

УДК 551.24.02

А.И. Коптев¹, А.В. Ершов²**ТЕРМАЛЬНАЯ МОЩНОСТЬ ЛИТОСФЕРЫ ЗЕМЛИ: ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ**

Предложена методика и выполнен расчет термальной мощности литосферы Земли и распределения в ней значений температуры на основании данных о топографии, возрасте океанического дна, структуре и составе коры, гравитационных аномалиях и среднегодовых значениях температуры на поверхности. Подошва литосферы определялась как изотерма 1300 °С. Расчеты произведены с точностью 0,5°×0,5°.

Все основные тектонические структуры литосферы Земли 1-го порядка — срединно-океанические хребты и области плюмового магматизма в океанах, области современного рифтогенеза, древние платформы и складчатые системы на континентах — отражены в рассчитанной термальной мощности. Сравнительный анализ соотношения мощности океанической и континентальной литосферы, литосферы молодых и древних платформ, древних и молодых орогенов, литосферы остаточных океанических бассейнов и прилегающей континентальной литосферы можно использовать при геодинамическом анализе соответствующих областей.

Ключевые слова: литосфера, распределение температур, термальная мощность, изостазия, численное моделирование, геодинамика.

The method to compute thermal thickness of the Earth lithosphere was proposed and the computations were performed. Numerical model of the Earth's lithosphere thermal structure is based on data of topography/bathymetry, oceanic bottom age, crustal composition and structure, gravity anomalies and mean annual surface temperatures. A bottom of the lithosphere was defined as 1300 °C isotherm. The resolution of our calculation was 0,5°×0,5°.

All first-order tectonic structures, such as mid-ocean ridges and hot-spot areas in the oceans, continental rifts, cratons and orogenic belts, have its expression in the computed thermal thickness. Comparative analysis of the thermal thicknesses of oceanic and continental lithosphere, lithosphere of the cratons and young platforms, ancient and young orogens, lithosphere of remnant oceanic basins and adjacent continental areas could be useful in geodynamical analysis of the corresponding regions.

Key words: lithosphere, temperature distribution, thermal thickness, isostasy, numerical modeling, geodynamics.

Введение. Под литосферой понимается внешняя, относительно более прочная оболочка твердой Земли, расположенная над менее вязкой и более пластичной астеносферой. Термин впервые предложен американским геологом Дж. Барреллом в 1914 г. [Barrell, 1914]. Изначально литосферу отождествляли с земной корой, однако затем было установлено, что она почти повсеместно включает верхнюю часть мантии мощностью от нескольких десятков до нескольких сотен километров. Положение подошвы литосферы определяется по изменению механического поведения среды: нижняя граница литосферы маркирует переход от относительно твердой и прочной внешней оболочки Земли (литосферы) к астеносфере, характеризующейся большей степенью пластичности вследствие того, что в ней вещество находится в частично расплавленном состоянии. Таким образом, граница литосфера—астеносфера носит реологический характер, а не химико-петрографический, как, например, граница кора—мантия, где происходит переход от основных пород нижней части коры к ультраосновным породам мантии.

Однако на практике изменения реологических свойств мантии недоступны непосредственному определению, поэтому чаще всего подошва литосферы фиксируется по изменению скорости прохождения сейсмических волн (в этом случае используется термин «сейсмическая литосфера»). При количественных расчетах для приблизительного определения положения нижней границы литосферы часто полагают, что она проходит по некой заданной геотерме (обычно ~1300 °С, что близко к солидусу мантийных пород). В таких случаях говорят о термальной литосфере и термальной мощности литосферы.

В настоящее время получены и опубликованы фактические данные, позволяющие выполнить полноценную количественную оценку термальной мощности литосферы Земли в глобальном масштабе. В качестве таких данных нами использованы: топография (цифровая модель рельефа ETOPO5 [National Geophysical Data Center, 1988]), структурно-вещественный состав земной коры (по данным модели CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000; Mooney et al., 1998]), гравитационные аномалии (гравитационная

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра динамической геологии, аспирант; *e-mail:* koptev06@mail.ru

² Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, кафедра региональной геологии и истории Земли, доцент; *e-mail:* and@geol.msu.ru

модель EGM96 [Lemoine et al., 1998]), возраст океанического дна [Muller et al., 1997] и распределение среднегодовых значений температуры на поверхности Земли [Leemans et al., 1991; Lieth et al., 1972].

На основе перечисленных входных данных выполнен расчет положения подошвы литосферы и распределения температуры в ней. В результате получена глобальная карта расчетной термальной мощности литосферы Земли.

Отличие от ранее опубликованных глобальных моделей термальной мощности литосферы [Artemieva, Mooney, 2001; Artemieva, 2006] заключается в том, что, во-первых, нами выполнена корректировка базовой термальной модели за счет поправок на изостатическую компенсацию литосферы, и, во-вторых, в том, что мы сделали расчеты для всей литосферы Земли, а не только для литосферы континентов [Artemieva, 2006].

Методика расчета термальной мощности литосферы. Термальную мощность литосферы в каждой точке земной поверхности мы определяли как разницу между глубиной расчетной изотермы 1300 °С и абсолютной отметкой рельефа. Расчет выполнен на сетке с размером ячейки 0,5°×0,5°; границы ячеек ориентированы вдоль параллелей и меридианов.

Положение изотермы определяли из модели термального состояния литосферы. Распределение температуры с глубиной для океанической и континентальной литосферы проводили по-разному.

