

УДК 551.24+551.7+528.5+550.3

КОРА ЗЕМЛИ: ГЛОБАЛЬНАЯ СТРУКТУРА ГРАНИЦ И СВЯЗЬ МЕЖДУ НИМИ

Н. А. Чуйкова, С. А. Казарян, Т. Г. Максимова

(ГАИШ)

E-mail: chujkova@sai.msu.ru

На основе современных наблюдений получены модели (в виде разложения по сферическим функциям 36 степени) и проведен статистический и сравнительный анализ строения границ раздела земной коры. Основные черты границ отражаются в гармониках 1–5 степени. Высоты эквирельефа и глубины поверхности M удовлетворяют гипотезе изостатической компенсации рельефа лишь для глобальных аномалий. В океанах поверхность M является ведущей структурой. Сжатие поверхности M соответствует скорости вращения Земли 10^9 лет назад.

Большинство геофизических измерений дают интегральную информацию обо всех оболочках Земли. Поэтому определение внутреннего строения отдельных слоев является сложной некорректной задачей. Однако существует оболочка, строение которой из-

вестно более достоверно — земная кора. Параметры границ коры находятся непосредственно на основе геодезических и спутниковых измерений высот рельефа и сейсмических данных о морских глубинах и глубинах поверхности Мохоровичича (M). Распре-

деление плотности определяется путем измерений образцов пород и на основе гравиметрических и сейсмических данных. Поэтому уточнение глобального строения коры по имеющимся данным позволит более надежно оценить ее вклад в другие геофизические наблюдения.

Основные задачи, поставленные в работе: 1) получить модель поверхности эквивалентного (т. е. однородного по плотности) рельефа в виде разложения высот по сферическим функциям 36 степени; 2) получить модель поверхности границы M в виде разложения глубин по сферическим функциям 36 степени; 3) провести сравнительный статистический анализ полученных моделей как в целом, так и по отдельности для различных форм рельефа.

1. Модель поверхности эквивалентного рельефа и ее статистический анализ

Ранее нами получено разложение высот эквивалентного рельефа по сферическим функциям 30-й степени [1] в виде $h_i(\varphi, \lambda) = h_0 + \Delta h_i + \delta h_i$, где $h_i(\varphi, \lambda)$ — усредненные по 5-градусным трапециям высоты эквивалентного рельефа, h_0 — средняя высота относительно геоида, $\Delta h_i = \sum_{n=1}^N H_n(\varphi, \lambda) =$

$$= \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (\bar{C}_{nm} \cos m\lambda + \bar{D}_{nm} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi) -$$

высоты рельефа относительно среднего уровня, $\bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ — нормированные по Каула полиномы Лежандра, δh_i — невязки наблюдений.

В настоящей работе разложение [1] было уточнено за счет привлечения новых наблюдений [2–5]. Полученные коэффициенты разложения по $N = 36$ приведены на веб-сайте [6]. Ошибки коэффициентов в основном обусловлены неполным покрытием всей Земли данными о плотностях и мощности осадочного покрова и ледового покрова для Антарктиды и Гренландии. Оценки (при различных вариантах заполнения отсутствующих данных) показывают, что ошибки коэффициентов разложения не превышают 0.01 км (за исключением коэффициента $A_{36,36}$, который исключен из анализа). Основные характеристики модели приведены в табл. 1, строка 1.

Здесь Δr , φ_r , λ_r характеризуют величину и направления смещения поверхности относительно геоида, e_1, e_2 — полярное и экваториальное сжатия эллипсоида наилучшего приближения, $\varphi_c, \lambda_c, \lambda_a$ — направление его малой (c) и большой (a) полуосей.

График зависимости среднеквадратичных значений высот \bar{H}_n от степени разложения (рис. 1) показывает, что основные черты эквирельефа отражают-

