

НАПРАВЛЕНИЕ 3. Луна и планеты земной группы, сравнительная планетология

Кураторы направления: Базилевский А.Т. (ГЕОХИ), Иванов Б.А. (ИДГ).

3.1	Проект 3.1: Модели ранней эволюции и дегазации Земли, основанные на данных изотопии благородных газов	ГИ КНЦ РАН	Толстихин И.Н.
3.2	Проект 3.2: Сейсмология и физика недр Марса	ИФЗ РАН	Жарков В. Н.
3.3	Проект 3.3: Ударные кратеры на Луне, планетах и астероидах	ИДГ РАН	Иванов Б.А.
3.4	Проект 3.4: Термохимические модели ядра и мантии Луны	ГЕОХИ РАН	Кусков О.Л.
3.5	Проект 3.5: Построение долгосрочной теории движения Луны	ИПА РАН	Иванова Т.В.
3.6	Проект 3.6: Научные задачи изучения внутреннего теплового потока Луны и методика контактных теплофизических измерений в лунном грунте	ГЕОХИ РАН	Маров М.Я.
3.7	Проект 3.7: Теоретические и астрономические исследования механизмов диссипации приливной энергии для Луны и других объектов Солнечной системы	ГЕОХИ РАН	Воропаев С.А.
3.8	Проект 3.8: Исследование физических свойств реголита Луны методами активной радиолокации	ИРЭ им. В.А. Котельникова РАН	Смирнов В.М.

Проект 3.1. Модели ранней эволюции и дегазации Земли, основанные на данных изотопии благородных газов

Аннотация. Анализ темпа дегазации модели двух-резервуарной мантии, основанной на $^{244}\text{Pu} - ^{238}\text{U} - ^{129}\text{I} - \text{Xe}$ (Pu, U, I) изотопной системе, показал, что максимальные значения параметра дегазации достигают $\text{ПД} = 2 \cdot 10^{-4}$. Впервые найдена зависимость между параметром дегазации и минимальным временем диссипации Xe из атмосферы Земли, которое меняется от 10^8 лет после формирования солнца ($\text{ПД} \approx 10^{-7}$) до 10^9 лет ($\text{ПД} \approx 10^{-4}$).

Ранее в рамках темы был исследован процесс дегазации мантии Земли в предположении, что мантия является единым достаточно хорошо перемешиваемым резервуаром. Модель процесса дегазации (модель-1) была основана на содержаниях родительских изотопов (^{244}Pu , ^{238}U , ^{129}I) в «прото веществе» Земли, радиоактивном распаде (делении) этих изотопов в сформировавшейся в ходе аккреции планеты мантии Земли, и дегазации изотопов ксенона, продуктов распада (деления) из мантии Земли в атмосферу. Получена

надежная количественная оценка параметра дегазации ПД \equiv отношение количества стабильного изотопа ^{130}Xe в мантии в данный момент времени к его начальной концентрации. Для современной мантии параметр дегазации оказался ПД $\leq 10^{-3}$. Другой важный и неожиданный результат моделирования – изотопы Хе диссипировали из атмосферы Земли в течение нескольких сотен миллионов лет после аккреции планеты (Tolstikhin et al., 2014).

Однако некоторые геохимические данные, включая изотопные составы гелия и неона в породах и флюидах мантийного происхождения, находятся в противоречии с моделью-1 и свидетельствуют о нахождении в мантии Земли древнего, менее дегазированного (богатого солнечными газами), не участвующего в мантийной конвекции резервуара (в дальнейшем ДД, по аналогии с переходной зоной ядро-мантия D’). Согласно работе Tolstikhin and Hofmann (2005), такой резервуар мог сформироваться на поздних стадиях аккреции Земли из вещества океанической коры с добавкой недегазированного хондритового материала. Модель дегазации-2 предусматривает формирование ДД после сегрегации ядра; согласно оценкам, основанным на данных $^{182}\text{Hf} - ^{182}\text{W}$ изотопной системы, не ранее 30 млн. лет после формирования Солнечной системы (здесь и далее время формирования условно принято $\equiv 0$). Такая модель поддерживается и данными $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ изотопной системы. Последующие процессы, предусмотренные моделью-2, включают перенос благородных газов из ДД в конвектирующую мантию и дегазацию мантии.

В 2015 г. программа, используемая в модели-2, была существенно модернизирована. В новом варианте программы отбор решений осуществляется автоматически, что позволяет в сотни раз ускорить моделирование и приступить к исследованию влияния отдельных параметров на решения модели.

Анализ темпа дегазации мантии представлялся наиболее важной задачей, и использование модифицированной программы было направлено, прежде всего, на ее решение. Выполненные расчеты (к настоящему времени получено более 1000 решений) показали, что максимальные значения параметра дегазации достигают ПД $= 2 \cdot 10^{-4}$, хотя и низкие значения, $\approx 10^{-6}$, близкие к опубликованному ранее (Tolstikhin and Marty, 1998), также позволяют получить решение. Таким образом, показано, что $^{244}\text{Pu} - ^{238}\text{U} - ^{129}\text{I} - \text{Xe}$ (Pu,U,I) система позволяет определить максимальное значение параметра дегазации, но не весь диапазон возможных значений.

Решения модели позволили найти зависимость между параметром дегазации и минимальным временем диссипации Хе из атмосферы Земли. Это время (отсчитываемое от времени формирования Солнца) варьировало от 10^8 (ПД $\approx 10^{-7}$) лет до 10^9 лет (ПД $\approx 10^{-4}$, см. рисунок).

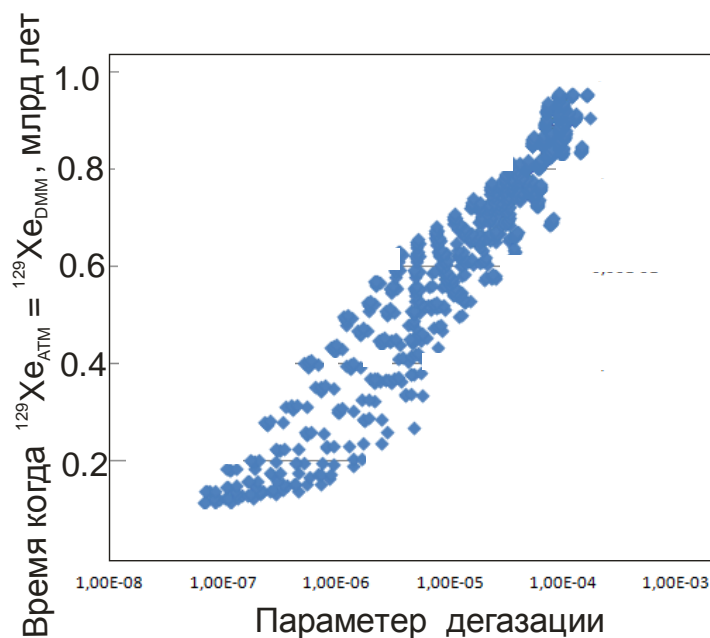


Рисунок показывает зависимость между параметром дегазации и временем (отсчитываемым от времени образования Солнца), когда количество ^{129}Xe (^{129}I) в мантии было равным количеству этого изотопа в атмосфере Земли. Атмосфера перестала терять Хе не ранее этого времени. При умеренных параметрах дегазации $\approx 10^{-4}$ атмосфера теряла ксенон не менее 1 млрд. лет (!). Зависимость между этими фундаментальными параметрами получена впервые.

К настоящему времени (частично) выполнен анализ времени формирования ДД. Решения получены для интервала от $3 \cdot 10^7$ до $1.5 \cdot 10^8$ лет после формирования солнечной системы. Исследование древнейших цирконов Земли (возраст около 4 млрд. лет) показало, что в это время на поверхности Земли уже появилась вода (Mojzsis et al., 2001) и «сухая» субдукция, не сопровождающаяся частичным плавлением, фракционированием и дегазацией субдуцируемого материала, вряд ли возможна. Таким образом можно констатировать, что ДД мог возникнуть в любое «разрешенное» время: после формирования ядра и до появления воды на поверхности Земли.