Распределение значений температуры $T(z)$ с глубиной (z) в континентальной литосфере принимали стационарным и рассчитывали, как

$$T(z) = T_0 + \int_{z_0}^z \frac{q(\zeta)}{k(\zeta)} d\zeta, \quad (1)$$

где T_0 — температура на поверхности Земли (распределение по расчетной сетке брали из работы [Leemans et al., 1991; Lieth et al., 1972]), z_0 — абсолютная отметка рельефа (значения для расчетов по данным [National Geophysical Data Center, 1988]), $k(z)$ — коэффициент теплопроводности, $q(z)$ — тепловой поток

$$q(z) = q_0 - \int_{z_0}^z A(\zeta) d\zeta, \quad (2)$$

$q_0 = q(z_0)$ — тепловой поток на поверхности Земли; объемная теплогенерация пород литосферы $A(z)$ предполагалась экспоненциально убывающей с глубиной

$$A(z) = A_0 \exp\left(-\frac{z}{H}\right), \quad (3)$$

где A_0 и H — константы ($3 \cdot 10^{-6}$ Вт/с и $1 \cdot 10^4$ м соответственно) [Stein, 1995].

Распределение по глубине значений коэффициента теплопроводности $k(z)$ рассчитывали двумя различными способами. При одном подходе использована формула:

$$k(z) = A + \frac{B}{350 + T(z)}, \quad (4)$$

где температура (T) в °С, а константы A и B принимают значения для осадков, равные 0,13 и 1073; для верхней и средней коры — 0,75 и 705; для нижней коры — 1,18 и 474; для мантии — 0,73 и 1293 соответственно [Clauser, Huenges, 1995].

При другом способе расчета распределение коэффициента теплопроводности в верхней и средней коре определялось согласно [Cermak, Rybach, 1982], как

$$k(z) = \frac{k_0}{1 + cT(z)}, \quad (5)$$

где k_0 — теплопроводность соответствующих пород при поверхностных условиях (ее приняли равной $3 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$), c — константа, изменяющаяся от 0 до $0,003 \text{ } ^\circ\text{С}^{-1}$ (принимали равной $0,001 \text{ } ^\circ\text{С}^{-1}$). Значение коэффициента теплопроводности в осадках полагали постоянным и равным $2,5 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$, в нижней коре — $2 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Seipold, 1992], а в литосферной мантии — $4 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$ [Schatz, Simmons, 1972; Scharmel, 1979].

Оказалось, что расчетная термальная мощность литосферы мало зависит от того, какая модель принята для распределения коэффициента теплопроводности по глубине. Более того, даже в случае постоянного значения коэффициента теплопроводности ($3 \text{ Вт} \cdot \text{м}^{-1} \cdot \text{К}^{-1}$) по всей мощности литосферы итоговые расчеты от полученных при использовании формул (4) или (5) отклонялись не более чем на 10%. Обсуждаемые далее результаты получены при значениях коэффициента теплопроводности, основанных на втором способе его расчета, т.е. на уравнении (5).

Для расчета распределения температуры в океанической литосфере использовали два подхода. В одном случае принимали простейшую линейную зависимость температуры от глубины:

$$T(z) = T_0 + a z. \quad (6)$$

При другом подходе распределение температуры в океанической литосфере рассчитывали в зависимости от ее возраста в рамках модели остывающего полупространства [Теркот, Шуберт, 1985]:

$$\frac{T(z) - T_0}{T_M - T_0} = \operatorname{erf}\left(\frac{z - z_0}{2\sqrt{\chi t}}\right), \quad (7)$$

где T_M — температура подлитосферной мантии (принималась равной 1444 °С), χ — коэффициент температуропроводности (принят равным $10^{-6} \text{ м}^2/\text{с}$) [Stein, 1995], erf — функция ошибок, t — возраст литосферы, возраст океанического дна — по данным [Muller et al., 1997].

Основные параметры, определяющие термальное состояние литосферы, в данном случае — поверхностный тепловой поток для континентальной литосферы и возраст океанической литосферы. Вообще, рассчи-

танное таким образом распределение температуры будет содержать неточности, связанные с тем, что мы не очень хорошо знаем величину радиоактивной теплогенерации и значения коэффициента теплопроводности коровых пород, мощность коровых слоев, тепловой поток на поверхности, а также с тем, что предположение о стационарности теплового режима для континентальной литосферы может не выполняться, или с учетом в модели дополнительных термальных факторов, например, эффекта горячих точек. Модель, рассчитанная только на основании приведенных термальных алгоритмов, далее будем называть базовой.

Базовую модель можно улучшить, если использовать дополнительную информацию. Известно, что изменение температуры пород литосферы ведет к изменению их плотности, которая в свою очередь влияет на изостатическое состояние литосферы. Вследствие этого можно использовать модель изостатической компенсации для корректировки термальной модели. Согласно гипотезе локальной изостазии для литосферы, находящейся в состоянии локального изостатического равновесия, вес любых двух вертикальных колонок литосферы от поверхности до глубины изостатической компенсации должен быть одинаков:

$$\int_{z_0(x_1, y_1)}^{z_1} \rho(x_1, y_1, z) dz = \int_{z_0(x_2, y_2)}^{z_1} \rho(x_2, y_2, z) dz, \quad (8)$$

где $z_0(x, y)$ — абсолютная отметка рельефа в точке с координатами (x, y) , z_1 — уровень изостатической компенсации, $\rho(x, y, z)$ — плотность слагающих литосферу пород в точке с координатами (x, y, z) .

