

АСТРОНОМИЯ, АСТРОФИЗИКА И КОСМОЛОГИЯ

Аномальное строение коры и мантии Марса

Н. А. Чуйкова^а, Л. П. Насонова^б, Т. Г. Максимова*Государственный астрономический институт имени П. К. Штернберга Московского государственного университета имени М. В. Ломоносова. Россия, 119991, Москва, Университетский просп., д. 13.**E-mail: ^а chujkova@sai.msu.ru, ^б nason@sai.msu.ru*

Статья поступила 23.09.2010, подписана в печать 18.10.2010

Определен вклад рельефа Марса и скачка плотности на границе Мохоровичича (M) в гравитационное поле в квадратичном приближении. Решена задача определения возможных глубин компенсации для гармоник рельефа различной степени и порядка. Показано, что вся компенсация рельефа осуществляется в диапазоне глубин 0–1400 км. Для различных неоднородностей рельефа компенсация наиболее вероятна на глубинах, соответствующих верхней коре ($\bar{d} = 4.5 \pm 3.7$ км), пограничному слою кора–мантия ($\bar{d} = 78 \pm 24$ км), пограничному слою литосферы ($\bar{d} = 200 \pm 34$ км), пограничному слою верхняя — средняя мантия ($\bar{d} = 400 \pm 70$ км), пограничному слою средняя — нижняя мантия ($\bar{d} = 1120 \pm 180$ км). На полученных глубинах определены латеральные распределения компенсирующих масс и построены карты. Рассчитаны возможные напряжения в коре и мантии Марса, достигающие 10^8 Па. Показано, что аномалии рельефа вулканического плато Фарсида и симметричного образования в восточном полушарии могли возникнуть и динамически поддерживаться за счет наличия двух плюмов обогащенного флюидами расплавленного вещества мантии, берущих свое начало на границе нижней мантии.

Ключевые слова: Марс, гравитационное поле, изостатическая компенсация рельефа, внутреннее строение, кора, мантия, плюмы, планетарная динамика.

УДК: 523.42:551. PACS: 96.30.Ge, 96.12.–а, 96.12.jg.

Введение

Одной из загадок современной планетологии является решение вопроса, какие силы поддерживают значительные глобальные вариации высот рельефа планет земной группы, которые под действием внешнего поля силы тяжести и атмосферных эффектов должны выравниваться в силу процесса денудации. Одной из интереснейших планет для исследования этого вопроса является Марс, диапазон вариаций высот поверхности которого, по последним данным Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) [1], достигает 44 км, т.е. примерно 0.013 величины среднего радиуса $R = 3389.5$ км. Для Земли, где максимальный диапазон вариаций высот рельефа, приведенного к однородной плотности, порядка $0.002R$, нами было показано [2], что значительные аномалии внутреннего гравитационного поля и поля напряжений в коре могут поддерживать существующие перепады высот, несмотря на процессы денудации. Такие значительные аномалии поля в коре возникают из-за того, что в основном распределение аномальных масс по глубине носит дипольный характер в силу процесса изостатической компенсации. Так, например, высотам рельефа соответствуют противоположные по знаку аномалии высоты поверхности Мохоровичича (M). Тем более такой вывод может быть справедлив для Марса, где диапазон вариаций высот рельефа на порядок больше. Поэтому исследования глобального плотностного строения Марса и сравнение с Землей представляют большой научный интерес.

В последнее время появилось как большое количество наблюдательных данных по исследованию марси-

анской топографии [1], так и новые модели гравитационного поля Марса, полученные на основе пяти лет слежения Mars Global Surveyor (MGS) [3, 4]. Эти результаты позволили сделать некоторые выводы о строении марсианской коры [5]. Так, в [5] была построена модель поверхности M для Марса (т.е. возможной границы кора–мантия) на основе гравитационного поля Марса после учета вклада рельефа. Аналогичным образом модель M по более старым данным была построена в [6]. Задача решалась в линейном приближении. Однако наши аналогичные исследования плотностного строения коры Земли показали, что линейное приближение недостаточно для точного учета вклада границ коры во внешнее и внутреннее гравитационное поле, необходимо учитывать квадратичные члены [2, 7, 8]. Так, учет квадратичных членов от разложения рельефа степени N вносит дополнительный вклад в гармоники потенциала степени n , где n изменяется от 0 до $2N$, причем величина этого вклада возрастает с ростом n . Особенно учет квадратичных членов существенен при дипольном (по глубине) распределении аномальных масс. Так, если линейный вклад во внешнее гравитационное поле в основном коррелирует с высотами рельефа, изостатически скомпенсированного на M , то вклад от учета квадратичных членов коррелирует с квадратами высот, т.е. положителен везде как для материков, так и для океанов, причем по порядку величины сравним с линейным вкладом. Оказалось, что для некоторых регионов Земли общий вклад противоположен по знаку линейному вкладу, что может значительно исказить характер интерпретации спутниковых данных.

В настоящей работе рассматриваются два метода получения коэффициентов разложения поверхности M для Марса, оценивается вклад рельефа и скачка плотности на поверхности M в гравитационное поле Марса в квадратичном приближении. Проводится сравнение полученных результатов между собой и с соответствующими результатами для Земли, делаются оценки возможного распределения глубин компенсации масс рельефа и аномалий плотности и напряжений в коре и мантии Марса.

