

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДА СТАТИСТИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ (Монте-Карло) ДЛЯ ОЦЕНКИ ИСКАЖЕНИЙ ГЕОТЕМПЕРАТУРНОГО ПОЛЯ ПОВЕРХНОСТНЫМ РЕЛЬЕФОМ

Д.Е. Аюнов, А.Д. Дучков

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

Нерегулярности рельефа земной поверхности вызывают разнознаковые искажения геотемпературного поля. Влияние рельефа обычно учитывается введением топографических поправок в измеренные значения геотермического градиента (тепловой потока). В данной работе авторы оценили искажающее влияние рельефа дна оз. Байкал на геотемпературное поле в районах бурения подводных скважин ВDP-93, ВDP-96 и скважины Л-2 (западный берег Южно-Байкальской впадины около пос. Листвянка). Расчет топографических поправок выполнен методом статистического моделирования (Монте-Карло), на основе которого для поставленной математической задачи был построен и реализован алгоритм, позволяющий количественно оценивать влияние рельефа на геотемпературное поле. Эффективность алгоритма проверена на тестовом примере. Расчеты показали, что влиянием рельефа в районах бурения подводных скважин можно пренебречь. Напротив, в районе скв. Л-2 рельеф существенно нарушает геотемпературное поле, вызывая уменьшение геотермического градиента в верхнем километровом слое пород примерно на 20 %. Введение топопоправки увеличивает тепловой поток по скв. Л-2 с 50 до 60 мВт/м² и приближает его к аномальным значениям потока, измеренным в центральной части Южно-Байкальской впадины.

Геотермические измерения в скважинах, влияние рельефа на геотемпературное поле, метод статистического моделирования (Монте-Карло), цифровой рельеф дна оз. Байкал, расчет топопоправки к геотермическим измерениям, оз. Байкал.

MONTE-CARLO SIMULATION FOR ESTIMATING TOPOGRAPHIC DISTURBANCE TO HEAT FLOW DATA

D.E. Ayunov and A.D. Duchkov

The Earth's surface topography disturbs the thermal field making measured superficial thermal gradients (heat flow) higher or lower than the deep value. Topographic disturbance can be removed from data by applying the respective correction. We estimated the effect of the rugged bottom of Lake Baikal on thermal gradients from the vicinity of boreholes BDP-93 and BDP-96 drilled in the lake sediments and deep borehole L-2 on the western shore of the South Baikal basin near Listvyanka Village. The corrections were computed using a Monte-Carlo simulation algorithm specially designed to quantify the effect of surface topography on the thermal field. The performance of the algorithm was checked by a test example. The corrections turned out to be vanishing in the area of underwater drilling but significant at L-2, where the thermal gradient in the upper 1 km of rocks was about 20% underestimated. The corrected heat flow in L-2 data increased from 50 to 60 mW/m² and approached the values measured in the central South Baikal basin.

Thermal logging, topographic disturbance of geothermal field, Monte-Carlo simulation, digital elevation model of Baikal bottom, topographic correction to heat flow data, Lake Baikal

ВВЕДЕНИЕ

Геотемпературное поле вблизи земной поверхности нарушается рядом факторов, среди которых в горных районах и в водоемах с неровным дном основное значение имеют нерегулярности рельефа и изменения температуры земной поверхности. Имеющийся опыт изучения влияния рельефа на геотемпературное поле показывает, что геотермический градиент (тепловой поток), измеренный в скважинах, расположенных в прогибах, обычно увеличивается по сравнению с глубинным, а на хребтах, наоборот, занижается. Максимальные искажения температурного поля рельефом наблюдаются у поверхности, с глубиной они уменьшаются. Для учета влияния рельефа на геотермический градиент (тепловой поток) рассчитываются так называемые топографические поправки. В общем случае топографическая поправка находится в результате численного решения стационарной задачи теплопроводности (уравнения Лапласа) с переменными коэффициентами, неоднородным распределением теплопроводности и с постоянным тепловым потоком (геотермическим градиентом) к нижней границе. Сопоставление геотермического градиента, рассчитанного на верхней границе, с глубинным позволяет судить об искажающем влиянии рельефа.