Поправки к базовой модели за счет модели изостатической компенсации вводили следующим образом. Поверхностный тепловой поток q_0 в уравнении (2), коэффициент a в уравнении (6) и возраст t в уравнении (7) не полагали независимыми входными параметрами при расчетах распределения температуры в континентальной и океанической литосфере соответственно, но рассчитывали из положения изотермы 1300 °С (подшвы литосферы), которое определяли из условия локальной изостазии по формуле (8).

Выражая тепловой поток на поверхности q_0 из формул (1) и (2), имеем

$$q_0 = \frac{T(z_0 + H_L) - T_0 + \int_{z_0}^{z_0 + H_L} \frac{\left(\int_{z_0}^{\zeta} A(z) dz \right)}{k(\zeta)} d\zeta}{\int_{z_0}^{z_0 + H_L} \frac{1}{k(z)} dz}. \quad (9)$$

Таким образом, зная величину мощности литосферы H_L , рассчитанную в рамках модели изостатиче-

ского равновесия, можно рассчитать поверхностный тепловой поток. Коэффициент a можно выразить через H_L из (6) как

$$a = \frac{T(z_0 + H_L) - T_0}{H_L}, \quad (10)$$

а возраст литосферы — из (7) как

$$t = \frac{1}{\chi} \left(\frac{H_L}{2 \operatorname{erf}^{-1} \left(\frac{T(z_0 + H_L) - T_0}{T_m - T_0} \right)} \right)^2, \quad (11)$$

где erf^{-1} — функция, обратная функции ошибок.

Таким образом, изостатическая модель связана с термальной через условие $z_1 = z_{1300}$, где z_{1300} — глубина изотермы 1300 °С.

Если расчет распределения температуры в океанической литосфере проводится исходя из модели остывающего полупространства (7), то можно вообще не вводить изостатических поправок. При этом расчет глубины океанского дна из модели изостатической компенсации (8) (при условии, что мощность литосферы, а также распределение температуры и плотности в ней известны) и сравнение расчетных данных с фактическими может быть хорошим критерием правильности принятой модели.

Отметим также, что принципиальная разница в результатах моделей, в которых распределение температуры в океанической литосфере рассчитывали по (6) и (7), не обнаружена. Приведенные на рис. 1 и обсуждаемые в статье результаты расчетов получены с использованием нелинейного распределения температуры в океанической литосфере по формуле (7).

Таким образом, для введения поправок к базовой модели литосферы за счет влияния локальной изостазии необходимо из соотношения (8) рассчитать мощность литосферы H_L . Так как мощность ледового покрова, мягких и твердых осадков, а также верхней, средней и нижней частей кристаллической коры считались известными по данным модели CRUST 2.0 [Bassin et al., 2000; Mooney et al., 1998], то в качестве рассчитываемой величины в уравнении (8) выступала мощность мантийной части литосферы.

Для расчета распределения плотности по глубине в каждой ячейке расчетной сетки использовали зависимость плотности слагающих литосферу пород ρ при заданном минеральном составе от температуры:

$$\rho(T) = \rho(T_0) \cdot (1 - \alpha(T - T_0)), \quad (12)$$

где α — коэффициент объемного расширения пород (его принимали равным $2,5 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$) [Stein, 1995]. Данные о плотности при поверхностной температуре $\rho(T_0)$ для различных слоев земной коры и верхней мантии также взяты из модели CRUST 2.0, а распределение температуры по глубине рассчитано ранее с использованием формул (1)–(7).

