

УДК 523.42:551

МОДЕЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ТОЛЩИНЫ КОРЫ МАРСА И ВЕНЕРЫ МЕТОДОМ ЧИСЕЛ ЛЯВА

© 2023 г. А. В. Батов^{a, b, **}, Т. И. Менщикова^a, Т. В. Гудкова^{a, *}

^aИнститут физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия

^bИнститут проблем управления им. В.А. Трапезникова РАН, Москва, Россия

*e-mail: gudkova@ifz.ru

**e-mail: batov@ipu.ru

Поступила в редакцию 16.03.2022 г.

После доработки 06.05.2022 г.

Принята к публикации 09.05.2022 г.

На основе данных топографии и гравитационного поля рассчитаны модельные вариации толщины коры Марса и Венеры методом чисел Лява. Метод учитывает подстройку планетных недр к нагрузкам на поверхности и в недрах. Численное моделирование проводится с использованием разложения по сферическим гармоникам данных топографии и гравитационного поля до 90-й степени и порядка для Марса и до 70-й для Венеры. Рельеф границы кора–мантия предполагает частичную изостатическую компенсацию по Эйри. Модель коры Марса согласуется с интервалом значений толщины коры под областью установки станции миссии InSight в юго-западной части равнины Элизий, полученным по результатам сейсмического эксперимента. Проведено сравнение с имеющимися глобальными моделями коры Марса и Венеры.

Ключевые слова: Марс, Венера, гравитационное поле, топография, кора, нагрузочные числа Лява

DOI: 10.31857/S0320930X22060020, **EDN:** EJZAUL

ВВЕДЕНИЕ

Планетные коры, образованные в результате дифференциации и последующей выплавки мантийных пород, отражают процесс тепловой эволюции планеты. Значение толщины коры указывает на количество радиогенных источников и, соответственно, на градиент температуры и накладывает ограничения на модели тепловой и химической эволюции (см., например, Taylor, McLennan, 2009; Breuer, Moore 2015; Plesa и др., 2018). Для Марса знание толщины коры накладывает ограничение на распределение носителей намагниченности в коровых слоях (Johnson и др., 2020).

На Земле имеется огромная сеть сейсмических станций, и изучение глубинного строения коры выполняется на основе совместной интерпретации сейсмических данных и данных гравиметрии. В отсутствие сейсмической сети на планетах создание плотностной модели коры основывается на решении обратной задачи гравиметрии. Известно, что моделирование на основе решения обратной задачи не имеет единственного решения. Для устранения неоднозначности решения при построении глобальной модели толщины коры планеты принимаются некоторые допущения. Одним из них является предположение, что наблюдаемое гравитационное поле возникает за

счет рельефа на поверхности и рельефа границы кора–мантия, и что средние плотности коры и мантии известны, т.е. задается скачок плотности на границе кора–мантия. Дополнительно используются предположения о толщине коры в какой-нибудь области.

Методы построения современных моделей коры планет подробно изложены в обзоре (Wiczorek, 2015). Существует несколько вариантов решения задачи. Так, рельеф границы кора–мантия можно рассчитать, минимизируя разницу между наблюдаемыми и вычисленными аномалиями Буге в спектральной области, и методом итераций найти искомое решение. Задавая механизм поддержки поверхностной топографии, например, изгиб литосферы или изостатическую компенсацию по Эйри, можно определить модельные соотношения между гравитационным полем и топографией и сравнить их с наблюдаемыми величинами. Для этого обычно используются два метода: один основан на моделировании отношения геоид/топография (GTR) в пространственной области, другой — расчет адмитанса и функции корреляции в спектральной области. Оба метода имеют свои недостатки. При применении метода GTR необходимо, чтобы рассматриваемый регион был достаточно большим, поскольку

отношение GTR в большей степени определяется для длинноволновых компонент геоида и топографии, и наблюдаемое значение может быть искажено длинноволновыми структурами, которые не связаны с предполагаемой моделью компенсации (например, латеральные аномалии плотности в мантии). Тем не менее метод GTR доказал свою полезность при оценке средней толщины коры планет. Главный недостаток второго метода (моделирование соотношения между гравитационными данными и данными топографии для определенного района в спектральной области) — это низкое спектральное разрешение планетных данных для проведения локального спектрального анализа.

Кора Марса имеет сложное строение. Марс обладает дихотомией: северное и южное полушария (северные низменности и южные возвышенности) имеют разную геологическую историю, поверхность южного полушария сильно кратерирована, с вулканическими структурами и каньонами, и имеет более толстую кору, чем северное полушарие. Кроме этого, в коре имеются латеральные плотностные неоднородности (Pan и др., 2020; Гудкова и др., 2020; Gudkova и др., 2021). В работах (Babeiko, Zharkov, 2000; Жарков, Гудкова, 2005) внешний слой коры (около 10 км) рассматривался как усредненный переход от пористых пород к консолидированным породам, и этот факт подтверждается данными сейсмического эксперимента (Lognonné и др., 2020).

До получения сейсмических данных толщина коры Марса определялась только по данным гравитационного поля и топографии (например, Neumann и др., 2004; Wiczorek, Zuber, 2004; Tenzer и др., 2015). Оценки толщины коры Марса варьировались от 32 (McGovern и др., 2002) до 100 км (Nimmo, Tanaka, 2005; Baratoux и др., 2014). В большинстве работ модельные оценки толщины марсианской коры получены для локальных поверхностных структур (см., например, Pauer, Breuer, 2008), где даны ограничения на толщину коры южных возвышенностей. Средняя толщина коры Марса по данным разных авторов составляла 45 км (Neumann и др., 2004), 46.4 км (Tenzer и др., 2015), 57 ± 24 км (Wiczorek, Zuber, 2004).

