

УДК 523.42; 550.3

## НАГРУЗОЧНЫЕ ЧИСЛА ЛЯВА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ МОДЕЛЕЙ НЕОДНОРОДНОЙ УПРУГОСТИ ВЕНЕРЫ

© 2021 г. Т.И. Менщикова, Т.В. Гудкова

*Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва, Россия  
Автор для переписки: Т.И. Менщикова (e-mail: ms.tamm@mail.ru)*

Рассчитаны нагрузочные числа Лява для различных моделей неоднородной упругости Венеры, используя статический подход для нагрузки на поверхности (рельеф планеты) и для заглубленных аномальных волн плотности. Планета моделировалась как упругое самогравитирующее тело с зависящими от радиуса плотностью, модулем сжатия и модулем сдвига. Вычисления проводились для каждой гармоники до степени и порядка  $n=70$ , исходя из точности определения гравитационного поля на данный момент.

В статье рассмотрено три модели неоднородной упругости Венеры. Первой анализировалась чисто упругая модель (модель *A*). Вторая модель (модель *B*) предполагала наличие упругой литосферы, под которой был введен простирающийся до ядра ослабленный слой, частично потерявший свои упругие свойства. Ослабление в этом слое моделировалось понижением в десять раз значением модуля сдвига. Толщина упругого литосферного слоя варьировалась от 100 до 500 км. В третьей модели (модели *C*) в ослабленном слое под корой задавалось градиентное изменение модуля сдвига – пониженное в десять раз значение модуля сдвига непосредственно под корой постепенно увеличивалось до его значения в упругой модели на границе с ядром. На основе описанных моделей проведена интерпретация аномального внешнего гравитационного поля. Показано, что нагрузочные числа чувствительны к реологическому строению планеты и это может быть использовано при выборе между моделями неоднородной упругости Венеры. Построена карта рельефа границы коры-мантии, рассчитанная в предположении изостатической компенсации. Полученные значения толщины коры могут быть несколько меньше реальных, так как в работе не учтена компонента динамической компенсации.

**Ключевые слова:** гравитационное поле, топография, нагрузочные числа Лява, модели неоднородной упругости, Венера.

### Введение

В ближайшее десятилетие запланировано несколько миссий по исследованию Венеры. Разрабатывается проект *EnVision* Европейского космического агентства [*Ghail et al.*, 2018; *Rosenblatt et al.*, 2021], цель которого – уточнение данных о гравитационном поле планеты (с разрешением менее 170 км). При помощи радара *VenSAR (Venus Synthetic Aperture Radar)* планируется получение изображений с пространственным разрешением 30 м, а для отдельных областей – до 1 м. Это на два порядка лучше, чем для снимков поверхности с разрешением 100–200 м, полученных миссией НАСА Магеллан в 1989–1994 гг. Также предполагается проведение топографических измерений с вертикальным и пространственным разрешением 15 и 60 м, соответственно, что даст качество, сравнимое с наблюдениями для Земли.

Для обнаружения сейсмической активности Венеры в проекте *VAMOS (Venus Airglow Measurements and Orbiter for Seismicity)* предлагается запуск на ее орбиту небольшого аппарата, который сможет зарегистрировать возмущения в атмосфере и ионосфере планеты, вызываемые сейсмическими событиями [*Komjathy et al.*, 2018].

На 2029 г. намечена реализация проекта Российского космического агентства Венера-Д (“Д” означает долгоживущая) с использованием орбитального аппарата,

субспутника и посадочного аппарата. Совместно с НАСА прорабатывается включение в проект долгоживущей станции *LLISSE (Long Lived Insitu Solar System Explorer)* на поверхности Венеры [Kremic et al., 2020]. Миссия *SAEVe (Seismic and Atmospheric Exploration of Venus)*, разработанная в рамках проекта НАСА *LLISSE*, планирует разместить два посадочных аппарата на поверхности Венеры (на расстоянии 300–800 км) на 120 дней [Kremic et al., 2020]. Одна из задач *SAEVe* – определение состава и толщины коры, толщины литосферы. В преддверии сейсмического эксперимента на Венере возрастает интерес к исследованию недр планеты.

По таким параметрам, как масса и средний радиус, Венера очень похожа на Землю, но динамические процессы в недрах этих планет сильно отличаются друг от друга. На Венере нет тектоники плит, поэтому считается, что конвекция в недрах Венеры заперта под массивной базальтовой корой [Zharkov, Solomatov, 1992] и находится в режиме “застойной крышки” (“*stagnant lid*”) [Solomatov Moresi, 1996]. Мантийная конвекция – основной механизм, отвечающий за потерю тепла и эволюцию Венеры, который определяется несколькими мантийными плюмами [Smrekar, Sotin, 2012].

Данные миссии НАСА Магеллан выявили следы тектонической активности, такие как структуры растяжений, складчатые гребни и наличие высокогорий. Рифтовая система на Венере указывает на активность процессов в последние десятки миллионов лет [Basilevsky, 1993]. В настоящее время имеются установленные доказательства современного вулканизма на Венере [Smrekar et al., 2010; Shalygin et al., 2015], но его частота, масштаб и величина не известны.

В отсутствии сейсмических измерений для Венеры, данные о ее гравитационном поле и топографии служат источниками информации о толщине коры и литосферы планеты (в большинстве работ под локальными поверхностными структурами).

Вопрос о толщине коры Венеры остается открытым. Оценки средней толщины коры планеты варьируют 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 [Breuer, Moore, 2007; Grimm, Solomon, 1988; James, Zuber, Phillips, 2013; Wieczorek, 2015].

В работах, где предполагалась одноплитовая тектоника на протяжении всего процесса эволюции, и не учитывался процесс обновления коры за счет плейт-тектоники или каких-либо других механизмов [Simons, Hager, Solomon, 1994; Konopliv, Sjogren, 1994], средняя толщина коры равна примерно 35 км. В исследованиях [Head, 1990; Nimmo, McKenzie, 1998] толщина коры достигает 45–55 км.

В ряде работ (см., например, [Zharkov, 1992; Dumoulin et al., 2017]) толщина коры была принята равной 60–70 км. Это обосновывалось тем, что в базальтах на данной глубине должен происходить фазовый переход базальт–эклогит, который служит верхним пределом для толщины коры. Глубина фазового перехода базальт–эклогит может иметь место на глубине 30–70 км, в зависимости от температуры [Ito, Kennedy, 1971; Ringwood, 1975]. В ряде последних публикаций [Jimenez-Diaz et al., 2015; O'Rourke, Korenaga, 2015; Yang, Huang, Wei, 2016] значение толщины коры принимается равным 25–30 км. Оценки толщины коры, полученные в разных регионах, варьируют между 20 и 50 км под вулканическими поднятиями [Phillips, 1994; Smrekar, 1994], 20 и 40 км – под равнинами [Konopliv, Sjogren, 1994; Grimm, 1994], 35 и 60 км – в районах тессер [Kucinskas, Turcotte, 1994; Simons, Hager, Solomon, 1994; Grimm, 1994]. Толщина коры на Венере тесно связана с топографическими структурами: тонкая кора определяется под равнинами, толстая – под поднятиями. Максимальная глубина залегания границы Мохо, превышающая 90 км, получена под горами Максвелла и Землей Иштар [Zampa et al., 2018].

Имеющиеся оценки толщины литосферы также остаются в широком диапазоне – от 100 до 600 км (см., например, [Phillips et al., 1981; Morgan, Phillips, 1983; Smrekar, Phillips, 1991; Kucinskas, Turcotte, 1994; Moore, Schubert, 1995; Orth, Solomatov, 2011]).

Модели тепловой эволюции с параметризованной конвекцией [Spohn, 1991] приводят к наличию литосферы толщиной 100 км, в основном, базальтового состава. Тонкую толщину литосферы Венеры обычно также дает метод упругого изгиба (см. [Phillips et al., 1997; Simons, Solomon, Hager, 1997; Barnett, Nimmo, McKenzie, 2000; Anderson, Smrekar, 2006]). Считается, что величины, определенные методом упругого изгиба, могут отражать толщину литосферы в момент нагружения [Watts, Zhong, 2000] и в процессе эволюции толщина литосферы могла увеличиться в результате кондуктивного охлаждения [Parmentier, Hess, 1992; Turcotte, 1993; Solomon, 1993; Vezolainen et al., 2004; Reese, Solomatov, Orth, 2007].

Авторы работы [Smrekar, Phillips, 1991] использовали отношение геоида (здесь и далее для Венеры мы будем использовать термин для Земли – геоид) к топографии, которые определялись по теоретической глубине изостатической компенсации, и пришли к выводу, что области с низкими отношениями геоид/топография, по всей вероятности, являются результатом теплового утонения 100-километровой литосферы, в то время как высокие значения требуют динамической поддержки. Такое заключение было сделано, исходя из предположения, что литосфера Венеры не может быть намного толще литосферы Земли.

В работе [Kucinskas, Turcotte, 1994] предполагается, что из пяти рассматриваемых регионов (Бета, Овда, Тетис, Атла, область каньонов на Земле Афродиты) Овда и Тетис – это области с толстой корой и литосферой, которые, с наибольшей вероятностью, поддерживаются механизмом изостатической компенсации по Эйри; области Бета и Атла, скорее всего, поддерживаются тепловым утонением толстой 300-километровой литосферы, которая уменьшается до 113 и 88 км, соответственно; область каньонов на Земле Афродиты – по всей видимости, поддерживается комбинацией утолщения коры и утонения литосферы.