1. Расчет вклада рельефа Марса и скачка плотности на границе M в гравитационное поле в квадратичном приближении

В линейном приближении латерально распределенные аномальные массы представляются в виде простого слоя непрерывной плотности, распределенного на поверхности сферы. В этом случае между коэффициентами разложения плотности простого слоя по сферическим функциям и стоксовыми постоянными, обусловленными вкладом слоя, существует линейная связь [2]:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm}^{(s)} \\ \Delta D_{nm}^{(s)} \end{array} \right\} = \frac{3}{2n+1} \left(\frac{R_s}{R_0} \right)^3 \frac{\Delta \sigma_s}{\bar{\sigma}} \left(\frac{R_s}{a} \right)^n \left\{ \begin{array}{l} a_{nm}^{(s)} \\ b_{nm}^{(s)} \end{array} \right\}, \quad (1)$$

где $\Delta C_{nm}^{(s)}$, $\Delta D_{nm}^{(s)}$ — вклад в стоксовы постоянные; R_s — средний радиус слоя; $R_0 = 3389.5$ км, $\bar{\sigma} = 3.93$ г/см³, $a = 3396$ км — средний радиус, плотность и экваториальный радиус принятого эллипсоида относимости для Марса [1, 3]; $\Delta \sigma_s H_s(\varphi, \lambda) = \Delta \sigma_s \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n (\bar{A}_{nm}^{(s)} \cos m\lambda + \bar{B}_{nm}^{(s)} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi)$ — представление плотности простого слоя в виде разложения по нормированным сферическим функциям степени $n \leq N$; $\Delta \sigma_s, H_s$ — средняя плотность и высоты слоя относительно среднего радиуса R_s , $\left\{ \begin{array}{l} a_{nm}^{(s)} \\ b_{nm}^{(s)} \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} a_{nm} \\ b_{nm} \end{array} \right\}_1 = \frac{1}{R_s} \left\{ \begin{array}{l} \bar{A}_{nm}^{(s)} \\ \bar{B}_{nm}^{(s)} \end{array} \right\}$ — коэффициенты разложения $h_s = H_s(\varphi, \lambda)/R_s$ по нормированным сферическим функциям. Вклад масс слоя во внешний гравитационный потенциал определяется тогда следующим выражением:

$$\Delta V_e(r, \varphi, \lambda) = \frac{f M_0}{r} \sum_s \sum_{n=1}^N \left(\frac{a}{r} \right)^n Y_n^{(s)}(\varphi, \lambda), \quad (2)$$

где M_0 — масса Марса

$$Y_n^{(s)}(\varphi, \lambda) = \sum_{m=0}^n (\Delta C_{nm}^{(s)} \cos m\lambda + \Delta D_{nm}^{(s)} \sin m\lambda) \bar{P}_{nm}(\sin \varphi).$$

В реальности массы рельефа и тем более аномальные массы, обусловленные скачком плотности на M , являются не простым сферическим слоем, а распределенными по высоте относительно соответствующего эллипсоида относимости r_e . В этом случае коэффициенты разложения (2) определяются интегрированием по массам рельефа:

$$\left\{ \begin{array}{l} \Delta C_{nm}^{(s)} \\ \Delta D_{nm}^{(s)} \end{array} \right\} = \frac{\Delta \sigma_s}{(2n+1)M_0} \times$$

$$\times \iiint r'^{n+2} \bar{P}_{nm}(\sin \varphi') \cos m\lambda' dr' d\lambda' d\sin \varphi',$$

где

$$\int r'^{n+2} dr' = \frac{r_e^{n+3}}{n+3} \left[\left(1 + \frac{H_s}{r_e} \right)^{n+3} - 1 \right] \approx \approx R_s^{n+3} \left[\frac{H_s}{R_s} + \frac{n+2}{2} \left(\frac{H_s}{R_s} \right)^2 + \alpha(n+2) \frac{H_s}{R_s} \bar{P}_2(\sin \varphi) \right]$$

в квадратичном приближении, $r_e = R_s(1 - \alpha \bar{P}_2(\sin \varphi))$, $\alpha = \frac{2}{3}e$, $e = 1/199.5$ — сжатие эллипсоида относимости, в качестве которого бралось гидростатическое сжатие [9].

При учете квадратичных членов и эллипсоидальности поверхности относимости в формуле (1) возникают дополнительные члены, а именно

$$\left\{ \begin{array}{l} a_{nm}^{(s)} \\ b_{nm}^{(s)} \end{array} \right\} = \left\{ \begin{array}{l} a_{nm} \\ b_{nm} \end{array} \right\}_1 + \frac{n+2}{2} \left\{ \begin{array}{l} a_{nm} \\ b_{nm} \end{array} \right\}_2 + \alpha(n+2) \left\{ \begin{array}{l} a_{nm} \\ b_{nm} \end{array} \right\}_3,$$

где первый член соответствует коэффициентам разложения функции h_s , член с индексом 2 — коэффициентам разложения функции $(h_s)^2$, а с индексом 3 — коэффициентам разложения функции $h_s \bar{P}_2(\sin \varphi)$. Формулы, позволяющие выразить коэффициенты $\{a_{nm}, b_{nm}\}_2, \{a_{nm}, b_{nm}\}_3$ через $\{a_{nm}, b_{nm}\}_1$, были получены путем математического моделирования символьных вычислений в математических пакетах компьютерной алгебры [7].

Разложение высот поверхности M первым способом (модель $M1$) было получено методом последовательных приближений. Сначала определялись гармонические коэффициенты потенциала Марса после учета вклада масс рельефа в потенциал в квадратичном приближении, и на основе полученных коэффициентов определялись коэффициенты разложения высот M в линейном приближении. После учета вклада в потенциал квадратичных членов, обусловленных вариациями высот M , снова определялись коэффициенты разложения высот M в линейном приближении. Процесс вычисления проводился до полной сходимости результатов.