Известно несколько методик расчета топопоправок к измеренному геотермическому градиенту [Любимова и др., 1973; Дучков, Соколова, 1974; Powell et al., 1988]: метод Джеффриса-Булларда, на-

клонного уступа, конечных разностей, конечных элементов и т. д. В данной работе мы исследовали возможность использования метода статистического моделирования (Монте-Карло) [Ермаков, Михайлов, 1982] для расчета топографических поправок к результатам геотермических измерений в районах расположения байкальских подводных скв. BDP-93, BDP-96 и скв. Л-2, пробуренной на западном берегу Южно-Байкальской впадины вблизи пос. Листвянка. В указанных скважинах в разное время были выполнены измерения температуры и определены значения теплового потока. Однако поправки за рельеф еще не рассчитывались с необходимой детальностью. В настоящее время после подготовки достаточно детальной цифровой карты рельефа дна оз. Байкал [Шерстянкин и др., 2003] появилась возможность учесть влияние рельефа и тем самым уточнить оценки теплового потока. Ниже приведены краткое описание метода Монте-Карло и результатов его применения для расчета топографических поправок к геотермическим измерениям.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ ПОПРАВКИ

Решается стационарное уравнение теплопроводности $\Delta T(x, z) = 0$ в ограниченной области D ($D \in R^2$), однородной по теплопроводности, без источников тепла, со смешанными краевыми условиями (рис. 1). На нижней границе блока мощностью 10—12 км задается постоянный температурный градиент $G_{\text{гп}} = \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{1}{\lambda} Q$, где Q — тепловой поток, не искаженный рельефом. На дневной поверхности, имеющей сложный рельеф, задается распределение температуры $T = f(x)$. На боковых границах блока принимается условие неперетекания тепла $\frac{\partial T}{\partial x} = 0$ (иначе — условие равенства входящего и выходящего потоков).

Для поставленной математической задачи на основе метода Монте-Карло был построен и реализован алгоритм, позволяющий восстанавливать структуру температурного поля в интересующем нас разрезе и оценивать вклад рельефа в это поле. Температурный градиент G_z находится конечно-разностным приближением по двум рассчитанным значениям температуры на глубинах z_1 и z_2 : $G_z = \frac{T_1 - T_2}{z_1 - z_2}$. Сопоставление значений рассчитанного и глубинного температурных градиентов дает представление об искажающем влиянии рельефа.

РЕШЕНИЯ КРАЕВОЙ ЗАДАЧИ ДЛЯ УРАВНЕНИЯ ЛАПЛАСА МЕТОДОМ МОНТЕ-КАРЛО

Теоретические основы решения краевых задач второго и третьего рода методом Монте-Карло описаны в работах [Ермаков, Михайлов, 1982; Sabelfeld, Simonov, 1994; Михайлов, Макаров, 1997]. Новые подходы, основанные на алгоритме блуждания по сферам, к решению эллиптических задач представлены в статье [Симонов, 2006]. Непосредственно к задачам геотермии метод Монте-Карло применялся в работах [Haji-Sheikh, Sparrow, 1967; Langseth et al., 1976].

Рассмотрим описанную выше двумерную краевую задачу для уравнения Лапласа в некоторой ограниченной области (см. рис. 1). Чтобы найти температуру во внутренней точке A , решение представим в виде математического ожидания от некоторой случайной величины ξ . Для реализации этой величины проводится случайное блуждание с началом в точке A с использованием так называемого „блуждания по сферам“ в трехмерном случае, или „блуждания по кругам“ в нашем двумерном случае. Начальный шаг из точки A и все последующие шаги совершаются по одинаковым правилам до тех пор, пока траектория блуждания не выйдет на границу. Строится окружность с центром в текущей точке. Радиус окружности r берется максимальным, но так, чтобы она не выходила за границы области. Такая окружность касается границы, по крайней мере, в одной точке. Направление шага θ выбирается случайным образом равномерно в пределах $0 \leq \theta < 2\pi$. Перемещение на расстояние r в направлении θ дает новое положение блуждания к окончанию этого шага.

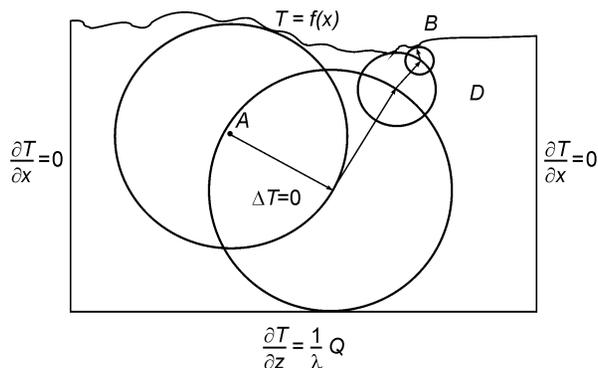


Рис. 1. Схематическое представление операций статистического моделирования при определении искажающего влияния поверхностного рельефа на геотемпературное поле.

A — начальная точка траектории, B — точка обрыва траектории.

Из точки A , в которой мы хотим определить температуру, запускается N траекторий случайного блуждания. Когда i -е блуждание от точки A достигает окрестности границы, где задана температура, блуждание прерывается, а $\xi_i = T_i$, где T_i — температура в точке прерывания i -го блуждания. Если температура задана на всех границах области, температура будет равна:

$$T(A) = \bar{\xi}(A) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N T_i,$$

где N — число траекторий блужданий, запущенных из A . Такая оценка сходится к действительной температуре при $N \rightarrow \infty$.