В настоящее время на Марсе успешно проводится сейсмический эксперимент (Seismic Experiment for Interior Structure) (SEIS) миссии NASA Interior Exploration using Seismic Investigations, Geodesy and Heat Transport (InSight) (Исследование внутреннего строения с использованием сейсмических исследований, данных геодезии и измерений теплового потока) (Lognonné и др., 2019; Vannerdт и др., 2020). С использованием данных SEIS определена толщина коры Марса в районе установки сейсмометра по анализу сейсмических фаз отраженных и преломленных волн на границах

раздела методом приемных функций (receiver-functions method) (Knapmeyer-Endrun и др., 2021). Это первая реперная точка для толщины коры Марса, полученная сейсмическими методами. Сейсмическим данным удовлетворяют две модели: двухслойная, с толщиной коры 20 ± 5 км и с плотностью до 2850 кг/м^3 , и трехслойная, с толщиной коры 39 ± 8 км и с плотностью до 3100 кг/м^3 . Полученное значение оказалось несколько ниже, чем модельные значения, опирающиеся на данные спутниковой гравиметрии. Средняя толщина коры, полученная по экстраполяции величины на основе сейсмических измерений, с учетом данных топографии и гравитационного поля, лежит в интервале 24–72 км (Knapmeyer-Endrun и др., 2021).

Вопрос о толщине коры Венеры остается открытым. Оценки средней толщины коры Венеры варьируются в диапазоне 25–70 км. Толщина коры Венеры, полученная из моделей тепловой эволюции планеты и интерпретации данных топографии и гравитационного поля, составляет 15–35 км (James и др., 2013; Breuer, Moore, 2015; Wiczorek, 2015). С использованием коэффициентов разложения гравитационного поля и топографии до 60-й степени и порядка средняя толщина коры Венеры была оценена в 35 км, при этом для плотности коры и мантии принимались значения 2900 и 3330 кг/м^3 , соответственно (Wiczorek, 2015). Толщину коры, равную 60–70 км (см., например, Zharkov, Solomatov, 1992; Dumoulin и др., 2017), можно рассматривать как ее верхний предел, так как в базальтах на этой глубине должен происходить фазовый переход базальт–экологит. В ряде публикаций (Jimenez-Diaz и др., 2015; O'Rourke, Kogenaga, 2015; Yang и др., 2016) значение мощности коры принимается равным 25–30 км. Толщина коры на Венере тесно связана с топографическими структурами: тонкая кора определяется под равнинами и толстая кора под поднятиями.

В настоящей работе моделирование толщины коры Марса и Венеры основано на данных топографии и гравитационного поля и проводится методом чисел Лява. Используемый метод учитывает глобальную деформацию недр планеты: подстройку планетных недр к нагрузкам и на поверхности, и в недрах. Вариации границы кора–мантия предполагают частичную изостатическую компенсацию по Эйри. Полученные модельные вариации толщины коры для Марса используют реперную точку из допустимого диапазона значений толщины коры в месте установки сейсмометра миссии InSight.

Ниже мы описываем метод расчета вариаций толщины коры и используемые данные топографии и гравитационного поля. Затем приводим результаты моделирования для Марса и проводим сравнение полученных нами значений с глобальной моделью коры, рассчитанной по методу, из-

ложенному в работе (Wieczorek и др., 2019), используя программное обеспечение *ctplanet* (Wieczorek, 2021). Далее метод чисел Лява применен для Венеры.

ДАННЫЕ НАБЛЮДЕНИЙ

Данные гравитационного поля и топографии планеты, представленные в виде разложения гравитационного потенциала и высот рельефа до степени ng и nt , соответственно, относительно центра масс по нормализованным сферическим функциям, доступны на сайте Системы планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>):

$$V(r, \varphi, \lambda) = \frac{GM}{r} \times \left[1 + \sum_{n=2}^{ng} \sum_{m=0}^n \left(\frac{R_e}{r} \right)^n (C_{gnm} \cos m\lambda + S_{gnm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi) \right], \quad (1)$$

$$R_{\text{рельеф}}(r, \varphi, \lambda) = R_0 + \sum_{n=1}^{nt} \sum_{m=0}^n (C_{inm} \cos m\lambda + S_{inm} \sin m\lambda) P_{nm}(\sin \varphi), \quad (2)$$

где $V(r, \varphi, \lambda)$ – гравитационный потенциал, r – расстояние от точки наблюдения до начала координат, φ и λ – ареоцентрические широта и долгота, M – масса планеты, G – гравитационная постоянная, R_e – экваториальный радиус (нормирующий радиус), R_0 – средний радиус планеты, C_{gnm} и S_{gnm} – нормализованные гравитационные моменты, C_{inm} и S_{inm} – гармонические коэффициенты в разложении рельефа (в метрах), ng и nt – степени гармоник, до которых проведено разложение гравитационного поля и топографии по сферическим функциям, соответственно; P_{nm} – нормализованные функции Лежандра степени n и азимутально-го числа m , удовлетворяющие соотношению

$$\int_0^{2\pi} \int_{-1}^1 P_{nm}^2(\sin \varphi) \begin{cases} \cos(m\lambda) \\ \sin(m\lambda) \end{cases} d(\sin \varphi) d\lambda = 4\pi. \quad (3)$$

Разложение гравитационного потенциала Марса, полученное по данным космических аппаратов Mars Global Surveyor, Mars Odyssey и Mars Reconnaissance Orbiter, известно до 120-й степени и порядка (модель MRO120D (Konopliv и др., 2016) и модель GMM-3 (Genova и др., 2016)). Данные топографии Марса представлены до 1152-й степени и порядка (Smith и др., 2001). В работе (Батов и др., 2018) показано, что при гармониках выше 90 корреляция данных гравитационного поля и топографии Марса заметно ухудшается. В этой работе будет использоваться модель MRO120D (Konopliv и др., 2016) и данные топографии до 90-й степени и порядка ($ng = nt = 90$) в формулах (1) и (2).

Для Венеры в данной работе используются данные топографии (модель SHTJV360u, (Rapra-

port и др., 1999)) и данные гравитационного поля (модель SHGJ180u, (Konopliv и др., 1999)) с учетом гармоник только до 70-й степени и порядка ($ng = nt = 70$). Тот факт, что корреляция между гравитационным полем и топографией резко убывает для гармоник выше 70, означает неточность короткопериодных компонент в модели гравитационного поля (Менщикова и др., 2021).

При работе с данными топографии и гравитационного поля надо выбрать референсную поверхность. Мы определяем топографию и гравитационное поле Марса по отношению к равновесному сфероиду (Zharkov и др., 2009; Жарков, Гудкова, 2016). За референсную поверхность Венеры принимается поверхность эффективно равновесной Венеры (Жарков, Гудкова, 2019; Менщикова и др., 2021), используя гипотезу, что Венера землеподобна и фигура равновесной планеты “зафиксировалась”, какой была в отдаленную эпоху (Жарков, Гудкова, 2019).