Авторы работы [Moore, Schubert, 1995] определили толщину литосферы как  $270 \pm 7$  км, под которой находится менее плотный материал, и интерпретировали это как доказательство существования тепловой поддержки. Предполагая наличие плюмов, и используя модель тепловой изостазии, они заключили, что тепловая литосфера имеет толщину 200–400 км, которая может быть утонена под вулканическими поднятиями в пять раз [Moore, Schubert, 1997]. Сравнение черт поднятий и анализ геологических структур также подтверждает идеи о толстой литосфере Венеры [Stoddard, Jurdy, 2012].

Самый простой метод определения толщины коры и литосферы основан на предположении изостазии, так как при этом не вовлекаются плохо известные механические свойства и динамика мантии и литосферы. Во всех вышеприведенных модельных оценках толщины литосферы не принимались во внимание латеральные изменения вязкости, которые, как было показано в работе [Moresi, Parsons, 1995], важны для интерпретации данных гравитационного поля и топографии.

В отличие от моделей определения толщины литосферы под разными регионами в работах [Orth, Solomatov, 2011, 2012] рассматривалась глобальная модель, и было численно продемонстрировано, что значительную часть длинноволновой топографии и аномалий геоида Венеры можно объяснить тепловой изостазией, связанной с изменениями толщины литосферы (до 600 км). Авторы разделили “полную динамическую топографию”, рассчитанную от всей конвективной системы, на “тепловую топографию” и “динамическую топографию”. Первая поддерживается тепловой изостазией, связанной с утонением литосферы, вторая – относится к компоненте, необъясненной тепловой

изостазией, и связана с конвективными движениями под “застойной крышкой”. Было отмечено, что самый большой вклад в топографию и гравитационное поле исходит от плотностных вариаций внутри “застойной крышки” и лишь небольшая часть – это вклад от областей в состоянии конвекции под ней. Затем для устранения оставшегося расхождения между наблюдаемым и модельным геоидом была введена модель двойного изостатического равновесия: литосфера изостатически плавает на мантии, и при этом кора изостатически плавает на литосфере [Orth, Solomatov, 2012].

Модели со средней глобальной толщиной литосферы между 300 и 500 км и средней толщиной коры от 20 до 60 км удовлетворяют ограничениям на утонение литосферы, образование расплава, недавнего вулканизма, скорости охлаждения литосферы и переходу габбро-эклогит. Литосфера должна быть достаточно тонкой, по крайней мере, в некоторых областях, чтобы расплав мог образоваться и выйти на поверхность, так как имеющиеся инфракрасные наблюдения указывают на то, что в некоторых регионах лавовые потоки образовались недавно [Smrekar et al., 2010; Shalygin et al., 2015].

На основе интерпретации данных топографии и гравитационного поля в ряде работ широко обсуждается вопрос о существовании у Венеры астеносферы. Многие авторы допускают, что под литосферой Венеры нет зоны низкой вязкости (см., например, [Kiefer et al., 1986; Nimmo, McKenzie, 1996]). Считается, что Венера находится в режиме “застойной крышки” [Solomatov, Moresi, 1996]. Отсутствие астеносферы в этом режиме означает, что литосферная крышка граничит с мантией высокой вязкости, которая достаточно медленно конвектирует, для того чтобы кондуктивное охлаждение было доминирующим механизмом теплопереноса. Авторы работы [Pauer, Fleming, Cadec, 2006] полагают, что землеподобная мантия с литосферой (высоковязкой крышкой) толщиной 20–200 км над низковязкой полосой в 100 км (астеносфере) менее вероятна, чем на Земле, и что такая интерпретация данных подходит для моделей со 100-километровой литосферой и постепенным увеличением вязкости в мантии в 10–80 раз. Авторы работы [Rolf et al., 2018] также считают, что на Венере нет выраженного скачка вязкости на границе с мантией, как это имеет место на Земле, вследствие относительно сухой верхней мантии Венеры, и поддерживают модели с профилем вязкости, в котором вязкость постепенно увеличивается в 100 раз от минимального значения под 200-километровой литосферой до глубины 2600 км (250 км над границей ядро–мантия). Эти результаты согласуются с оценками, рассчитанными для 3D сферической модели конвекции [Benesova, Cizkova, 2012], а также с профилем вязкости, полученным на основе физики минералов [Steinberger, Werner, Torsvik, 2010].

Тем не менее, в работе [Ghail, 2015] приведены аргументы в пользу наличия астеносферы на Венере. Подобная по составу Земле, Венера должна иметь летучие компоненты, в частности  $H_2O$  и  $CO_2$ , в мантии и, соответственно, слабую астеносферу низкой вязкости. Известно, что  $CO_2$ , так же как и вода, понижает температуру солидуса [Falloon, Green, 1989]. И на Земле, и на Венере, геотермический градиент пересекает соответствующий  $H_2O$  или  $CO_2$ -насыщенный солидус на глубине 90 и 100 км, что приводит к незначительному плавлению [Falloon, Green, 1989] и уменьшению вязкости мантии, тем самым образуя астеносферу.

На поверхности Венеры доминирует ряд высоких топографических структур (см., например, [Ivanov, Head, 2011]), интерпретация которых также вызывает много споров. Вопросы интерпретации неравновесной части гравитационного поля Венеры (аномалий геоида и гравитационных аномалий) имеют длинную историю. Дискуссия о том, какая часть аномального гравитационного поля может поддерживаться упругим образом, а какая возникает в мантии и поддерживается динамическими процессами, не завершена [Kiefer, Hager, 1991, 1992; McKenzie, 1994; Stofan et al., 1995; Huang, Yang, Zhong, 2013].

Анализ действия разных механизмов компенсации (изостатический, упругий, динамический) проводился для разных интервалов степеней разложения аномального гравитационного поля по сферическим функциям. Авторы работ [Pauer, Fleming, Cadek, 2006; Steinberger, Werner, Torsvik, 2010] считают, что интерпретация длинноволновой части гравитационного поля и топографии связана со структурой и динамикой подлитосферной мантии: имеется переход от динамического механизма компенсации, доминирующего при степенях ниже 40, к изостатическому и/или упругому механизмам при более высоких степенях и, что длинноволновая топография и геоид – динамического происхождения.

Проблема разделения вкладов от разных областей планеты во внешнее гравитационное поле Венеры обсуждалась в работе [Жарков, Марченков, Любимов, 1986]. Метод нагрузочных коэффициентов учитывает, что при добавлении аномальной массы (аномальной волны плотности) происходят деформация и искривление границ раздела. Нагрузочные коэффициенты (или нагрузочные числа Лява) – это функции отклика планеты на аномальную нагрузку. Строгая самосогласованная техника для учета подстройки недр планеты к аномальным массам при интерпретации внешнего поля (техника нагрузочных коэффициентов) разработана в исследованиях [Марченков, Любимов, Жарков, 1984; Жарков, Марченков, Любимов, 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989]. В них расчеты были выполнены до 18-й гармоники разложения гравитационного поля и топографии по сферическим функциям.

В предлагаемой работе нагрузочные числа Лява рассчитываются для ряда моделей неоднородной упругости Венеры, используя данные топографии и гравитационного поля до 70-й степени и порядка. На основе этих моделей проводится интерпретация длинноволнового аномального внешнего гравитационного поля.

### Метод расчета

При интерпретации гравитационных аномалий возможно использование двух полярных подходов – статического (уравнения теории упругости) и динамического (уравнения для вязкой жидкости). Между этими предельными случаями существует связь [Phillips, Lambeck, 1980]. Чисто упругий подход – модель является предельным случаем. Упругий и вязко-упругий подходы эквивалентны с математической точки зрения, при этом решение упругой задачи – ключ к решению вязко-упругого случая.

Статический подход (метод функций Грина) в технике нагрузочных коэффициентов для нагрузки, произвольным образом распределенной в недрах планеты, для упругой сферической модели планеты и ее обобщение на случай присутствия астеносферы был развит в работах [Марченков, Любимов, Жарков, 1984; Жарков, Марченков, Любимов, 1986; Жарков, Марченков, 1987; Марченков, Жарков, 1989]. Планета моделируется как упругое самогравитирующее тело с зависящими от радиуса плотностью, модулем сжатия и модулем сдвига. Для расчета нагрузочных коэффициентов решается система уравнений, в которую входят уравнение упругого равновесия и уравнение Пуассона, связывающее аномальный гравитационный потенциал с распределением плотности.

Аномалии плотности  $\delta\rho(r, \varphi, \lambda)$ , которые некоторым образом распределены на поверхности и в недрах планеты и являются источниками аномального гравитационного поля, могут быть представлены в виде бесконечно тонкого сферического слоя радиуса  $r$ :

$$\delta\rho(r, \varphi, \lambda) = \sum_{i,n,m} R_{inn}(r) Y_{inn}(\varphi, \lambda) = \sum_{i=1}^2 \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n R_{inn}(r) Y_{inn}(\varphi, \lambda). \quad (1)$$

Здесь

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

$P_{im}$  – присоединенные полиномы Лежандра;  $\varphi$  и  $\lambda$  – широта и долгота, соответственно; амплитуды аномальных волн плотности  $R_{im}$  имеют размерность  $[M \cdot L^{-2}]$ .

Источниками плотностных неоднородностей в недрах планеты могут быть неоднородности, связанные с изменением температуры и химического состава, а также деформации границ раздела, таких как граница кора–мантия и границ фазовых переходов, на которых имеются скачки плотности.