Когда в задаче есть границы, на которых задан тепловой поток или температурный градиент $\partial T/\partial n = G_n$ нормальный к границе, процедура становится более сложной. Краевые условия представляются в виде конечно-разностного приближения $G_n \approx \frac{G_d}{d}$. Так как температура на границе в этом случае неизвестна, то ее можно представить в виде

$$T_b = T_d + G_d,$$

где T_d — температура во внутренней точке, расположенной в перпендикулярном направлении от границы, на расстоянии d от текущей точки траектории, находящейся на границе. Значение G_d может соответствовать части вклада i -го блуждания в искомую температуру, но поскольку T_d тоже неизвестна, блуждание продолжается из внутренней точки.

Одно блуждание может встретить несколько границ с заданным тепловым потоком перед тем, как прерваться на границе в точке с заданной температурой. В таком случае оценка температуры есть:

$$T(A) = \bar{\xi}(A) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \left(T_i + \sum_{j=1}^{m_j} G_{ij} d \right),$$

где m_j — число раз попадания на границу с заданным градиентом в i -м блуждании, G_{ij} — приращения температуры в конечно-разностном приближении при j -м попадании на границу с заданным градиентом в i -м блуждании. Точность такого решения оценивается по формуле

$$\partial = \sqrt{\frac{Var(\xi)}{N}} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N (\bar{\xi} - \xi_i)^2}{(N-1)N}},$$

где $Var(\xi)$ — дисперсия величины ξ .

Так как окружность (круг) касается границы в одной или в нескольких точках, вероятность действительного достижения границы на каждом шаге является нулевой, поэтому при моделировании используется ненулевая вероятность попадания в некоторую окрестность границы. Существуют различные способы преодоления данной проблемы [Powell et al., 1988].

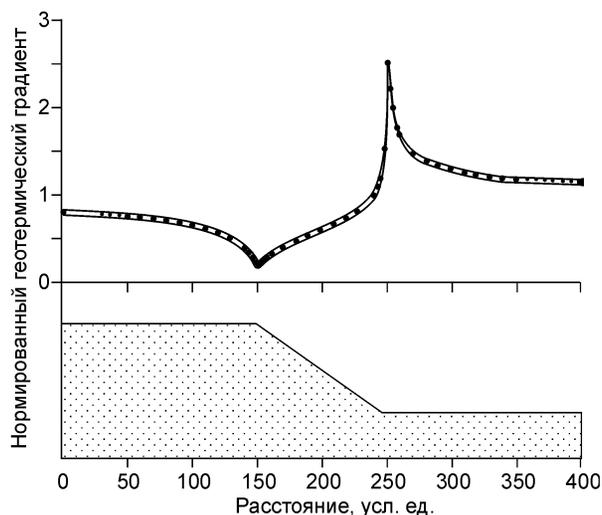
Важным вопросом является выбор эффективного подхода к определению максимального радиуса. Вычисление максимального радиуса круга выполняется для каждой новой точки на каждом шаге блуждания. Поэтому вопрос быстрого вычисления минимального расстояния от внутренней точки области до ее границы является главным фактором, определяющим общее время вычислений.

ТЕСТОВЫЙ ПРИМЕР

Эффективность использованного алгоритма проверена при расчете вертикального геотермического градиента (теплового потока) у поверхности наклонного двухмерного уступа. Ранее А. Лахенбрух [Lachenbruch, 1968] нашел точное аналитическое решение этой задачи. Вид уступа с углом наклона 45° и точные значения нормализованного поверхностного геотермического градиента для этой структуры по А. Лахенбруху (точки) показаны на рис. 2. Статистическое моделирование выполнено для такого же уступа с постоянной температурой на верхней границе. Для получения величины температурного градиента непосредственно у верхней границы ряд значений расчетной температуры аппроксимировался полиномом. Результаты моделирования представлены в виде графика нормализованного градиента $G^* = G_{z=0}/G_{гд}$, где $G_{гд}$ — глубинный неискаженный рельефом геотермический градиент, $G_{z=0}$ — расчи-

Рис. 2. Изменения нормализованного геотермического градиента у поверхности наклонного (45°) уступа по точному решению [Lachenbruch, 1968] (точки) и по данным статистического моделирования (график).

танный градиент у поверхности (см. рис. 2). Очевидно, что рассчитанные методом Монте-Карло значения градиента хорошо совпадают с точными данными. Тестовый пример позволяет также показать, что экстремальные искажения геотемпературного поля рельефом происходят на границах уступа: на вершине формируются минимальные значения G^* , у подошвы — максимальные.



РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Как уже выше отмечалось, метод Монте-Карло использован нами для оценки влияния рельефа берегового склона и дна оз. Байкал на геотермические параметры, измеренные в береговой скв. Л-2, а также в подводных скважинах BDP-93 и BDP-96.