МЕТОД ЧИСЕЛ ЛЯВА

Мы полагаем, что источниками аномального гравитационного поля являются распределенные некоторым образом на поверхности и в недрах планеты аномалии плотности $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$, которые можно представить в виде бесконечно тонкого сферического слоя радиуса r :

$$\begin{aligned} \delta\rho(r, \varphi, \lambda) &= \sum_{i,n,m} R_{inm}(r) Y_{inm}(\varphi, \lambda) = \\ &= \sum_{i=1}^2 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n R_{inm}(r) Y_{inm}(\varphi, \lambda), \end{aligned} \quad (4)$$

где

$$Y_{inm}(\varphi, \lambda) = P_{nm}(\sin \varphi) \begin{cases} \cos(m\lambda), & i = 1 \\ \sin(m\lambda), & i = 2, \end{cases}$$

P_{nm} – присоединенные полиномы Лежандра, φ и λ – широта и долгота, соответственно, и амплитуды аномальных волн плотности R_{inm} имеют размерность $[M L^{-2}]$.

Строгая самосогласованная техника для учета подстройки недр планеты к аномальным массам в недрах планеты при интерпретации внешнего гравитационного поля (техника нагрузочных коэффициентов) была разработана в работах (Марченков и др., 1984; Жарков и др., 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989). Метод нагрузочных коэффициентов учитывает, что при добавлении аномальной массы (аномальной волны плотности) происходит глобальная деформация планеты и искривление границ раздела.

Аномальный слой, который действует на планету как нагрузка, приводит к дополнительному возмущению потенциала:

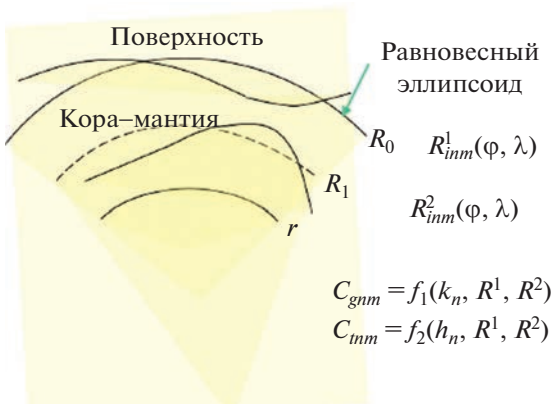


Рис. 1. Модель нагрузки на поверхности и границе кора-мантия. Обозначения: R_0 – радиус планеты, R_1 – радиус границы кора-мантия, $R_1^1(\varphi, \lambda)$, $R_1^2(\varphi, \lambda)$ – амплитуды нагрузок, φ и λ – широта и долгота, C_{gnm} и C_{inm} – коэффициенты разложения гравитационного потенциала и топографии по сферическим функциям, k_n и h_n – нагрузочные числа Лява степени n для плотностной аномалии, заглубленной на некотором радиусе r . Амплитуды нагрузок, коэффициенты разложения гравитационного потенциала и топографии по сферическим функциям и нагрузочные числа Лява связаны формулами (10) и (11).

$$\Delta V = 4\pi GR \sum_{i,n,m} \left(\frac{r}{R_0} \right)^{n+2} \frac{R_{inm}(r)(1 + k_n(r))}{(2n+1)} Y_{inm}(\varphi, \lambda), \quad (5)$$

где G – гравитационная постоянная, R_0 – средний радиус планеты, $k_n(r)$ – нагрузочные числа порядка n для заглубленной аномалии плотности, r – радиус залегания аномальной плотности.

Деформация планеты $D(\varphi, \lambda)$ под действием нагрузки $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$ связана с нагрузочными числами h_n :

$$D = \frac{4\pi GR}{g_0} \sum_{i,n,m} \left(\frac{r}{R_0} \right)^{n+2} \frac{R_{inm}(r)(1 + h_n(r))}{(2n+1)} Y_{inm}(\varphi, \lambda), \quad (6)$$

где g_0 – гравитационное ускорение на поверхности планеты.

Далее, для определенности задачи, мы допускаем, что существуют два уровня сосредоточения аномальных масс – поверхность ($r = R_0$) и граница кора-мантия ($r = R_1 = R_0 - l$, где l – толщина коры). Аномальные массы представляют собой утончение или утолщение коры на поверхности и границе кора-мантия (рис. 1).

Планета моделируется как упругое самогравитирующее тело, находящееся под действием возмущающей нагрузки. Распределение плотности, модуля сжатия и модуля сдвига в планете зависит только от радиуса. Возмущающей нагрузкой являются аномалии плотности на поверхности планеты (вес рельефа планеты, отсчитанного от эквипотенциальной поверхности) и на границе кора-мантия (заглубленные аномалии). Блок-схема численного моделирования вариаций толщины коры планеты методом чисел Лява показана на рис. 2.

Для расчета нагрузочных коэффициентов решается система уравнений, в которую входят:

- уравнение равновесия деформированного (упругого тела) при наличии объемных сил F

$$\frac{\partial \sigma_{ik}}{\partial x_k} + \rho F_i = 0, \quad (7)$$

где σ_{ik} – тензор напряжений, x_k – координаты, ρ – плотность, объемной силой является гравитационное воздействие $F = \nabla \psi$;



Рис. 2. Блок-схема расчета вариаций толщины коры методом чисел Лява.

• уравнение Пуассона, связывающее аномальный гравитационный потенциал с распределением плотности

$$\nabla^2 \psi = -4\pi G \rho; \quad (8)$$

• уравнение, дающее соотношение между напряжением и смещениями (закон Гука для идеально упругой и изотропной среды)

$$\sigma_{ik} = K \varepsilon_{ij} \delta_{ik} + 2\mu \left(\varepsilon_{ik} - \frac{1}{3} \delta_{ik} \varepsilon_{jj} \right) = \lambda \varepsilon_{jj} \delta_{ik} + 2\mu \varepsilon_{ik}, \quad (9)$$

где K — модуль сжатия, μ — модуль сдвига, $\lambda = (K - 2/3\mu)$ — постоянная Лямэ, δ_{ik} — символ Кронекера, симметричный тензор $\varepsilon_{ik} = (\partial U_i / \partial x_k + \partial U_k / \partial x_i) / 2$ — тензор деформаций. U_k — компоненты вектора смещения.