Выражение для полного аномального потенциала, учитывающего глобальную деформацию планеты под действием аномального слоя, который действует на планету как нагрузка и приводит к дополнительному возмущению потенциала, имеет вид:

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

где  $G$  – гравитационная постоянная;  $R$  – средний радиус планеты;  $k_n(r)$  – нагрузочные числа порядка  $n$  для находящейся на глубине  $r$  аномалии плотности. Нагрузочные числа  $k_n(r)$  и функция Грина  $K_n(r)=1+k_n(r)$  были введены в работах [Марченков, Любимов, Жарков, 1984; Жарков, Марченков, Любимов, 1986].

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

$$D = \frac{4\pi GR}{g_0} \sum_{i,n,m} \left(\frac{r}{R}\right)^{n+2} \frac{R_{im}(r)(1+h_n(r))}{2n+1} Y_{im}(\varphi, \lambda), \quad (3)$$

в котором  $g_0$  – гравитационное ускорение на поверхности планеты.

Нагрузочные числа Лява (нагрузочные коэффициенты) – функции отклика планеты на нагрузки, представляющие собой аномалии плотности как на поверхности планеты (топография), так и в ее недрах. Свертка нагрузочных коэффициентов с аномальным полем плотности дает отклик планеты на произвольное распределение поверхностных и заглубленных плотностных аномалий. Для определения нагрузочных коэффициентов от поверхностных и заглубленных плотностных аномалий система уравнений упругого равновесия гравитирующей планеты сводится к системе шести обыкновенных дифференциальных уравнений первого порядка [Марченков, Любимов, Жарков, 1984]. Уравнения интегрируются от границы внешнего жидкого ядра. Для решения уравнений используется метод Рунге–Кутты; граничные условия задаются на поверхности или на некоторой глубине (в зависимости от расположения аномальной волны плотности). Вычисления проводятся для каждой гармоники до степени и порядка  $n=70$ , исходя из точности определения гравитационного поля на данный момент.

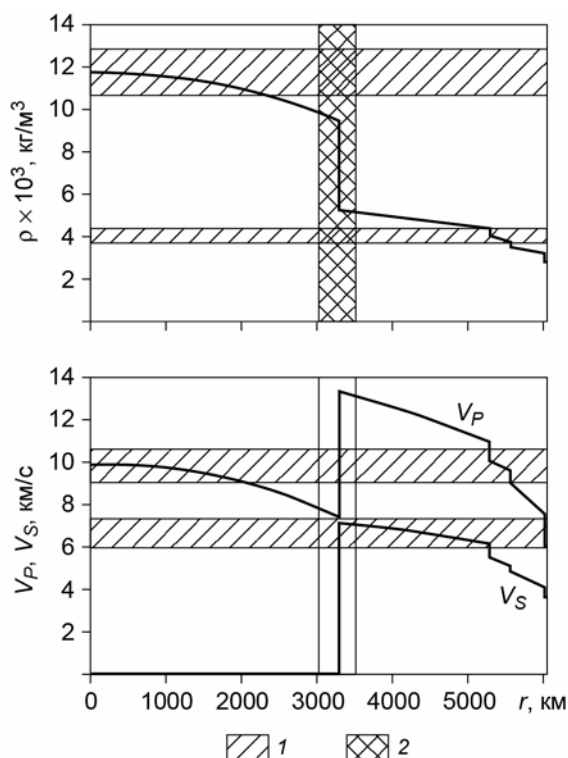
### Данные наблюдений

В настоящей работе используются данные гравитационного поля (модель *SHGL180u* [Konopliv, Banerdt, Sjogren, 1999]) и топографии (модель *SHTJV360u* [Rapaport, Konopliv, Kucinskis, 1999]). Модели представляют собой ряд полностью нормализованных коэффициентов и доступны на сайте Системы Планетных данных (<http://pds-geosciences.wustl.edu>). При вычислениях учитываются гармоники только до 70-й степени и порядка, так как корреляция между гравитационным полем и топографией резко убывает для гармоник выше 70, что означает неточность короткопериодных компонент в модели гравитационного поля [Менщикова, Гудкова, Жарков, 2021].

Венера – самая неравновесная планета Солнечной системы. В работе [Менищикова, Гудкова, Жарков, 2021] гравитационное поле Венеры разделяется на равновесную компоненту (поле гидростатически равновесной Венеры) и неравновесную, следуя гипотезе, что Венера землеподобна и фигура равновесной планеты “зафиксировалась”, какой была в отдаленную эпоху [Жарков, Гудкова, 2019]. За референсную поверхность принимается поверхность эффективно равновесной Венеры [Жарков, Гудкова, 2019; Менищикова, Гудкова, Жарков, 2021].

### Модели неоднородной упругости

Детали построения моделей внутреннего строения Венеры можно найти в работе [Гудкова, Жарков, 2020]. Толщина коры выбранной нами тестовой модели Венеры составляет 70 км, плотность коры  $2800 \text{ кг/м}^3$ . Модельные глубины фазового перехода оливина в шпинель – 481 км и перехода в перовскит – 756 км. Распределения плотности и скоростей сейсмических волн для рассматриваемой модели, которая удовлетворяет имеющимся данным о моменте инерции и приливном числе Лява  $k_2$ , приведены на рис. 1. Там же отображен диапазон допустимых значений плотности и скоростей сейсмических волн, полученных в работе [Xiao et al., 2020] на основе решения обратной задачи для кусочно-постоянных распределений плотности.

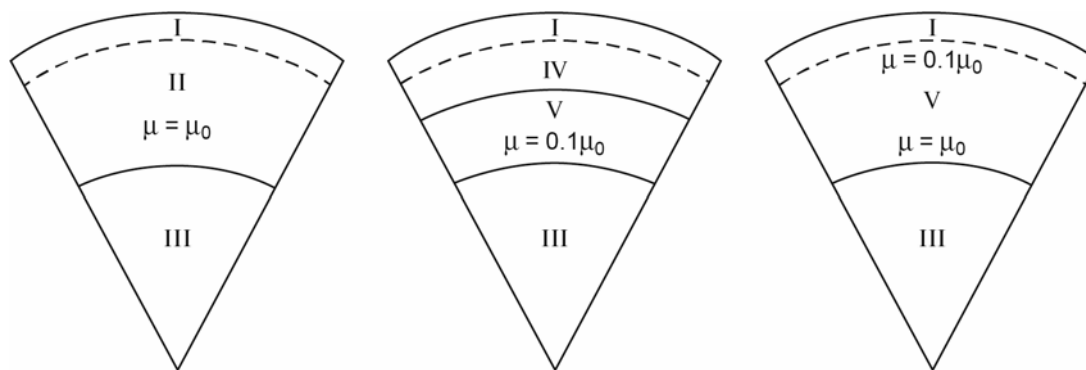


**Рис. 1.** Распределение плотности  $\rho$  (вверху) и скоростей (внизу) продольных ( $V_P$ ) и поперечных ( $V_S$ ) сейсмических волн для тестовой модели внутреннего строения Венеры. Штриховкой обозначены диапазоны допустимых значений плотности и скоростей (1), радиуса ядра (2), полученных методом инверсии данных наблюдений в работе [Xiao et al., 2020]

**Fig. 1.** Distribution of density  $\rho$  (above) and velocities (below) of longitudinal ( $V_P$ ) and shear ( $V_S$ ) seismic waves for the test model of the internal structure of Venus. Hatching marks the ranges of acceptable values of density and velocities (1), core radius (2), obtained by the method of observational data inversion in [Xiao et al., 2020]

Реакция планеты в ответ на приложенную нагрузку зависит от модели поведения недр планеты. Реологические свойства недр Венеры точно установить невозможно. От принимаемой физической модели недр зависит интерпретация гравитационных аномалий.

Опираясь на вышесказанное во введении, мы рассматриваем три модели неоднородной упругости Венеры (рис. 2). Первой анализируется чисто упругая модель (модель А). Вторая модель (модель В) предполагает наличие упругой литосферы, частью



**Рис. 2.** Модели неоднородной упругости Венеры. Слева: чисто упругая модель (модель A); в центре: модель с упругой литосферой, расположенной на ослабленном слое, частично потерявшем свои упругие свойства (модель B); справа: модель с ослабленным слоем под корой, в котором задано градиентное изменение модуля сдвига  $\mu$  (модель C).  $\mu_0$  – упругое распределение  $\mu$  в мантии. I – кора; II – мантия; III – ядро; IV – литосфера; V – ослабленный слой

**Fig. 2.** Rheological models of Venus. On the left: pure elastic model (model A); in the center: a model with an elastic lithosphere located on a weakened layer that has partially lost its elastic properties (model B); on the right: a model with a weakened layer under the crust, in which a gradient change in the shear modulus  $\mu$  is set (model C).  $\mu_0$  – elastic distribution of  $\mu$  in the mantle; III – core; IV – lithosphere; V – weakened layer

которой является кора. Это самый внешний слой Венеры, обнаруживающий упругие свойства на протяжении длительного периода времени. Области под литосферой считаются претерпевшими вязкую релаксацию, поэтому под литосферой вводится простирающийся до ядра ослабленный слой, который частично потерял свои упругие свойства. Ослабление в этом слое моделируется пониженным в десять раз значением модуля сдвига  $\mu$ . Толщина упругого литосферного слоя варьирует от 100 до 500 км. В третьей модели (модели C) в ослабленном слое под корой задается градиентное изменение модуля сдвига – пониженное в десять раз значение модуля сдвига непосредственно под корой, которое постепенно увеличивается и на границе с ядром достигает значений, характерных для упругой модели.