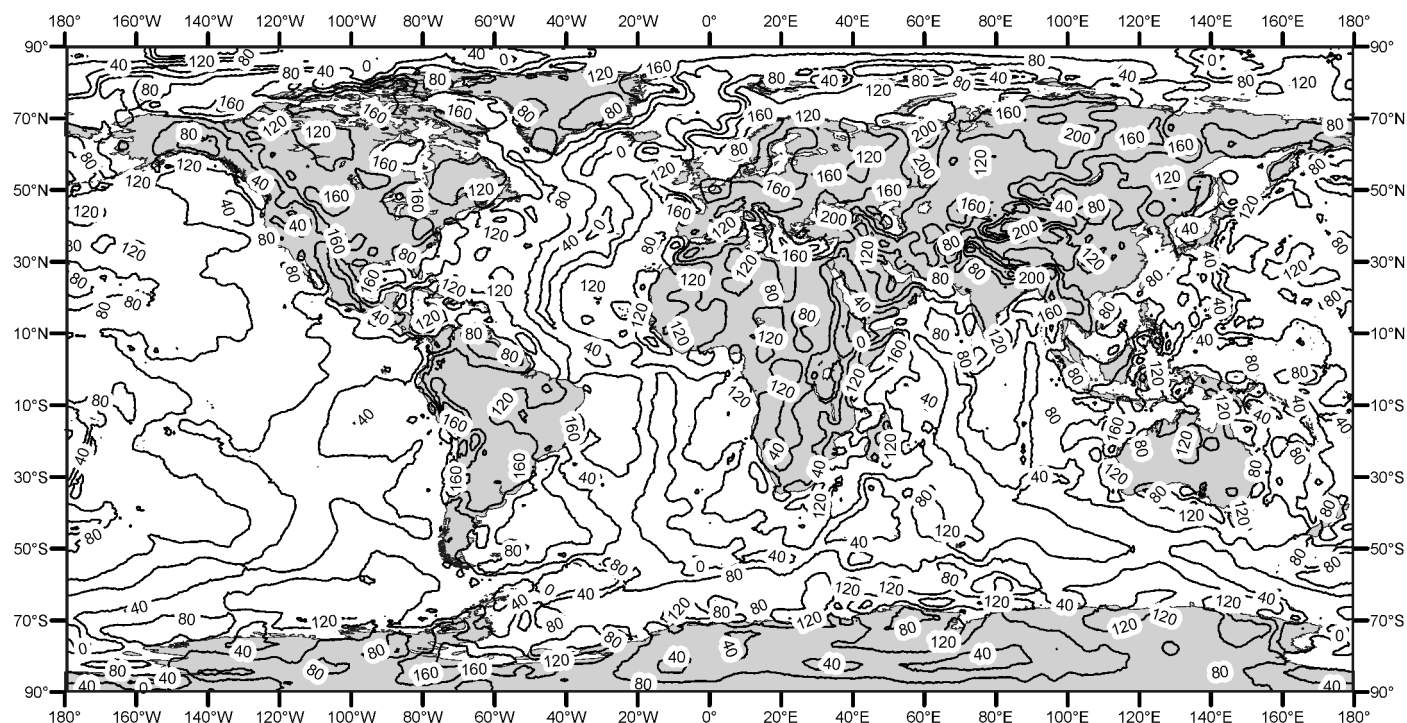


Рис. 1. Карта расчетной мощности литосферы, км

Модель изостатической компенсации, используемая для корректировки базовой термальной модели, можно несколько уточнить за счет включения в расчеты данных о гравитационных аномалиях в свободном воздухе.

Как известно [Теркот, Шуберт, 1985], аномалию силы тяжести в каждой точке поверхности можно выразить через избыток или дефицит массы под этой точкой по формуле Буге:

$$\Delta g = 2\pi G \int_0^h \rho(z) dz, \quad (13)$$

где Δg — гравитационная аномалия в свободном воздухе, G — постоянная всемирного тяготения ($6,67 \cdot 10^{-12} \text{ м}^3 \cdot \text{кг}^{-1} \cdot \text{с}^{-2}$). Эта формула наилучшим образом применима для объектов, толщина (h) которых намного меньше, чем горизонтальные размеры.

Таким образом, если бы гипотеза локальной изостазии полностью выполнялась и веса двух любых латерально разнесенных литосферных колонок были бы одинаковы (как это предполагается в уравнении (8)), то гравитационные аномалии в свободном воздухе были бы повсеместно равны нулю, что противоречит фактическим данным. Поэтому в принятой гипотезе локальной изостазии надо брать поправку на гравитационные аномалии, т.е. формула (8) с учетом (13) должна быть расширена до выражения

$$\int_{z_0(x_1, y_1)}^{z_1} \rho(x_1, y_1, z_1) dz - \int_{z_0(x_2, y_2)}^{z_1} \rho(x_2, y_2, z_2) dz = \frac{\Delta g_1 - \Delta g_2}{2\pi G}, \quad (14)$$

которое показывает, что в случае отсутствия полной изостатической компенсации разность весов разне-

сенных вертикальных литосферных колонок отразится в разности гравитационных аномалий над ними.

Для расчетов данные о гравитационных аномалиях в свободном воздухе брали согласно гравитационной модели EGM96 [Lemoine et al., 1998].

Заметим также, что при расчете мощности мантийной литосферы из (8, 14) — помимо данных о структуре литосферы, гравитационных аномалиях и распределении температуры по глубине для каждого элемента расчетной сетки, — чтобы однозначно определить одну из частей уравнения (8) необходимо задать «стандартную» литосферную колонку с известными значениями мощности литосферы, гравитационной аномалии и распределения плотности. В качестве таковой была выбрана колонка над «стандартным» срединно-океаническим хребтом. Колонка характеризуется следующими параметрами: 1) глубина до поверхности дна 3 км; 2) суммарная мощность коры 6,5 км; 3) средняя плотность коры 2850 кг/м^3 ; 4) мощность мантийной литосферы 0,85 км; 5) плотность верхней мантии 3300 кг/м^3 ; 6) гравитационная аномалия в свободном воздухе $9,705 \cdot 10^{-5} \text{ м/с}^2$.

При используемом алгоритме расчета распределение температуры определяется положением подошвы литосферы, которое в свою очередь само зависит от распределения температуры. Эту неоднозначность можно устранить за счет выполнения серии итераций, каждая из которых включает расчет распределения температуры исходя из положения подошвы литосферы, рассчитанной на предыдущей итерации, и собственно расчета новой уточненной глубины подошвы литосферы.

Существенную неоднозначность в расчеты вносит необходимость выбирать значение плотности астено-

сферы. Мы определяли ее как минимум между наименьшим значением плотности верхней мантии при температуре подошвы литосферы (рассчитанным по формуле (12)) и значением 3200 кг/м^3 . Непревышение плотности астеносферы плотности литосферной мантии — необходимое условие для сходимости расчетных итераций, о которых говорилось выше.