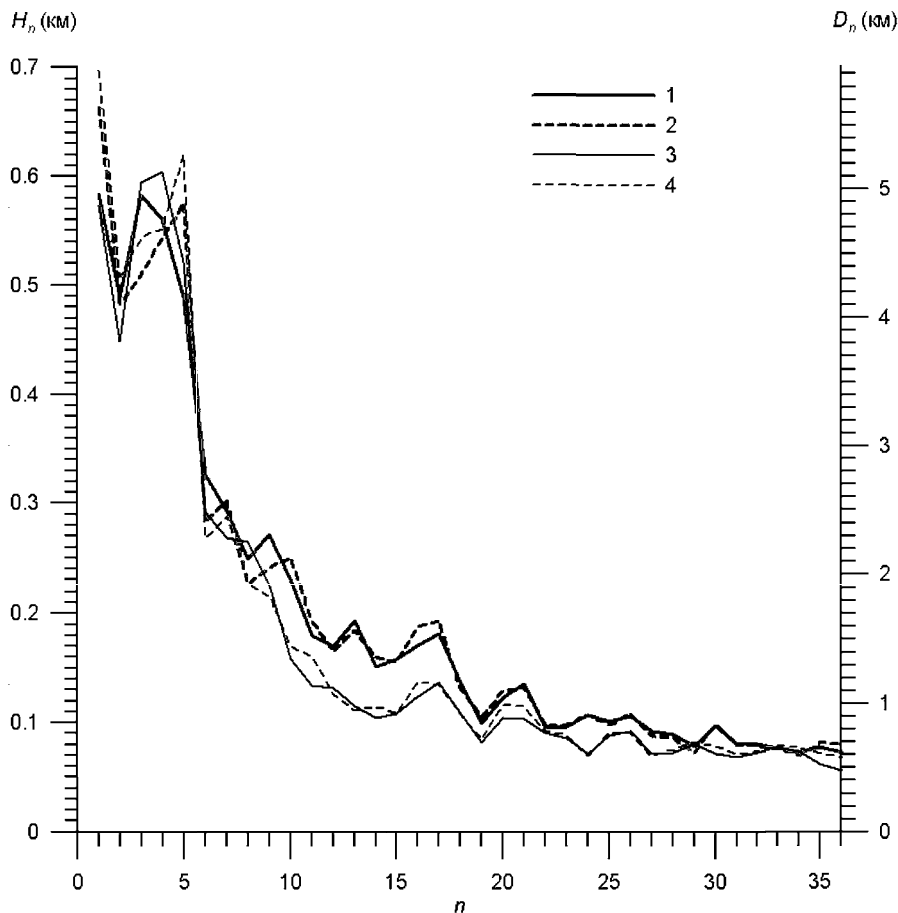


Рис. 1. Зависимость среднеквадратичных значений высот эквирельефа H_n (1, 2) и глубин Мохо D_n (3, 4) в зависимости от степени разложения n : 1, 3 — для океанов; 2, 4 — для материков

Т а б л и ц а 1

Основные характеристики поверхностей эквивалентного рельефа (1) и Мохоровичича (2)

	h_0 , км	$\overline{\Delta h}_i$, км	$\overline{\delta h}_i$, км	Δr , км	φ_r^0	λ_r^0	e_1	e_2	φ_c^0	λ_c^0	λ_a^0
1	-1.66	1.50	0.18	1.07	44.0	32.2	$3.21 \cdot 10^{-3}$	$0.16 \cdot 10^{-3}$	88.3	231	87.4
2	-22.0	12.8	1.4	9.2	-50.5	230	$4.8 \cdot 10^{-3}$	$1.1 \cdot 10^{-3}$	81.6	68.2	20.4

ся в гармониках степени $n < 6$. При $n > 18$ рельеф можно считать статистически изотропным. Для океанов и материков характерно падение дисперсии при $n = 2$, что свидетельствует о подчиненности границы коры ротационному режиму Земли. Подъем при $n = 5$ для материков и при $n = 3, 4$ для океанов отражает различный характерный размер основных форм рельефа (36° для материков и $30-45^\circ$ для океанов).

На рис. 2 показаны гистограммы относительных высот (Δh) эквирельефа и глубин (Δd) поверхности M . Видно четкое разделение на две области: океаническая — относительные высоты $\Delta h < -0.3$ км ($s = 0.57$ территории Земли, средняя высота $\overline{\Delta h} = -1.09$ км) и материковая — $\Delta h > 0.7$ км ($s = 0.36$ территории, средняя высота

$\overline{\Delta h} = 1.73$ км). Переходная зона характеризуется относительными высотами $\Delta h = (-0.3 \div 0.7)$ км и занимает около 7% территории Земли.