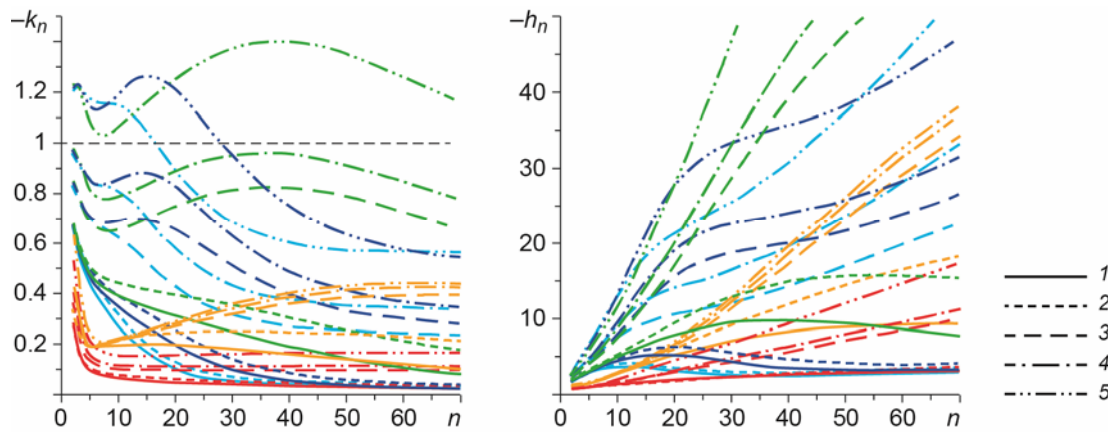
## Результаты

Выбор исходной тестовой модели недр Венеры содержит ряд неопределенностей – неизвестны толщина коры и агрегатное состояние ядра [Dumoulin et al., 2017; Гудкова, Жарков, 2020].

В данной работе ядро Венеры принято жидким. Нагрузочные числа  $k_n(r)$ ,  $h_n(r)$  рассчитаны для распределения плотности и упругих параметров (модуля сжатия и модуля сдвига) для тестовой модели внутреннего строения Венеры, параметры которой показаны на рис. 1.

Распределения нагрузочных чисел  $k_n(r)$ ,  $h_n(r)$  по глубине получены для трех различных моделей неоднородной упругости Венеры – моделей A, B и C (см. рис. 2). Нагрузочные коэффициенты  $k_n(r)$  и  $h_n(r)$  (с обратным знаком) для тестовой модели приведены на рис. 3 для  $n=2-70$  и разных глубин залегания аномальных волн плотности. Выбор глубины нагрузки в мантии (задание аномальной массы в мантии, которая движет конвективный поток) – это некоторое упрощение физического механизма и является приближением довольно сложного распределения аномальных масс в мантии.





**Рис. 3.** Нагрузочные числа Лява  $k_n$  (слева) и  $h_n$  (справа) (с обратным знаком) как функция номера сферической гармоники  $n$  для различных моделей неоднородной упругости Венеры. Распределение нагрузочных коэффициентов по глубине для модели  $A$  отображено красными линиями; для модели  $B$  с толщиной литосферы 100 км – зелеными, 300 км – синими, 500 км – голубыми линиями; для модели  $C$  – оранжевыми. 1–5 – глубина залегания аномальных волн плотности: 0 км (1) – на поверхности; 70 км (2) – на глубине кора–мантия; 481 км (3); 756 км (4); 1200 км (5). Горизонтальная штриховая линия соответствует значению  $k_n(r) = -1$  (изостазия)

**Fig. 3.** Load Love numbers  $k_n$  (on the left) and  $h_n$  (on the right) (with opposite sign) as a function of the spherical harmonic number  $n$  for various rheological models of Venus. Depth distribution of load coefficients for model  $A$  is shown with red lines; for model  $B$  with 100 km lithosphere thickness – green, 300 km – blue, 500 km – cyan lines; for model  $C$  – orange lines. The numbers above the graphs are the depths of occurrence of anomalous density waves: 0 km (1) – at the surface; 70 km (2) – at the depth of the crust – mantle; 481 km (3); 756 km (4); 1200 km (5). The horizontal dashed line corresponds to the value  $k_n(r) = -1$  (isostasy)

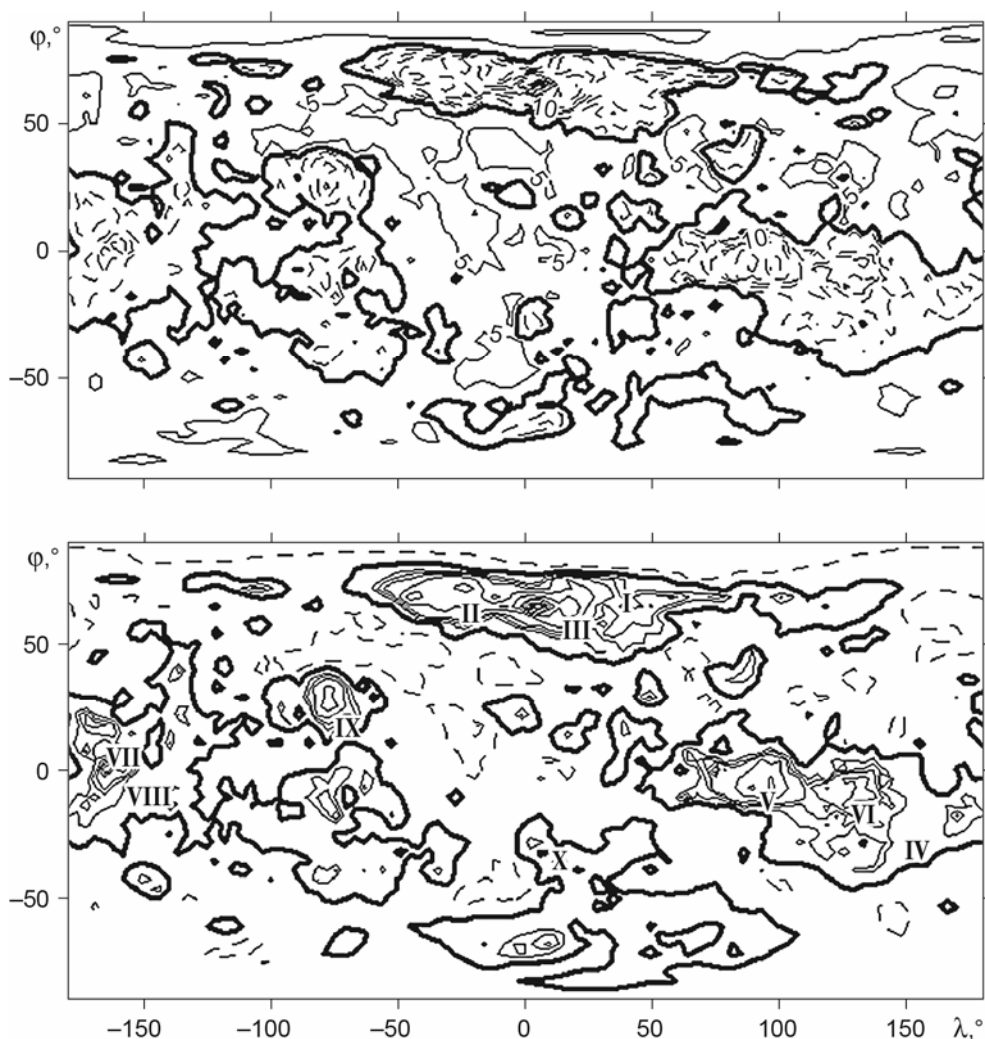
Нормализованные коэффициенты неравновесного гравитационного поля Венеры связаны с амплитудами аномальных волн плотности  $R_{nm}$ , расположенными на глубине  $r_j$  и нагрузочными числами  $k_n$

$$C_{g_{inm}} = \sum_{j=0}^N \frac{R_{inm}^j}{R\rho_0} \frac{3(1+k_n(r_j))}{2n+1} (r_j)^{n+2}, \quad (4)$$

где  $\rho_0$  – средняя плотность планеты;  $r_j$  – уровни залегания аномальных масс.

Величина  $k_n(r_j)$  определяет отклик внешнего гравитационного поля на аномальную волну плотности с амплитудой  $R_{nm}^j$ . При  $k_n(r_j)=0$  недра планеты ведут себя как “недеформируемые”, при этом происходит прогибание слоев, т.е. легкое вещество заменяется тяжелым и тяжелое вещество – легким. Значение  $(-k_n(r_j))=1$  соответствует полной изостатической компенсации, физическими причинами которой являются эффекты деформации и прогибания упругих оболочек мантии, расположенных над ослабленными слоями. При  $0 < (-k_n(r_j)) < 1$  происходит частичная компенсация рассматриваемой аномальной волны плотности. Анализируя рис. 3, можно видеть, что функции отклика чувствительны к реологическому строению планеты, и это можно использовать при выборе между моделями неоднородной упругости Венеры.

На рис. 4, *вверху* изображена карта рельефа границы кора–мантия для тестовой модели внутреннего строения Венеры, рассчитанная в предположении изостатической компенсации, используя метод нагрузочных коэффициентов, когда учитывались лишь два источника аномального гравитационного поля – топография (рельеф поверхности) и рельеф границы кора–мантия.



