RAS, Ekaterinburg, Russia.

² Institute of Geology USC RAS, Ufa, Russia.

³ Subbotin Institute of Geophysics, Kiev, Ukraina.

⁴ Institute of Geophysics SB RAS, Russia

⁵ Uralgeolcom, Ekaterinburg, Russia.

⁶ Bazhenovskaj Geophysical Expedition, Zarechnij, Russia

There are considered the problem of model construction and it is developed a variant of geothermal and temperature models of the Earth's crust and upper part of the lithosphere along geotraverse "GRANIT" with a length about 4 000 km, which passes Krivoj Rog, Ural and Urengej deep drillholes.

Key words: *geothermal lithosphere crosssection, heat flow, geotraverse.*

Реализация исследований на геотраверсе “ГРАНИТ” явилось крупным геофизическим проектом, который выполнялся объединенными усилиями ряда организаций республик СССР. Построение единой геотермической модели вдоль участка геотраверса “ГРАНИТ”, протяженностью около 4000 км, есть часть проекта. На рис.1 схематически показано географическое положение геотраверса.

Распределение плотности геотермического потока на поверхности и температуры в верхней части земной коры относятся к немногим данным, представляющим прямую информацию как о современном тепловом состоянии, так и энергетике и движущих механизмах тектонических процессов. Необходимо провести разграничение между регистрируемой непосредственно у поверхности плотностью теплового потока и его глубинной частью – собственно геотермическим потоком. Геотермический поток создается внутренними источниками тепла, распределенными в коре и внутренних оболочках планеты, тогда как температура непосредственно поверхности Земли определяется прежде всего балансом приходящего и переизлучаемого в пространство солнечного теплового потока, который почти в 10 000 превосходит значение геотермического. Поэтому в частотном спектре изменений температуры близповерхностных слоев содержатся суточные, сезонные, годовые, одиннадцатилетние и т.д. периоды. Кондиционные определения геотермического потока осуществляются на основе измерений в скважинах ниже уровня колебаний среднепогодных температур. К тому же, в верхней части разреза кроме кондуктивного теплопереноса по твердому скелету пород, определенный, а иногда и преимущественный, вклад дает фильтрационный теплоперенос флюидами, который прямо не регистрируется традиционными способами измерения геотермического потока. Специальный анализ [Хачай, 1995; Kukkonen et al., 1998] показал, что, в условиях Урала, эти приповерхностные факторы вносят значимый вклад в оценку величины плотности геотермического потока до глубин около 600-800м. Можно ожидать, что и в других регионах влияние поверхностных факторов на определение геотермического потока распространяется на значительные глубины. Однако из-за ограниченного количества и неравномерности данных в полосе геотраверса, мы использовали доступные по публикациям материалы без дополнительной разбра-

ковки. Основными источниками являлись по Европейской части [Карта теплового потока..., 1987; 1980; Геотермическая карта..., 1995], по Уральскому региону использованы авторские материалы В.А. Щапова и И.В Головановой [Голованова И.В., 1994]. Дополнительные материалы и комментарии к ним представили А.Д. Дучков и Р.И. Кутас.

Прямые данные о распределении глубинных температур имеются только вдоль ствола скважин, информацию о распределении поля температур в пространстве между скважинами, а тем более на всю мощность литосферы, можно получить только используя методы математического моделирования. Геологическая содержательность результатов прежде всего зависит от выбора физической модели среды и процессов, которые предполагаются определяющими. Наконец формулируется задача математической физики, с уже контролируемой степенью приближения, описывающая динамику этой физической модели.

Восстановление глубинной температуры в консолидированной литосфере без учета теплопереноса флюидами сводится к решению краевой задачи для уравнения теплопроводности. Если имеется достаточная априорная информация, позволяющая использовать стационарное приближение для аппроксимации реальных геологических условий в верхней части литосферы исследуемого региона, то для плоского слоя неоднородной, сложноорганизованной среды задача может быть записана в виде:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial x}(\lambda \frac{\partial T}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y}(\lambda \frac{\partial T}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z}(\lambda \frac{\partial T}{\partial z}) + Q(x, y, z) = 0 \\ T(x, y, 0) = F_1(x, y) \\ \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{z=H} = F_2(x, y) \end{aligned} \quad (1),$$

где: $Q(x, y, z)$ – мощность энергосвечения внутренних источников тепла, λ – коэффициент теплопроводности, x, y, z – декартовы координаты точки, $F_1(x, y)$ и $F_2(x, y)$ – заданные функции.