Коэффициенты разложения высот поверхности M вторым способом (модель $M2$) были получены с использованием гипотезы изостатической компенсации высот рельефа на M . При этом для всех гармоник использовался один и тот же передаточный множитель: $k = \Delta d / \Delta h = (\sigma_r / \Delta \sigma_M) (R_0 / R_M)^3$, где $\sigma_r = 2.8$ г/см³ — средняя плотность масс рельефа, $\Delta \sigma_M = 0.6$ г/см³ — средний скачок плотности на M , Δd — глубины поверхности M относительно уровневой поверхности, соответствующей средней глубине $\bar{\Delta d} = 45$ км ($R_M = 3344.5$ км) [5], Δh — высоты рельефа Марса относительно гидростатического эллипсоида, соответствующего $R_0 = 3389.5$ км.

2. Определение глубин компенсации масс рельефа

Поскольку на Марсе не проводились сейсмические исследования, то предварительные данные о его внутреннем строении были получены на основе имеющихся наблюдательных данных о гравитационном поле и рельефе, а также на основе некоторых теоретических

выводов [5, 6]. Эти выводы опираются на космогонические сценарии формирования планет земной группы, на геофизическую и геохимическую информацию и на данные физики высоких энергий.

Одной из первых задач при изучении внутреннего строения Марса является определение границы кора-мантия и возможного скачка плотности на M . В работе [6] исходя из гипотезы о эффективно горячем образовании планет земной группы сделан вывод о возможной мощности марсианской коры в 150–200 км и скачке плотности 0.5 г/см^3 . Там же на основе аномалий Буге, где вклад рельефа в гравитационное поле учтен в линейном приближении, построена модель глубин M относительно среднего уровня глубин 140 км. В работе [10] показано, что толщина коры может варьироваться в интервале 50–150 км в зависимости от минерального состава и распределения температур. В работе [5], исходя из петрологических и геофизических ограничений, сделан вывод о толщине коры не более 50 км. Там же построена модель глубин M относительно средней глубины 45 км и при скачке плотности 0.6 г/см^3 . В работе [4] на основе исследования корреляций между гармоническими коэффициентами гравитационного поля и топографии, получен средний уровень глубин компенсации рельефа $72 \pm 18 \text{ км}$.

В рассмотренных работах, а также в аналогичных исследованиях (например, в [11], где средняя глубина M , рассчитанная на основе модели компенсации Эри для различных регионов, равна $90 \pm 10 \text{ км}$) рассматривалась задача компенсации масс рельефа только на одном уровне — на уровне границы M . Однако аналогичные исследования для Земли [12] показывают, что в недрах планеты может существовать несколько уровней компенсации, согласующихся с результатами, полученными из анализа собственных колебаний Земли и сейсмологических данных. При этом глубины компенсации для различных гармоник рельефа оказались в сильной зависимости от степени и порядка гармоник. Поэтому нашей первой задачей явилось определение возможных глубин компенсации гармоник различных степеней и порядков для разложения высот рельефа Марса относительно гидростатического эллипсоида.

Решение поставленной задачи должно удовлетворять

системе двух уравнений, одно из которых отражает соответствие наблюдениям вклада в гравитационное поле от масс рельефа и компенсирующих масс, а другое — равенство давлений гидростатическому ниже глубины компенсации. Полученное решение для глубины компенсации d_{nm} для произвольной гармоники рельефа a_{nm} определилось в итоге соотношением

$$d_{nm} = R_0 - R_M (a_{nm}^{M1} / a_{nm}^{M2})^{1/n}, \quad (3)$$

где a_{nm}^{M1}, a_{nm}^{M2} — коэффициенты разложения высот поверхностей $M1$ и $M2$ при фиксированном значении R_M . Для b_{nm} имеет место аналогичная формула с заменой a_{nm} на b_{nm} .

Как мы видим, решение (3) возможно, т.е. $d_{nm} \geq 0$, если $0 \leq a_{nm}^{M1} / a_{nm}^{M2} \leq (R_0 / R_M)^n$. Если же коэффициенты разложения относительных высот поверхности M , определенные первым ($M1$) и вторым ($M2$) способом, не удовлетворяют условию (3) для любой фиксированной глубины компенсации $d_{nm} < R_0$, то должна быть двухслойная компенсация. Возможные глубины слоев компенсации определялись тогда из анализа результатов, полученных для гармоник, для которых существует решение (3). Окончательный выбор делался на основе принципа минимизации отклонения внутреннего строения Марса от гидростатического равновесия.

3. Результаты и основные выводы

1. В работе были использованы алгоритмы для последовательного получения формул, выражающих коэффициенты разложения по сферическим функциям квадрата некоторой функции от $(x = \sin \varphi, \lambda)$, заданной изначально в виде разложения по сферическим функциям, через коэффициенты этого исходного разложения [7]. Окончательные формулы для численных расчетов были получены до значения $N_{\max} = 9$ включительно, которые позволяют оценить вклад от учета квадратичных членов в стоксовы постоянные степени $n = 0-18$. Согласно [6], разложения до $N = 18$ вполне достаточно, чтобы выделить основные особенности рельефа и поля Марса. Полученные результаты проиллюстрированы на примере вклада квадратичных членов в гравитационное поле Земли и Марса от масс рельефа и скачка плотности на M . На рис. 1 представлена