Для более определенного суждения о времени формирования ДД в модель-2 включена еще одна изотопная система, $^{147}\text{Sm} - ^{146}\text{Sm} - ^{143}\text{Nd} - ^{142}\text{Nd}$, в которую входит и

долгоживущий (^{147}Sm , период полураспада 105 млрд. лет) и короткоживущий (^{146}Sm , период полураспада 0.1 млрд. лет) радиоактивные изотопы самария, распадающиеся (альфа-распад) в изотопы неодима. К настоящему времени в рамках модели-2 удалось объяснить различие между изотопным составом неодима в хондритовых метеоритах и в силикатных оболочках Земли, – обедненной мантии и континентальной коре, в случае наиболее раннего формирования ДД и его массе, не превышающей 10 % от массы мантии Земли (соизмеримой с массой наблюдаемого на границе ядро/мантия резервуара D’). В дальнейшем предполагается определить длину интервала образования, используя $^{146}\text{Sm} - ^{142}\text{Nd}$ систему, и сравнить с результатами, полученными в результате моделирования дегазации.

Таким образом, для моделирования ранней эволюции и дегазации Земли впервые объединены все три известные информативные изотопные системы, включающие (сравнительно) короткоживущие изотопы и позволяющие моделировать процессы ранней эволюции Земли на шкалах от 10 до 500 млн. лет.

Руководитель проекта: д.х.н. Толстихин И.Н., ГИ КНЦ РАН и ИКИ РАН

E-mail: igor.tolstikhin@gmail.com

Состав группы: ст. н. с., к.ф.-м.н. Асминг В.Э., н. с., к.ф.-м.н. Федоров А.В.

В 2015 публикаций по теме не было. К концу 2016 года планируется подготовить препринт включающий (1) описание транспортной геохимической модели; (2) результаты исследования модели-1; (3) результаты исследования модели-2.

Проект 3.2. Сейсмология и физика недр Марса.

Аннотация. Для выяснения возможности регистрации следов воды на Марсе при сейсмическом эксперименте проведена численная оценка изменения теоретического годографа и спектра собственных колебаний Марса из-за эффекта гидратации.

Количественные оценки эффектов гидратации на сейсмические скорости в оливине, вадслеите и рингвудите для предполагаемого содержания железа в мантии Марса представляют интерес для прогнозирования сейсмического отклика планеты. Важно определить глубину фазового перехода в мантии Марса, поскольку это зафиксирует

распределение температуры. Наложение ограничений на состав мантии и возможная локализация зоны фазового перехода – одна из задач будущих сейсмических экспериментов.

Оливин и его модификации при высоких давлениях и температуре – вадслеит β (Mg, Fe)₂SiO₄ и рингвудит γ (Mg, Fe)₂SiO₄ составляют около 60 вес. % мантийного состава Марса. Таким образом, при построении моделей внутреннего строения планеты, воду следует также рассматривать в качестве параметра мантии. Оценки эффекта гидратации на сейсмические скорости, приведенные в [Жарков, Гудкова, 2014], для оливина, вадслеита и рингвудита, следует умножить, по крайней мере, на 0.6, если считать, что другие составляющие мантии не подвержены влиянию воды.

На рисунке 1 показано влияние гидратации на сейсмические скорости в оливине, вадслеите и рингвудите, а также на распределение скоростей в тестовой модели M14_3. Поскольку продольные и поперечные скорости в оливине при наличии воды увеличиваются по сравнению с негидратированной фазой при 14 ГПа, а скорости в вадслеите при этих давлениях уменьшаются при наличии воды, то это приводит к уменьшению скачка скоростей при фазовом переходе оливина в вадслеит.

В условиях марсианских недр, при фазовом переходе оливина в вадслеит, примесь воды приводит к увеличению скоростей продольных V_P и поперечных V_S волн на 0.08 км/с и 0.07 км/с, что соответствует изменению на 1 % и 1.5% скоростей V_P и V_S , соответственно. В конце перехода оливина в вадслеит (модельное давление $P = 14.25$ ГПа), модельные продольные V_P и поперечные V_S скорости ниже 0.12 км/с для V_P и 0.06 км/с для V_S , чем при отсутствии воды. Это уменьшение соответствует понижению V_P на 1.3 % и V_S на 1.2%. Гидратация зоны рингвудита приводит к уменьшению скоростей продольных V_P и поперечных V_S волн на 0.15 км/с и 0.05 км/с, соответственно, или на 1.5 % для V_P и 1 % для V_S . Такие изменения скоростей продольных и поперечных волн приводят к ощутимым изменениям теоретического годографа. На рис. 2 показана разница времен пробега P, PKP,

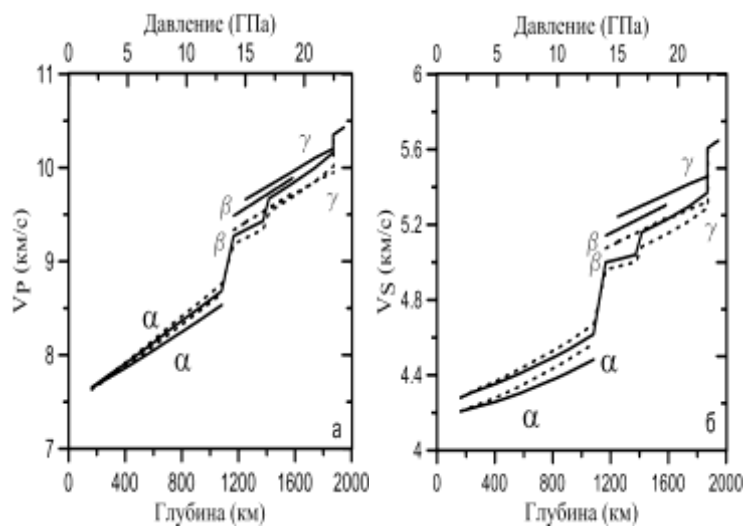


Рис. 1. Продольные V_P (а) и поперечные V_S (б) скорости для оливина, вадслеита и рингвудита для пробной сейсмической модели M14_3 [Zharkov et al 2009] без присутствия воды (сплошная линия), и при наличии воды в мантийных силикатах (пунктирная линия). Обозначения: α , оливин; β , β -шпинель (вадслеит); γ , γ -шпинель (рингвудит).

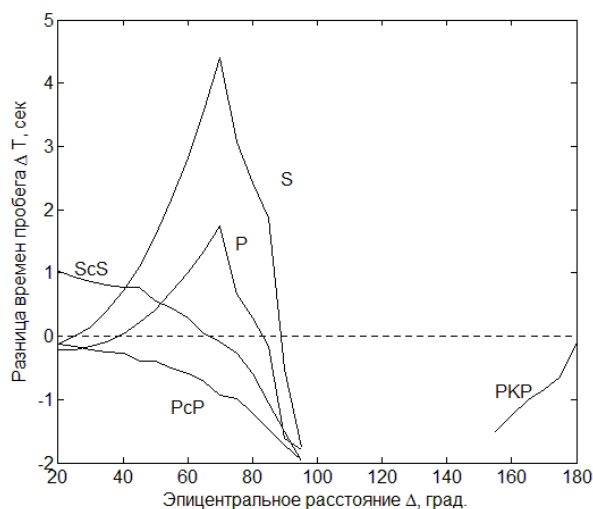


Рис. 2. Разница времен пробега P, PKP, PcP, S, ScS волн для тестовой модели M14_3 ($R_c = 1798$ км; плотность коры толщиной 50 км 3000 кг/м^3) [Zharkov и др., 2009], показанной на рис. 1, и этой же модели при наличии воды в мантийных минералах.

Источник на глубине 200 км.