Амплитуды нагрузок $R_{inm}^j(\varphi, \lambda)$ подбираются так, чтобы удовлетворить данным топографии C_{tinm} и гравитационного поля планеты C_{ginm} (отсчитываемым от референсной равновесной поверхности):

$$C_{ginm} = \sum_{j=0}^N \frac{R_{inm}^j(\varphi, \lambda)}{R_0 \rho_0} \frac{3(1 + k_n(r_j))}{(2n + 1)} (r_j / R_0)^{n+2}, \quad (10)$$

$$C_{tinm} = \frac{R_{inm}^1(\varphi, \lambda)}{R_0 \rho_c} + \sum_{j=0}^N \frac{R_{inm}^j(\varphi, \lambda)}{R_0 \rho_0} \frac{3(1 + h_n(r_j))}{(2n + 1)} (r_j / R_0)^{n+2}, \quad (11)$$

где ρ_0 и ρ_c — средняя плотность планеты и средняя плотность коры, r_j — уровни залегания аномальных масс; N — число уровней залегания аномальных масс; нагрузочные числа $k_n(r_j)$, определяющие отклик внешнего гравитационного поля на аномальную волну плотности с амплитудой R_{inm}^j , нагрузочные числа $h_n(r_j)$, определяющие деформацию планеты.

Выше было отмечено, что в данной работе рассматриваются два уровня залегания аномальных масс: $j=1$ — поверхность и $j=2$ — граница кора-мантия (коэффициенты разложения по сферическим функциям аномальных волн плотности на поверхности и на границе кора-мантия, соответственно). В формуле (11), первый член представляет вклад от нагрузки на поверхности, а два других определяют деформацию под действием нагрузки на поверхности и на границе кора-мантия, соответственно.

Можно найти точное решение системы уравнений (7)–(9), но модель недр планеты содержит неопределенности, так как данные о реологическом строении отсутствуют. Оценки коры Марса и Венеры проводятся для нескольких вариантов моделей неоднородной упругости. Выбор моделей неоднородной упругости для Марса и Венеры можно найти в работах (Гудкова и др., 2017; Батов и др., 2019; Меншикова, Гудкова, 2021).

Первая гармоника $n = 1$ вносит небольшой вклад в топографию и внешнее гравитационное поле планеты (Greff–Leffitz, Legros, 1997; Beuthe, 2021). Коэффициенты разложения рельефа на поверхности для $n = 1$ известны, они характеризуют отклонение центра геометрической фигуры от центра масс. Для определения значений коэффициентов компенсационной топографии на границе кора-мантия учитывалось, что в системе центра масс выполняется полная изостатическая компенсация по Эйри при $n = 1$, и гравитационный потенциал на поверхности равен нулю. Первые коэффициенты разложения рельефа на границе кора-мантия C_{tl0}^{c-m} , C_{tl1}^{c-m} , S_{tl0}^{c-m} и S_{tl1}^{c-m} определяются через первые коэффициенты разложения топографии:

$$C_{tlm}^{c-m} = -\frac{\rho_c}{\Delta \rho(r_c / R_0)} C_{tlm}, \quad (12)$$

$$S_{tlm}^{c-m} = -\frac{\rho_c}{\Delta \rho(r_c / R_0)} S_{tlm}, \quad m = 0, 1,$$

где $\Delta \rho$ — скачок плотности на границе кора-мантия, C_{tlm} , S_{tlm} — коэффициенты разложения топографии в формуле (2), ρ_c — средняя плотность коры, r_c — радиус границы кора-мантия.

Толщина коры складывается из вариаций рельефа относительно уровневой внешней поверхности, средней толщины коры и вариаций рельефа границы кора-мантия.

МОДЕЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ТОЛЩИНЫ КОРЫ МАРСА И ВЕНЕРЫ

Модельные вариации толщины коры Марса

Для расчетов использована модель внутреннего строения Марса М_50 из работы (Гудкова и др., 2017), в которой средняя толщина коры составляет 50 км, плотность 2900 кг/м³, радиус ядра 1821 км. Это значение попадает в диапазон определения радиуса ядра Марса сейсмическими методами (1830 ± 40 км) (Stähler и др., 2021). Скачок плотности на границе кора-мантия для этой модели составляет 460 кг/м³.

Проведено численное моделирование вариаций толщины коры для модели Марса М_50 с литосферой 150 и 300 км. До определения референсной точки толщины коры Марса, обычно, минимум коры выбирался под бассейном Эллада или под равниной Исида. Варьируя среднюю модельную толщину коры и скачок плотности на границе кора-мантия, можно контролировать рассчитанные карты толщин коры по реперной точке — толщине коры в зоне установки сейсмометра миссии NASA InSight, которая принята равной 39 ± 8 км. Это место показано на карте звездочкой (рис. 3). Для нашей модели мы приняли значение 36 км. Для выбранной таким образом