2. Модель поверхности Мохоровичича и ее сравнительный анализ

Для получения модели поверхности M в виде разложения глубин d по сферическим функциям 36 степени нами были использованы те же сейсмические наблюдения, что и в работах [7, 8], уточненные и дополненные за счет новых наблюдений, главным образом в Антарктиде [9]. Область покрытия поверхности M пятиградусными трапециями, для которых известны данные сейсмических наблюдений, равна 76% (87% — для северного полушария, 65% — для южного, 78% — для материков, 74% — для океанов). Эта область несколько меньше, чем в предыдущей модели 1996 г., поскольку здесь не привлечены интерполированные результаты для Антарктиды и окружающих морей.

В силу отсутствия данных на 24% территории Земли, нельзя без предварительных исследований использовать тот же метод анализа, что и в [7]. В работе [7] трапеции, где нет наблюдений, заполнялись путем аналитического продолжения модели поверхности, полученной по известным данным. Однако наше исследование автокорреляционных функций для осредненных глубин поверхности M показало малую корреляцию ($k < 0.5$) между точками с угловым расстоянием большим, чем 10° , и полное отсутствие корреляции ($k \cong 0$) для расстояний больших 25° . Поэтому простое аналитическое продолжение модели поверхности M на расстояния, большие чем 10° , может дать недостоверную информацию.

С целью предварительного прогноза значений глубин поверхности M в неисследованных регионах использовались статистические связи между высотами рельефа и глубинами M . Для регионов, покрытых наблюдениями, были определены зависимости между относительными значениями Δd глубин M (относительно среднего значения $d_0 = 22$ км) и высот Δh эквирельефа (относительно среднего значения $h_0 = -1.66$ км) по двум различным выборкам: 1, 2 — выборка по рельефу, 3, 4 — по поверхности M . Из рис. 3 видно, что характер зависимости различен для разных регионов и выборок. Дальнейшие исследования позволили разделить регионы с достаточно единой формой регрессивной связи: 1) срединно-океанические хребты; 2) фланги хребтов ($\Delta h > -1.8$ км, $\Delta d < -9$ км); 3) океанические

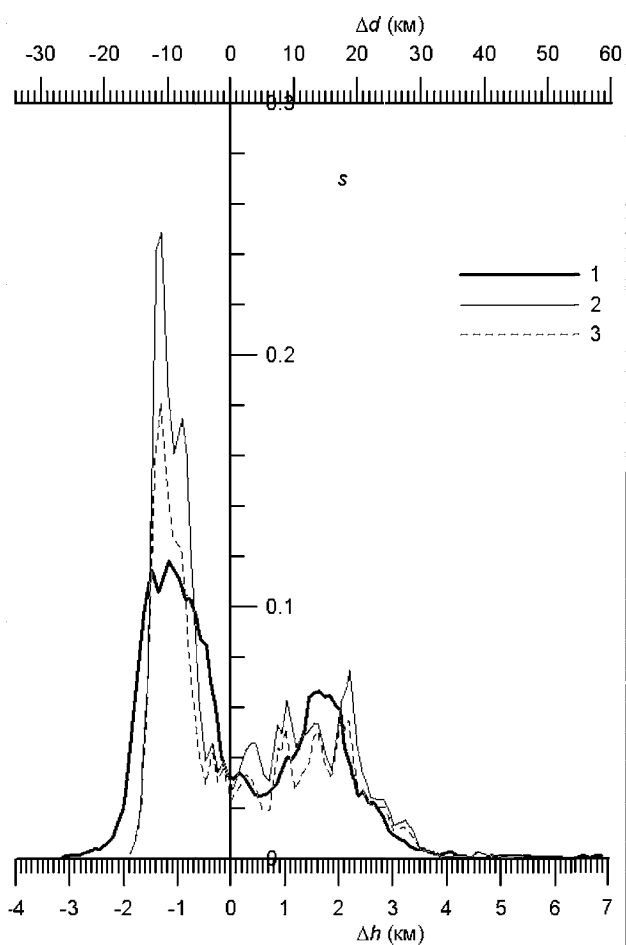


Рис. 2. Гистограммы относительных высот Δh эквирельефа (1) (в скользящем окне осреднения 0.3 км) и глубин Δd поверхности M (2, 3) (окно осреднения 3 км): 2 — для всей Земли; 3 — для площадок, покрытых наблюдениями глубин. (Нормировка относительно $s = 1$)