Параметры модели. Поскольку оз. Байкал имеет вытянутую форму, можно использовать для расчета поправок двумерные модели рельефа по профилям, пересекающим озеро и проходящим через устья скважин. Расположение профилей и изменения рельефа вдоль них показано на рис. 3 и 4. В работах [Дучков, Соколова, 1974; Powell et al., 1988] показано, что основной вклад в искажение глубинного геотермического градиента вносит рельеф в радиусе до 10 км от места исследования, а вклад рельефа, удаленного на 30 км и более, является пренебрежимо малым. Исходя из этого, длина профилей не превышала 60 км. Нижняя граница модели выбиралась на глубинах 10—12 км, где, по нашим оценкам, влиянием рельефа можно пренебречь. На нижней границе предполагался стабильный неискаженный рельефом геотермический градиент $G_{гд} = 22—50$ мК/м, его величина определялась местными условиями. Заметим, однако, что в данном случае может быть использовано и произвольное значение $G_{гд}$. Сведения об изменениях рельефа дна и суши были взяты из электронной батиметрической карты оз. Байкал [Шерстянкин и др., 2003]. Температура на верхней границе расчетной области в пределах озера, вплоть

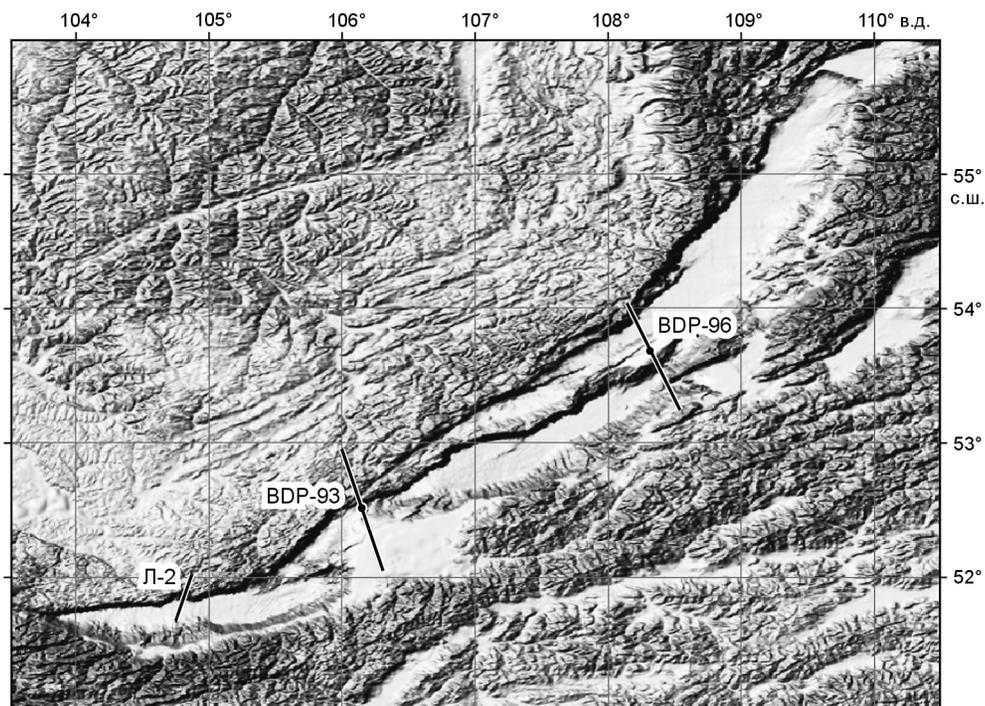


Рис. 3. Расположение скважин BDP-93, BDP-96, Л-2 и расчетных профилей.