В глобальных термальных моделях литосферы [Artemieva, Mooney, 2001; Artemieva, 2006] в качестве основного исходного параметра для расчета распределения температуры в литосфере использован поверхностный тепловой поток. Это вело к определенным трудностям, связанным с нерегулярностью распределения точек замера теплового потока. Так, в работе [Artemieva, Mooney, 2001] для областей докембрийских кратонов использованы результаты интерполяции нерегулярно распределенных данных замеров поверхностного теплового потока на поверхности, а для фанерозойских континентальных областей (где достоверные замеры поверхностного теплового потока крайне редки) применяли статистическую обработку, в основе которой лежала выведенная зависимость между термальной мощностью литосферы и ее возрастом [Artemieva, 2006]; при этом условие локальной изостазии использовалось только для оценки плотности уже рассчитанной мантийной части литосферы и на итоговое положение подошвы литосферы никак не влияло.

Помимо трудностей, связанных с нерегулярностью распределения точек замера, использование поверхностного теплового потока в качестве основы расчета могло послужить причиной некоторой неточности модели из-за возможного влияния на поверхностный тепловой поток факторов, не связанных с глубинным термическим состоянием недр, таких как быстрое осадконакопление, циркуляция подземных

вод, вековые вариации климата, значительные вариации значений коэффициента теплопроводности в верхних слоях осадочного чехла и т.п. (например, [Смирнов, 1980]).

Использование нами изостатической поправки позволило снизить степень влияния на итоговый результат таких факторов, как нестационарность теплового режима, неточность знаний о величине поверхностного теплового потока и коэффициента теплопроводности и параметров, определяющих теплогенерацию пород.

Результаты расчетов. Представленная на рис. 1 расчетная термальная мощность литосферы характеризуется тем, что в ней отражены все главные тектонические структуры Земли.

Вдоль срединно-океанических хребтов, где, как известно, происходит формирование новой океанической литосферы, наблюдается значительное ее утонение вплоть до нулевых значений. Эту особенность можно видеть на профиле B1–B2 для Срединно-Атлантического и Аравийско-Индийского срединных хребтов (рис. 2, 3).

По мере удаления от срединно-океанических хребтов возраст океанической литосферы постепенно увеличивается, а вместе с ним растет и ее мощность. На границе континент–океан она может достигать 120–140 км. Закономерное утолщение литосферы от центральной части к периферии для Индийского океана показано на разрезе B1–B2, а для Атлантического океана — на разрезах B1–B2 и B1–V2 (рис. 3).

Отметим, что в областях развития плюмового океанического магматизма (Гавайские, Азорские о-ва, хребт Девяностого градуса, поднятие Рио-Гранде и пр.) вопреки приведенной выше закономерности наблюдается значительное уменьшение мощности литосферы. На профиле B1–B2 хорошо проявлена