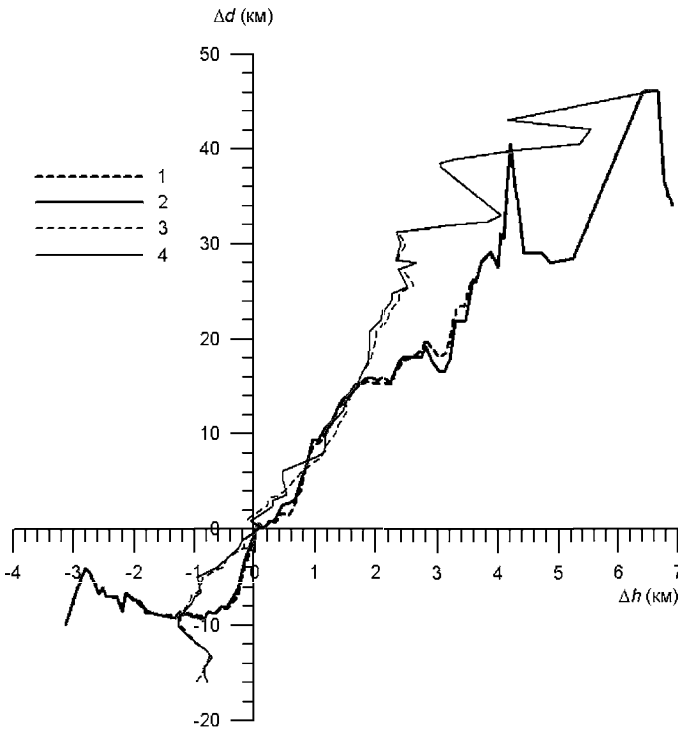


Рис. 3. Зависимости $\Delta d(\Delta h)$ — кривые 1, 2 и $\Delta h(\Delta d)$ — кривые 3, 4: 1, 3 — для всей Земли; 2, 4 — для площадок, покрытых наблюдениями глубин

котловины, примыкающие к хребтам ($\Delta h \leq -1.8$ км, $\Delta d < -9$ км); 4) остальные океанические котловины ($\Delta h \leq -1.8$ км, $\Delta d \geq -9$ км); 5) переходные зоны океанов ($\Delta h > -1.8$ км, $0 \geq \Delta d \geq -9$ км); 6) прибрежная зона материков ($\Delta h > -1.8$ км, 7 км $\geq \Delta d > 0$); 7) платформы ($\Delta h \leq 3.2$ км, 15 км $\geq \Delta d > 7$ км); 8) платформы ($\Delta h \leq 3.2$ км, 25 км $\geq \Delta d > 15$ км); 9) платформы ($\Delta h \leq 3.2$ км, $\Delta d > 25$ км); 10) высокогорье ($\Delta h > 3.2$ км).

Статистические зависимости для выделенных регионов определены на основе линейной функции регрессии: $Y = AX + B + \varepsilon$, где $X = \Delta h$, $Y = \Delta d$,

$A = A_{hd}$, $B = B_{hd}$ — при определении зависимости глубин поверхности M от высот рельефа (регрессия Δd на Δh); $X = \Delta d$, $Y = \Delta h$, $A = A_{dh}$, $B = B_{dh}$ — при определении зависимости высот рельефа от глубин поверхности M (регрессия Δh на Δd).

В табл. 2 приведены статистические характеристики для выделенных регионов, а также в среднем для материков ($\Delta h > 0$, $\Delta d > 0$) и для океанов ($\Delta h < 0$, $\Delta d < 0$). Здесь $K = \sqrt{A_{hd}A_{dh}}$ — коэффициент корреляции между высотами рельефа и глубинами поверхности M внутри каждого региона, $K_l = \frac{XY}{\sqrt{X^2Y^2}}$ — коэффициент корреляции для региона в целом ($l = 1, 10$).

Из табл. 2 видно, что хотя усредненные по регионам глубины поверхности M и высоты рельефа хорошо коррелируют между собой для всех регионов ($K_l \geq 0.75$) за исключением прибрежной зоны ($K_l = 0.4$), однако внутри каждого региона такая корреляция весьма мала ($K < 0.56$) и даже становится отрицательной для флангов хребтов, океанических котловин и в среднем для океанов.