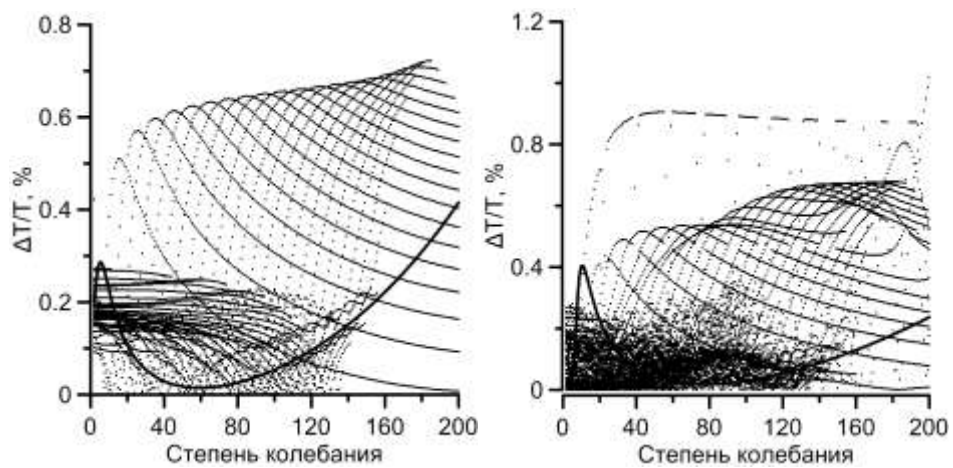


Рис. 3. Относительная разница периодов крутильных колебаний (а) и сфероидальных колебаний (б) для модели M14_3 с наличием воды и без наличия воды в мантийных минералах.

Таблица 1. Периоды крутильных колебаний для модели M14_3 из [Zharkov et al., 2009]

(сек)

l/n	0	1	2	3	4	5	6	7	8
2	1956.	593.2	332.1	225.4	171.6	138.6	115.4	98.67	86.56
3	1257.	534.1	322.0	222.3	170.2	137.9	115.0	98.42	86.38
4	953.8	477.5	309.5	218.3	168.3	136.9	114.5	98.09	86.15
5	777.8	427.8	295.5	213.6	166.1	135.7	113.8	97.67	85.86
6	660.8	386.1	280.5	208.3	163.6	134.4	113.0	97.19	85.52
7	576.4	351.6	265.3	202.5	160.7	132.8	112.1	96.62	85.12
8	512.2	323.2	250.3	196.2	157.6	131.1	111.1	95.99	84.67
9	461.5	299.6	236.0	189.7	154.3	129.2	110.1	95.30	84.18
10	420.3	279.7	222.8	183.1	150.8	127.2	108.9	94.54	83.64

Таблица 2. Периоды сфероидальных колебаний для модели M14_3 из [Zharkov et al., 2009]

(сек)

l/n	0	1	2	3	4	5	6	7	8
2	2620.	1126.	793.1	464.2	423.4	348.7	291.0	242.2	227.9
3	1631.	827.2	654.3	404.2	375.3	317.0	263.2	225.1	218.8
4	1152.	679.4	553.1	374.3	323.4	286.5	241.4	218.4	200.2
5	882.6	594.6	475.7	345.3	285.2	261.4	225.8	206.6	184.9
6	716.8	534.5	416.0	317.5	259.1	240.3	213.1	192.9	172.2
7	608.4	483.2	369.9	292.7	241.5	221.8	200.5	180.6	161.5
8	534.5	436.0	333.8	271.3	228.0	206.0	188.5	170.8	153.0
9	481.2	393.0	305.0	253.1	216.1	192.9	177.6	162.7	146.3
10	440.1	355.3	281.7	237.4	205.0	182.0	167.8	155.5	140.6

PcP, S, ScS волн для тестовой модели M14_3 без присутствия воды в мантийных минералах и при наличии воды.

Разница составляет несколько секунд, что может быть выявлено при регистрации волн. Так волна P, проходящая на эпицентральной расстоянии 80° , погружается до глубины фазового перехода оливина в вадслеит, и различие времен пробега волн в моделях без воды и при наличии воды определяется возрастанием скоростей в рингвудите при гидратации. На несколько больших эпицентральных расстояниях (около 90°) этот эффект

компенсируется уменьшением скоростей в вадслеите при наличии воды, и затем на еще больших эпицентральных расстояниях (при большем погружении волны) преобладает эффект уменьшения скоростей в вадслеите и рингвудите при наличие воды.

Для модели M14_3 [Zharkov et al., 2009] был рассчитан спектр крутильных и сфероидальных колебаний. Значения периодов крутильных и сфероидальных колебаний для модели M14_3 [Zharkov et al., 2009] даны в табл. 1 и 2, соответственно. На рис. 3 приведено относительное изменение периодов для модели M14_3 [Zharkov et al., 2009] из-за эффекта гидратации мантийных минералов. Влияние эффекта гидратации составляет менее 1% .

Руководитель проекта: Жарков Владимир Наумович ИФЗ РАН zharkov@ifz.ru

Состав группы: Гудкова Т.В. д.ф.м.н., гл.н.с., Раевский С.Н. инж., к.ф.м.н. (в настоящее время не работает), Плеханова М.А. инж.

Публикации:

1. Жарков В.Н., Гудкова Т.В. Сейсмическая модель Марса: эффекты гидратации оливина, вадслеита и рингвудита в мантии Марса. Сблрник “Ключевые проблемы исследования Солнечной системы по материалам сессии 4го Московского симпозиума по Исследованию Солнечной системы, посвященной 80-летию Академика М.Я.Марова, ИКИ РАН, Москва
2. Gudkova T., Lognonne Ph., Miljkovic K., Gagnepain-Beyneix J. Impact cutoff frequency-momentum scaling law inverted from Apollo seismic data, EPSL, 427, 57-65, 2015.
3. Раевский С.Н., Гудкова Т.В., Жарков В.Н. Диагностические возможности объемных волн для исследования внутреннего строения Марса, Физика Земли, 1, 148-160, 2015.
4. Раевский С.Н. Применение геофизических методов для исследования недр Луны и Марса, канд. дисс. 2015, ИФЗ РАН.
5. Zharkov V.N., Gudkova T., Lognonné Ph. Interior Structure Models of Mars before InSight: 1. Effects of temperature, hydration and anelasticity. 2nd IAPS Scientific Assembly: “Observation and Understanding of the Moon, moons & Planets”. Kazan, 2015.
6. Gudkova T., Lognonné Ph., Zharkov V.N., Raevskii S. Interior Structure Models of Mars before InSight: 2. What we can learn with seismic experiment. 2nd IAPS Scientific Assembly: “Observation and Understanding of the Moon, moons & Planets”. Kazan, 2015.

7. Gudkova T., Zharkov V.N. Martian interior structure models: tradeoff between the density of the crust and Fe content in the mantle. Abstract, The sixth Moscow Solar System Symposium 6M-S³, IKI, 2015.

8. Zharkov V.N., Gudkova T. V., Marchenkov K.I. Anomalous density waves method for estimating the stresses in the crust and mantle of Mars. Abstract, The sixth Moscow Solar System Symposium 6M-S³, IKI, 2015.

Проект 3.3. Роль гигантских ударов в ранней эволюции Луны, планет земной группы и крупнейших астероидов.

Аннотация. Методом численного моделирования показано, что для малых тел (близких по размерам к Фобосу) скорость откола поверхности за счет сейсмического действия удара на порядок величины превышает скорость мишени за счет передачи импульса и момента вращения.

Были продолжены исследования специфики ударного кратерообразования на телах Солнечной системы. В рамках подготовки к анализу данных с КА “DAWN” на орбите вокруг астероида Церера (1) сделаны оценки возможности обнаружения крупных ударов по деформации каменного ядра астероида [4]; (2) сделаны оценки размеров ударников, образовавших малые кратеры на Церере, что необходимо для определения распределения по размерам ударников [5]. Обновлен систематический обзор проблем и достижений в области определения возрастов поверхности планетных тел Солнечной системы по числу наложенных кратеров [2]. Полученные результаты применены для анализа популяции малых кратеров на Марсе, образовавшейся за последние 10 лет [4].