Выбор для записи (1) декартовой системы координат и плоских границ совершенно не связан с математическими возможностями численных методов решения этой задачи. Но проведенный нами анализ показал, что при длине профиля около 4000км и мощности слоя $H=60$ км сферичностью Земли при реальной точности геотермических данных можно пренебречь. Более грубым может оказаться приближение стацио-

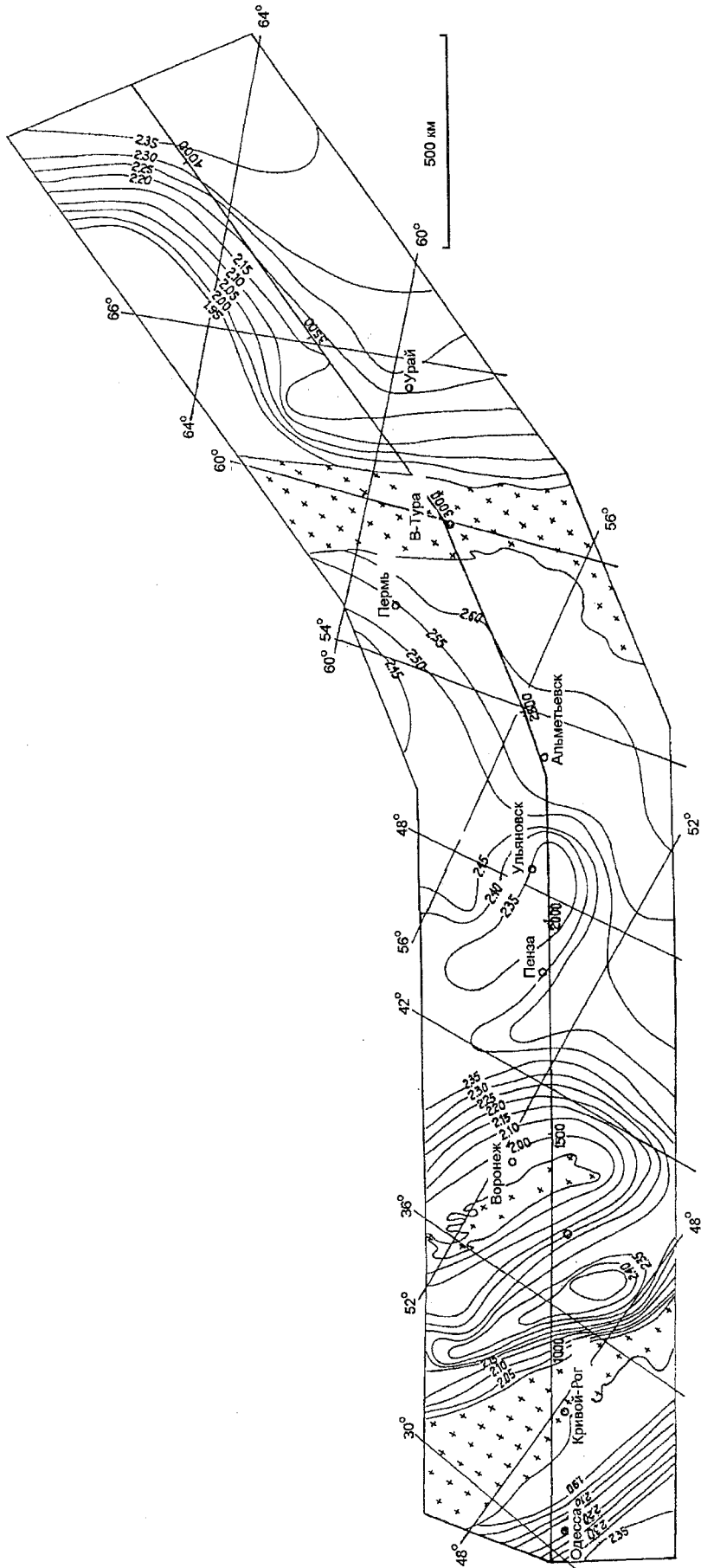


Рис. 1 Схема географического положения геотрассы "ГРАНИТ"

нарности. Оценка характерного времени установления теплового равновесия $\tau \approx H^2/\chi$ (χ – коэффициент температуропроводности пород) составляет около 50-100 млн лет. Поэтому не для всех участков геотраверса приближение стационарности на всю анализируемую мощность литосферы может выполняться. Влияние флюидного теплопереноса в этой работе также не рассматривается.