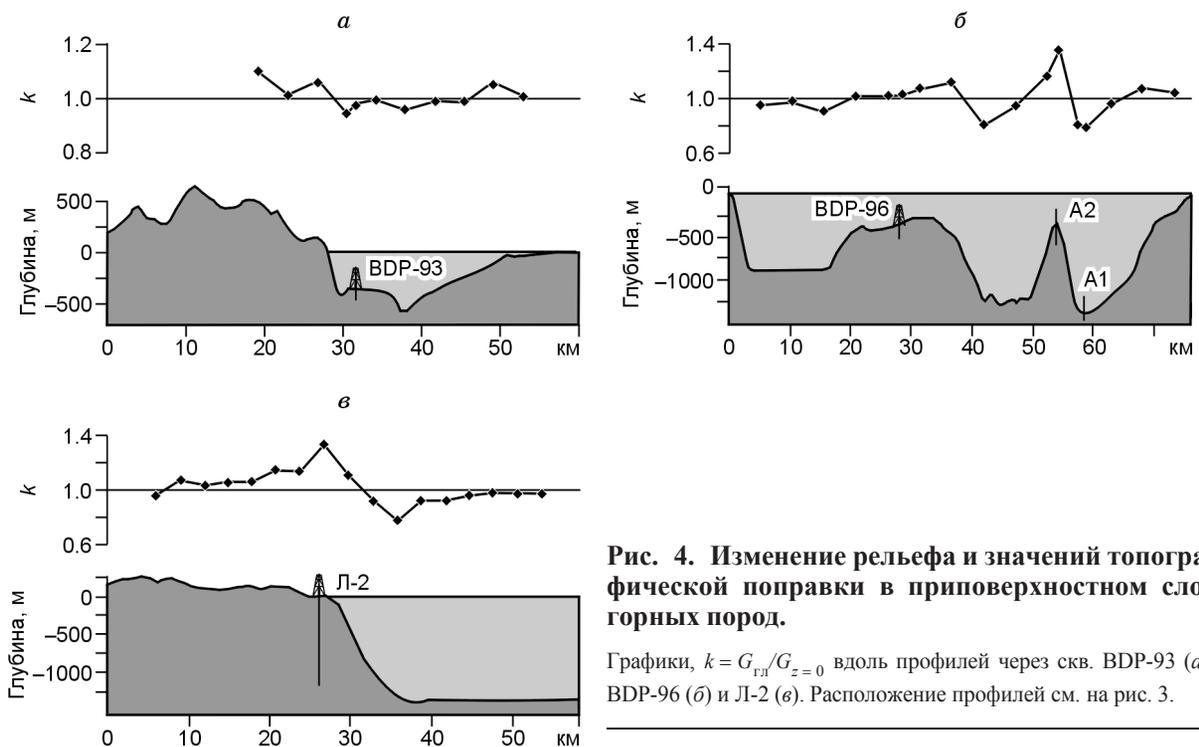


Рис. 4. Изменение рельефа и значений топографической поправки в приповерхностном слое горных пород.

Графики, $k = G_{\text{гп}}/G_{z=0}$ вдоль профилей через скв. BDP-93 (а), BDP-96 (б) и Л-2 (в). Расположение профилей см. на рис. 3.

до береговой линии, полагалась постоянной и равной $3\text{ }^{\circ}\text{C}$ (реальная придонная температура). На суше при удалении от берега и увеличении высоты рельефа температура земной поверхности понижалась согласно гипсогеотермическому градиенту, равному $-4\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ [Дучков, Соколова, 1974].

Вдоль рассматриваемых профилей с шагом через 2—5 км методом Монте-Карло рассчитаны изменения температуры в верхнем слое горных пород мощностью 50 м. По этим данным вычислялись вертикальный геотермический градиент G_z у поверхности и топографическая поправка к геотермическому градиенту $k = G_{\text{гп}}/G_z$. Графики изменения значений топографической поправки вдоль профилей см. на рис. 4. В пунктах расположения скважин изменения температуры, геотермического градиента и топографической поправки рассчитывались на большую глубину. Для учета влияния рельефа измеренные значения геотермического градиента G достаточно умножить на топопоправку.

Подводные скважины BDP-93 и BDP-96. В пределах Бугульдейской перемычки была пробурена скв. BDP-93 (координаты устья $52^{\circ}31'05''$ с.ш., $106^{\circ}9'11''$ в.д., глубина дна 355 м), а скв. BDP-96 — на Академическом хребте ($53^{\circ}41'48''$ с.ш., $108^{\circ}21'06''$ в.д., глубина дна 320 м) [Кузьмин и др., 2001]. Температурные измерения в этих скважинах были выполнены с помощью термокос до глубины ~ 100 м ниже дна [Дучков и др., 2001]. Постановка термокос производилась вскоре после окончания бурения. Далее выполнялся периодический опрос термодатчиков в течение 300 (BDP-93) и 100 ч (BDP-96). Результаты мониторинга использовались для оценки геотермического градиента, коэффициентов теплопроводности и теплового потока. Средние значения геотермического градиента и теплового потока по скв. BDP-93 составляют 41 ± 4 мК/м и 53 ± 5 мВт/м². Более высокие значения геотермических параметров характерны для скв. BDP-96: 88 ± 4 мК/м и 78 ± 3 мВт/м². Обе скважины пробурены на относительно ровных участках дна. Однако сами эти участки соседствуют с довольно крупными и резкими формами рельефа (см. рис. 4, а, б). Скважина BDP-93 расположена вблизи (~ 2 км) крутого берегового уступа. Подводный Академический хребет, где пробурена скв. BDP-96, окружен глубокими впадинами.