**Рис. 4.** Вверху: рельеф границы кора–мантия относительного среднего уровня 70 км при скачке плотности  $480 \text{ кг/м}^3$ . Сплошные жирные линии соответствуют нулевому уровню; сплошные тонкие линии – положительным высотам, пунктирные – отрицательным (вниз, к центру планеты). Интервал между изолиниями 10 км. Внизу: карта изолиний высот рельефа Венеры по данным топографии (модель *SHTJV360u*). Нулевой уровень (жирная сплошная линия) соответствует равновесной фигуре. I – Земля Иштар, II – плато Лакшми, II – горы Максвелла, IV – Земля Афродиты, V – область Овда, VI – область Тефии, VII – область Атла, VIII – гора Маат, IX – область Бета, X – область Альфа

**Fig. 4.** Above: the relief of the crust-mantle boundary at a relative average level of 70 km with a density jump of  $480 \text{ kg/m}^3$ . Solid bold lines correspond to the zero level; solid thin lines – positive heights, dashed – negative ones (down to the center of the planet). The interval between contours is 10 km. Below: the contour map of the relief heights of Venus according to topography (model *SHTJV360u*). The zero level (bold solid line) corresponds to the equilibrium figure. I – Ishtar land, II – Lakshmi plateau, II – Maxwell mountains, IV – Aphrodite's land, V – Ovda region, VI – Tethys region, VII – Atla region, VIII – Maat mountain, IX – Beta region, X – Alpha region

Коэффициенты разложения рельефа границы кора–мантия по сферическим функциям  $C_{lmm}^{\text{кора-мантия}}$  вычислялись из соотношения

$$\frac{2n+1}{3} \rho_0 R C_{lmm} = \rho_{\text{кора}} (1 + k_n(R)) C_{lmm} + \Delta \rho (1 + k_n(R_1)) \left( \frac{R_1}{R} \right)^{n+2} C_{lmm}^{\text{кора-мантия}}, \quad (5)$$

где  $\rho_{\text{кора}}$  – плотность коры;  $R_1$  – радиус границы кора–мантия;  $\Delta\rho$  – величина скачка плотности на границе кора–мантия,  $C_{gimm}$  и  $C_{tinn}$  – нормализованные коэффициенты неравновесного гравитационного поля и топографии Венеры.

Рельеф границы кора–мантия, представленный на рис. 4 *вверху*, соответствует модельной величине скачка плотности  $\Delta\rho=480 \text{ кг/м}^3$ . Как видно из формулы (5), уменьшение или увеличение  $\Delta\rho$  будет означать соответственно пропорциональное увеличение или уменьшение всех высот, указанных на рисунке. Существенно, что, так как толщина коры намного меньше радиуса планеты, то определение  $C_{tinn}^{\text{кора–мантия}}$  слабо зависит от выбора толщины коры для длинноволновой части спектра. Кроме того, эти толщины могут быть несколько меньше реальных, так как не учтена компонента динамической компенсации.

Если сравнить верхний и нижний фрагменты рис. 4, то видно, что кора изостатически скомпенсирована, в районе низменностей кора тоньше, а в районе возвышенностей наблюдается ее утолщение (корни поднятий Земли Иштар, Земля Афродиты, область Овды, Тефии и др.). Эти результаты согласуются с выводами [Hansen, Banks, Ghent, 1999; Ivanov, Head, 2011; Price, Suppe, 1994], где отмечено, что если сравнить области с толстой корой, рассчитанные в предположении изостазии, с распределением высокогорных плато и тессер, то можно увидеть корреляцию. Максимальная глубина Мохо, превышающая 90 км, получена под горами Максвелла и Землей Иштар, что согласуется с результатами работы [Zampa et al., 2018].

### Заключение

В представленной работе проведены расчеты нагрузочных коэффициентов для нагрузки на поверхности (рельеф планеты) и для заглубленных аномальных волн плотности. Варианты интерпретации неравновесного гравитационного поля Венеры имеют ряд неопределенностей, среди которых выбор реологической модели планеты и расположение аномальных волн плотности в недрах планеты (аномалии на границах раздела кора–мантия, границы фазовых переходов, также аномалии, обусловленные конвективными течениями в мантии). Величины нагрузочных коэффициентов зависят от глубины расположения нагрузки, степени гармоник  $n$  и выбранной реологической модели (модели неоднородной упругости).

Карта толщины коры, рассчитанная в предположении изостатической компенсации методом нагрузочных коэффициентов, показана на рис. 4, *вверху*. Полученные значения толщины коры могут быть несколько меньше реальных, поскольку в работе не учивалась компонента динамической компенсации.

Как уже было отмечено, выбор тестовой модели внутреннего строения Венеры содержит значительные неопределенности. Однако большее влияние оказывает выбор реологической модели (толщина литосферы и распределение упругих параметров). В дальнейшем, используя дополнительные данные, можно наложить ограничения на распределение параметров реологического разреза планеты. Полученные распределения нагрузочных чисел  $k_n(r)$  и  $h_n(r)$  будут использованы при изучении напряженного состояния недр Венеры.

### Финансирование

Работа выполнена за счет бюджетного финансирования Института физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук.

### Конфликт интересов

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

### Литература

- Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Модели внутреннего строения земледобной Венеры // *Астрономический вестник*. 2020. Т. 54, № 1. С.24–32.
- Жарков В.Н., Гудкова Т.В. О параметрах земледобной модели Венеры // *Астрономический вестник*. 2019. Т. 53, № 1. С.3–6.
- Жарков В.Н., Марченков К.И. О корреляции касательных напряжений в литосфере Венеры с поверхностными структурами // *Астрономический вестник*. 1987. Т. 21, № 2. С.170–175.
- Жарков В.Н., Марченков К.И., Любимов В.М. О длинноволновых касательных напряжениях в литосфере и мантии Венеры // *Астрономический вестник*. 1986. Т. 20, № 3. С.202–211.
- Марченков К.И., Жарков В.Н. О рельефе границы кора–мантия и напряжениях растяжения–сжатия в коре Венеры // *Письма в Астрономический журнал*. 1989. Т. 15, № 2. С.182–190.
- Марченков К.И., Любимов В.М., Жарков В.Н. Расчет нагрузочных коэффициентов для заглубленных аномалий плотности // *Докл. АН СССР*. 1984. Т. 279, № 3. С.583–586.
- Менищикова Т.И., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Анализ данных топографии и гравитационного поля земледобной Венеры // *Астрономический вестник*. 2021. Т. 55, № 1. С.13–21.
- Anderson F.S., Smrekar S.E. Global mapping of crustal and lithospheric thickness on Venus // *Journal of Geophysical Research: Planets*. 2006. V. 111, Issue E8. DOI: 10.1029/2004JE002395
- Barnett D.N., Nimmo F., McKenzie D. Elastic thickness estimates for Venus using line of sight accelerations from Magellan cycle // *Icarus*. 2000. V. 146. P.404–419.
- Basilevsky A.T. Age of rifting and associated volcanism in Atla Regio, Venus // *Geophys. Res. Lett.* 1993. V 20, N 10. P.883–886. DOI: 10.1029/93GL00736.
- Benesova N., Cizkova H. Geoid and topography of Venus in various thermal convection models // *Stud. Geophys. Geod.* 2012. V. 56. P.621–629.
- Breuer D., Moore W.B. Dynamics and Thermal History of the Terrestrial Planets, the Moon, and Io // *Planets and Moons. Treatise of Geophysics*. 2007. V. 10. P. 299–348.
- Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., Rambaux N. Tidal constraints on the interior of Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2017. V. 122, N 6. P.1338–1352. DOI: 10.1002/2016JE005249
- Falloon T.J., Green D.H. The solidus of carbonated, fertile peridotite // *Earth and Planetary Science Letters*. 1989. V 94, N 3-4. P.364–370. DOI: 10.1016/0012-821X(89)90153-2
- Ghail R. Rheological and petrological implications for a stagnant lid regime on Venus // *Planetary and Space Science*. 2015. V. 113-114. P.2–9.
- Ghail R.C., Hall D., Mason P.J., Herrick R.R., Carter L.M., Williams E. VenSAR on EnVision: Taking earth observation radar to Venus // *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*. 2018. V. 64. P.365–376.
- Grimm R.E., Solomon S.C. Viscous relaxation of impact crater relief on Venus: constraints on crustal thickness and thermal gradient // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*. 1988. V. 93, Issue B10. P.11911–11929.
- Grimm R.E. The deep structure of Venusian plateau highlands // *Icarus*. 1994. V. 112, N 1. P.89–103.
- Hansen V.L., Banks B.K., Ghent R.R. Tessera terrain and crustal plateaus. Venus // *Geology*. 1999. V. 27, N 12. P.1071–1074. DOI: 10.1130/0091-7613(1999)
- Head J.W. Processes of crustal formation and evolution on Venus: An analysis of topography, hypsometry, and crustal thickness variations // *Earth, Moon and Planets*. 1990. V. 50. P.25–55. DOI: 10.1007/BF00142388
- Huang J., Yang A., Zhong S. Constraints of the topography, gravity and volcanism on Venusian mantle dynamics and generation of plate tectonics // *Earth and Planetary Science Letters*. 2013. V. 362. P.207–214.
- Ivanov M.A., Head J.W. Global geological map of Venus // *Planetary and Space Science*. 2011. V. 59, N 13. P.1559–1600.