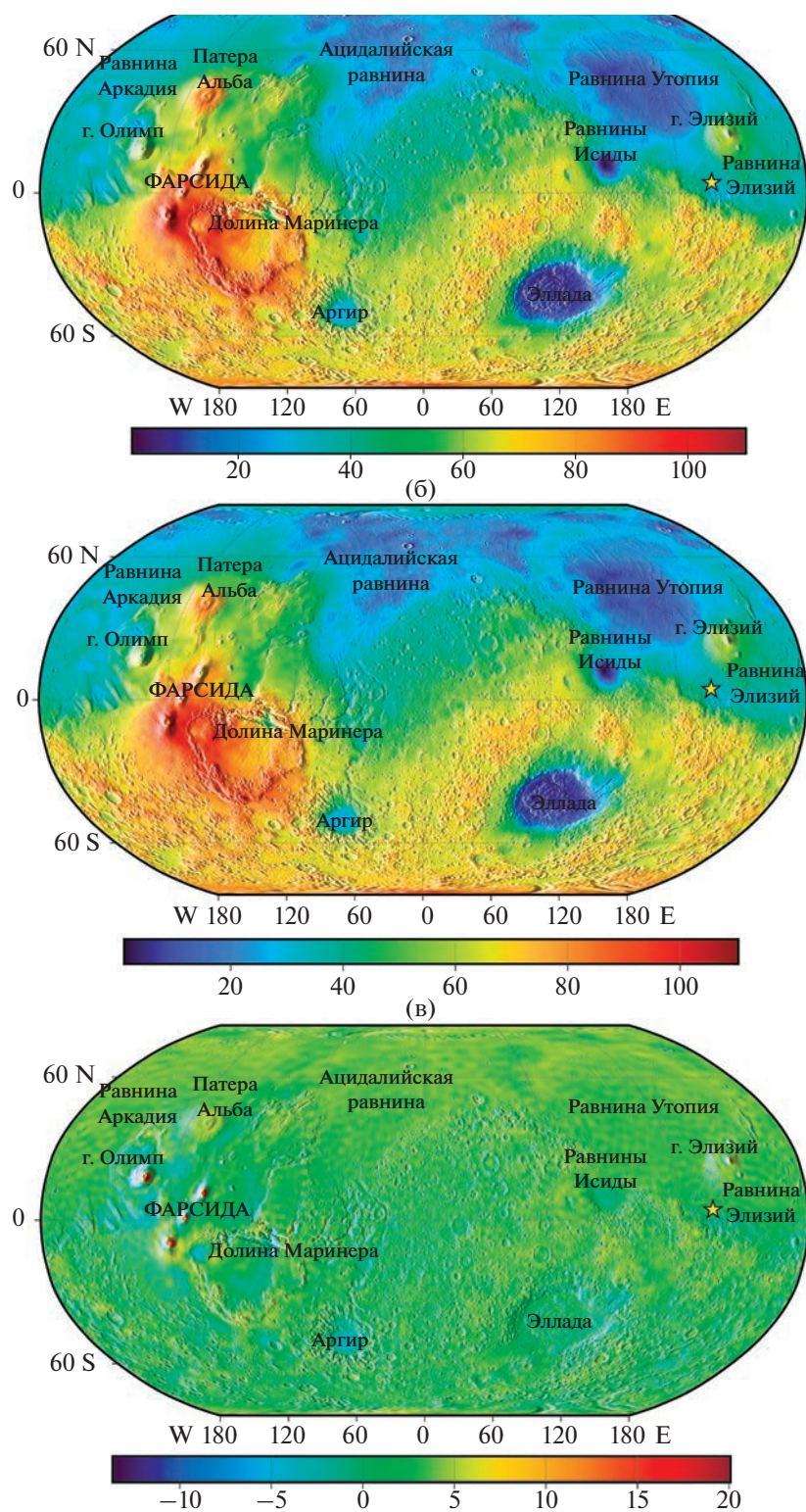


Рис. 3. Карта толщины коры Марса (км): (а) — полученная по методу работы (Wiczorek и др., 2019) с использованием программного обеспечения *cplanet* (Wiczorek, 2021); (б) — по методу, используемому в данной работе; (в) — разница между моделями. Звездочкой отмечено положение станции миссии InSight. За центр проекции выбран меридиан 0°.

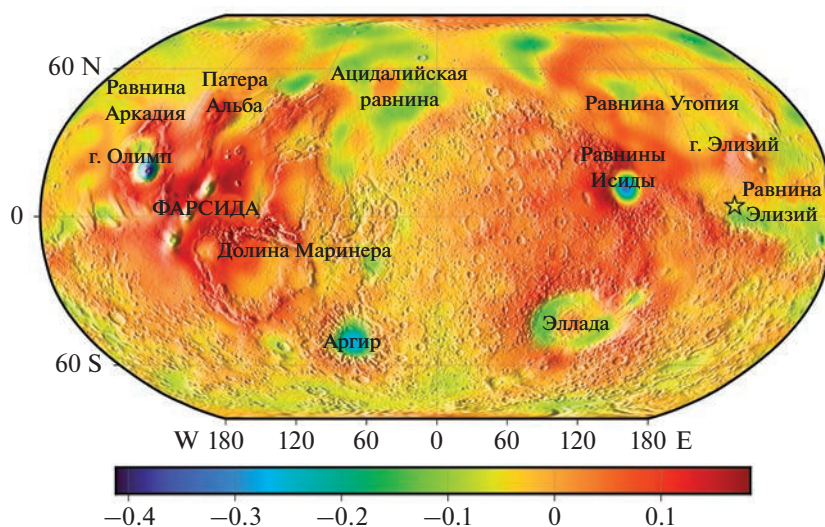


Рис. 4. Карта разницы в вариациях толщины коры Марса (км) для модели М_50 с толщиной литосферы 300 км и 150 км. За центр проекции выбран меридиан 0°.

карты толщин коры Марса (рис. 3б), минимальные значения толщины коры получились в районе равнины Иисиды (1 км) и под равниной Эллада (4 км), максимальная толщина коры равна 108 км — под вулканическими структурами плато Фарсида. Для плато Оксия (Oxia Planum), района планируемого сейсмического эксперимента миссии ExoMars (Zelenyi и др., 2015), прогнозистические оценки толщины коры составляют около 35 км для этой модели.

На рис. 3 приведено сравнение результатов моделирования вариаций толщины коры, для модели М_50 с литосферой 300 км, методом чисел Лява (рис. 3б) и глобальной картой толщины коры для этой же модели, по методу, изложенному в работе (Wieczorek и др., 2019) (рис. 3а). Для этого использовалось программное обеспечение *ctplanet* (Wieczorek, 2021). Разница между моделями показана на рис. 3в. В большей части карты (более 98% точек при моделировании с разрешением $1^\circ \times 1^\circ$) разница составляет менее 5 км, наибольшее расхождение до 20 км имеет место под вулканическими структурами. Механизмы поддержки негидростатической части рельефа точно не определены, и их интерпретация неоднозначна из-за неопределенности реологических параметров планеты. В работе (Broquet, Wieczorek, 2019) отмечено, что плотности вулканических образований отличаются от средней плотности коры.

Разница в вариациях толщины коры для модели Марса М_50 при выборе разных моделей неоднородной упругости — с литосферой 300 и 150 км — показана на рис. 4 и составляет менее 500 м. Полученные модельные значения вариаций коры слабо зависят от типа выбранной модели неоднородной упругости. Вариации толщины коры зави-

сят, в основном, от данных топографии и гравитационного поля, выбранной средней толщины коры и скачка плотности на границе кора—мантия.