При постановке задачи (1) на верхней границе задается распределение температуры. Поэтому измеренный геотермический поток остается дополнительным параметром, который не используется при решении (1) и, следовательно, сопоставление вычисленного и измеренного значений потока на верхней границе можно использовать для отбора геологически содержательного решения из возможных.

Решение прямой задачи (1) существует и оно единственно. Для его нахождения необходимо знать распределения $\lambda(x,y,z)$ и $Q(x,y,z)$ в каждой точке среды, что, однако, и является одной из целей геологических исследований. Восстановление этих характеристик возможно на основе решения обратной задачи геотермии. Нами [Хачай Ю.В., 1989] было показано, что ее решение неоднозначно: заданные граничные условия могут быть тождественно выполнены при различной комбинации распределений теплопроводности и теплогенерации среды. На этом обстоятельстве, которое не всегда учитывается при интерпретации результатов региональных геотермических исследований, уместно более подробно остановиться.

Геотермиками-практиками до сих пор широко используется методика обработки скважинных определений плотности теплового потока, предложенная еще Буллардом [Bullard, 1939; Кутас, 1978], по которой вертикальная составляющая q_z плотности геотермического потока находится из выражения:

$$q_z \sum_i \frac{h_i}{\lambda_i} = T_0 - T_H \quad (2),$$

где индексом i отмечены номера интервалов измерения температуры.

Соотношение (2) строго выполняется для одномерной среды при дополнительном условии: суммарная теплогенерация в слое $H = \sum h_i$ мала по сравнению со значением потока на нижней границе области. Последнее допущение хорошо оправдано в неглубоких, по сравнению с мощностью коры, скважинах. Тогда как при-

ближение одномерности для теплопроводности разреза, вскрываемого скважиной, напротив, выполняется редко. Для неоднородной среды вертикальная составляющая плотности теплового потока не остается постоянной и в вертикальной скважине. В работах [Хачай, 1991; Хачай, Ладовский, 1992] приведены многочисленные примеры рефракции теплового потока на неоднородностях литологического состава пород с различными величинами теплопроводности, которые, в частности, объясняют причину кажущихся "нарушений закона Фурье" – непостоянства вертикальной составляющей плотности теплового потока по скважине. Приведены также примеры, когда только на основании данных о распределении теплового потока на поверхности нельзя различить, создана имеющаяся аномалия потока неоднородностью теплогенерации или теплопроводности пород. Особенно существенное перераспределение глубинных температур и теплового потока обеспечивают протяженные хорошо теплопроводные крутопадающие структуры и плохо теплопроводные горизонтально залегающие пласты. Если теплопроводные пластины выходят на дневную поверхность, а затем погружаются, то они обеспечивают эффективное проникновение низких температур от поверхности на глубину. Напротив, не выходящие на поверхность дайки и штоки высокой теплопроводности приводят к более интенсивному поступлению высоких температур из нижних горизонтов. Горизонтальные включения плохо теплопроводных пород создают дополнительный экран для глубинного теплового потока, а вблизи их концов формируется характерное локальное повышение плотности теплового потока.

Поэтому, для получения геологически содержательных геотермических моделей среды приходится использовать априорную геологогеофизическую информацию об элементах залегания пород. Здесь для структурной модели среды использованы результаты интерпретации сейсмогравитационных данных. Для восстановления распределений $\lambda(x,y,z)$ и $Q(x,y,z)$ использованы существующие корреляционные зависимости между скоростными, плотностными и тепловыми характеристиками пород. В обстоятельном исследовании [Шлафштейн Е.Е. и др., 1991] показано, что тесная корреляция между этими параметрами имеется для магматических пород. На большом экспериментальном материале по юго-восточной ча-

сти Европейской платформы также продемонстрирована возможность получения оценки теплопроводности пород по скорости распространения сейсмических волн [Христофорова Н.Н., 2001]. Однако, например, И.Кукконен [Kukkonen I., 1998] отмечает существенные трудности такого подхода. Здесь для всего профиля принимались значения $\lambda(x,y,z) = \lambda(V_p)$, аналогично [Хачай Ю.В., Дружинин В.С., 1996].