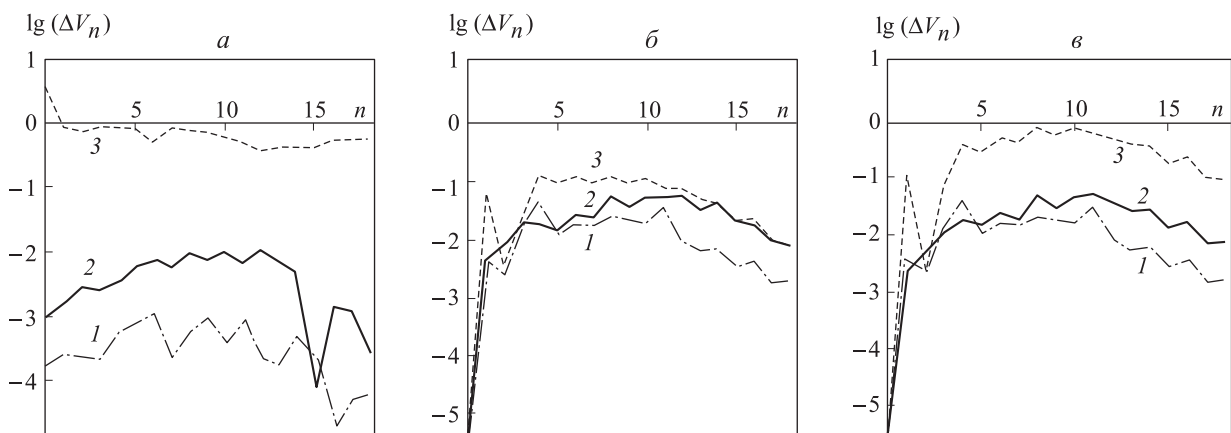


Рис. 1. Зависимость относительного среднеквадратичного вклада квадратичных членов во внешний гравитационный потенциал планеты от степени разложения n для Земли (а), для модели Марса $M1$ (б), для модели Марса $M2$ (в): 1 — для масс рельефа; 2 — для скачка плотности на M ; 3 — суммарный вклад

зависимость $\Delta V_n = \sqrt{D_{n,2}/D_{n,1}}$ от n для среднеквадратичного вклада как по отдельности для масс рельефа и скачка на M , так и суммарного вклада, где индексы 1 и 2 соответствуют линейному и квадратичному приближению, $D_n = \sum_{m=0}^n ((a_{n,m})^2 + (b_{n,m})^2)$, $a_{n,m}$, $b_{n,m}$ — гармонические коэффициенты разложения.

Из сравнения рис. 1 видно, что для Марса вклад квадратичных членов во внешний потенциал как от масс рельефа, так и от скачка плотности на M в среднем на порядок больше, чем для Земли, и сравним с линейным по порядку малости для 40% коэффициентов. Особенно это характерно для модели $M2$, для которой квадратичный вклад превышает линейный для 20% коэффициентов (начиная с $n = 1$), в то время как для Земли такое превышение квадратичного вклада над линейным достигалось только для нескольких коэффициентов из рассматриваемого диапазона. Максимум в кривой распределения величин относительного квадратичного вклада (0.4) достигается для 22% коэффициентов (для Земли эти цифры равны соответственно 0.01 и 16%).

Сравнение двух массивов гармонических коэффициентов для разложения высот границы M показывает, что определение высот M первым методом, по-видимому, не соответствует действительности. Так, в работе [13] на примере Земли показано, что общепринятая практика определения глубин M на основе аномалий Буге не подтверждается практически для всех гармоник степени $n > 2$ (отсутствует корреляция аномалий Буге и глубин M , полученных по сейсмическим данным). Из этой же работы, а также из [14] следует, что для Земли передаточные множители убывают с ростом степени разложения n приблизительно по линейному закону. Для более толстой коры Марса (которая в 3 раза толще по сравнению с Землей) закон убывания должен быть выражен, очевидно, более сильно. Однако сравнение коэффициентов разложения высот M , полученных первым и вторым методом, показывает, что передаточные множители в среднем не убывают с n , а для некоторых гармоник возрастают. По-видимому, аномалии гравитационного поля Марса существенно зависят от неоднородного плотностного строения как коры Марса, так и более глубоких слоев.

2. На рис. 2 представлены гистограммы распределения глубин компенсации гармоник рельефа с шагом 40 км (а), 20 км (б), 10 км (в), полученных на основе соотношения (3) для $n \leq 18$. Гистограммы и средние глубины считались с учетом весов, соответствующих вкладу рассматриваемых гармоник в гравитационное поле. Анализ гистограмм приводит к следующим выводам. Вся компенсация рельефа осуществляется в диапазоне глубин 0–1400 км, причем свыше 20% компенсации происходит в верхней коре (диапазон глубин $d = 0-20$ км, $\bar{d} = 4.5 \pm 3.7$ км). Далее можно выделить несколько основных слоев компенсации: пограничный слой кора–мантия ($d = 50-130$ км, $\bar{d} = 78 \pm 24$ км); пограничный слой литосферы ($d = 160-240$ км, $\bar{d} = 200 \pm 34$ км); пограничный слой верхняя–средняя мантия ($d = 310-470$ км, $\bar{d} = 400 \pm 70$ км); пограничный слой средняя–нижняя мантия