В середине 2015 г. неожиданно появилась новая задача, которую удалось сформулировать и частично решить [1]. В дискуссии о происхождении борозд на поверхности Фобоса (спутник Марса) было высказано мнение о том, что борозды могли образоваться за счет «толчка» (т.е. передачи импульса и момента вращения) ударника. Было предположено, что камни на поверхности мишени постепенно приобретают новую скорость после толчка за счет волочения поверхностью Фобоса, движущегося по-новому после «толчка». Для прояснения вопроса была поставлена и проведена серия численных расчетов для выявления основных процессов, действующих на объекты, лежащие на поверхности Фобоса.

Основной проблемой при постановке расчетов является неизвестная нам структура Фобоса. Поэтому были использованы четыре модели строения Фобоса (однородная «жесткая», однородная «мягкая», слоистая и блочная). В слоистой и блочной моделях Фобос был представлен как чередование слоев/блоков модельного «туфа» с промежутками заполненными песком.

Модельный «туф» (похожий на реальный вулканический туф) соответствовал измеренной плотности Фобоса. Модельный песок по плотности и скорости звука напоминал сухой песок. Оба материала имели после разрушения коэффициент сухого трения, измеренный для земных аналогов.

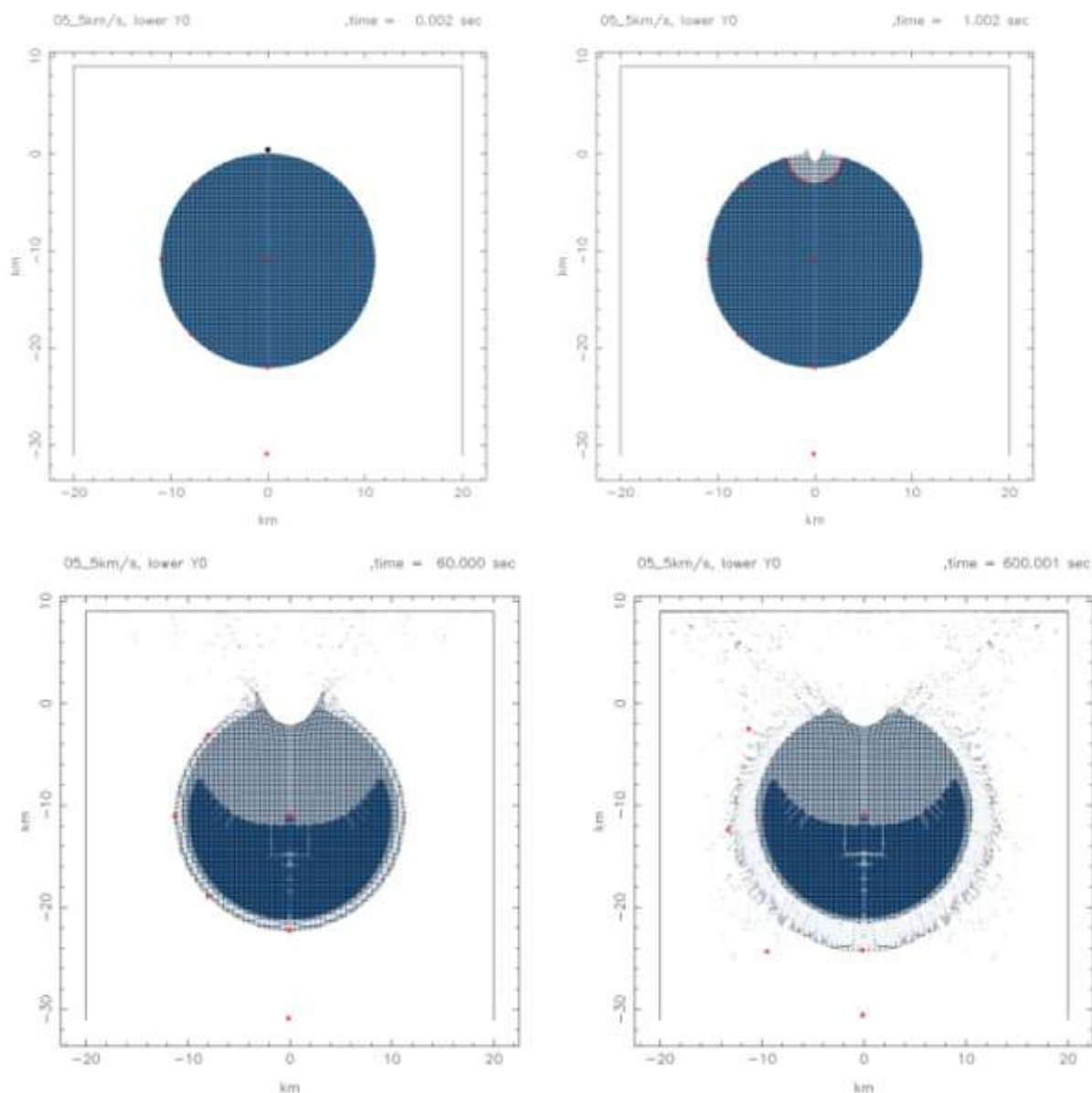


Рис. 1. Несколько избранных моментов времени при ударе по Фобосу в расчетном варианте «05slu»: ударник диаметром 500 м со скоростью 5 км/с. Материал мишени – мягкая горная порода («туф») плотностью 1.97 г/см^3 , продольной и поперечной скоростью звука 2.86 и 1.53 км/с (коэффициент Пуассона 0.3). Начальная прочность 10 МПа, коэффициент сухого трения после разрушения 0.4. Более темный цвет означает неразрушенный материал мишени. Здесь виден глобальный сброс реголита за счет «подброса» свободной поверхности при прохождении сейсмической волны.

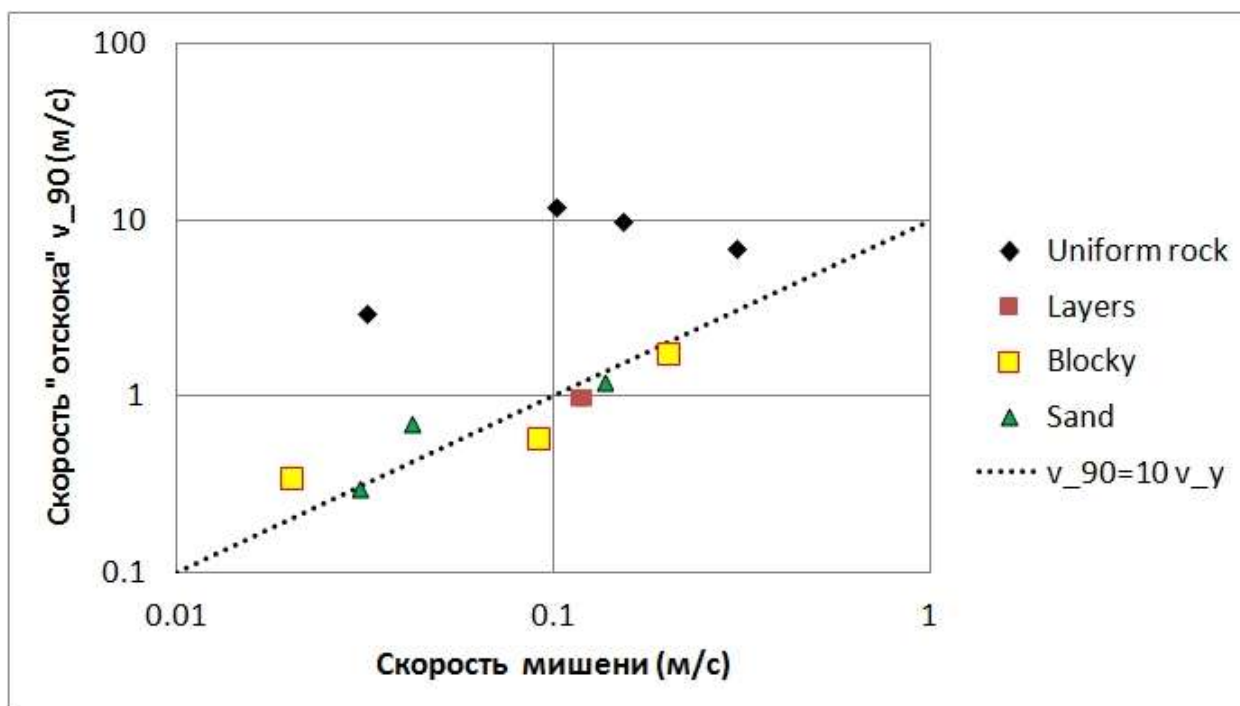


Рис. 2. Корреляция максимальной скорости в преломленной ударной волне на поверхности v_{90} от приращения продольной скорости мишени за счет импульса ударника. Скорость v_{90} является минимальной скоростью «отскока», обычно достигающаяся на угловом расстоянии 90° от точки удара (скорость «отскока» возрастает и ближе к точке удара и ближе к антиподальной – 180° – точке). Видно, что скорости «отскока» для однородной мишени достигают 10 м/с (см. рис. 1). Но и для «неоднородного» Фобоса сейсмические скорости на порядок превышают скорость поступательного движения Фобоса за счет передачи импульса ударника.