Погрешность аппроксимации глубин поверхности M на основе функции регрессии не превосходит ошибок исходных данных ($\varepsilon_{\Delta d} \leq 3.7$ км для всех регионов $l = 5 \div 8$ (-10 км $< \Delta d \leq 25$ км) определять функции регрессии на основе выборки по рельефу, то результаты аппроксимации ухудшатся: 5) переходные зоны океанов ($0 \geq \Delta h > -1.8$ км); $\varepsilon_{\Delta d} = 4.9$ км; 6) прибрежные зоны материков (0.8 км $\geq \Delta h > 0$), $\varepsilon_{\Delta d} = 5.8$ км; 7) платформы (1.4 км $\geq \Delta h > 0.8$ км), $\varepsilon_{\Delta d} = 7.1$ км; 8) платформы (3.2 км $\geq \Delta h > 1.4$ км), $\varepsilon_{\Delta d} = 6.1$ км.

Отсюда следует, что для этих регионов, занимающих около 70% территории Земли, именно поверхность M определяет поведение рельефа, т. е. является ведущей структурой. Поэтому для регио-

Таблица 2

Статистические характеристики регионов Земли

регионы	$\overline{\Delta h}$, км	$\overline{\Delta d}$, км	A_{hd}	B_{hd} , км	A_{dh}	B_{dh} , км	$\varepsilon_{\Delta d}$, км	K	K_l	$\frac{\overline{\Delta d}}{\overline{\Delta h}}$	s_l
1	-0.44	-11.5	0.84	-11.16	0.019	-0.22	2.5	0.13	0.76	26.1	0.0306
2	-1.04	-11.3	-0.69	-12.06	-0.110	-2.29	1.2	-0.28	0.88	10.9	0.1982
3	-2.15	-11.0	-0.83	-12.76	-0.105	-3.30	0.9	-0.29	0.98	5.1	0.0119
4	-2.04	-5.8	-4.87	-15.75	-0.022	-2.17	3.7	-0.33	0.80	2.9	0.0285
5	-0.77	-6.1	1.21	-5.16	0.151	0.15	2.1	0.43	0.75	4.8	0.1634
6	0.37	3.3	0.40	3.14	0.067	0.15	2.2	0.16	0.40	1.9	0.0689
7	1.38	11.4	0.61	10.56	0.066	0.63	2.4	0.20	0.86	6.8	0.1171
8	1.85	19.6	0.49	18.70	0.025	1.36	2.6	0.11	0.95	10.3	0.1039
9	1.85	28.9	0.18	28.58	0.009	1.59	3.2	0.04	0.93	14.4	0.0144
10	4.42	29.5	4.34	10.33	0.071	2.32	7.2	0.56	0.97	6.7	0.0138
океан	-1.09	-9.4	-0.69	-10.13	-0.025	-1.32	3.0	-0.13	0.83	8.6	0.43
материк	1.73	14.5	5.32	5.34	0.073	0.67	6.1	0.62	0.92	8.4	0.32