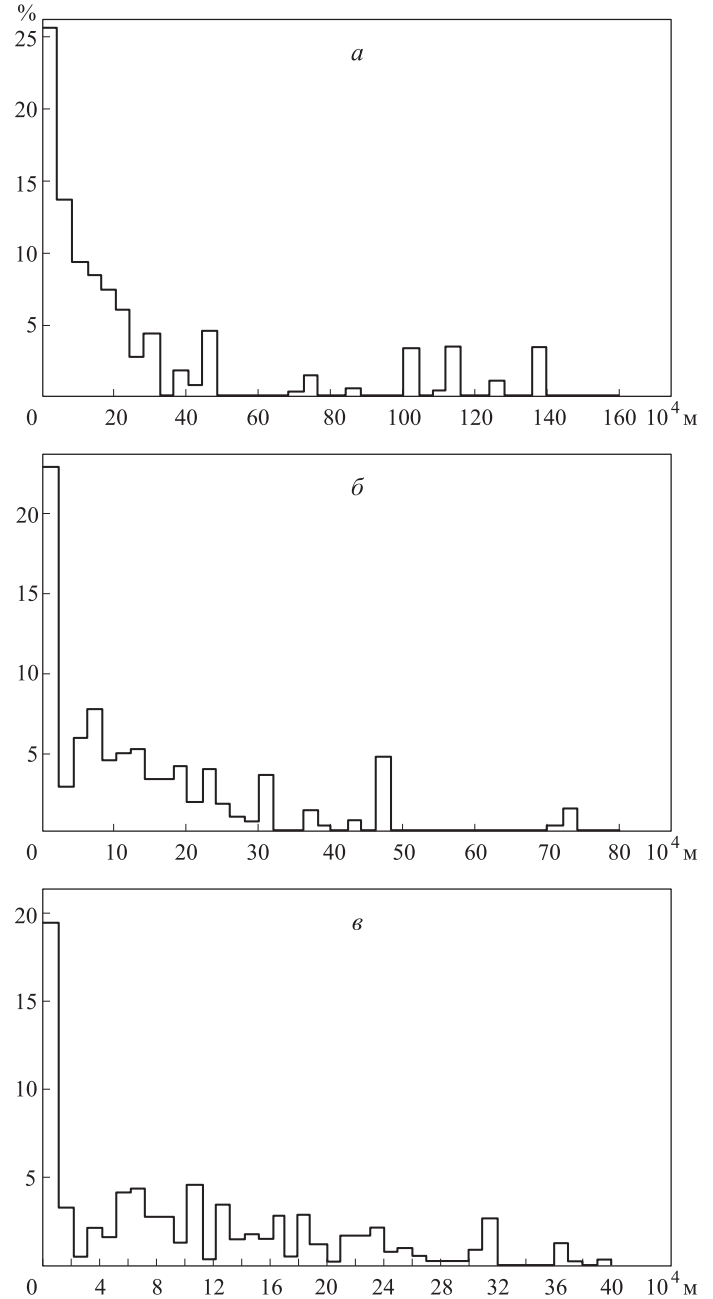


Рис. 2. Гистограмма распределения глубин компенсации гармоник рельефа с шагом 40 км (а), 20 км (б), 10 км (в)

($d = 1000-1400$ км, $\bar{d} = 1120 \pm 180$ км). Можно заметить, что в каждом из слоев максимум компенсации происходит в основном вблизи границ слоя. Это может свидетельствовать о вариациях высот границ, разделяющих слои различной плотности.

Поскольку каждая неоднородность рельефа характеризуется определенным набором гармоник, то максимальная концентрация компенсации этого набора в определенном диапазоне глубин может свидетельствовать о наиболее вероятных глубинах компенсации рассматриваемой неоднородности рельефа. На рис. 3, 4 приведены карты распределения плотности компенсирующих масс, пересчитанных к плотности простого слоя при средних глубинах 0, 78, 200, 400, 1120 км, соответствующих набору гармоник для слоев с указан-