Оказалось, что Фобос, сделанный из чистого «туфа» (с воспроизведением средней плотности мишени), оказывается «акустически жестким» – ударная волна (переходящая в волну сжатия и, позднее, в сейсмическую волну) приводит к отколу поверхности Фобоса со скоростями, выше скорости ухода из поля тяготения Фобоса (для кратеров размером похожим на кратер Стикни). Задание неоднородного строения Фобоса приводит к снижению сейсмического действия на поверхности на порядок величины.

Несмотря на демпфирование сейсмических волн а «неоднородном» Фобосе, скорости подскока камней на поверхности для случая кратера Стикни на порядок превышают скорость поступательного и/или вращательного движения поверхности за счет передачи импульса и момента вращения при ударе.

Таким образом, наиболее перспективным направлением изучения движения камней на поверхности малых тел при метеоритном ударе следует считать расчет их отскока при

толчке проходящей сейсмической волны (в дополнение к уже изученному случаю выброса из кратеров с суборбитальными скоростями).

Полученные результаты могут быть использованы в будущем при анализе деградации поверхности малых тел за счет сейсмического действия ударов.

Руководитель проекта: Иванов Борис Александрович, Институт динамики геосфер РАН, baivanov@idg.chph.ras.ru, boris_a_ivanov@mail.ru

Состав группы: – 1 чел. (руководитель).

Публикации:

1. Б. А. Иванов (2015) Колебания поверхности астероида при образовании ударного кратера (на примере Фобоса) //«Динамические процессы в геосферах», сборник научных трудов ИДГ РАН, вып. 7 (в печати).
2. Werner, S.C., and B.A. Ivanov, 10.10 - Exogenic Dynamics, Cratering, and Surface Ages. In: Treatise on Geophysics (Second Edition), edited by G. Schubert, pp. 327-365, Elsevier, Oxford, 2015.
3. Ivanov, B.A., Ceres: Possible Records of Giant Impacts, in Lunar and Planetary Science Conference 46, abstract #1077, 2015.
4. McEwen, A., I. Daubar, B. Ivanov, J. Oberst, R. Malhotra, Y. JeongAhn, and S. Byrne, Current Impact Rate on Earth, Moon, and Mars, in Lunar and Planetary Science Conference 46, abstract #1854, 2015.
5. Schmedemann, N., R.J. Wagner, G. Michael, T. Kneissl, H. Hiesinger, B.A. Ivanov, T. Denk, R.Jaumann, A. Neesemann, C.A. Raymond, C.T. Russell (2015) Comparison of the Cratering Records of Ceres and Rhea. 2015 AGU Fall Meeting Abstract ID#: 72980.

Проект 3.4. Термохимические модели ядра и мантии Луны.

Аннотация. Установлены термохимические ограничения на тепловой режим, состав и минералогию верхней мантии Луны по сейсмическим моделям, и проведено согласование моделей внутреннего строения Луны с данными гравитационного поля.

Температуры в верхней мантии Луны

Термальное состояние, тепловой поток и термохимическая эволюция Луны остаются дискуссионными, а температура лунных недр – один из наиболее неопределенных физических параметров. Методом термодинамического моделирования в системе $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ проведено обращение профилей скоростей сейсмических P -, S -волн в мантии Луны, полученных по программе «Apollo», в соотношения температура – глубина. Проведено тестирование сейсмических моделей по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии в широком интервале концентраций CaO (2-5%), Al_2O_3 (2-6.5%) и FeO (8.5-13%). Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный тугоплавкими оксидами (~2 мас.% CaO и Al_2O_3).

По сейсмическим моделям установлены ограничения на распределение температуры в мантии, тепловой поток и содержание урана в Луне; оценка верхних пределов полного теплового потока привела к значениям примерно вдвое меньшим по сравнению с измерениями по программе Apollo (рис. 1-4).

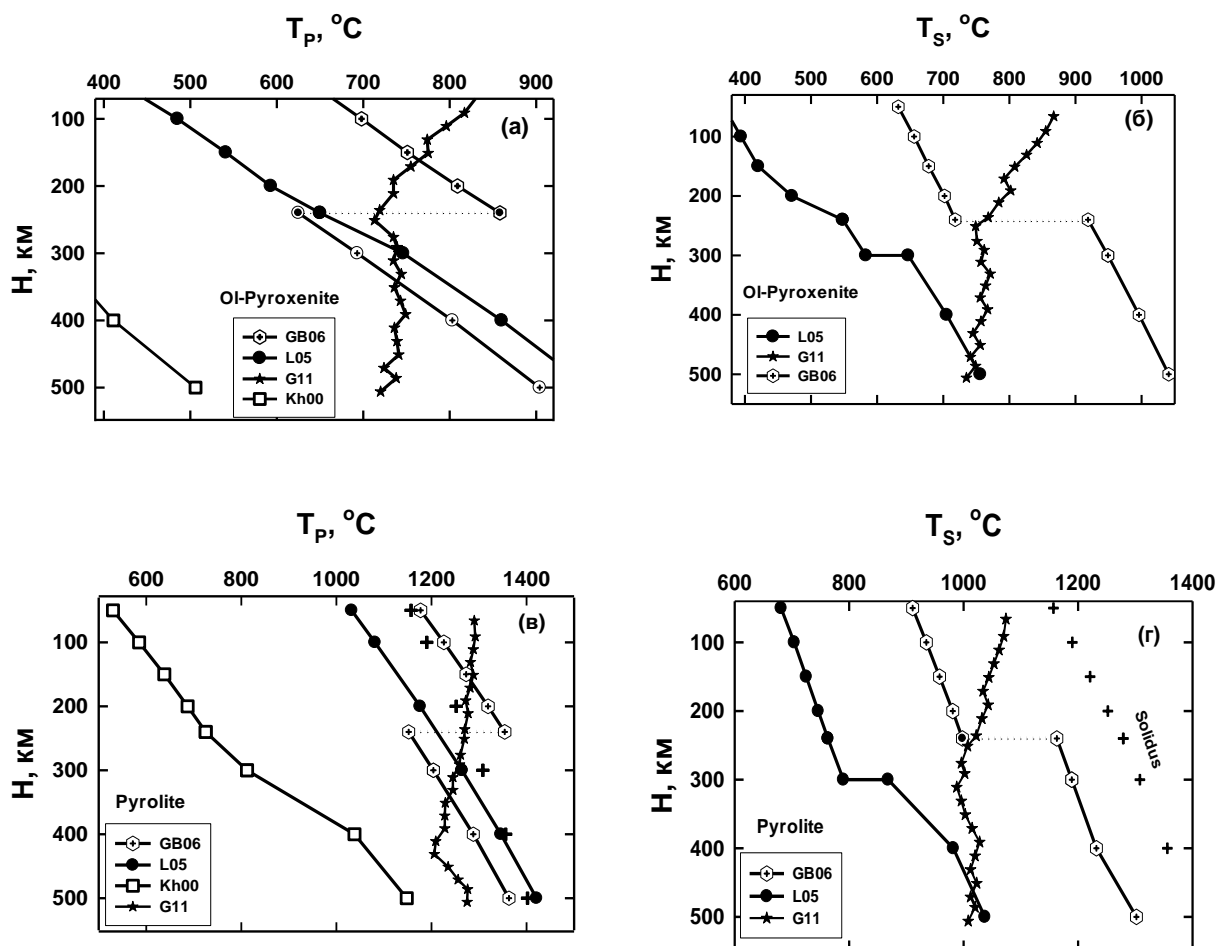


Рис. 1. Распределение температур (T_P , T_S) в верхней мантии Луны, выведенное из сейсмических моделей (L05, GB06, Kh00) и модели VPREMOON (G11). Кресты – солидус для перидотитового состава (Hirschmann, 2000). (а), (б) - Ol-пироксенит; (в), (г) – пиролит. Обозначения: Kh00 = Khan и др. 2000; L05 = Lognonné, 2005; GB06=Gagnepain-Beuieux и др., 2006; G11=Garcia и др., 2011.