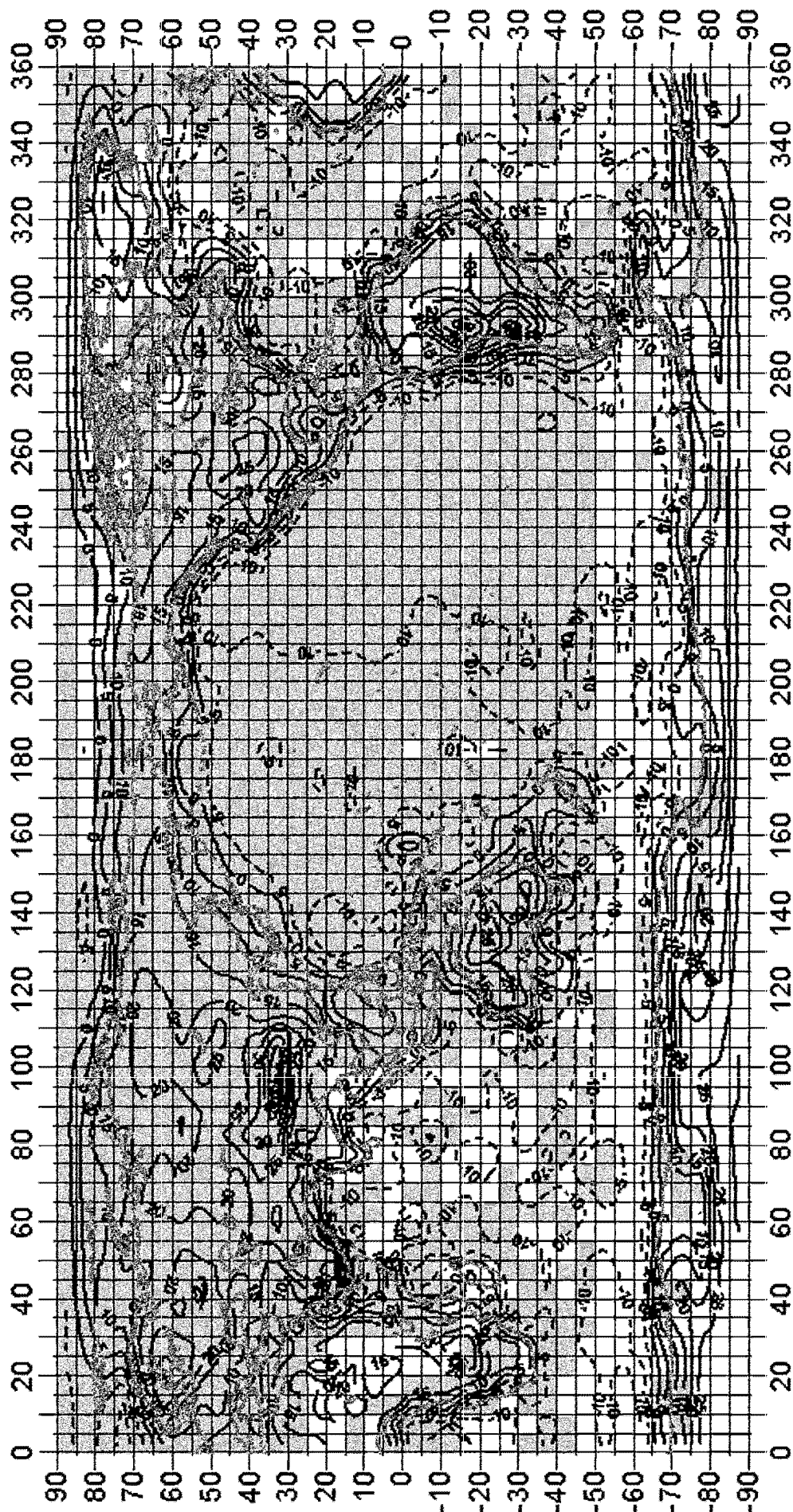


Рис. 4. Глубины Δd поверхности Мохоровичича относительно среднего уровня $d_0 = 22$ км. Сечение изолиний — 5 км. Затемнены площадки, где имеются наблюдения

нов $l = 5 \div 8$ глубины поверхности M в местах, не покрытых наблюдениями, определялись методом последовательных приближений. Сначала на основе выборки по рельефу определялись глубины поверхности M . Затем эти глубины несколько раз перепределялись на основе выборки по поверхности M до достижения максимума сходимости результатов аппроксимации. Пятиградусные трапеции, на которых отсутствовали наблюдения, заполнялись значениями глубин поверхности M , полученными на основе функции прямой регрессии Δd на Δh . После этого производилось разложение глубин d_i по той же методике, что и для рельефа: $d_i(\varphi, \lambda) = d_0 + \Delta d_i + \delta d_i$, где $\Delta d_i = \sum_{n=1}^N D_n(\varphi, \lambda)$.

Среднеквадратические ошибки коэффициентов при различных вариантах заполнения отсутствующих данных (кроме функции регрессии нами использовались и другие варианты заполнения на основе полученной модели разложения, а также на основе степенных нагрузочных коэффициентов) не превышают 0.1 км ($A_{36,36}$ из анализа исключался). Полученные коэффициенты приведены на веб-сайте [6]. Карта глубин поверхности M , построенная относительно среднего уровня на основе разложения, приведена на рис. 4. Основные характеристики модели приведены в табл. 1, строка 2.