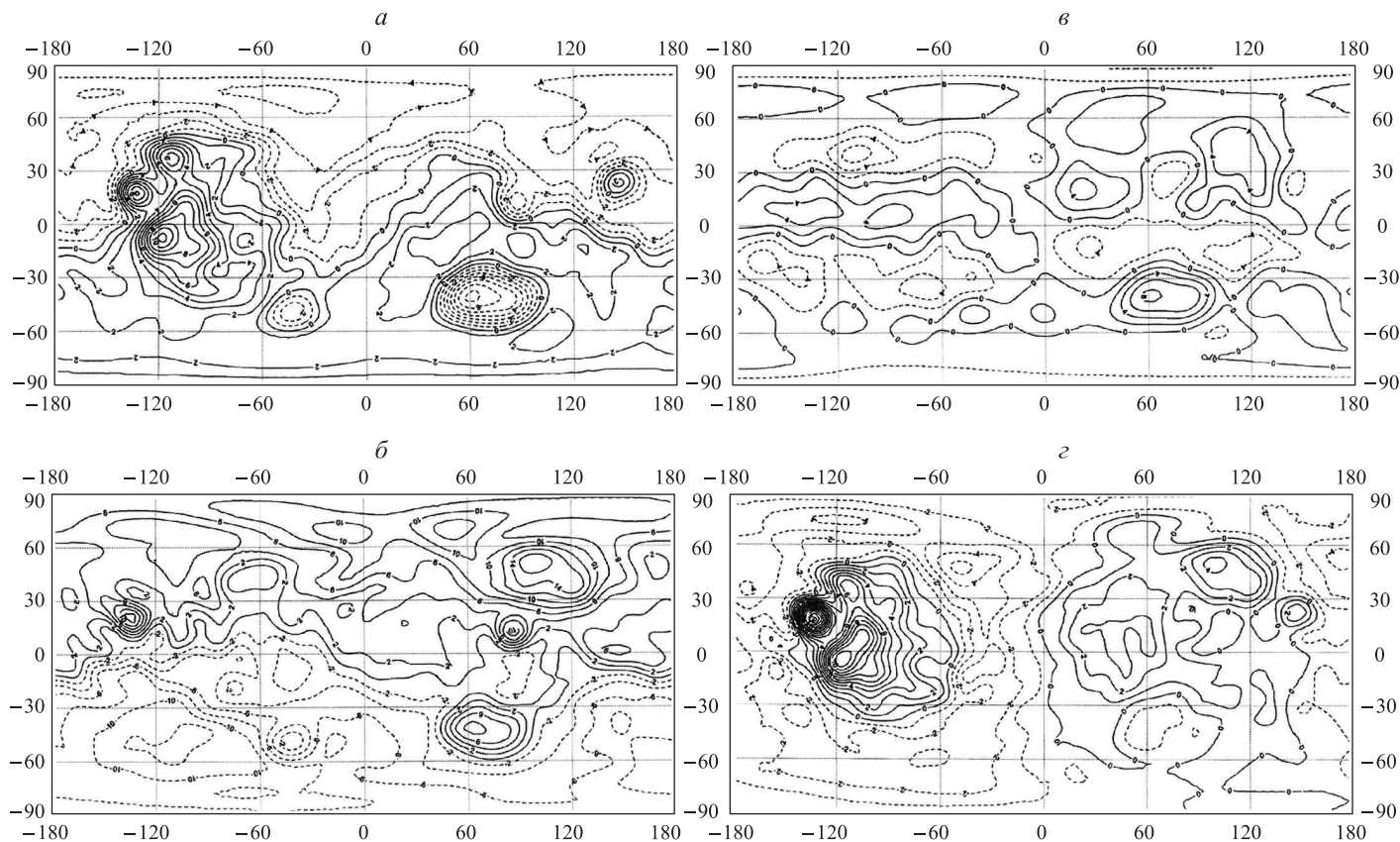


Рис. 3. Аномальные структуры коры Марса для разложения до 18-й степени: *а* — высоты рельефа относительно гидростатического эллипсоида, сечение изолиний 1 км, диапазон изменений $(-7.2, 11.5)$ км; *б* — аномалии плотности в верхней коре (на глубине 0–20 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м³, диапазон изменений $(-13.0, 13.5) \cdot 10^6$ кг/м³; *в* — аномалии плотности в пограничном слое кора–мантия (на глубине 50–130 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м³, диапазон изменений $(-6.9, 8.4) \cdot 10^6$ кг/м³; *г* — негидростатическое давление коры на литосферу (на глубине 130 км), сечение изолиний 10^7 Па, диапазон изменений $(-5.4, 14.5) \cdot 10^7$ Па

ными средними глубинами. Для гармоник, для которых условие (3) не выполняется, вводилась двухслойная компенсация на выделенных глубинах. В этом случае для каждой гармоники и при всех возможных вариантах компенсации определялась весовая функция, обратно пропорциональная сумме абсолютных значений вариаций плотности, и с ее учетом рассчитывались аномалии плотности на рассматриваемых глубинах. Представленная методика была использована нами ранее [12] для определения аномалий плотности в коре и мантии Земли на глубинах, выделенных на основе сейсмических данных. Полученные распределения плотности хорошо согласуются с результатами, полученными на основе спектрального анализа нормальных мод собственных колебаний Земли. Применение этой же методики для Марса позволяет рассчитывать на достоверность полученных результатов, хотя это только модельное представление.

Сравнение полученных распределений плотности позволяет сделать следующие выводы: 1) дихотомия рельефа Марса (рис. 3, *а*), обусловленная гармониками первой степени, в основном скомпенсирована за счет лавового заполнения коры равнин северного полушария (рис. 3, *б*); 2) аномалии рельефа вулканического плато Фарсида и симметричного образования в восточном

полушарии, обусловленные в основном гармониками второй степени, возможно, возникли и динамически поддерживаются за счет наличия двух плюмов обогащенного флюидами расплавленного вещества мантии, берущих свое начало на границе верхней и нижней мантии (рис. 4, *в*) и распадающихся на несколько ветвей в верхах верхней мантии (рис. 4, *а, б*). Проникновение этих плюмов через мантию и литосферу стало возможным, по-видимому, после удара крупного астероидного тела, приведшего к дихотомии рельефа и к образованию трещин в коре и мантии, через которые расплавленное вещество проникло на поверхность. Подъем легкого вещества плюмов осложнился впоследствии наличием нисходящих в процессе гравитационной дифференциации потоков частично остывшего тяжелого вещества лав (рис. 4, *а, б*). Отметим, что восходящий поток в мантии, более сильный под Фарсидой, оттесняет вокруг нисходящие массы, а в симметричной экваториальной области более сильный нисходящий поток оттесняет вокруг легкие восходящие массы (рис. 4, *б*). Рис. 4, *б* можно интерпретировать и как прогиб литосферы под Фарсидой и подъем вокруг нее, и как подъем литосферы под симметричной экваториальной областью и опускание окружающих участков, вызванное нагрузочным давлением масс литосферы.