Не менее сложна проблема выбора корреляционного соотношения между мощностью теплогенерации пород, $Q(x,y,z)$, и скоростями объемных сейсмических волн V_p и V_s или плотностью среды. Так, в Уральском регионе не имеет смысла известное соотношение между плотностью теплового потока и теплогенерацией [Lachenbruch, 1968]:

$$q = Q * H_0 + q_0,$$

поскольку формально определенные [Kukkonen et al., 1998] значения $H_0 = 9.6$ км и $q_0 = 21.7$ мВт/м² фактически означают, что мантийный поток составляет $q_0 = 21.7$ мВт/м² и на участках, где измеренные плотности теплового потока имеют значения (18-24) мВт/м² вклад мощной, более 40 км, коры в поверхностный тепловой поток отсутствует.

Для $Q(x,y,z)$ использовалось соотношение либо $Q(V) = 1,35 \text{ EXP}[1,5(6 - V_p)]$, либо $Q(V_p) = V * \text{EXP}(16,5 - 2,74 V_p)$

Задача (1), с определенными таким образом параметрами, решалась численно методом конечных разностей. Поскольку априорная сейсмогравиметрическая информация имеется в двумерном приближении, то и для интерпретации теплового поля принята 2D-модель. Решение задачи отыскивалось на той же пространственной равномерной прямоугольной сетке, на которой представлена интерпретация сейсмических данных: шаг по вертикальной координате 0.5 км, по горизонтальной – 5 км. Используемая расчетная область существенно превышает заданную геологически, что необходимо для минимизации неточности в выборе условий на боковых и нижней границах области. На вертикальных границах, удаленных от истинных геологических границ, задавалось отсутствие горизонтальной составляющей теплового потока.

Выбор условий на нижней границе сопряжен с принципиальными ограничениями. Часть из них обусловлено принятым приближением стационарности. Для того, чтобы их рассмотреть в явном виде, воспользуемся классическими условиями гидростатического равно-

весия:

$$\vec{g} \rho = \nabla P \quad (3),$$

связывающими вектор ускорения поля силы тяжести \vec{g} , плотность вещества ρ и градиент давления. Если теперь для уравнения состояния в мантии, $\rho = \rho(P,T)$, воспользоваться приближением в виде $\rho = \rho_0(1 - \alpha T)$, обычно принимаемом при анализе тепловой конвекции, то после взятия ротора от обеих частей уравнения (3), получим $[\vec{g} \times \nabla T] = 0$, т.е. вектора \vec{g} и градиент наадиабатической добавки к температуре (а следовательно и полной температуры) параллельны. Это означает, что в (1) функция F_2 , или аналогичное условие для температуры, не должна зависеть от горизонтальных координат x, y , вопреки широко используемому при интерпретации региональных геотермических данных. Если же соблюдение этих строгих условий не позволяет получить согласие между вычисленным от модели и наблюдаемым тепловым потоком, то это может являться указанием на невыполнение условий стационарности.

Поэтому первоначально на нижней расчетной границе на глубине 100 км задавался поток $q_0 = 14$ мВт/м², которым аппроксимировался мантийный тепловой поток. Выбор этого значения опирается на результаты геотермических исследований на пересекаемых геотраверсом участках Окско-Донской равнины [Гордиенко И.В., 1999]. Результаты моделирования показали, что при использовании этого граничного условия на части геотраверса вычисленные значения плотности теплового потока хорошо соответствуют наблюдаемым значениям, тогда как на Татарском своде, в Калтасинском авлакогене и в Тюменском Зауралье значительно ниже наблюдаемых значений. Напротив, в полосе Тагильского прогиба Уральской части геотраверса, вычисленные значения потока в этой модели существенно превышают наблюдаемые.

Согласование вычисленных и наблюдаемых значений плотности геотермического потока в той же структурной модели можно достигнуть следующими способами: либо на этих участках изменить плотность мантийного потока, либо скорректировать вклад тепловых источников в верхней части разреза, либо рассматривать возможную реализацию нестационарной задачи для настоящего момента времени.