Сравнение с результатами анализа эквирельефа показывает: 1) смещение поверхности M относительно точки симметрии с эквирельефом ($\varphi = -44.0^\circ$, $\lambda = 212.2^\circ$) составляет 18.9° к юго-востоку. Поскольку в высотах геоида отсутствуют гармоники первой степени, то смещение поверхности M должно компенсироваться в более глубоких слоях Земли; 2) полярное сжатие поверхности мантии значительно превышает гидростатическое сжатие ($e_0 = 3.3 \cdot 10^{-3}$), соответствующее современной скорости вращения Земли $\omega = 7.3 \cdot 10^{-11}$ рад/с. Такому увеличению сжатия в случае гидростатического равновесия соответствует увеличение скорости вращения $\frac{\Delta\omega}{\omega} = \frac{e_1 - e_0}{2e_0} \approx 0.23$. Используя расчеты о замедлении скорости вращения по палеоданным за 440 млн лет ($\dot{\omega} = -5 \cdot 10^{-22}$ рад/с², [10]) и полагая, что в среднем за время неогена это замедление носило линейный характер [11], получим, что время, когда мантия приобрела свое современное сжатие, равно $\Delta t = \frac{\Delta\omega}{\dot{\omega}} \approx -10^9$ лет, т. е. начало неогена. Полагая время релаксации Δt и модуль сдвига для мантии $\mu = 10^{11}$ Па [12], получим оценку для вязкости мантии $\eta = 3 \cdot 10^{27}$ Па · с, что соответствует вязкости твердого, не поддающегося пластическим деформациям за время $t < \Delta t$ тела Гука. Полученная оценка для вязкости мантии довольно сильно отличается от значений $10^{21} \div 10^{25}$ Па · с, полученных на основе

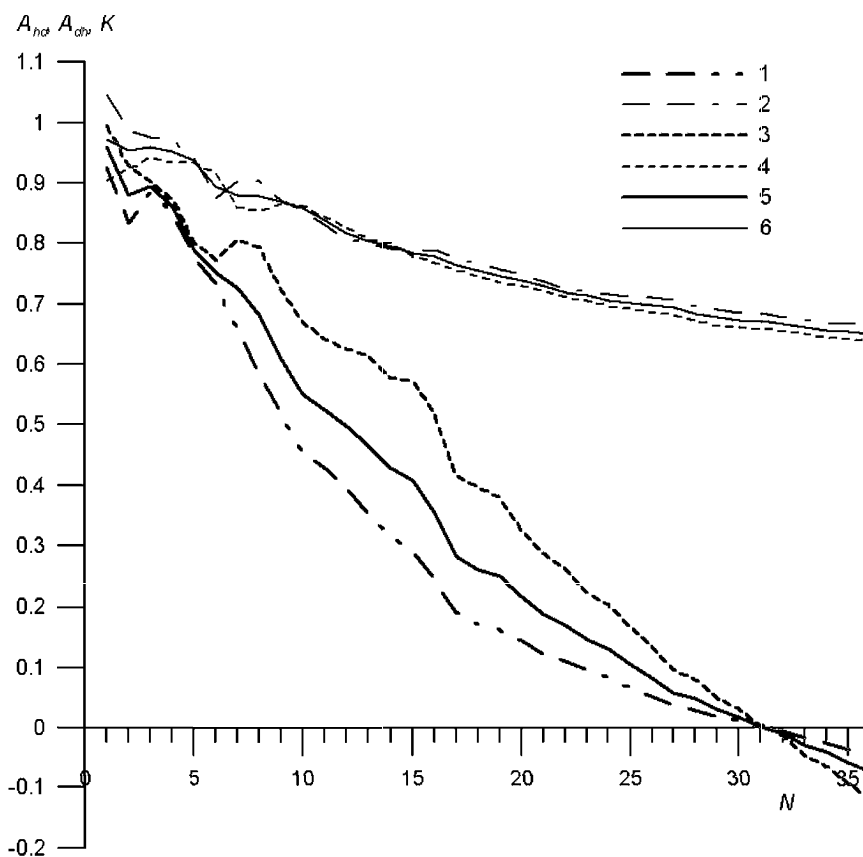


Рис. 5. Коэффициенты прямой (1, 2) и обратной (3, 4) регрессии (A_{nd}, A_{dh}) и корреляции K (5, 6) в зависимости от конечной степени разложения N : 1, 3, 5 — для океанов, 2, 4, 6 — для материков