Методом Монте-Карло для обеих скважин рассчитаны изменения температуры от поверхности до 240 м с шагом 30 м. Расчеты показали, что в районе BDP-93 значение топопоправки непосредственно у поверхности дна составляет 0.97, а в районе скв. BDP-96 — 1.03. Глубже влияние рельефа становится еще меньше. Таким образом, обе топопоправки в максимуме не превышают точности измерения геотермического градиента в подводных скважинах (~ 5 — 10%). Соответственно нет необходимости в данном случае учитывать влияние рельефа. Скважины оказались удачно расположены в геотермическом отношении. Анализ результатов приводит к выводу, что увеличение $G_{z=0}$ на 3 % в районе скв. BDP-93 вызвано влиянием крутого берегового склона озера, а также соседнего горного массива. Незначительное занижение

градиента на 3 % в районе скв. BDP-96 объясняется влиянием окружающих Академический хребет прогибов.

В то же время из графика (см. рис. 4, б) следует, что при другом расположении скважин искажение геотермического градиента (теплового потока) могло быть весьма значительным. Так, в пункте А1 (прогиб — северная оконечность Центрально-Байкальской впадины) топопоправка составляет 0.75. Это означает, что геотермический градиент здесь завышен у поверхности дна на 25 %. В пункте А2 (хребет — подводное продолжение к югу п-ова Святой Нос), наоборот, имеет место уменьшение поверхностного градиента на 35 % ($k = 1.35$).

Метод Монте-Карло может быть эффективно использован для расчета топографических поправок к многочисленным малоглубинным измерениям теплового потока, которые выполнялись зондами длиной в среднем 1—3 м [Голубев, 1982; Дучков и др., 1999]. Однако для этого необходимо иметь более детальную батиметрию.

Скважина Л-2. В начале 1970-х годов на берегу оз. Байкал, вблизи истока р. Ангара была пробурена скв. Л-2 (координаты 104°50' в.д., 51°52' с.ш.). Она прошла в кристаллических породах (гранитизированные мигматиты и гнейсы) архея до глубины 1163 м. В скважине не зафиксировано движение подземных вод. Теплопроводность горных пород (λ) измерялась на образцах керна в лабораторных условиях [Любимова и др., 1974]. По этим данным средневзвешенное значение λ для изученного разреза составляет 2.24 Вт/(м·К) (таблица). Разные типы пород характеризуются несистематическими изменениями теплопроводности в достаточно узких пределах от 2.0 до 2.5 Вт/(м·К). Такие вариации теплопроводности не должны приводить к заметным изменениям геотермического градиента по глубине. Температурные измерения были выполнены высокоточными электротермометрами после длительной выстойки скважины [Любимова и др., 1974]. По данным термокаротажа, глубже 100 м в скважине наблюдается монотонный рост температуры со средним геотермическим градиентом (G) порядка 22.3 мК/м (см. таблицу). Соответственно средний тепловой поток по результатам измерений оценивался авторами в 50 мВт/м².

Стабильность геотермического градиента по глубине вызывает определенное недоумение. Устье скважины расположено на вершине берегового склона, а ее вертикальный ствол проходит в непосредственной близости от крутого берегового склона. Ситуация напоминает ранее рассмотренный тестовый пример (см. рис. 2). Расчет поверхностной топографической поправки методом статистического моделирования показал заметное (на 30 %, $k = 1.3$) уменьшение геотермического градиента у поверхности в месте бурения скв. Л-2 (см. рис. 4, в). Это подтверждает и расчет по методике А. Лакенбруха [Lachenbruch, 1968]. Восточнее влияние рельефа сначала убывает ($k = 1$ примерно на середине склона), а затем снова начинает возрастать, но уже с другим знаком. У подошвы склона измеренный геотермический градиент может возрасти по этой причине на 25 % ($k = 0.75$) относительно $G_{гг}$.

Геотермические параметры, измеренные в скв. Л-2 [Любимова и др., 1975], и результаты моделирования влияния рельефа методом Монте-Карло

Глубина, км	G_z , мК/м	$k = G_{гг}/G_z$ ($G_{гг} = 22$ мК/м)	G , мК/м	$G_{и} = k \cdot G$, мК/м	λ , Вт/(м·К)	$Q_{и} = G_{и} \cdot \lambda$, мВт/м ²
0.1—0.2	17.5	1.26	22.5	28.4	2.18	62
0.2—0.3	17.7	1.24	22.0	27.3	2.18	60
0.3—0.4	17.6	1.25	22.0	27.5	2.22	61
0.4—0.5	18.1	1.22	22.0	26.8	2.23	60
0.5—0.6	17.7	1.24	22.5	27.9	2.32	65
0.6—0.7	18.3	1.20	22.5	27.0	2.34	62
0.7—0.8	18.4	1.20	22.5	27.0	2.26	61
0.8—0.9	18.3	1.20	22.5	27.0	2.22	60
0.9—1.0	18.8	1.17	22.5	26.3	2.22	58
1.0—1.1	19.4	1.13	22.4	25.3	2.26	57
2.0—3.0	20.2	1.09	—	—	—	—
3.0—4.0	20.9	1.05	—	—	—	—
4.0—5.0	21.2	1.04	—	—	—	—
5.0—6.0	21.43	1.03	—	—	—	—
Среднее	—	—	22.3	27.1	2.24	61

Примечание. G_z — рассчитанный градиент, k — топопоправка, G — измеренный градиент, $G_{и}$ — исправленный градиент (учтено влияние рельефа), λ — теплопроводность горных пород, $Q_{и}$ — исправленный тепловой поток (учтено влияние рельефа).