В соответствии с первым вариантом выполнено моделирование, где для мантийного теплового потока приняты постоянные значе-

ния $q_0 = 14 \text{ мВт/м}^2$ от отметки 1250 км и до отметки 1650 км и затем от отметки 2480 до 3070 км. В промежутке профиля от 1650 до 2480 км задано изменяющееся с расстоянием переменное, возрастающее до отметки 1970 км, а затем монотонно убывающее значение, мантийного теплового потока. В варианте интерпретации, представленном на рис. 2 обращает на себя внимание область повышенных глубинных температур в районе Татарского свода, где плотность теплового потока достигает значений, превышающих 60 мВт/м^2 . В этом случае у нас, как и в многочисленных вариантах интерпретации по другим регионам с таким же значением теплового потока [Геотермические модели...1991], прогнозные положение изотермы 800°C поднимается до глубин около 47 км. На рис. 3 представлены результаты моделирования для участка Татарского свода, когда в верхней части разреза, в пяти-шестикилометровой толще пород, задавалась повышенная теплогенерация нерадиогенного происхождения. При этом интенсивность глубинной температурной аномалии оказалась значительно меньшей, чем для варианта на рис. 2. Результаты рис. 2 и рис. 3 отражают диапазон возможных теоретических оценок стационарных температур для выбран-

ных структурных моделей без учета возможной фильтрации флюидов на этом участке.

На Уральской части геотраверса для оценки мощности теплогенерации пришлось использовать распределение $Q(x,y,z) = V \cdot \text{EXP}(16,5 - 2,74 V_p)$, значение мантийной составляющей теплового потока $q_0 = 4 \text{ мВт/м}^2$. В области Тагильского прогиба в рамках представленного варианта модели не выбраны аномально низкие наблюдаемые значения теплового потока. Проблема построения геотермической модели Урала специально была проанализирована в серии работ [Хачай Ю.В., Дружинин В.С., 1996; Kukkonen et al., 1998; Safanda J., Kashubin S., Cermak V., 1992].

Для восточного сегмента геотраверса от отметки 3070 км до 4250 км реконструкция поля скоростей получена на прямоугольной пространственной сетке $0,5 \times 10 \text{ км}$, т.е. шаг по горизонтальной координате здесь в два раза больше, чем на западном участке профиля. Увеличение горизонтального шага сетки при решении задачи (1) приводит к снижению возможности выявления вклада крутопадающих структур в формирование теплового поля литосферы. На рис. 4 представлен сводный разрез, составленный из двух сегментов, западного и во-