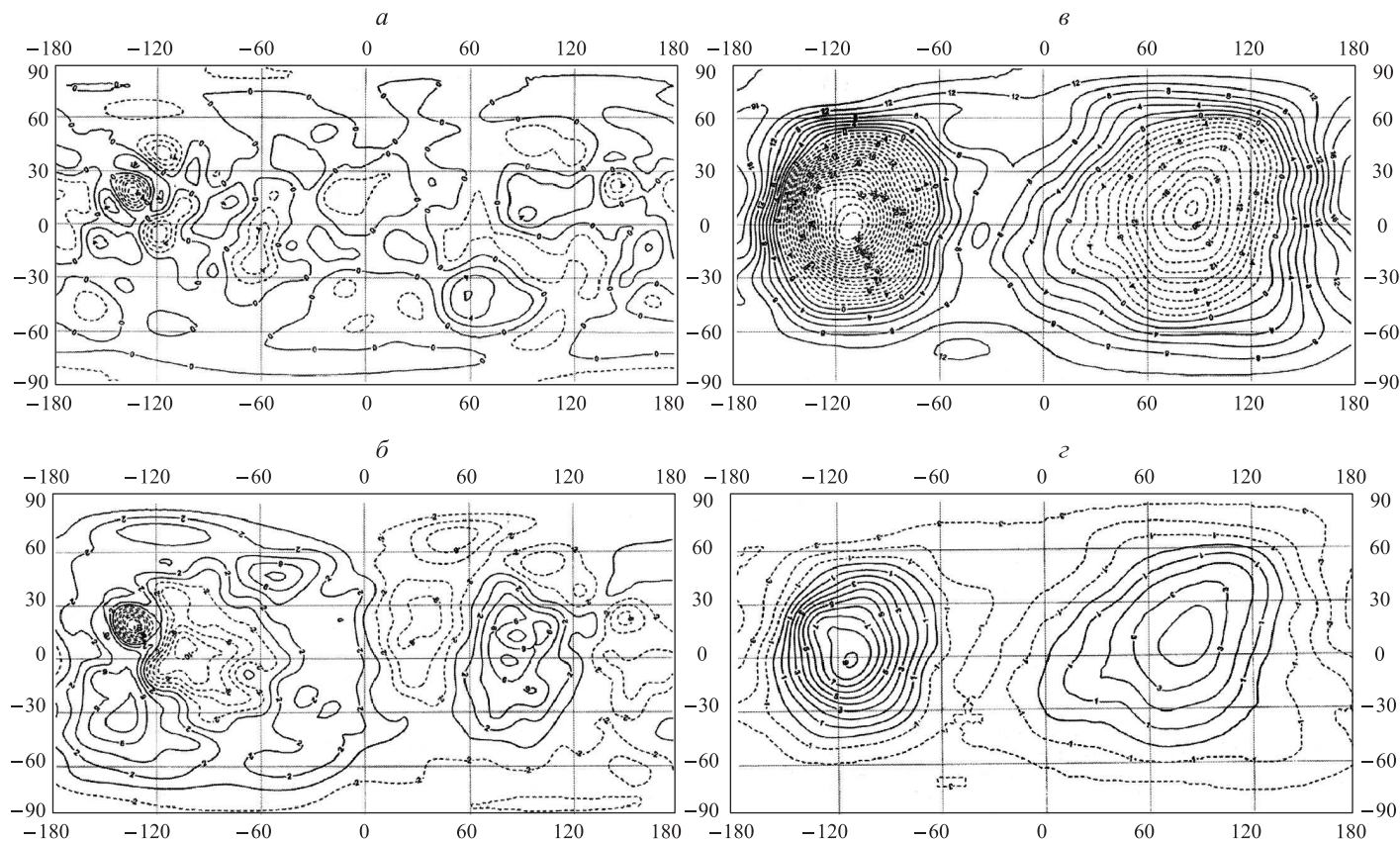


Рис. 4. Аномальные структуры мантии Марса для разложения до 18-й степени: *а* — аномалии плотности в пограничном слое литосферы (на глубине 160–240 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м², диапазон изменений $(-11.6, 6.0) \cdot 10^6$ кг/м²; *б* — аномалии плотности в пограничном слое верхняя–средняя мантия (на глубине 310–470 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м², диапазон изменений $(-16.3, 9.5) \cdot 10^6$ кг/м²; *в* — аномалии плотности в пограничном слое средняя–нижняя мантия (на глубине 1000–1400 км), сечение изолиний $2 \cdot 10^6$ кг/м², диапазон изменений $(-39.8, 20.0) \cdot 10^6$ кг/м²; *г* — негидростатическое давление в средней мантии (на глубине 600 км), сечение изолиний 10^7 Па, диапазон изменений $(-4.2, 9.2) \cdot 10^7$ Па

Из рис. 4 видно, что вулканические кратеры повышенной плотности (Олимп и кратеры плато Фарсида) имеют свои источники в пограничном слое верхняя–нижняя мантия на глубинах 1120 ± 180 км, Элизия и более мелкие кратеры вокруг Эллады — в верхней мантии на глубинах 400 ± 70 км и на глубинах 200 ± 34 км, мелкие кратеры между Фарсидой и Аргиром — в пограничном слое кора–мантия (рис. 3, в) на глубинах 78 ± 24 км. Кратеры ударного происхождения (Эллада, Исида, Аргир), возможно, аналогичные лунным масконам повышенной плотности, простираются вплоть до глубин 200 ± 34 км и окружены кольцевыми структурами с пониженной плотностью (рис. 3, в, 4, а). Интересно отметить вытянутые по долготе распределения аномалий плотности в пограничном слое кора–мантия (рис. 3, в). Может быть, это связано со скоплением в этом слое лавовых и флюидных потоков из нижележащих слоев мантии, обладающих разным распределением скоростей по долготе. Эти потоки могут вытягиваться по долготе также под действием кориолисовых сил, возникающих при конвективных движениях в мантии вблизи границ коры на север или юг. Области отрицательных аномалий, в том числе приполярные, возможно, характеризуют запасы флюидов, в том числе воды, которые не успели достигнуть поверхности Марса через

отвердевшую кору. Рис. 3, в можно также объяснить вариациями границы *М*. Четкой корреляции глубин *М* со структурами рельефа нет (за некоторым исключением для Утопии, Элизии, Эллады, Аргира и Альбы из-за частичной компенсации на *М*). Под Великой Северной равниной, Утопией, Землями Аравия, Сирен, Киммерийская и Прометея граница *М* могла быть поднята под влиянием восходящих потоков из мантии (рис. 4, а, б), под патерой Альба, в экваториальной части восточного полушария и под южной частью Фарсиды опущена под влиянием нагрузочного давления коры.