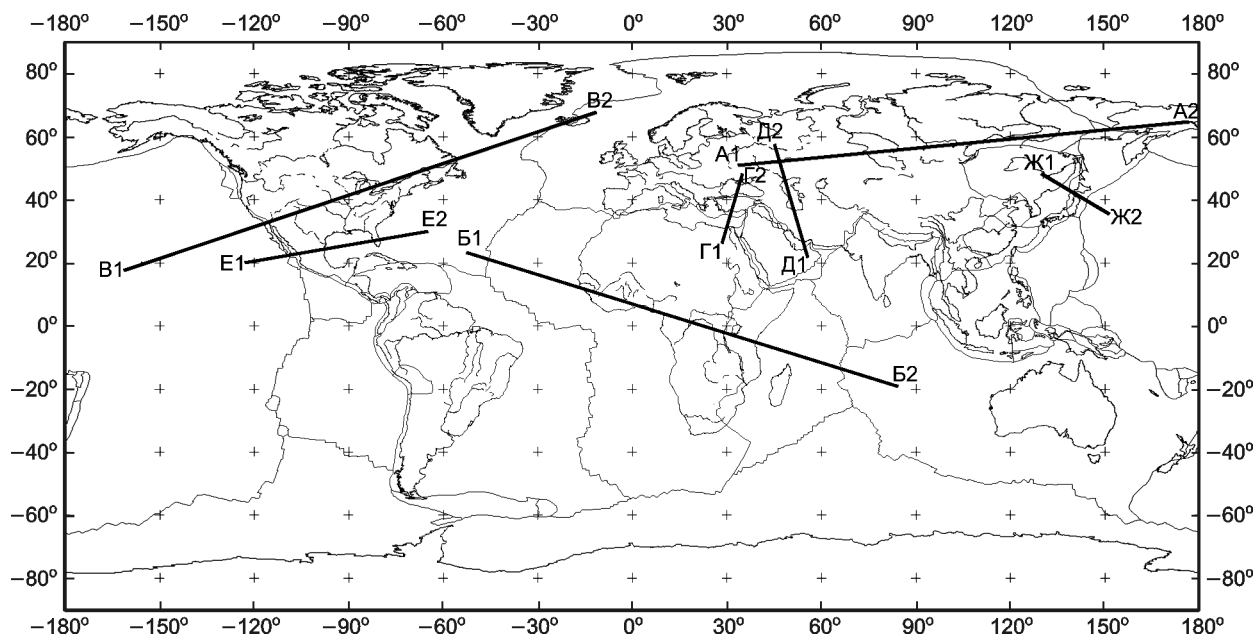


Рис. 2. Положение линий разрезов

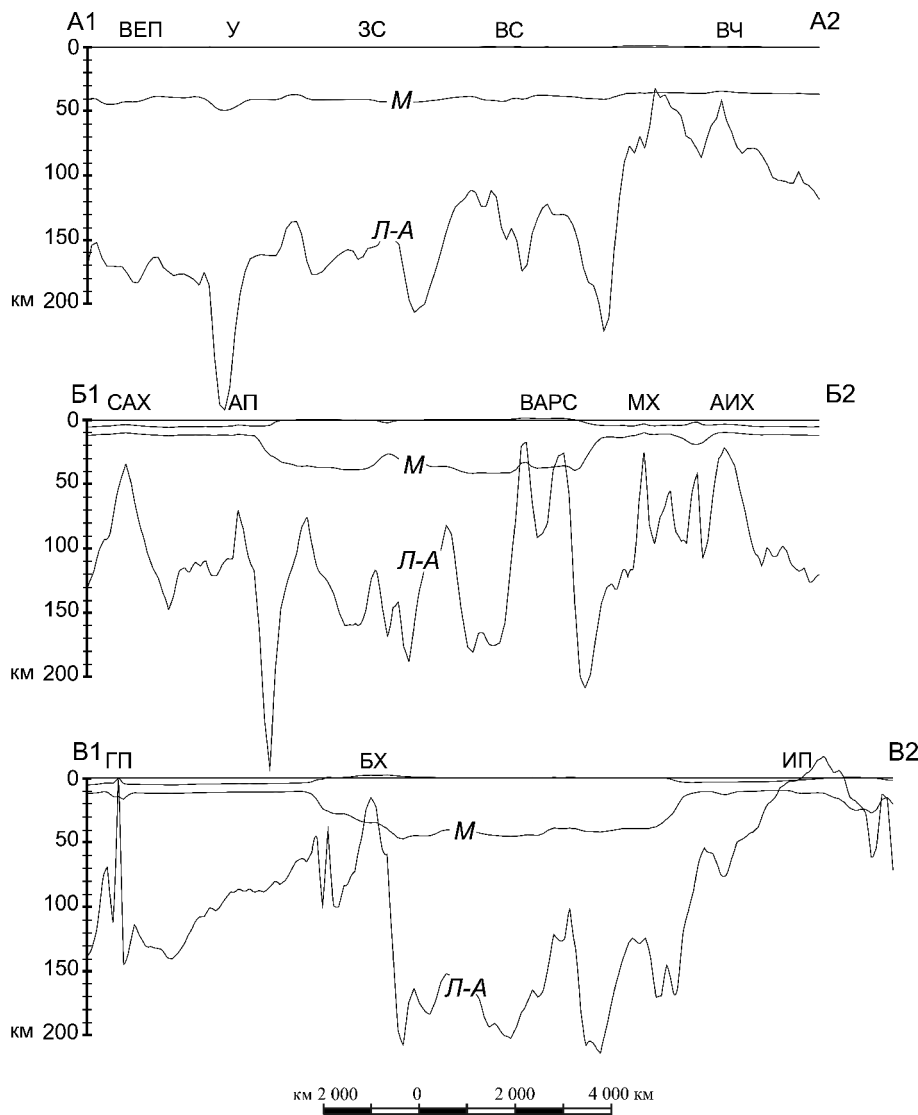


Рис. 3. Разрезы по линиям А1–А2, В1–В2, V1–V2: М — граница Мохоровичича, Л–А — граница между литосферой и астеносферой; ВЕП — Восточно-Европейская платформа, ЗС — Западно-Сибирская плита, ВС — Восточно-Сибирская платформа, ВЧ — Верхояно-Чукотская складчатая область, САХ — Срединно-Атлантический хребет, АП — Азорский плюм, ВАРС — Восточно-Африканская рифтовая система, МХ — Маскаренский хребет, АИХ — Аравийско-Индийский хребет, ГП — Гавайский плюм, БХ — провинция Бассейнов и Хребтов, ИП — Исландский плюм

Гавайская горячая точка, а на профиле В1–В2 — плюмы Азорских островов и Маскеранского хребта. Для расположенного на срединно-океаническом хребте Исландского плюма (профиль В1–В2) расчетные мощности мантийной литосферы принимают отрицательные значения. Технически это соответствует невыполнению условия локальной изостазии даже в случае полного отсутствия мантийного прослоя в литосфере, а физический смысл этого явления состоит в том, что литосфера на данном участке находится в крайне разогретом состоянии. В целом для большей части океанов мощность литосферы не превышает 150 км.

В пределах континентов минимальные значения мощности литосферы (от 40 до 0 км) фиксируются под континентальными рифтовыми системами (Восточно-Африканская, Калифорнийская, Бай-

кальская, Момская, Красноморская и пр.). Так, североамериканские структуры провинция Бассейнов и Хребтов и Калифорнийская рифтовая система четко отражаются в утонении литосферы на разрезах В1–В2 и Е1–Е2 соответственно, а на разрезе В1–В2 хорошо идентифицируются две ветви (Западная и Восточная) Восточно-Африканской рифтовой системы.

Области развития древних платформ (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, Африканская, Северо-Американская и пр.) характеризуются мощностью литосферы 150–200 км (профили А1–А2, В1–В2, V1–V2). Для более молодых горно-складчатых систем в целом характерна литосфера меньшей мощности. Например, для каледонских Аппалачей она составляет 120–130 км (профиль В1–В2), а для мезозойской Верхояно-Чукотской складчатой системы — 50–70 км при почти полном выклинивании мантийного слоя (профиль А1–А2).