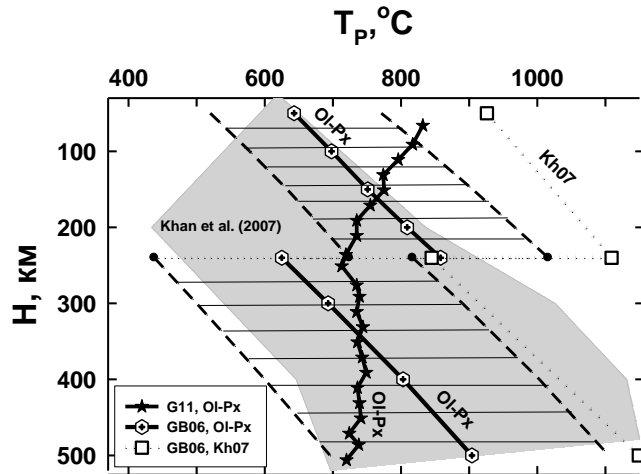


Рис. 2. Сопоставление сейсмически допустимого распределения температур в верхней мантии Луны (T_p) по модели GB06 для состава OI-Px (заштрихованная область) с рассчитанными по референц-модели G11 для того же состава. Сплошные линии - температуры, вычисленные из средних значений скорости GB06; пунктирные линии иллюстрируют погрешности температур по модели GB06. Точечные линии обозначают температуры, рассчитанные из средних значений скорости GB06 для однородного состава мантии по Khan и др. (2007, Kh07). Серая зона - интервал температур из совместного обращения сейсмических и гравитационных данных по Khan и др. (2007).

Тестирование референц-модели Луны VPREMOON [Garcia et al., 2011]

Недавно опубликованная референц-модель французских ученых (Garcia et al., 2011) радикально отличается от предыдущих моделей. В модели отсутствуют скачки скоростей в мантии, но происходит непрерывное возрастание скоростей с глубиной. Зависимость распределения температуры от глубины получена обращением (инверсией) сейсмических скоростных разрезов посредством численного решения обратной задачи.

Показано, что вне зависимости от химического состава, положительный градиент скоростей P -, S -волн приводит к отрицательному градиенту температуры в мантии, что не имеет физической основы.

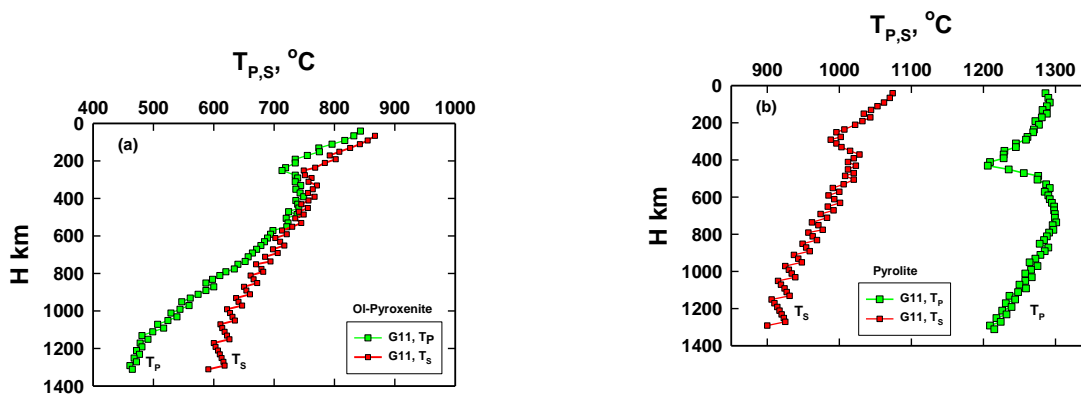


Рис. 3. Распределение температур (T_P , T_S) в мантии Луны, выведенное конверсией скоростей P -, S -волн референц-модели VPREMOON для петрологических моделей: (а) обедненный Ca-Al ОI-пироксенит (Ol-pyroxenite), (б) обогащенный Ca-Al пиролит (pyrolite).

Сделан вывод, что для адекватного распределения температуры в мантии Луны скорости P , S -волн должны оставаться практически постоянными, либо слабо уменьшаться с глубиной (особенно это касается V_S) как результат влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление.

Тепловой режим верхней мантии

Температуры, восстановленные по сейсмическим моделям, дают возможность оценить значения теплового потока и сравнить их с экспериментом. С этой целью были использованы три модели, имеющие хорошее разрешение (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beuneix и др., 2006) и близкие скорости (7.7-7.75 км/с для P волн и ~4.5 км/с для S волн). Температуры, выведенные для обедненного Ca и Al оливин-пироксенитового состава, гораздо ниже, нежели найденные в работе (Keihm, Langseth, 1977), и могут быть описаны следующим приближенным выражением на глубинах верхней мантии, $H = 50$ -500 км (рис. 3):

$$T(\pm 100\text{-}150^{\circ}\text{C}) = 374 + 1.17(^{\circ}\text{C}/\text{км}) \cdot H(\text{км}) \quad (1)$$

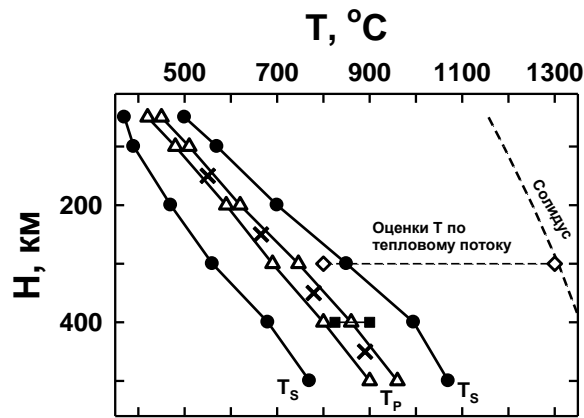


Рис. 4. Распределение температур (T_p , T_s) в верхней мантии для оливинового пироксенита, выведенное из средних скоростей P -, S -волн сейсмических моделей на глубинах 50-500 км (Nakamura, 1983; L05; GB06). Кресты – температуры по уравнению (1). Залитые квадраты – температуры на глубине 400 км по GB06 и K&K98. Ромбы – T на глубине 300 км, полученные экстраполяцией измеренных значений теплового потока по программе «Apollo» с учетом данных по распространенности тория (Keihm, Langseth, 1977).

Принимая температурный градиент из уравнения (1) и коэффициент теплопроводности пород 3.3-4 Вт/м·К (GB06), получим максимальную величину теплового потока в верхней мантии 3.8-4.7 мВт/м², которая в 2-3 раза ниже ранее найденной (Keihm, Langseth, 1977). В рамках гипотезы стационарного теплового равновесия (Hood, 1986), полученные значения теплового потока приводят к концентрации U в верхней мантии 10-12 ppb. Далее, в расчетах будем следовать общепринятой процедуре (Hood, 1986). Примем следующие параметры: мощность (40 км) и плотность (2.58 г/см³) коры (Wieczorek и др., 2013), средняя плотность мантии 3.34 г/см³ (K&K09), стандартные отношения Th/ U и K/ U (Keihm, Langseth, 1977; Hagermann, Tanaka, 2006), содержания U в коре 80-240 ppb (Taylor, 1982; Демидова и др., 2007). Отсюда получим верхние пределы значений полного теплового потока с поверхности 6.2-9.6 мВт/м² и валового содержания урана в Луне 15-23 ppb.