- Ito K., Kennedy G.C.* An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition // *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*. 1971. V. 14. P.303–314.
- James P., Zuber M., Phillips R.* Crustal thickness and support of topography on Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2013. V. 118, N 4. 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*. 2005. V. 260. P.215–231.
- Kiefer W.S., Hager B.H.* Mantle downwelling and crustal convergence: A model for Ishtar Terra, Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*. 1991. V. 96, Issue E4. P.20967–20980.
- Kiefer W.S., Hager B.H.* Geoid anomalies and dynamic topography from convection in cylindrical geometry: Applications to mantle plumes on Earth and Venus // *Geophysical Journal International*. 1992. V. 108, N 1. P.198–214.
- Kiefer W.S., Richards M.A., Hager B.H., Bills B.G.* A dynamic model of Venus gravity field // *Geophys. Res. Lett.* 1986. V. 13, N 1. P.14–17.
- Komjathy A., Didion A., Sutin B., Nakazono B., Karp A., Wallace M., Lantoin G., Krishnamoorthy S., Rud M., Cutts J., Makela J., Grawe M., Lognonne P., Kenda B., Drilleau M., Helbert J.* Remote sensing of seismic activity on Venus using a small spacecraft initial modeling results // *49th Lunar and Planetary Science Conference*. 2018. N 2083. id.1731
- Konopliv A.S., Sjogren W.L.* Venus spherical harmonic gravity model to degree and order 60 // *Icarus*. 1994. V. 112, N 1. P.42–54. DOI: 10.1006/icar.1994.1169
- Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L.* Venus gravity: 180th degree and order model // *Icarus*. 1999. V. 139, N 1. P.3–18.
- 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 // *Planetary and Space Science*. 2020. V. 190. P.10496.
- Kucinskis A.B., Turcotte D.L.* Isostatic compensation of equatorial highlands on Venus // *Icarus*. 1994. V. 112, N 1. P.104–116.
- McKenzie D.* The relationship between topography and gravity on Earth and Venus // *Icarus*. 1994. V. 112, N 1. P.55–88.
- Moresi L., Parsons B.* Interpreting gravity, geoid, and topography for convection with temperature dependent viscosity: Application to surface features on Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*. 1995. V. 100, Issue E10. P.21155–21171.
- Moore W.B., Schubert G.* Lithospheric thickness and mantle lithosphere density contrast beneath Beta Regio, Venus // *Geophys. Res. Lett.* 1995. V. 22, N 4. P.429–432.
- Moore W.B., Schubert G.* Venusian crustal and lithospheric properties from nonlinear regression of highland geoid and topography // *Icarus*. 1997. V. 128, N 2. P.415–428.
- Morgan P., Phillips R.J.* Hot spot heat transfer: Its application to Venus and implications to Venus and Earth // *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1983. V. 88, Issue B10. P. 8145–8349.
- Nimmo F., McKenzie D.* Modelling plume-related uplift, gravity and melting on Venus // *Earth Planet Sci. Lett.* 1996. V. 145, N 1-4. P.109–123.
- Nimmo F., McKenzie D.* Volcanism and tectonics on Venus // *Annu. Rev. Earth Planet Sci.* 1998. V. 26. P.23–51.
- O'Rourke J.G., Korenaga J.* Thermal evolution of Venus with argon degassing // *Icarus*. 2015. V. 260. P.128–140.
- Orth C., Solomatov V.* The isostatic stagnant lid approximation and global variations in the Venusian lithosphere // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2011. V. 12, Issue 7.
- Orth C.P., Solomatov V.S.* Constraints on the Venusian crustal thickness variations in the isostatic stagnant lid approximation // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2012. V. 13, Issue 11. doi: 10.1029/2012GC004377
- Parmentier E.M., Hess P.C.* Chemical differentiation of a convecting planetary interior: Consequences for a one plate planet such as Venus // *Geophys. Res. Lett.* 1992. V. 19, N 20. P.2015–2018.
- Pauer M., Fleming K., Cadek O.* Modeling the dynamic component of the geoid and topography of Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2006. V. 111, Issue E11. doi: 10.1029/2005JE002511

- Phillips R.J. Estimating lithospheric properties of Atla Regio, Venus // *Icarus*. 1994. V. 112, N 1. P.147–170.
- Phillips R.J., Lambeck K. Gravity fields of the terrestrial planets: long-wavelength anomalies and tectonics // *Reviews of Geophysics*. 1980. V. 18, N 1. P.27–76.
- Phillips R.J., Kaula W.M., McGill G.E., Malin M.C. Tectonics and evolution of Venus // *Science*. 1981. V. 212, N 4497. P.879–887.
- Phillips R.J., Johnson C.L., Mackwell S.J., Morgan P., Sandwell D.T., Zuber M.T. Lithospheric mechanics and dynamics of Venus // *Venus II*. Tucson: Univ. of Ariz. Press, 1997. P.1163–1204.
- Price M., Suppe J. Mean age of rifting and volcanism on Venus deduced from impact crater densities // *Nature*. 1994. V. 372. P.756–759.
- Rappaport N.J., Konopliv A.S., Kucinskas A.B. An improved 360 degree and order model of Venus topography // *Icarus*. 1999. V. 139, N 1. P.19–31.
- Reese C.C., Solomatov V.S., Orth C.P. Mechanisms for cessation of magmatic resurfacing on Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2007. V. 112, Issue E4. doi: 10.1029/2006JE002782
- Ringwood A.E. Some aspects of the minor element chemistry of lunar mare basalts // *The Moon*. 1975. V. 12. P.127–157.
- Rolf T., Steinberger B., Sruthi U., Werner S.C. Inferences on the mantle viscosity structure and the post-overturn evolutionary state of Venus // *Icarus*. 2018. V. 313. P.107–123.
- Rosenblatt P., Dumoulin C., Marty J.C., Genova A. Determination of Venus' interior structure with EnVision // *Remote Sens*. 2021. V. 13, N 9. P.1624. Doi: 10.3390/rs13091624
- Shalygin E.V., Markiewicz W.J., Basilevsky A.T., Titov D.V., Ignatiev N.I., Head J.W. Active volcanism on Venus in the Ganiki Chasma rift zone // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42, Issue 12. P.4762–4769. doi: 10.1002/2015GL064088
- Simons M., Hager B.H., Solomon S.C. Global variations in geoid/topography admittances of Venus // *Science*. 1994. V. 256, N 5160. P.798–803.
- Simons M., Solomon S.C., Hager B.H. Localization of gravity and topography: Constraints on the tectonics and mantle dynamics of Venus // *Geophys. J. Int.* 1997. V. 131, Issue 1. P.24–44.
- Smrekar S.E. Evidence for active hotspots on Venus from analysis of Magellan gravity data // *Icarus*. 1994. V. 112, N 1. P.2–26.
- Smrekar S.E., Stofan E.R., Mueller N., Treiman A., Elkins-Tanton L., Helbert J., Piccioni G., Drossart P. Recent hotspot volcanism on Venus from VIRTIS emissivity data // *Science*. 2010. V. 328, N 5978. P.605–608.
- Smrekar S., Sotin C. Constraints on mantle plumes on Venus: implications for volatile history // *Icarus*. 2012. V. 217, N 2. P.510–523.
- Smrekar S.E., Phillips R.J. Venusian highlands: Geoid to topography ratios and their implications // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1991. V. 107, N 3-4. P.582–597.
- Solomatov V.S., Moresi L.N. Stagnant lid convection on Venus // *J. Geophys. Res.: Planets*, 1996. V. 101, Issue E2. P.4737-4753.
- Solomon S.C. The geophysics of Venus // *Phys. Today*. 1993. V. 46, N 7. P.48–55.
- Spohn T. Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury, and Venus // *Icarus*. 1991. V. 90, N 2. P.222–236.
- Steinberger B., Werner S., Torsvik T. Deep versus shallow origin of gravity anomalies, topography and volcanism on Earth, Venus and Mars // *Icarus*. 2010. V. 207, N 2. P.564–577.
- Stofan E.R., Smrekar S.E., Bindschadler D.L., Senske D.A. Large topographic rises on Venus: Implications for mantle upwelling // *J. Geophys. Res.: Planets*. 1995. V. 100, Issue E11. P.23317–23327. doi: 10.1029/95JE01834
- Stoddard P.R., Jurdy D.M. Topographic comparisons of uplift features on Venus and Earth: Implications for Venus tectonics // *Icarus*. 2012. V. 217, N 2. P.524–533.
- Turcotte D.L. An episodic hypothesis for Venusian tectonics // *J. Geophys. Res.: Planets*. 1993. V. 98, Issue E9. P.17061–17068.
- Vezolainen A.V., Solomatov V.S., Basilevsky A.T., Head J.W. Uplift of Beta Regio: Three-dimensional models // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2004. V. 109, Issue E8. doi: 10.1029/2004JE002259

- Watts A.B., Zhong S. Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere // *Geophys. J. Int.* 2000. V. 142, N 3. P.855–875.
- Wieczorek M.A. Gravity and topography of the terrestrial planets // *Treatise on geophysics. Planets and Moons* / Ed. T. Spohn. Amsterdam: Elsevier, 2015. V. 10. P.153–193.
- Xiao C., Li F., Yan J.G., Hao W.F., Harada Y., Ye M., Barriot J.P. Inversion of Venus internal structure based on geodetic data // *Research in Astronomy and Astrophysics*. 2020. V. 20, N 8. 15 p.
- 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 // *Planetary and Space Science*. 2016. V. 129. P.24–31.
- 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 // *Planetary and Space Science*. 2018. V.157. P.48–62.
- Zharkov V.N. Gravity field, loading coefficients, anomalous density waves and the case of long waves // *Venus geology, geochemistry and Geophysics research results from the USSR*. Tucson: University of Arizona Press, 1992. P.218–227.
- Zharkov V.N., Solomatov V.S. Models of the thermal evolution of Venus // *Venus geology, geochemistry and Geophysics research results from the USSR*. Tucson: University of Arizona Press, 1992. P.280–319.