Для более детального изучения влияния рельефа на температурное поле пород, разбуренных скв. Л-2, методом Монте-Карло рассчитаны изменения температуры с глубиной до 6 км. До 1100 м температура рассчитывалась через каждые 50 м, глубже — через 500 м. По этим данным определялся вертикальный геотермический градиент G_z . До глубины 1100 м значения G_z рассчитывались в 100-метровых интервалах, а на глубинах 2—6 км — в интервалах 1000 м. В тех же интервалах оценивались значения топографической поправки.

Результаты расчетов (см. таблицу) показывают, что во всем разрезе, пройденном скв. Л-2, температурное поле пород нарушено влиянием рельефа. Максимальное искажение имеет место вблизи поверхности. В интервале 100—200 м измеренный геотермический градиент оказывается меньше равновесного на 26 %. С глубиной влияние рельефа (берегового склона) уменьшается, но очень медленно. В основной части разреза до глубины 900 м действие рельефа сохраняется практически постоянным, в среднем порядка 23 % ($k = 1.26 - 1.22$). Заметное уменьшение влияния рельефа происходит глубже 1000 м. Пренебрежимо малым (менее 5 %) оно становится только на глубинах более 4 км. В этой связи становится понятным, почему сохраняется постоянный геотермический градиент по скв. Л-2, расположенной вблизи крутого берегового склона оз. Байкал. Рельеф сильно искажает температурное поле пород, но его влияние в интервале бурения сохраняется примерно постоянным. Точность расчета топопоправки составляет ± 0.02 .

Оценка топопоправки позволяет рассчитать исправленные за рельеф значения градиента ($G_{ii} = k \cdot G$). Среднее значение G_{ii} в интервале 100—1100 м составляет 27.1 мК/м, что более чем на 20 % выше измеренного G . Соответственно тепловой поток, исправленный за рельеф, превышает 60 мВт/м² (см. таблицу). С учетом поправки за влияние последнего голоценового оледенения (+30 %, по [Любимова и др., 1974]) равновесный тепловой поток в районе скв. Л-2 может быть около 70—80 мВт/м². Именно такой уровень теплового потока фиксируется восточнее в центральной части Южно-Байкальской впадины по малоглубинным измерениям [Голубев, 1982; Дучков и др., 1999]. Так как вопрос о достоверной оценке теплового потока в районе скв. Л-2 имеет существенное значение, то представляется целесообразным повторить расчет уже для трехмерного рельефа, усложнив модель расчетного блока дополнительными деталями, касающимися глубинного строения и изменений во времени поверхностной температуры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе метода Монте-Карло был построен и реализован алгоритм, позволяющий достаточно оперативно восстанавливать структуру геотемпературного поля в блоке земной коры, верхняя граница которого осложнена нерегулярностями рельефа и вариациями поверхностной температуры. Реализованный алгоритм был протестирован на модели наклонного уступа и использован для оценки влияния рельефа на геотемпературное поле пород в местах бурения подводных скважин BDP-93, BDP-96 и скв. Л-2 на западном берегу оз. Байкал. При изучении обстановки в районах бурения подводных скважин установлено, что влиянием рельефа можно пренебречь даже в приповерхностных условиях. Напротив, в районе скв. Л-2 рельеф (крутой западный борт Байкала) существенно нарушает геотемпературное поле и вызывает уменьшение геотермического градиента (теплового потока) в верхнем километровом слое пород примерно на 20 %. В результате стало ясно, что примерное постоянство геотермического градиента по скв. Л-2 объясняется малой изменчивостью с глубиной как теплопроводности пород, так и влияния рельефа. Тепловой поток по скв. Л-2 после введения топографической поправки возрастает с 50 до 60 мВт/м². Его равновесное значение может быть еще выше (70—80 мВт/м²) после учета влияния вариаций климата в прошлые эпохи [Любимова и др., 1974].