Модельные вариации толщины коры Венеры

Модели внутреннего строения Венеры имеют значительный разброс параметров из-за неопределенности состава коры и мантии (Dumoulin и др., 2017; Гудкова, Жарков, 2020). Для расчетов примем плотность коры 2800 кг/м^3 , скачок плотности 500 кг/м^3 по модели внутреннего строения V_16 из работы (Гудкова, Жарков, 2020). Средняя толщина коры в модели равна 30 км. Поскольку для Венеры нет возможности нормировать толщину коры по референсной точке, будем считать, что рельеф границы кора—мантия не должен приводить к отрицательному значению толщины коры. При построении карты толщины коры ключевое значение играют такие параметры, как средняя плотность коры и скачок плотности на границе кора—мантия, которые плохо определены для Венеры. Переход базальт—эклогит может иметь место на глубине $\sim 70\text{--}120 \text{ км}$, поэтому обычно принимается, что толщина коры Венеры не должна превышать эти значения.

Карта вариаций толщины коры для Венеры показана на рис. 5. Толщина коры меняется от 18.6 км до 82.3 км, что согласуется с работами других авторов (Jimenez—Díaz и др., 2005; James и др., 2013; Wieczorek, 2015; Yang и др., 2016; Zampa и др., 2018). На рис. 5 видно, что толщина коры на Венере тесно связана с топографическими структурами. Кора Венеры изостатически скомпенсирована, в районе низменностей кора тоньше, а в районе возвышенностей наблюдается ее утолщение

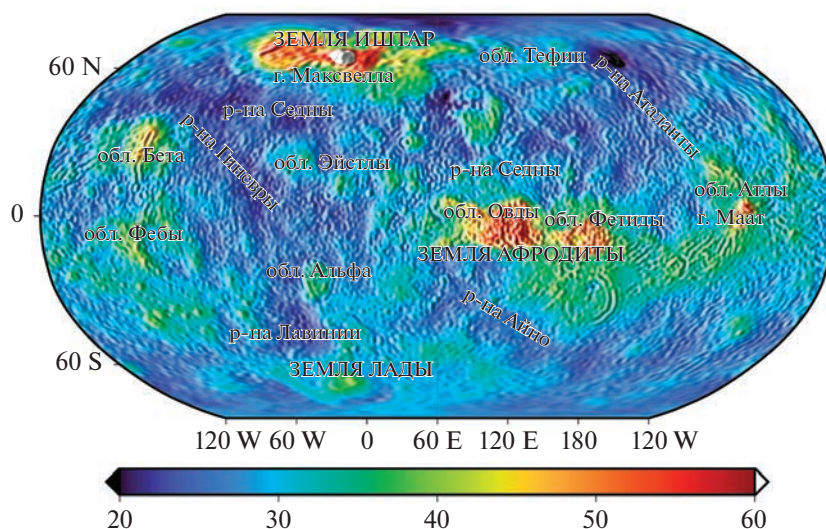


Рис. 5. Модельная толщина коры Венеры для модели со средней толщиной коры 30 км, толщиной литосферы 300 км, средней плотностью коры 2800 кг/м^3 и при скачке плотности 500 кг/м^3 . За центр проекции выбран меридиан 60° . Для наглядности, области с толщиной коры более 60 км обозначены белым цветом.

(корни поднятий Земли Иштар, Земли Афродиты, область Овды, Тефии и некоторых других). Эти результаты согласуются с выводами (Hansen и др., 1999; Ivanov, Head, 2011), где отмечено, что если сравнить области с толстой корой, рассчитанные в предположении изостазии, с распределением высокогорных плато и тессер, то можно увидеть корреляцию. Минимальная толщина коры 18.6 км получена для равнины Аталанти. Максимальная глубина кора–мантия 82.3 км получена под горами Максвелла на Земле Иштар. Толщина коры под равнинами составляет около 20–30 км, под вулканическими поднятиями Атла и Бета толщина коры достигает 48 км (гора Маат), 47.4 км (гора Реи) и 46.5 км (гора Теи). В работе (Yang и др., 2016) было отмечено, что под вулканическими поднятиями существенный вклад может оказывать динамическая поддержка, которая не учтена в данной работе, поэтому эти значения толщины могут быть несколько меньше реальных.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе представлено трехмерное модельное распределение толщины коры Марса, полученное методом нагрузочных чисел. Построенная карта вариаций толщины коры нормирована по реперной точке – значению толщины коры (39 ± 8 км), полученному по сейсмическим данным в месте работы станции InSight (Кнарпеуер–Endrun и др., 2021). Сравнение с глобальной картой коры Марса, полученной по методу, изложенному в работе (Wieczorek и др., 2019), используя программное обеспечение *ctplanet* (Wieczorek, 2021), показало расхождение в значениях под вулканическими структурами.

Этот метод также применен для Венеры, но, учитывая возможность поддержки топографических структур на Венере плюмами и то, что динамическая поддержка не учтена в данной работе, можно сказать, что значения толщины коры под вулканическими образованиями могут быть несколько меньше реальных.

Данные миссии ExoMars, включающей проведение сейсмического эксперимента (Zelenyi и др., 2015; Манукин и др., 2021), могут дать еще одну реперную точку для толщины коры в районе плато Оксия (Oxia Planum), что значительно улучшит модели глобальной толщины коры Марса. На Венеру в ближайшее время планируются миссии VERITAS и EnVision (Ghail и др., 2018; Gascoli и др., 2021; Rosenblatt и др., 2021), которые улучшат наши знания о внутреннем строении планеты, а проведение сейсмического эксперимента на Венере (Kremic и др., 2020) в миссии Венера-Д может дать реперную точку для моделей коры Венеры.

Работа выполнена в рамках госзадания ИФЗ РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Оценки напряженного состояния недр Марса под локальными топографическими структурами // Геофизич. исслед. 2018. Т. 19. № 3. С. 5–22.
- Батов А.В., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Негидростатические напряжения в недрах Марса для различных моделей неоднородной упругости // Физика Земли. 2019. № 4. С. 166–180.
- Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Модели внутреннего строения земледобной Венеры // Астрон. вестн. 2020. Т. 54. № 1. С. 24–32. (Gudkova T.V., Zharkov V.N.