#### *Сведения об авторах*

**МЕНЩИКОВА Тамара Ивановна** – аспирант, научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-51-52. E-mail: ms.tamm@mail.ru

**ГУДКОВА Тамара Васильевна** – доктор физико-математических наук, главный научный сотрудник, Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН. 123242, Москва, ул. Большая Грузинская, д. 10, стр. 1. Тел.: +7(499) 254-51-52. E-mail: gudkova@ifz.ru

## **LOAD LOVE NUMBERS FOR VARIOUS RHEOLOGICAL MODELS OF VENUS**

T.I. Menshchikova, T.V. Gudkova

*Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russia  
Corresponding author: T.I. Menshchikova (e-mail: ms.tamm@mail.ru)*

**Abstract.** The load Love numbers for different rheological models of Venus are calculated, based on a static approach for the surface load (the planetary relief) and buried anomalous density waves. The planet was modeled as an elastic, self-gravitating body with radius-dependent density, compression modulus and shear modulus. The calculations have been performed for each harmonic up to the degree and order  $n=70$ , based on the accuracy of determining the gravity field at the moment.

The article considers three rheological models of Venus. A purely elastic model (model *A*) was analyzed first. In the second case (model *B*) we assume the presence of an elastic lithosphere, under which a weakened layer extending to the core was introduced, which partially lost its elastic properties. The weakening in this layer was modeled by a tenfold lower shear modulus. The thickness of the elastic lithospheric layer varied from 100 to 500 km. In the third model (model *C*), a gradient change in the shear modulus was set in the weakened layer under the crust – a tenfold decrease in the shear modulus value directly under the crust gradually increased to its value in the elastic model at the core boundary. On the basis of the described models, the interpretation of the anomalous external gravitational field is carried out. It is shown that the load numbers are sensitive to the rheological structure of the planet and this can be used when choosing between the rheological models of Venus.

A relief map of the crust-mantle boundary was constructed, calculated under the assumption of isostatic compensation. The obtained values of the crust thickness may be slightly less than the real ones, since the component of dynamic compensation was not taken into account in the work.

**Keywords:** gravitational field, topography, load Love numbers, rheological models, Venus.

### Funding

This work is supported by the Budgetary funding of Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences.

### Conflict of interest

The authors declare they have no conflict of interest.

### References

- Anderson F.S., Smrekar S.E., Global mapping of crustal and lithospheric thickness on Venus, *J. Geophys. Res.: Planets*, 2006, vol. 111, issue E8. DOI: 10.1029/2004JE002395
- Barnett D.N., Nimmo F., McKenzie D., Elastic thickness estimates for Venus using line of sight accelerations from Magellan cycle, *Icarus*, 2000, vol. 146, pp. 404-419.
- Basilevsky A.T., Age of rifting and associated volcanism in Atla Regio, Venus, *Geophys. Res. Lett.*, 1993, vol. 20, no. 10, pp. 883-886. DOI: 10.1029/93GL00736
- Benesova N., Cizkova H., Geoid and topography of Venus in various thermal convection models, *Stud. Geophys. Geod.*, 2012, vol. 56, pp. 621-629.
- Breuer D., Moore W.B., Dynamics and Thermal History of the Terrestrial Planets, the Moon, and Io, *Planets and Moons. Treatise of Geophysics*, 2007, vol. 10, pp. 299-348.
- Dumoulin C., Tobie G., Verhoeven O., Rambaux N., Tidal constraints on the interior of Venus, *J. Geophys. Res.: Planets*, 2017, vol. 122, Issue 6, pp. 1338-1352. DOI: 10.1002/2016JE005249
- Falloon T.J., Green D.H., The solidus of carbonated, fertile peridotite, *Earth and Planetary Science Letters*, 1989, vol. 94, no. 3-4, pp. 364-370. DOI: 10.1016/0012-821X(89)90153-2
- Ghail R., Rheological and petrological implications for a stagnant lid regime on Venus, *Planetary and Space Science*, 2015, vol. 113-114, pp. 2-9.
- Ghail R.C., Hall D., Mason P.J., Herrick R.R., Carter L.M., Williams E., VenSAR on EnVision: Taking earth observation radar to Venus, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2018, vol. 64, pp. 365-376.
- Grimm R.E., Solomon S.C., Viscous relaxation of impact crater relief on Venus: constraints on crustal thickness and thermal gradient, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1988, vol. 93, issue B10, pp. 11911-11929.
- Grimm R.E., The deep structure of Venusian plateau highlands, *Icarus*, 1994, vol. 112, no. 1, pp. 89-103.
- Gudkova T.V., Zharkov V.N., Models of the internal structure of the Earth-like Venus, *Solar Syst. Res.*, 2020, vol. 54, no. 1, pp. 20-27.
- Hansen V.L., Banks B.K., Ghent R.R., Tessera terrain and crustal plateaus. Venus, *Geology*, 1999, vol. 27, no. 12, pp. 1071-1074. DOI: 10.1130/0091-7613(1999)
- Head J.W., Processes of crustal formation and evolution on Venus: An analysis of topography, hypsometry, and crustal thickness variations, *Earth, Moon and Planets*, 1990, vol. 50, pp. 25-55. DOI: 10.1007/BF00142388
- Huang J., Yang A., Zhong S., Constraints of the topography, gravity and volcanism on Venusian mantle dynamics and generation of plate tectonics, *Earth and Planetary Science Letters*, 2013, vol. 362, pp. 207-214.
- Ivanov M.A., Head J.W., Global geological map of Venus, *Planetary and Space Science*, 2011, vol. 59, no. 13, pp. 1559-1600.
- Ito K., Kennedy G.C., An experimental study of the basalt-garnet granulite-eclogite transition, *The Structure and Physical Properties of the Earth's Crust*, 1971, vol. 14, pp. 303-314.
- James P., Zuber M., Phillips R., Crustal thickness and support of topography on Venus, *J. Geophys. Res.: Planets*, 2013, vol. 118, issue 4, pp. 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*, 2005, vol. 260, pp. 215-231.
- Kiefer W.S., Hager B.H., Mantle downwelling and crustal convergence: A model for Ishtar Terra, Venus, *J. Geophys. Res.: Planets*, 1991, vol. 96, issue E4, pp. 20967-20980.
- Kiefer W.S., Hager B.H., Geoid anomalies and dynamic topography from convection in cylindrical geometry: Applications to mantle plumes on Earth and Venus, *Geophysical Journal International*, 1992, vol. 108, no. 1, pp. 198-214.
- Kiefer W.S., Richards M.A., Hager B.H., Bills B.G., A dynamic model of Venus gravity field, *Geophysical Research Letters*, 1986, vol. 13, no. 1, pp. 14-17.
- Komjathy A., Didion A., Sutin B., Nakazono B., Karp A., Wallace M., Lantoiné G., Krishnamoorthy S., Rud M., Cutts J., Makela J., Grawe M., Lognonne P., Kenda B., Drilleau M., Helbert J., Remote sensing of seismic activity on Venus using a small spacecraft initial modeling results, *49th Lunar and Planetary Science Conference*, 2018, no. 2083, id.1731.
- Konopliv A.S., Sjogren W.L., Venus spherical harmonic gravity model to degree and order 60, *Icarus*, 1994, vol. 12, no. 1, pp. 42-54. DOI: 10.1006/icar.1994.1169
- Konopliv A.S., Banerdt W.B., Sjogren W.L., Venus gravity: 180th degree and order model, *Icarus*, 1999, vol. 139, no. 1, pp. 3-18.
- 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, *Planetary and Space Science*, 2020, vol. 190, pp. 104961.
- Kucinskis A.B., Turcotte D.L., Isostatic compensation of equatorial highlands on Venus, *Icarus*, 1994, vol. 112, no. 1, pp. 104-116.
- Marchenkov K.I., Lyubimov V.M., Zharkov V.N., Calculation of load factors for deeply buried density anomalies, *Doklady Earth Science Sections*, 1984, vol. 279, pp. 14-16.
- Marchenkov K.I., Zharkov V.N., Stresses in the Venus crust and the topography of the mantle boundary, *Sol. Astron. Lett.*, 1989, vol. 16, no. 1, pp. 77-81.
- McKenzie D., The relationship between topography and gravity on Earth and Venus, *Icarus*, 1994, vol. 112, no. 1, pp. 55-88.
- Menshchikova T.I., Gudkova T.V., Zharkov V.N., Analysis of the topography and gravity data for the Earth-like Venus, *Solar Syst. Res.*, 2021, vol. 55, no. 1, pp. 11-19.
- Moresi L., Parsons B., Interpreting gravity, geoid, and topography for convection with temperature dependent viscosity: Application to surface features on Venus, *J. Geophys. Res.: Planets.*, 1995, vol. 100, Issue E10, pp. 21155-21171.
- Moore W.B., Schubert G., Lithospheric thickness and mantle lithosphere density contrast beneath Beta Regio, Venus, *Geophys. Res. Lett.*, 1995, vol. 22, no. 4, pp. 429-432.
- Moore W.B., Schubert G., Venusian crustal and lithospheric properties from nonlinear regression of highland geoid and topography, *Icarus*, 1997, vol. 128, no. 2, pp. 415-428.
- Morgan P., Phillips R.J., Hot spot heat transfer: Its application to Venus and implications to Venus and Earth, *J. Geophys. Res.: Solid Earth*, 1983, vol. 88, Issue B10, pp. 8145-8349.
- Nimmo F., McKenzie D., Modelling plume-related uplift, gravity and melting on Venus, *Earth Planet Sci. Lett.*, 1996, vol. 145, no. 1-4, pp. 109-123.
- Nimmo F., McKenzie D., Volcanism and tectonics on Venus, *Annu. Rev. Earth Planet Sci.*, 1998, vol. 26, pp. 23-51.
- O'Rourke J.G., Korenaga J., Thermal evolution of Venus with argon degassing, *Icarus*, 2015, vol. 260, pp. 128-140.
- Orth C., Solomatov V., The isostatic stagnant lid approximation and global variations in the Venusian lithosphere, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2011, vol. 12, issue 7.
- Orth C.P., Solomatov V.S., Constraints on the Venusian crustal thickness variations in the isostatic stagnant lid approximation, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2012, vol. 13, issue 11. doi: 10.1029/2012GC004377
- Parmentier E.M., Hess P.C., Chemical differentiation of a convecting planetary interior: Consequences for a one plate planet such as Venus, *Geophys. Res. Lett.*, 1992, vol. 19, no. 20, pp. 2015-2018.
- Pauer M., Fleming K., Cadec O., Modeling the dynamic component of the geoid and topography of Venus, *J. Geophys. Res.: Planets*, 2006, vol. 111, issue E11. doi: 10.1029/2005JE002511
- Phillips R.J., Estimating lithospheric properties of Atla Regio, Venus, *Icarus*, 1994, vol. 112, no. 1, pp. 147-170.
- Phillips R.J., Lambeck K., Gravity fields of the terrestrial planets: long-wavelength anomalies and tectonics, *Reviews of Geophysics*, 1980, vol. 18, no. 1, pp. 27-76.
- Phillips R.J., Kaula W.M., McGill G.E., Malin M.C., Tectonics and evolution of Venus, *Science*, 1981, vol. 212, no. 4497, pp. 879-887.