Негидростатические давления в различных слоях коры и мантии, обусловленные нагрузкой вышележащих слоев, достигают максимума в 145 МПа в литосфере (рис. 3, г) и убывают и становятся более сглаженными в средней мантии (рис. 4, г). Они должны быть уравновешены давлением нижележащих слоев (в силу условия изостатического равновесия) и характеризуют распределение вертикальных и горизонтальных напряжений (положительные значения соответствуют вертикальным напряжениям сжатия и горизонтальным напряжениям растяжения и наоборот). Сравнение карт показывает, что в мантии Марса могли быть (или существуют до сих пор) конвективные движения, что, возможно, и явилось источником негидростатических

напряжений (при динамическом подходе). Отсутствие аномалий плотности и давления ниже глубины 1400 км свидетельствует об устоявшемся равновесии более глубоких недр Марса, что и приводит к отсутствию конвективных движений в ядре и, следовательно, к отсутствию условий работы гидромагнитного динамо.

Заключение

При оценке вклада масс рельефа и скачка плотности на M в гравитационное поле Марса необходимо учитывать квадратичные члены. Оценка глубин M на основе аномалий Буге, соответствующая гипотезе однородного строения коры, противоречит данным анализа передаточных множителей для Марса и аналогичным оценкам для Земли. Кора и мантия характеризуется неоднородным распределением плотности и напряжений вплоть до глубины 1400 км. Аномалии рельефа вулканического плато Фарсида и симметричного образования в восточном полушарии, возможно, возникли и динамически поддерживаются за счет наличия двух плюмов обогащенного флюидами расплавленного вещества мантии, берущих свое начало на границе нижней мантии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 08-05-00256).

Список литературы

1. Zuber M.T., Solomon S.T., Phillips R.J. et al. // Science. 2000. **287**. P. 1788.
2. Чуйкова Н.А., Насонова Л.П., Максимова Т.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2006. № 4. С. 48.
3. Yuan D.N., Sjogren W.L., Konopliv A.S. et al. // J. Geophys. Res. 2001. **106**. P. 23377.
4. Konopliv A.S., Yoder C.F., Standish E.M. et al. // Icarus. 2006. **182**. P. 23.
5. Neumann G.A., Zuber M.T., Wieczorek M.A. et al. // J. Geophys. Res. 2004. **109**. doi:10.1029/2004JE002262. E08002.
6. Жарков В.Н., Кошляков Е.М., Марченков К.И. // Астрон. вестн. 1991. **25**, № 5. С. 515.
7. Насонова Л.П., Чуйкова Н.А. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2007. № 6. С. 61 (Moscow University Phys. Bull. 2007. **62**, N 4. P. 248).
8. Chujkova N.A., Nasonova L.P., Maximova T.G. // Astron. Astrophys. Trans. 2007. **26**, N 4–5. P. 391.
9. Жарков В.Н., Гудкова Т.В. // Астрон. вестн. 1993. **27**, № 2. С. 3.
10. Бабейко А.Ю., Соболев С.В., Жарков В.Н. // Астрон. вестн. 1993. **27**, № 2. С. 55.
11. Turcotte D.L., Sheherbakov R., Malamud B.D. et al. // J. Geophys. Res. 2002. **107**. P. 1.
12. Чуйкова Н.А., Максимова Т.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2010. № 2 С. 67 (Moscow University Phys. Bull. 2010. **65**, N 2. P. 137).
13. Чуйкова Н.А., Грушинский А.Н., Максимова Т.Г. // Труды ГАИШ. 1996. **65**. С. 51.
14. Чуйкова Н.А., Казарян С.А., Максимова Т.Г. // Вестн. Моск. ун-та. Физ. Астрон. 2003. № 2. С. 55.

Anomalous structure of Mars' crust and mantle

N. A. Chujkova^a, L. P. Nasonova^b, T. G. Maksimova

P. K. Sternberg State Institute of Astronomy, M. V. Lomonosov Moscow State University, Universitetskii pr. 13, Moscow 119991, Russia.

E-mail: ^a chujkova@sai.msu.ru, ^b nason@sai.msu.ru.

The contribution to the gravity from the Mars' relief of and the density jump at the Mohorovicic discontinuity (M) in the quadratic approximation have been derived. The problem of determination of possible depths of compensation for relief's harmonics of different degree and order have been solved. It is shown, that the whole compensation of a relief is carried out in a range of depths of 0–1400 km. For various relief's inhomogeneities the compensation is most probable at the depths corresponding to the upper crust ($\bar{d} = 4.5 \pm 3.7$ km), to crust–mantle transition layer ($\bar{d} = 78 \pm 24$ km); to lithospheric boundary ($\bar{d} = 200 \pm 34$ km); to upper–mean mantle transition layer ($\bar{d} = 400 \pm 70$ km); to mean–lower mantle transition layer ($\bar{d} = 1120 \pm 180$ km). The lateral distribution of compensation masses is determined of this depths, and maps are constructed. The possible stresses in crust and mantle of Mars are evaluated. They reach 10^8 Pa. It is shown that relief' anomalies of volcanic plateau Tharsis and symmetric formation in east hemisphere could arise and be supported dynamically by two plumes of melted mantle substance, enriched by fluids. The plumes have their origins on the boundary depths of lower mantle.

Keywords: Mars, gravity, isostatic compensation of relief, internal structure, crust, mantle, plumes, planetary dynamics.

PACS: 96.30.Ge, 96.12.–a, 96.12.jg.

Received 23 September 2010.

English version: *Moscow University Physics Bulletin* 1(2011).

Сведения об авторах

1. Чуйкова Надежда Алексеевна — докт. физ.-мат. наук, вед. науч. сотр.; тел.: (495) 939–50-24, e-mail: chujkova@sai.msu.ru.
2. Насонова Людмила Павловна — канд. физ.-мат. наук, ст. науч. сотр.; тел.: (495) 939–16-50, e-mail: nason @ sai.msu.ru.
3. Максимова Татьяна Геннадьевна — науч. сотр.; тел.: (495) 939–50-24.