- Models of the Internal Structure of the Earth-like Venus // *Sol. Syst. Res.* 2020. V. 54. № 1. P. 20–27.)
- Гудкова Т.В., Батов А.В., Жарков В.Н. Модельные оценки негидростатических напряжений в коре и мантии Марса: 1. Двухуровневая модель // *Астрон. вестн.* 2017. Т. 51. № 6. С. 490–511. (Gudkova T.V., Batov A.V., Zharkov V.N. Model estimates of non-hydrostatic stresses in the Martian crust and mantle: 1. Two-level model // *Sol. Syst. Res.* 2017. V. 51. № 6. P. 457–478.)
- Гудкова Т.В., Степанова И.Э., Батов А.В. Модельные оценки плотностных неоднородностей в приповерхностных слоях Марса в зоне установки сейсмометра миссии InSight // *Астрон. вестн.* 2020. Т. 54. № 1. С. 18–23. (Gudkova T.V., Stepanova I.E., Batov A.V. Density anomalies in subsurface layers of Mars: Model estimates for the site of the InSight mission seismometer // *Sol. Syst. Res.* 2020. V. 54. № 1. P. 15–19.)
- Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // *Астрон. вестн.* 1986. Т. 20. № 3. С. 202–211.
- Жарков В.Н., Марченков К.И. О корреляции касательных напряжений в литосфере Венеры с поверхностными структурами // *Астрон. вестн.* 1987. Т. 21. № 2. С. 170–175.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. Построение модели внутреннего строения Марса // *Астрон. вестн.* 2005. Т. 39. № 5. С. 1–32. (Zharkov V.N., Gudkova T.V. Construction of Martian Interior Model // *Sol. Syst. Res.* 2005. V. 39. № 5. P. 343–373.)
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О модельной структуре гравитационного поля Марса // *Астрон. вестн.* 2016. Т. 50. С. 250–267. (Zharkov V.N., Gudkova T.V. On model structure of gravity field of Mars // *Sol. Syst. Res.* 2016. V. 50. P. 250–267.)
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О параметрах землеподобной модели Венеры // *Астрон. вестн.* 2019. Т. 53. № 1. С. 3–6. (Zharkov V.N., Gudkova T.V. On Parameters of the Earth-like model of Venus // *Sol. Syst. Res.* 2019. V. 53. № 1. P. 1–4.)
- Манукин А.Б., Казанцева О.С., Калинин И.И., Матюнины В.П., Савкина Н.Ф., Тоньшев А.К., Черногорова Н.А. Сейсмометр для наблюдений на Марсе // *Космич. исслед.* 2021. Т. 5. С. 418–427.
- Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н. Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности // *Докл. АН СССР.* 1984. Т. 15. № 2. С. 583–586.
- Марченков К.И., Жарков В.Н. О рельефе границы корамантия и напряжениях растяжения–сжатия в коре Венеры // *Письма в Астрон. журн.* 1989. Т. 15. № 2. С. 182–190.
- Менщикова Т.И., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Анализ данных топографии и гравитационного поля землеподобной Венеры // *Астрон. вестник.* 2021. Т. 55. № 1. С. 13–21. (Menshchikova T.I., Gudkova T.V., Zharkov V.N. Analysis of the Topography and Gravity Data for the Earth-like Venus // *Sol. Syst. Res.* 2021. V. 55. № 1. P. 11–19.)
- Менщикова Т.И., Гудкова Т.В. Нагрузочные числа Лява для различных моделей неоднородной упругости Венеры // *Геофизич. исслед.* 2021. Т. 22. № 4. С. 24–42.
- Babeiko A.Yu., Zharkov V.M. Martian crust: a modeling approach // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2000. V. 117. P. 421–435.
- Banerdt W.B., Smrekar S.E., Banfield D., Giardini D., Golombek M., Johnson C.L., et al. Initial results from the InSight mission on Mars // *Nature Geosci.* 2020. V. 13. С. 183–189.
- Baratoux D., Samuel H., Michaut C., Toplis M.J., Monne-reau M., Wiczorek M., Garcia R., Kurita K. Petrological constraints on the density of the Martian crust // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2014. V. 119. P. 1707–1727.
- Beuthe M. Isostasy with Love: 1. Elastic equilibrium // *Geophys. J. Int.* 2021. V. 225. P. 2157–2193.
- Breuer D., Moore W.B. Dynamics and thermal history of the terrestrial planets, the Moon and Io // *Treatise on geophysics. Planets and Moons.* 2015. V. 10 / Ed. Spohn T. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 255–305.
- Broquet A., Wiczorek M.A. The gravitational signature of Martian volcanoes // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2019. V. 124. P. 2054–2086.
- Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., Rambaux N. Tidal constraints on the interior of Venus // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2017. V. 122 (6). P. 1338–1352.
- Gascioli G., Hensley S., De Marchi F., Breuer D., Durante D., Racioppa P., Iess L., Mazarico E., Smrekar S.E. The determination of the rotational state and interior structure of Venus with VERITAS // *Planet. Sci. J.* 2021. V. 2. P. 220–232.
- Genova A., Goossens S., Lemoine F.G., Mazarico E., Neumann G.A., Smith D.E., Zuber M.T. Seasonal and static gravity field of Mars from MGS, Mars Odyssey and MRO radio science // *Icarus.* 2016. V. 272. P. 228–245.
- Ghail R.C., Hall D., Mason P.J., Herrick R.R., Carter L.M., Williams Ed. VenSAR on EnVision: Taking earth observation radar to Venus // *Int. J. Appl. Earth Observation and Geoinformation.* 2018. V. 64. P. 365–376.
- Greff-Leffitz M., Legros L. Some remarks about the degree-one deformation of the Earth // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 131. P. 699–723.
- Gudkova T.V., Stepanova I.E., Batov A.V., Shchepetilov A.V. Modified method S-, and R-approximations in solving the problems of Mars's morphology // *Inverse Problems in Sci. and Eng.* 2021. V. 29. № 6. P. 790–804.
- Hansen V.L., Banks B.K., Ghent R.R. Tessera terrain and crustal plateaus // *Venus. Geology.* 1999. V. 27 (12). P. 1071–1074.
- Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // *Planet. and Space Sci.* 2011. V. 59 (13). P. 1559–1600.
- James P., Zuber M., Phillips R. Crustal thickness and support of topography on Venus // *J. Geophys. Res.* 2013. V. 118. P. 859–875.
- Jimenez-Diaz A., Ruiz J., Kirby J.F., Romeo I., Tejero R., Capote R. Lithospheric structure of Venus from gravity and topography // *Icarus.* 2015. V. 260. P. 215–231.
- Johnson C.L., Mittelholz A., Langlais B., Russell C.T., Ansan V., Banfield D., et al. Crustal and time-varying