- Phillips R.J., Johnson C.L., Mackwell S.J., Morgan P., Sandwell D.T., Zuber M.T., *Lithospheric mechanics and dynamics of Venus*, in Venus II, Tucson: Univ. Ariz. Press, 1997, pp. 1163-1204.
- Price M., Suppe J., Mean age of rifting and volcanism on Venus deduced from impact crater densities, *Nature*, 1994, vol. 372, pp. 756-759.
- Rappaport N.J., Konopliv A.S., Kucinskas A.B., An improved 360 degree and order model of Venus topography, *Icarus*, 1999, vol. 139, no. 1, pp. 19-31.
- Reese C.C., Solomatov V.S., Orth C.P., Mechanisms for cessation of magmatic resurfacing on Venus, *J. Geophys. Res.: Planets*, 2007, vol. 112, issue E4. doi: 10.1029/2006JE002782
- Ringwood A.E., Some aspects of the minor element chemistry of lunar mare basalts, *The Moon*, 1975, vol. 12, pp. 127-157.
- Rolf T., Steinberger B., Sruthi U., Werner S.C., Inferences on the mantle viscosity structure and the post-overtake evolutionary state of Venus, *Icarus*, 2018, vol. 313, pp. 107-123.
- Rosenblatt P., Dumoulin C., Marty J.C., Genova A., Determination of Venus' interior structure with EnVision, *Remote Sens.*, 2021, vol. 13, no. 9, pp. 1624. Doi: 10.3390/rs13091624
- Shalygin E.V., Markiewicz W.J., Basilevsky A.T., Titov D.V., Ignatiev N.I., Head J.W., Active volcanism on Venus in the Ganiki Chasma rift zone, *Geophys. Res. Lett.*, 2015, vol. 42, issue 12, pp. 4762-4769. doi: 10.1002/2015GL064088
- Simons M., Hager B.H., Solomon S.C., Global variations in geoid/topography admittances of Venus, *Science*, 1994, vol. 256, pp. 798-803.
- Simons M., Solomon S.C., Hager B.H., Localization of gravity and topography: Constraints on the tectonics and mantle dynamics of Venus, *Geophys. J. Int.*, 1997, vol. 131, issue 1, pp. 24-44.
- Smrekar S.E., Evidence for active hotspots on Venus from analysis of Magellan gravity data, *Icarus*, 1994, vol. 112, no. 1, pp. 2-26.
- Smrekar S.E., Stofan E.R., Mueller N., Treiman A., Elkins-Tanton L., Helbert J., Piccioni G., Drossart P., Recent hotspot volcanism on Venus from VIRTIS emissivity data, *Science*, 2010, vol. 328, no. 5978, pp. 605-608.
- Smrekar S., Sotin C., Constraints on mantle plumes on Venus: implications for volatile history, *Icarus*, 2012, vol. 217, no. 2, pp. 510-523.
- Smrekar S.E., Phillips R.J., Venusian highlands: Geoid to topography ratios and their implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1991, vol. 107, no. 3-4, pp. 582-597.
- Solomatov V.S., Moresi L.N., Stagnant lid convection on Venus, *J. Geophys. Res. Planets*, 1996, vol. 101, issue E2, pp. 4737-4753.
- Solomon S.C., The geophysics of Venus, *Phys. Today*, 1993, vol. 46, no. 7, pp. 48-55.
- Spohn T., Mantle differentiation and thermal evolution of Mars, Mercury, and Venus, *Icarus*, 1991, vol. 90, no. 2, pp. 222-236.
- Steinberger B., Werner S., Torsvik T., Deep versus shallow origin of gravity anomalies, topography and volcanism on Earth, Venus and Mars, *Icarus*, 2010, vol. 207, no. 2, pp. 564-577.
- Stofan E.R., Smrekar S.E., Bindschadler D.L., Senske D.A., Large topographic rises on Venus: Implications for mantle upwelling, *J. Geophys. Res. Planets.*, 1995, vol. 100, issue E11, pp. 23317-23327. doi: 10.1029/95JE01834
- Stoddard P.R., Jurdy D.M., Topographic comparisons of uplift features on Venus and Earth: Implications for Venus tectonics, *Icarus*, 2012, vol. 217, no. 2, pp. 524-533.
- Turcotte D.L., An episodic hypothesis for Venusian tectonics, *J. Geophys. Res.: Planets*, 1993, vol. 98, issue E9, pp. 17061-17068.
- Vezolainen A.V., Solomatov V.S., Basilevsky A.T., Head J.W., Uplift of Beta Regio: Three-dimensional models, *J. Geophys. Res.: Planets*, 2004, vol. 109, issue E8. doi: 10.1029/2004JE002259
- Watts A.B., Zhong S., Observations of flexure and the rheology of oceanic lithosphere, *Geophys. J. Int.*, 2000, vol. 142, no. 3, pp. 855-875.
- Wieczorek M.A., Gravity and topography of the terrestrial planets, *Treatise on geophysics. Planets and Moons*, 2015, vol. 10, pp. 153-193.
- Xiao C., Li F., Yan J.G., Hao W.F., Harada Y., Ye M., Barriot J.P., Inversion of Venus internal structure based on geodetic data, *Research in astronomy and astrophysics*, 2020, vol. 20, no. 8, 15 p.
- 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, *Planetary and Space Science*, 2016, vol. 129, pp. 24-31.
- 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, *Planetary and Space Science*, 2018, vol. 157, pp. 48-62.

- Zharkov V.N., Gravity field, loading coefficients, anomalous density waves and the case of long waves, *Venus geology, geochemistry and Geophysics research results from the USSR*, Tucson: University of Arizona Press, 1992, pp. 218-227.
- Zharkov V.N., Gudkova T.V., On Parameters of the Earth-like model of Venus, *Sol. Syst. Res.*, 2019, vol. 53, no. 1, pp. 1-4.
- Zharkov V.N., Marchenkov K.I., Lyubimov V.M., The long-wave tangential stresses in the lithosphere and mantle of Venus, *Astronomicheskii vestnik* (Astronomical Bulletin), 1986, vol. 20, no. 3, pp. 202-211. [In Russian].
- Zharkov V.N., Marchenkov K.I., The correlation of tangential stresses in the Venus lithosphere with surface structures, *Astronomicheskii vestnik* (Astronomical Bulletin), 1987, vol. 21, no. 2, pp. 170-175. [In Russian].
- Zharkov V.N., Solomatov V.S., Models of the thermal evolution of Venus, *Venus geology, geochemistry and Geophysics research results from the USSR*, Tucson: University of Arizona Press, 1992, pp. 280-319.

#### *About the authors*

**MENSHCHIKOVA Tamara Ivanovna** – Post-graduate student, Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences. Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1, Moscow, 123242, Russia. Ph.: +7(499) 254-51-52. E-mail: ms.tamm@mail.ru

**GUDKOVA Tamara Vasilievna** – Dr. Sci. (Phys.-Math.), Chief Researcher, Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences. Bolshaya Gruzinskaya str., 10-1, Moscow, 123242, Russia. Ph.: +7(499) 254-51-52. E-mail: gudkova@ifz.ru