Интересная особенность, отраженная на разрезе А1–А2, — малое отличие мощности литосферы древних Восточно-Сибирской и Восточно-Европейской платформ и молодой эпигерцинской Западно-Сибирской плиты: во всех трех случаях мощность литосферы составляет около 100–150 км. Отметим, что эти значения согласуются с данными глубинного сейсмического зондирования с использованием мирных ядерных взрывов, согласно которым слои с пониженной скоростью сейсмических волн выявлены на глубине 100–150 км [Павленкова, 2011].

Аномальное утолщение литосферы (до 200–250 км) отмечено под герцинским складчатым сооружением Урала. Большие значения мощности мантийной литосферы под Уралом можно объяснить наличием более легкой коры в этом регионе (по данным CRUST 2.0).

Отметим высокие значения мощности литосферы (200–220 км) для остаточных бассейнов с корой субокеанического типа. На профиле Г1–Г2 показаны впадины Средиземного и Черного морей, на разрезе Д1–Д2 видна утолщенная литосфера Южно- и Северо-Каспийской впадин, а профиль Е1–Е2 иллюстрирует утолщение литосферы под Мексиканским заливом.

Характер распределения мощности литосферы в областях активных континентальных окраин показан на разрезе Ж1–Ж2 на примере Японской зоны субдукции. Непосредственно под глубоководным желобом наблюдается утолщение литосферы до 150 км, соответствующее погружающемуся океаническому слэбу. Под энциалической корой Японской островной дуги фиксируется утонение литосферы до 50 км, а в области задугового бассейна Японского моря — утолщение до 100 км.

Таким образом, результаты расчетов свидетельствуют, что, с одной стороны, полученная термальная мощность литосферы хорошо согласуется с представлениями о том, какова она должна быть под такими глобальными структурами, как континентальные и океанические рифтовые системы, области внутриплитного океанического магматизма, древние платформы и пр. Тот факт, что рассчитанная мощность литосферы принимает ожидаемые значения в тех местах, где она известна, можно считать критерием правильности принятой нами модели. С другой стороны — некоторые другие особенности распределения мощности литосферы, такие как ее значительное увеличение под Уральским орогеном, остаточными впадинами Черного, Средиземноморского и Каспийского бассейнов, задуговыми бассейнами типа Японского моря и пр., не вполне очевидны и могут быть предметом дальнейшего изучения и обсуждения.

Отметим, что приведенные результаты демонстрируют в целом более низкие значения мощности литосферы под континентальными областями, чем в рассчитанных ранее моделях [Artemieva, Mooney, 2001; Artemieva, 2006]. Видимая разница в мощности литосферы под материками Северного и Южного полушарий, на чем сделан акцент в работе [Artemieva, Mooney, 2001], в нашей модели не выявлена.

Заключение. Выполнена количественная оценка термальной мощности литосферы Земли на расчетной сетке с размером ячейки 0,5°×0,5°. Для расчетов использованы данные о топографии, структурно-вещественном составе земной коры, гравитационных аномалиях, возрасте океанического дна, среднегодовых значениях температуры на поверхности Земли.

Подошву литосферы определяли по положению изотермы 1300 °С, соответствующей солидусу мантийных пород. Распределение температуры в континентальной литосфере принимали стационарным и рассчитывали на основании данных о температуре на поверхности Земли и объемной теплогенерации в коре и верхней мантии. Для океанической литосферы использована либо модель остывающего полупространства (зависимость распределения температуры от возраста), либо простейшая линейная зависимость температуры от глубины. Для корректировки термальной модели использована модель локальной изостатической компенсации.

Рассчитанная термальная мощность литосферы хорошо согласуется с представлениями об утоненной

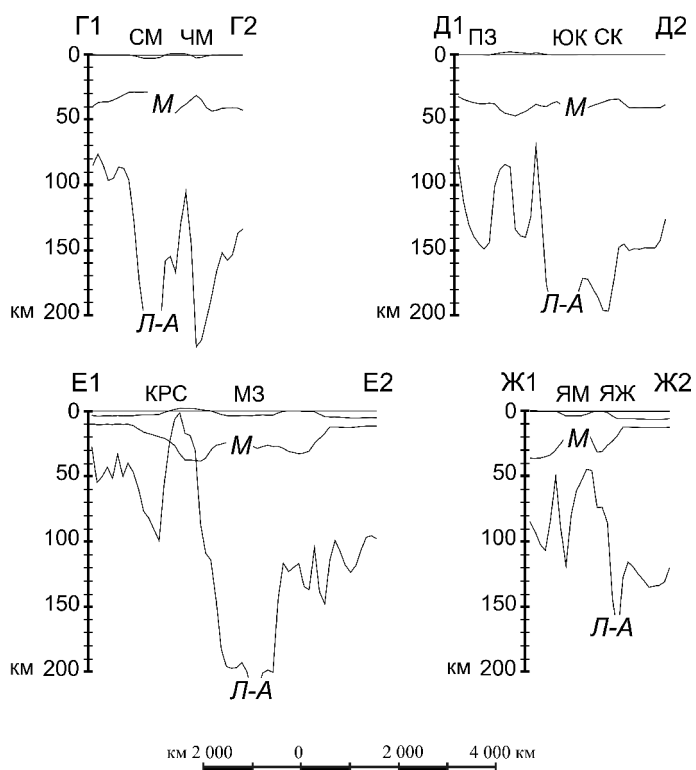


Рис. 4. Разрезы по линиям Г1–Г2, Д1–Д2, Е1–Е2, Ж1–Ж2: М — граница Мохоровичича, Л–А — граница между литосферой и астеносферой; СМ — Средиземноморская впадина, ЧМ — Черноморская впадина, ПЗ — впадина Персидского залива, ЮК — Южно-Каспийская впадина, СК — Северо-Каспийская впадина, КРС — Калифорнийская рифтовая система, МЗ — впадина Мексиканского залива, ЯМ — впадина Японского моря, ЯЖ — Японский желоб