- magnetic fields at the InSight landing site on Mars // *Nature Geosci.* 2020. V. 13. (3). P. 199–204.
- Knapmeyer-Endrun B., Panning M.P., Bissig F., Joshi R., Khan A., Kim D., et al.* Thickness and structure of the Martian crust from InSight seismic data // *Science.* 2021. V. 373. P. 438–443.
- Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L.* Venus gravity: 180th degree and order model // *Icarus.* 1999. V. 139. P. 3–18.
<https://doi.org/10.1006/icar.1999.6086>
- Konopliv A.S., Park R.S., Folkner W.M.* An improved JPL Mars gravity field and orientation from Mars orbiter and lander tracking data // *Icarus.* 2016. V. 274. P. 253–260.
- Kremic T., Ghail R., Gilmore M., Hunter G., Kiefer W., Limaye S., Pauken M., Tolbert C., Wilson C.* Long-duration Venus lander for seismic and atmospheric science // *Planet. and Space Sci.* 2020. V. 190. id.104961
- Lognonné P., Banerdt W.B., Giardini D., Pike W.T., Christensen U., Laudet P., et al.* SEIS: Insight's Seismic Experiment for Internal Structure of Mars // *Space Sci. Rev.* 2019. V. 215 (1). id. 12.
- Lognonné P., Banerdt W.B., Pike W.T., Giardini D., Christensen U., Garsia R.F., et al.* Constraints on the shallow elastic and anelastic structure of Mars from InSight seismic data // *Nature Geosci.* 2020. V. 13. P. 213–220.
- McGovern P.J., Solomon S.C., Smith D.E., Zuber M.T., Simons M., Wieczorek M.A., Phillips R.J., Neumann G.A., Aharonson O., Head J.W.* Localized gravity/topography admittance and correlation spectra on Mars: implications for regional and global evolution // *J. Geophys. Res.* 2002. V. 107. id. 5136.
- Neumann G.A., Zuber M.T., Wieczorek M.A., McGovern P.J., Lemoine F.G., Smith D.E.* Crustal structure of Mars from gravity and topography // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. id. E08002 (18 p.)
- Nimmo F., Tanaka K.* Early crustal evolution of Mars // *Annu. Rev. Earth and Planet. Sci.* 2005. V. 33. P. 133–161.
<https://doi.org/10.1146/annurev.earth.33.092203.122637>
- O'Rourke J.G., Korenaga J.* Thermal evolution of Venus with argon degassing // *Icarus.* 2015. V. 260. P. 128–140.
- Pan L., Quantin C., Tauzin B., Michaut C., Golombek M., Lognonné P., Grindrod P., Langlais B., Gudkova T., Stepanova I., Rodriguez S., Lucas A.* Crust heterogeneities and structure at the dichotomy boundary in western Elysium Planitia and implications for InSight lander // *Icarus.* 2020. V. 338. id. 113511.
- Pauer M., Breuer D.* Constraints on the maximum crustal density from gravity–topography modeling: Applications to the southern highlands of Mars // *EPSL.* 2008. V. 276. P. 253–261.
- Plesa A.-C., Padovan S., Tosi N., Breuer D., Grott M., Wieczorek M.A., Spohn T., Smrekar S.E., Banerdt W.B.* The thermal state and interior structure of Mars // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 12198–12209.
- Rappaport N.J., Konopliv A.S., Kucinskas A.B.* An improved 360 degree and order model of Venus topography // *Icarus.* 1999. V. 139. P. 19–31.
- Rosenblatt P., Dumoulin C., Marty J.-C., Genova A.* Determination of Venus' interior structure with EnVision // *Remote Sens.* 2021. V. 13. id. 1624 (14 p.).
- Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V., Garvin J.B., Head J.W., Muhleman D.O., et al.* Mars Orbiter Laser Altimeter: Experimental summary after the first year of global mapping of Mars // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106 (E10). P. 23689–23722.
- Stähler S.C., Khan A., Banerdt W.B., Lognonné Ph., Giardini D., Ceylan S., et al.* Seismic detection of the martian core // *Science.* 2021. V. 373. P. 443–448.
- Taylor S.R., McLennan S.M.* Planetary crusts: Their composition, origin and evolution. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 2009. 378 p.
- Tenzer R., Eshagh M., Jin S.* Martian sub-crustal stress from gravity and topographic models // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 425. P. 84–92.
- Yang A., Huang J., Wei D.* Separation of dynamic and isostatic components of the Venusian gravity and topography and determination of the crustal thickness of Venus // *Planet. and Space. Sci.* 2016. V. 129. P. 24–31.
- Wieczorek M.A., Zuber M.T.* Thickness of the Martian crust: improved constraints from geoid-to-topography ratios // *J. Geophys. Res.* 2004. V. 109. id. E01009.
- Wieczorek M.A.* Gravity and topography of the terrestrial planets // *Treatise on geophysics. Planets and Moons.* 2015. V. 10 / Ed. Spohn T. Amsterdam: Elsevier, 2015. P. 153–193.
- Wieczorek M.* Create crustal thickness maps of planets from gravity and topography^[1] (ctplanet). 2021.
<https://doi.org/10.5281/zenodo.4439426>
- Wieczorek M.A., Beuthe M., Rivoldini A., Van Hoolst T.* Hydrostatic interfaces in bodies with nonhydrostatic lithospheres // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2019. V. 124. P. 1410–1432.
- Zampa L.S., Tenzer R., Eshagh M., Pitonak M.* Evidence of mantle upwelling / downwelling and localized subduction on Venus from the body-force vector analysis // *Planet. and Space Sci.* 2018. V. 157. P. 48–62.
- Zelenyi L.M., Korablev O.I., Rodionov D.S., Novikov B.S., Marchenkov K.I., Andreev O.N., Larionov E.V.* Scientific objectives of the scientific equipment of the landing platform of the ExoMars-2018 mission // *Sol. Syst. Res.* 2015. V. 49. № 7. P. 509–517.
- Zharkov V.N., Solomatov V.S.* Models of the thermal evolution of Venus // *Venus geology, geochemistry and geophysics research results from the USSR* / Eds Barsukov V.L., Basilevsky A.T., Volkov V.P., Zharkov V.N. Univ. Arizona Press, 1992. P. 280–319.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V., Molodensky S.M.* On models of Mars' interior and amplitudes of forced nutations. 1. The effects of deviation of Mars from its equilibrium state on the flattening of the core-mantle boundary // *PEPI.* 2009. V. 172. P. 324–334.