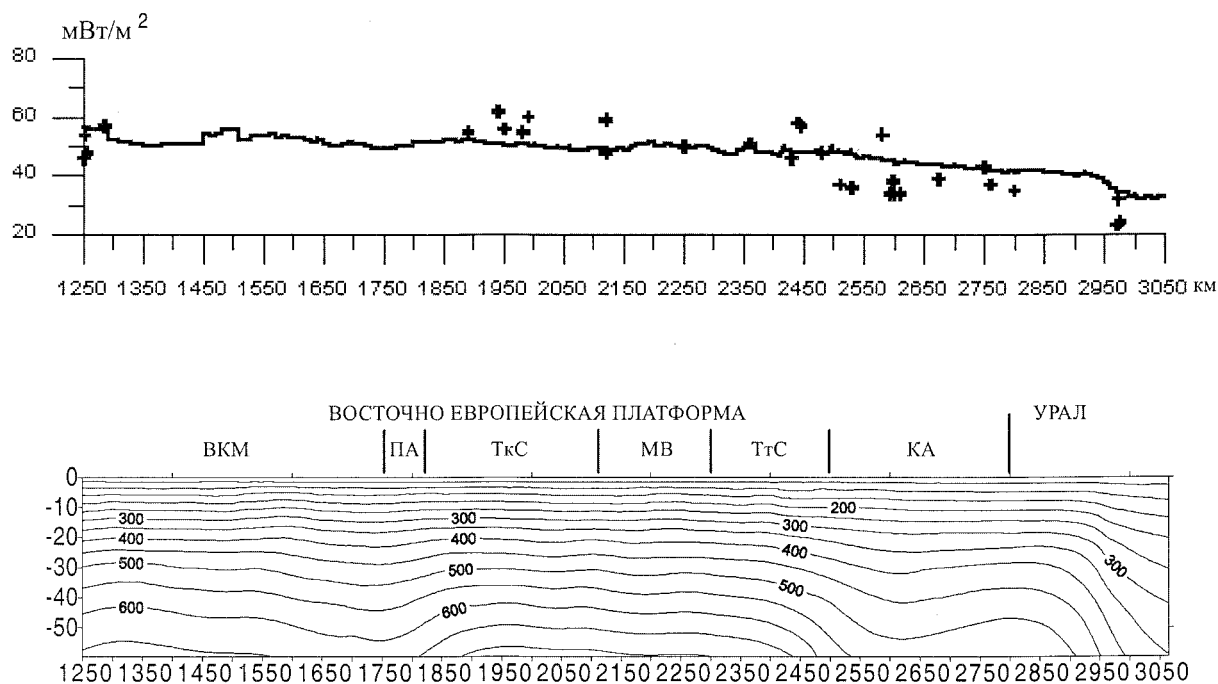


Рис. 2. Распределение вычисленного и наблюдаемого теплового потока вдоль исследованного участка геотраверса (повышенный мантийный поток).

Крестиками нанесены экспериментальные значения, непрерывная кривая – вычисленное распределение плотности геотермического потока.

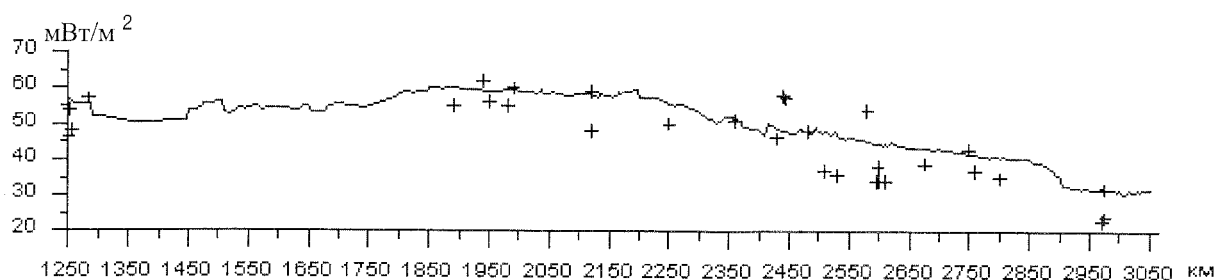


Рис. 3. Вариант геотермического разреза вдоль участка геотраверса (задана повышенная теплогенерация в осадочной толще Татарского свода).

Цифры у изолиний означают температуру в °С.

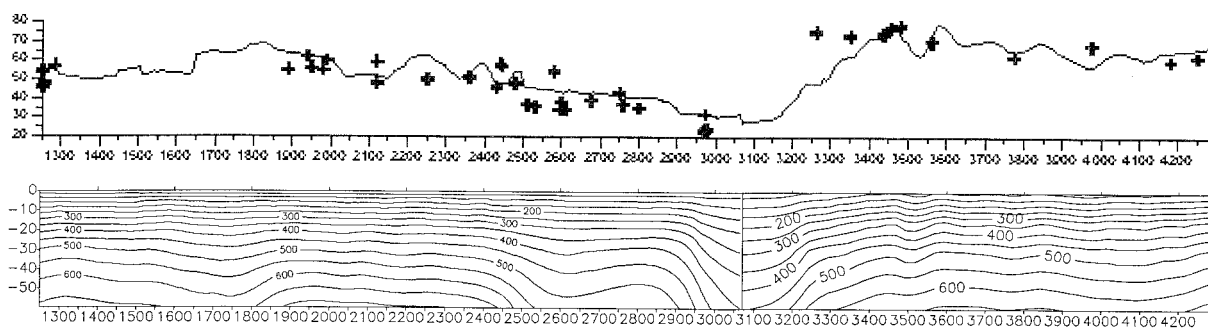


Рис.4. Вариант геотермического разреза вдоль геотраверса "Гранит"

Цифры у изолиний означают температуру в °С.

сточного, решения для которых получены на описанных выше пространственных сетках. Существенное различие в распределении теплового поля в низах коры под Уралом и в Зауралье для варианта, представленного на рис. 4, отражает также различие в заданном уровне мантийного теплового потока на этих сегментах и демонстрирует пределы неоднозначности решения при имеющейся ограниченной априорной информации.