Согласование моделей внутреннего строения Луны с данными гравитационного поля

Рассмотрена проблема согласования моделей внутреннего строения Луны, полученных инверсией петролого-геофизических и сейсмических данных с числом Лява k_2 . Согласование модельных и экспериментально определенных чисел Лява возможно, если в подошве мантии допустить уменьшение модуля сдвига, что можно интерпретировать

наличием зоны частичного плавления вещества мантии в окрестности ядра. Восстановленные из скоростей P -, S -волн профили температур в мантии Луны показывают, что для достижения температуры солидуса на глубинах порядка 1400 км, температура на глубине 1000 км должна быть не ниже 1350-1400°C.

Выводы

(1) Реализован новый подход к исследованию термохимических моделей мантии Луны, основанный на преобразовании профилей скоростей сейсмических волн в соотношения температура – глубина с помощью методов термодинамики и физики минералов. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный тугоплавкими оксидами (~2 мас.% CaO и Al₂O₃, $\rho \sim 3.33$ -3.34 г/см³). Модели, обогащенные Ca и Al, не могут рассматриваться в качестве петрологической основы верхней мантии, поскольку приводят к нереалистичным температурам (вблизи или выше солидуса).

(2) Максимальная величина теплового потока в верхней мантии составляет 3.8-4.7 мВт/м², что в два-три раза меньше величин теплового потока 7-13 мВт/м² по данным измерений по программе «Apollo» и распространенности тория (Keihm, Langseth, 1977). В рамках гипотезы стационарного теплового равновесия, полученные значения теплового потока приводят к концентрации урана 10-12 ppb в верхней мантии. На основе этих и литературных данных оценены верхние пределы значений полного теплового потока с поверхности 6.2-9.6 мВт/м² и валового содержания урана в Луне на уровне 15-23 ppb.

(3) Решение проблемы возможности / невозможности частичного плавления вблизи ядра, во многом зависящее от надежных данных по скоростям распространения сейсмических волн в подошве нижней мантии на границе с ядром, требует дальнейшего анализа.

(4) Получена самосогласованная информация по распределению скорости P -, S -волн – температура ($T_{P,S}$) – химический и минеральный состав – плотность – глубина, что обеспечивает более надежные ограничения на внутреннее строение Луны. Сделан вывод, что для адекватного распределения температуры в мантии Луны скорости P , S -волн должны оставаться практически постоянными, либо слабо уменьшаться с глубиной (особенно это касается V_S) как результат влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление. Предложенный подход к тестированию скоростной структуры мантии Луны, основанный на методах термодинамики и физики минералов, дает независимый инструмент для оценки достоверности исследуемой сейсмической модели и ее соответствия петрологическим и термальным моделям.

Руководитель проекта: Кусков О. Л. / ГЕОХИ РАН (ol_kuskov@mail.ru);

Состав группы: Кронрод В.А., дхн, Кронрод Е.В., асп. / ГЕОХИ РАН

Публикации:

1. Кусков О.Л., Кронрод В.А. Кронрод Е.В. Термохимические ограничения на тепловой режим, состав и минералогию верхней мантии Луны по сейсмическим моделям // *Астроном. Вестник*, 2015, том 49, № 2, с. 83–99
2. Белашенко Д.К., Кусков О.Л. Оценка термодинамических характеристик Fe–S ядра Луны методом молекулярно-динамического моделирования // *Доклады Акад. Наук*. 2015. Т. 460. № 1. С. 70-73.
3. Раевский С.Н., Гудкова Т.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. О согласовании моделей внутреннего строения Луны с данными гравитационного поля // *Физика Земли*. 2015. № 1. С. 139–147.
4. Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне для модели магматического океана с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра. В сб. к 80-летию М.Я.Марова, ИКИ, 2015.
5. Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А. Тепловой режим, химический и минеральный состав Луны. В кн.: Gusev A, Hanada H., Petrova N. Rotation, physical libration, internal structure of the active and multi-layer Moon, Kazan' University, Kazan', 2015.

Проект 3.5. Построение долгосрочной теории движения Луны.

Аннотация. Разработка алгоритмов теории вращения Луны в рамках обобщенной планетной теории GPT.

Методика общей планетной теории (GPT) (Brumberg, 1995) позволяет построить новую теорию вращения Луны в тригонометрической форме без фиктивных вековых членов, с принципиальной точки зрения не имеющую ограничений на длительность временного интервала ее годности, а с практической точки зрения значительно расширяющую этот интервал (несколько тысячелетий) по сравнению с существующими классическими теориями (несколько столетий). Метод GPT, основанный на идеях Хилла (использование некепplerовой промежуточной орбиты), Цейпеля (разделение медленно и быстро меняющихся переменных) и Биркгофа (приведение динамической системы к нормальной

форме), позволяет совместное приведение уравнений поступательного движения больших планет и Луны и уравнений вращательного движения Земли к вековой системе, описывающей эволюцию планетных и лунной орбит (независимо от вращения Земли) и эволюцию вращения Луны (в зависимости от эволюции планетных и лунного движений). В процессе решения долгопериодические члены выделяются в вековую систему, имеющую форму полиномиальной системы дифференциальных уравнений для больших планет, Луны и вращения Луны. В результате, теория вращения Луны представляется в виде рядов по степеням эволюционных переменных с квази-периодическими коэффициентами относительно времени.

Полная система уравнений для эволюционных эксцентрических и облических переменных типа Лапласа $a_i, \bar{a}_i, b_i, \bar{b}_i$ ($i=1,2,\dots,9$) и параметров Эйлера для вращения Луны $p=(p_i)$, $\bar{p}=(\bar{p}_i)$ ($i=1,\dots,4$) представляется в виде

$$\dot{X} = i N [P X + R(X, t)], \quad (1)$$

где X и R представляют собой 44-мерные векторы переменных и правых частей, соответственно:

$$X = (a, \bar{a}, b, \bar{b}, p, \bar{p}), \quad R = (R_1, \dots, R_6). \quad (2)$$

Компоненты a , \bar{a} , b , \bar{b} и R_i $i=1,2,3,4$ для планет и Луны являются 9-мерными векторами, p , \bar{p} и R_5, R_6 , характеризующие вращение Луны, являются 4-мерными векторами. N и P — 44×44 диагональные матрицы, имеющие следующую структуру:

$$N = \text{diag}(N, N, N, N, n, n, n, n, n, n, n, n),$$

$$P = \text{diag}(E_{(9)}, -E_{(9)}, E_{(9)}, -E_{(9)}, E_{(4)}, -E_{(4)}), \quad (3)$$

$$n = -\frac{1}{2} \Omega,$$

где Ω — средняя скорость вращения Луны, N — 9×9 диагональная матрица средних движений больших планет и Луны, $E_{(9)}$ и $E_{(4)}$ — единичные матрицы размером 9×9 и 4×4 , соответственно. Для того, чтобы проинтегрировать систему (1) без вековых членов, используется метод нормализации Биркгофа, который заключается в нахождении такого преобразования переменных, которое обеспечило бы интегрирование уравнений (1) в новых переменных без вековых членов. Преобразование от старых переменных X к новым переменным $Y = (a, \bar{a}, b, \bar{b}, q, \bar{q})$

$$X = Y + \Gamma(Y, t) \quad (4)$$

приводит (1) к новой системе уравнений

$$\dot{Y} = i M[PY + F(Y, t)]. \quad (5)$$

Функции Γ и F находятся итерациями в виде рядов по степеням Y с квази-периодическими коэффициентами относительно t

$$U = R - N^{-1}\Gamma_Y NU^*, \quad (6)$$

$$\Gamma_t + i(\Gamma_Y NPY - NPT\Gamma) = i NU^+, \quad (7)$$

$$U = U^* + U^+, \quad F = U^*. \quad (8)$$

Разбиение U на две части производится таким образом, чтобы обеспечить интегрирование (7) без t -вековых членов. Поскольку вековая система для орбитального движения планет и Луны уже построена в рамках GPT в предыдущих работах, то преобразование

$$p_i = q_i + \Gamma_{4+i} \quad (i=1, \dots, 4) \quad (9)$$

приводит уравнения для вращения Луны к вековой системе

$$\dot{q}_i = in(q_i + F_{4+i}), \quad (10)$$

где $F_k = U_k^*(q, \bar{q}, \alpha, \bar{\alpha}, \beta, \bar{\beta})$. Здесь $\alpha, \bar{\alpha}, \beta, \bar{\beta}$ являются 9-мерными векторами медленно меняющихся элементов типа Лапласа для больших планет и Луны. Выражения (9) описывают коротко-периодическую нутацию, зависящую от средних долгот Солнца, Луны и больших планет. Система (10) ответственна за прецессию и долго-периодическую нутацию, поскольку она включает эволюционные переменные α_9 и β_9 , связанные с движениями перигея и узла Луны.