По малоглубинным измерениям низкий тепловой поток порядка 40—50 мВт/м² характерен также и для узкой западной части Южно-Байкальской впадины. Новые данные о величине теплового потока в районе скв. Л-2 ставят под сомнение сложившиеся представления о прохождении западной границы Байкальской аномалии теплового потока в пределах озера. Можно предположить, что недра Западного Прибайкалья прогреты так же, как и центральные части Байкальской рифтовой зоны. В приповерхностных условиях геотермический градиент (тепловой поток) уменьшается под влиянием поверхностных факторов (в первую очередь рельефа и динамики подземных вод). В этой связи целесообразно продолжить оценку влияния рельефа на геотемпературное поле как в районе скв. Л-2, так и в придонных условиях, рассматривая при этом трехмерную модель рельефа.

В работе показано, что метод Монте-Карло может быть использован при решении геотермических задач с целью оценки распределения температуры и геотермического градиента в сложных по строению блоках земной коры. Данный подход может быть применен и при рассмотрении формирования геотемпературного поля в земной коре с учетом вариаций теплопроводности и объемных источников радиоактивного тепла.

Авторы благодарят А.А. Дучкова, Л.С. Соколову, М.А. Федорина и П.П. Шерстянкина за поддержку исследования, активное обсуждение его результатов и критические замечания, способствовавшие улучшению работы.

ЛИТЕРАТУРА

- Голубев В.А.** Геотермия Байкала. Новосибирск, Наука, 1982, 150 с.
- Дучков А.Д., Соколова Л.С.** Геотермические исследования в Сибири. Новосибирск, Наука, 1974, 280 с.
- Дучков А.Д., Лысак С.В., Голубев В.А., Дорофеева Р.П., Соколова Л.С.** Тепловой поток и геотемпературное поле Байкальского региона // Геология и геофизика, 1999, т. 40 (3), с. 287—303.
- Дучков А.Д., Ли Т.-С., Морозов С.Г.** Оценка тепловых свойств осадков озера Байкал по данным о восстановлении температурного поля в подводных скважинах // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 298—307.
- Ермаков С.М., Михайлов Г.А.** Статистическое моделирование. М., Наука, 1982, 296 с.
- Кузьмин М.И., Карабанов Е.Б., Каван И., Вильямс Д., Бычинский В.А., Кербер Е.В., Кравчинский В.А., Безрукова Е.В., Прокопенко А.А., Гелетий В.Ф., Калмычков Г.В., Горегляд А.В., Антипин В.С., Хомутова М.Ю., Сомина Н.М., Иванов Е.В., Хурсевич Г.К., Ткаченко Л.Л., Солотчина Э.П., Йошида Н., Гвоздков А.Н.** Глубоководное бурение на Байкале — основные результаты // Геология и геофизика, 2001, т. 42 (1—2), с. 8—34.
- Любимова Е.А., Александров А.Л., Дучков А.Д.** Методика изучения тепловых потоков через дно океанов. М., Наука, 1973, 176 с.
- Любимова Е.А., Лысак С.В., Фирсов Ф.В., Старикова Г.Н., Ефимов А.В., Игнатов Б.И.** Тепловой поток в пос. Лиственничное на побережье Байкала // Байкальский рифт. Вып. 2. Новосибирск, Наука, 1974, с. 94—103.
- Михайлов Г.А., Макаров Р.Н.** Решение краевых задач второго и третьего рода методами Монте-Карло // Сибирский математический журнал, 1997, т. 38, № 3, с. 603—614.
- Симонов Н.А.** Методы Монте-Карло для решения эллиптических уравнений с граничными условиями, включающими в себя нормальную производную // Докл. РАН, 2006, т. 410, № 2, с. 164—167.
- Шерстянкин П.П., Алексеев С.П., де Батист М., Канальс М.** О рельефе дна озера Байкал по материалам электронной карты проекта INTAS 99-1669 // Перспективы нефтегазоносности Байкала и Западного Забайкалья. Улан-Удэ, Изд-во БНЦ СО РАН, 2003, с. 120—122.
- Haji-Sheikh A., Sparrow E.M.** The floating random walk and its application to Monte-Carlo solutions of heat equations // J. Heat Transfer, Trans. Amer. Soc. Mech., 1967, v. 89, № 2, p. 121—131.
- Lachenbruch A.H.** Rapid estimation of the topographic disturbance to superficial thermal gradients // Rev. Geophys., 1968, v. 6, № 3, p. 365—400.
- Langseth M.G., Keihm S.J., Peters K.** Revised Lunar Heat Flow Values // Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976, p. 3143—3171.
- Powell W.G., Chapman D.S., Balling N., Beck A.E.** Continental heat flow density // Handbook of terrestrial heat flow Commission / Eds R. Haenel, L. Rybach, L. Stegena. Dordrecht, Kluwer Academic Publisher, 1988, p. 167—222.
- Sabelfeld K.K., Simonov N.A.** Random Walks on Boundary for Solving PDEs // VSP, Utrecht, The Netherlands, 1994, p. 67—89.

*Рекомендована к печати 7 сентября 2007 г.
М.И. Эповым*

*Поступила в редакцию
4 июля 2007 г.*