оценки скорости послеледниковых поднятий (для вязкости верхней мантии) и векового замедления вращения Земли (для вязкости нижней мантии). Однако природу гляциоизостазии можно объяснить [13] незначительными горизонтальными перетеканиями серпентинитов в нижней части коры, а вовсе не наличием в верхней мантии астеносферного слоя, который к тому же отсутствует под Фенноскандией и Канадой. А вековое замедление вращения Земли связано, по-видимому, с процессами приливного торможения в земной коре. Отметим, что в отличие от мантии, сжатие внешней границы коры однородной плотности практически соответствует гидростатическому сжатию, что свидетельствует о хорошей пластичности или реологической ослабленности коры; 3) сравнение гистограмм на рис. 2 показывает их сходное поведение при $n \leq 6$, что подтверждает наличие связи $h \leftrightarrow d$ для глобальных неоднородностей рельефа. Об этом же свидетельствует и сравнение графиков коэффициентов корреляции K и коэффициентов прямой и обратной регрессии A_{hd} и A_{dh} для разложений различной степени $N = 1 \div 36$ (рис. 5). Видно заметное падение K и уменьшение связи $h \leftrightarrow d$ при включении в разложение гармоник более высоких степеней, особенно выраженное для океанических областей. Из рис. 5 видно также, что в океанах поверхность M является ведущей структурой для разложения степени $N < 30$. Для материков коэффициенты прямой и обратной регрессии практически совпадают для разложения любой степени; 4) на гистограмме относительных глубин поверхности M (рис. 2) можно четко выделить океаническую область $\Delta d < -5$ км. В отличие от рельефа здесь нет однозначно выраженного пика для материковых областей. В океанической области выделяется пик при $\Delta d = -11 \pm 1$ км (срединные океанические хребты, фланги и примыкающие к ним котловины, глубина поверхности $M \approx 11 \pm 1$ км); 5) если принять гипотезу, что в среднем для океанов и для материков на глубине поверхности M осуществляется изостатическая компенсация масс рельефа плотности $\sigma = 2.67$ г/см³, то следует принять скачок плотности на поверхности M $\Delta\sigma = (0.31 \div 0.32)$ г/см³. Это значение получено на основе соотношений $\frac{\Delta d}{\Delta h} = 8.6$ для океанов и 8.4 для материков. Однако если сравнить эти же соотношения для отдельных регионов (см. табл. 2), то видно, что они меняются в диапазоне от 1.9 (для прибрежных зон материков) до 26.1 (для срединно-океанических хребтов). Отсюда следует как неполная изостатическая компенсация для этих регионов, так и отличие плотностей коры и мантии от среднего значения.

Выводы

1. Результаты разложений высот эквивалентного рельефа и глубин поверхности M по сферическим функциям показывают, что основные черты граничных поверхностей коры отражаются в гармониках $1 \div 5$ степени. Асимметрия относительного смещения центров фигур мантии и эквирельефа составляет 19° .

2. В то время как полярное сжатие внешней границы однородной коры соответствует гидростатическому, полярное сжатие поверхности мантии значительно его превышает и соответствует более высокой скорости вращения Земли (примерно в начале неогена).

3. Высоты эквивалентного рельефа и глубины поверхности M хорошо соответствуют гипотезе изостатической компенсации рельефа на поверхности M для регионов в среднем (за исключением прибрежной зоны). Однако внутрорегиональная компенсация весьма слабая и даже становится отрицательной для флангов хребтов, океанических котловин и в целом для океанов.

4. Помимо связи: высоты рельефа \rightarrow глубины поверхности M существует и обратная связь, особенно проявляющаяся в океанах. В переходных зонах поверхность M является ведущей структурой.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (грант 01-02-16529).

Литература

1. Чуйкова Н.А., Грушинский А.Н., Максимова Т.Г. // Тр. ГАИШ. 1996. 65. С. 51.
2. Etopo5 NGDS // <http://www.ngds.noaa.gov>.
3. Сутова И.А. // Антарктика. Докл. комиссии. 1987. № 26.
4. ECF Communications. 1992. № 27.
5. Корякин Е.Д., Грушинский А.Н., Строев П.А. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2000. № 2. С. 90.
6. <http://lnfml.sai.msu.ru/~chujkova>.
7. Чуйкова Н.А., Максимова Т.Г. // Тр. ГАИШ. 1996. 65. С. 33.
8. Корякин Е.Д., Строев П.А., Грушинский А.Н. // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 2. С. 101.
9. Чуйкова Н.А., Строев П.А., Корякин Е.Д. и др. // Физика Земли. 1998. № 9. С. 3.
10. Мельхиор П. Физика и динамика планет. М., 1976. Ч. 2.
11. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. // Итоги науки и техники. Физика Земли. 1993. № 12.
12. Жарков В.Н., Трубицын В.П., Самсоненко Л.В. Физика Земли и планет. Фигуры и внутреннее строение. М., 1971.
13. Резанов И.А., Файтельсон А.Ш., Краснопецева Г.В. Природа границы Моховича. М., 1984.

Поступила в редакцию
09.10.02