В верхней части осадочной толщи Западной Сибири мощность теплогенерации, при использовании корреляционных соотношений

вида $Q(x,y,z) = Q(V)$, ограничивалась значениями $2,85 \text{ мкВт/м}^2$. На участке Тюменского Зауралья такое ограничение не позволяет выбрать высокие измеренные значения теплового потока. Это позволяет нам предположить, что здесь, как и на Татарском своде, существенный вклад дают нерадиогенные источники тепла, связанные с химическими процессами в нефте-газонасыщенных толщах, что может быть использовано для оценки перспективности площадей.

Принципиальный результат, полученный вдоль протяженного профиля, состоит в том, что удалось выделить три региональных участка,

для которых в рамках единой простой модели не удается выбрать весь комплекс геофизических данных, что, по-видимому, позволило выявить новый эффект, связанный с вкладом неравногенных источников теплогенерации. Тогда как при стандартной интерпретации отдельных участков геотраверса введение дополнительных поправок, специально для каждого из сегментов, не позволило бы обнаружить природы регионального различия.

Полученный вариант распределения температур в верхней части литосферы следует рассматривать как возможный, генерализованный, не противоречащий имеющимся геолого-геофизическим данным для обсужденной выше модели среды. Он может служить основой для построения локальных геотермических моделей масштабов М 1:100 000 и М 1:50 000.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ Р2002 УРАЛ 02-05-96416.

Список литературы

- Геотермические модели* геологических структур. С-Пб.: ВСЕГЕИ, 1991. 185 с.
- Геотермическая карта* России. М 1: 10 000 000. М.: Госкомнедра, ГоскомВУЗ. 1995.
- Гордиенко И.В.* Аномальный тепловой поток и его геотермическая интерпретация в центральной части Украинского щита. // Автор. дис.... канд. геол.-мин. наук. Киев: Ин-т геофизики НАНУ, 1999. 18 с.
- Голованова И.В.* Каталог данных по тепловому потоку Урала. Уфа: Ин-т геологии УфНЦ РАН, 1994. 30 с.
- Карта теплового потока* Европейской части СССР. М 1: 5 000 000. М.: МИНГЕО СССР, АН УССР, 1987.
- Карта теплового потока территории СССР* и сопредельных районов. М 1:10 000 000. М.: ГУГК, 1980.
- Кутас Р.И.* Поле тепловых потоков и термическая модель земной коры. Киев: Наук. думка, 1978. 148 с.
- Хачай Ю.В.* Об уравнениях теоретической обратной задачи геотермии // Вопросы теории и результаты интерпретации и моделирования геофизических полей. Свердловск: УрО АН СССР, 1989. С. 19-23.
- Хачай Ю.В.* Математическое моделирование термической эволюции и конвекции мантии Земли // Дисс. ... докт. физ.-мат. наук. ИГФ УрО АН СССР. Свердловск, 1991. 265 с.
- Хачай Ю.В., Ладовский И.В.* О восстановлении теплофизических характеристик геотермических разрезов // Геотермия сейсмических и асейсмических зон. М.: Наука, 1993. С. 337-341.
- Хачай Ю.В., Дружинин В.С.* Возможности применения геотермии для восстановления динамики переходной зоны мантии Урала // Глубинное строение и развитие Урала. Екатеринбург: Наука, 1996. С. 298-306.
- Христофорова Н.Н.* Зависимость между тепловыми и упругими свойствами горных пород // Георесурсы. № 2. Казань: Из-во Казанского университета, 2001. С. 20-27.
- Шлафштейн Е.Е., Сердюкова А.С. Ратнер В.Б. и др.* Основы метода разделения и идентификации пород по петрофизическим и петрохимическим характеристикам // Изв. АН СССР. Физика Земли. № 10. 1991. С. 60-81.
- Kukkonen I.* Temperature and heat flow density in a thyck cratonic lithosphere: the Sveca transect, central Fennoscandian shield. J. Geodynamics. 1998. 26. N 1. P. 111-136.
- Kukkonen I.T., Golovanova I.V., Khachay Yu.V. et al.* Ljw geothermal heat flow of the Urals fold belt – implication of heat production, fluid circulation or palaeoclimate ? // Tectonophysics. 1997. 276. P. 63-85.
- Safanda J., Kashubin S., Cermak V.* Temperature modelling along the Taratashskiy profaile crossing the Ural mountains // Studia geophys. Geod. 1992. 36. P. 349-357.

Рецензент Пучков В.Н.