литосфере под срединно-океаническими хребтами (Срединно-Атлантический, Аравийско-Индийский, Восточно-Тихоокеанский и пр.) и плюмами (Гавайские, Азорские острова, Исландия и пр.) в океанах и под рифтовыми системами на континентах (Восточно-Африканская, Байкальская, Калифорнийская и пр.). Мощность литосферы под древними платформами (Восточно-Европейская, Восточно-Сибирская, Северо-Американская и пр.) составляет 150–200 км, под более молодыми складчатыми поясами наблюдается ее уменьшение до 50–70 км (например, Верхояно-Чукотская, Сихотэ-Алинская области). Особый интерес представляют полученные большие значения мощности литосферы для Западно-Сибирской плиты (150 км), Уральского горно-складчатого сооружения (220 км), впадин Черного, Средиземного и Каспийского морей и Мексиканского залива (200 км), а также задугового бассейна Японского моря (150 км).

Данные о термальной мощности литосферы можно использовать при сравнительном геодинамическом анализе различных тектонических структур, а также в качестве исходных данных для численных расчетов в области геодинамики литосферы, например, при расчете глобального поля напряжений и деформаций литосферы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Павленкова Н.И.* Строение верхней мантии Сибирских платформ по данным ядерных взрывов // Тез. Междунар. конф., посвящен. памяти В.Е. Хаина «Современное состояние наук о Земле», 1–4 февраля 2011 г. Москва, МГУ. М., 2011.
- Смирнов Я.Б.* Тепловое поле территории СССР (пояснительная записка к картам теплового потока и глубинных температур в масштабе 1: 10 000 000). М.: ГУГК, 1980.
- Теркот Д., Шуберт Дж.* Геодинамика. Геологическое приложение физики сплошных сред. М: Мир, 1985. 727 с.
- Artemieva I.M.* Global 1°×1° thermal model TC1 for the continental lithosphere: Implications for lithosphere secular evolution // *Tectonophysics*. 2006. Vol. 416. P. 245–277.
- Artemieva I.M., Mooney W.D.* Thermal thickness and evolution of Precambrian lithosphere: A global study // *J. Geophys. Res.* 2001. Vol. 106 (B8). P. 16387–16144.
- Barrell J.* The strength of the Earth's crust // *Geology*. 1914. Vol. 22. P. 425–433; 441–468; 655–683.
- Bassin C., Laske G., Masters G.* The Current limits of resolution for surface wave tomography in North America // *EOS Trans AGU*. 2000. Vol. 81. P. 897.
- Cermak V., Rybach L.* Thermal conductivity and specific heat of minerals and rocks // *Landolt-Bornstein numerical data and functional relationships in science and technology*. N. Y.: Springer-Verlag, 1982. P. 213–256.
- Clauser C., Huenges E.* Thermal conductivity of rock and mineral // *AGU Reference Shelf*. Vol. 3. *Rock Physics & Phase Relations: A Handbook of Physical Constants*. Washington (DC), Amer. Geophys. Un., 1995. P. 105–126.
- Leemans R., Cramer W.* The IIASA database for mean monthly values of temperature, precipitation and cloudiness on a global terrestrial grid // *Res. Rep. RR-91-18*. Intern. Instit. of Applied Systems Analyses. Laxenburg, 1991. November. P. 61.
- Lemoine F.G., Kenyon S.C., Factor J.K.* et al. The development of the Joint NASA GSFC and NIMA geopotential model EGM96 // *NASA Goddard Space Flight Center*. Maryland, Greenbelt, 20771. USA. July. 1998.
- Lieth H.* Modelling the primary productivity of the earth. Nature and resources // *UNESCO*. 1972. Vol. VIII, N 2. P. 5–10.
- Mooney A., Laske G., Masters G.* Crust 5.1: a global crustal model at 5x5 degrees // *J. Geophys. Res.* 1998. Vol. 103. P. 727–747.
- Muller R.D., Roest W.R., Royer J.-Y.* et al. Digital isochrons of the ocean age // *J. Geophys. Res.* 1997. V. 102 (B2). P. 3211–3214.
- National Geophysical Data Center. ETOPO-5 bathymetry and topography data // *Data Announc.* 88-MGG-02. NOAA. Colorado: Boulder, 1988.
- Scharmeli G.* Identification of radio active thermal conductivity in olivine up to 25 kbar and 1500 K // *Proceed. of the 6th Air apt Conference*. Plenum. N. Y., 1979. P. 60–74.
- Schatz J.F., Simmons G.* Thermal conductivity of Earth minerals at high temperatures // *J. Geophys. Res.* 1972. Vol. 77. P. 6966–6983.
- Seipold U.* Depth dependence of thermal transport properties for typical crustal rocks // *Phys. Earth Planet. Intern.* 1992. Vol. 69. P. 299–303.
- Stein C.A.* Heat flow of the Earth // *AGU Reference Shelf*. Vol. 1. *Global Earth Physics: A Handbook of Physical Constants*. Washington (DC) Amer. Geophys. Union, 1995. P. 144–158.

Поступила в редакцию
15.02.2011