Самой сложной операцией алгоритма, представленного формулами (6–8), является построение правых частей R в новых переменных. При это надо учитывать тот факт, что построение разложений в виде рядов Пуассона с помощью метода итераций требует выполнения всех аналитических операций с точностью, соответствующей номеру текущей итерации. Для выполнения символьных компьютерных вычислений служит пуассоновский процессор (Ivanova, 1995).

Литература:

- Brumberg, V.A.: 1995, *Analytical Techniques of Celestial Mechanics*, Springer, Heidelberg
 Ivanova, T.V.: 1995, 'PSP: A New Poisson Series Processor'. In: *Dynamics, Ephemerides and Astrometry of the Solar System* (IAU Symposium 172, Paris, 1995, eds. S.Ferraz-Mello, B.Morando and J. -E. Arlot), 283, Kluwer

Руководитель проекта: Иванова Тамара Вениаминовна, с.н.с., Институт прикладной астрономии РАН, Санкт-Петербург, e-mail: itv@ipa.nw.ru

Состав группы: Рыжкова Диана Анатольевна, инженер-программист.

Публикация:

1. Иванова Т.В. 2015. “О построении аналитической теории вращения Луны в тригонометрической форме”. Тезисы докладов всероссийской астрометрической конференции «Пулково-2015».

Проект 3.6. Научные задачи изучения внутреннего теплового потока Луны и методика контактных теплофизических измерений в лунном грунте

Аннотация. Разработана программа и проведен комплекс экспериментальных исследований с целью разработки методики контактных теплофизических измерений в лунном грунте в экстремальных условия лунной среды.

Величина внутреннего теплового потока является важным граничным условием для восстановления тепловой эволюции Луны и накладывает определенные ограничения на геофизические и геохимические модели ее внутреннего строения. Изучение латерального глобального (видимая и обратная стороны Луны) и регионального распределения внутреннего теплового потока необходимо также для исследования глобальных и региональных неоднородностей в строении и составе лунной коры и мантии.

Ранее нами был проанализирован температурный режим в полярных областях Луны, определяемый уникальными условиями освещения вследствие наклона лунной оси и плоскости орбиты Луны к плоскости эклиптики. Получены оценки средней температуры, равновесной температуры на поверхности длительно освещенных участков и в постоянно затененных участках на дне кратеров и вклада в температуру поверхности различных факторов. Проведен анализ особенностей теплопроводности и теплоемкости лунного реголита в зависимости от температуры, минералогического состава, формы и размера частиц, от пористости и объемного веса. Предложено общее аналитическое выражение для эффективной теплопроводности и эмпирическое соотношение для теплоемкости лунного реголита в диапазоне температур от 90 до 350 К и результаты расчетов по этому соотношению.

Была рассмотрена тепловая модель грунта, исходя из динамического равновесия градиентного потока тепла с разностью потоков поглощенной и излученной энергии. Проведено моделирование теплового режима грунта путем решения нелинейного одномерного уравнения теплопроводности в конечной области с граничными условиями второго рода. Сформулированы основные научные задачи по измерению температуры на поверхности на КА «Луна Глоб» и «Луна Ресурс» и по определению на этой основе теплофизических свойств реголита в полярных районах путем решения обратных задач. Сделаны оценки возможности измерения внутреннего теплового потока в эксперименте на «Луне Ресурс», что необходимо для понимания происхождения, состава, внутреннего строения и эволюции Луны. Показано, что зависимость теплопереноса от выбора моделей структуры и состава верхнего горизонта лунной коры приводит к значительной неопределенности в оценке глобального теплового потока, а его региональное распределение резко неоднородное, что может быть связано с латеральным изменением состава и мощности лунной коры и верхней мантии.

Были проведены исследования с целью разработки методики проведения контактных теплофизических измерений в экстремальных условиях лунной среды. Работы проводились в лаборатории, оборудованной камерой тепла-холода (КТХ), и вакуумной камерой. В качестве измерительной аппаратуры использовались термодатчики ПТД, предназначенные для прибора ТЕРМО-Л. В качестве аналого-цифрового преобразователя использовалась аппаратура Zet Sigma и программное обеспечение, разработанное ZetLab-Studo.

Для градуировки шкалы были проведены температурные испытания. Измерения проводились в КТХ в диапазоне температур от -50°C до $+90^{\circ}\text{C}$. Результаты измерений проинтерпретированы и построены вольт-температурные характеристики термодатчиков. (рис. 1).

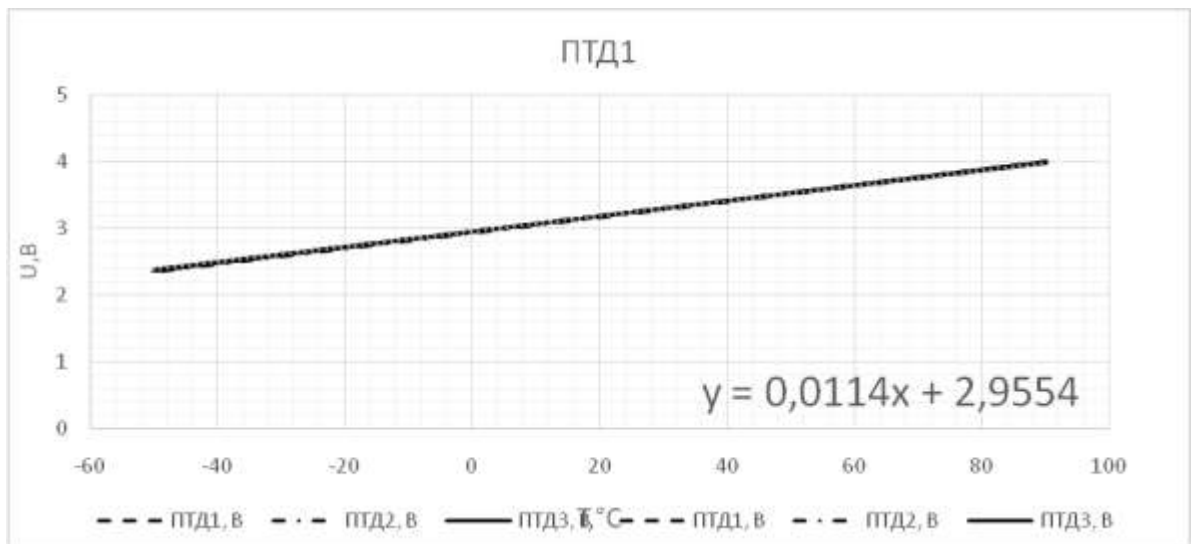


Рис. 1. Вольт-температурные характеристики датчиков.

Прежде, чем проводить экспериментальные исследования на аналогах лунного грунта, требовалось выяснить необходимое давление, создаваемое вакуумной камерой для проведения испытаний, при котором показания датчиков стабилизировались. Для этих целей был проведен ряд экспериментов при различных давлениях в вакуумной камере (рис. 2).

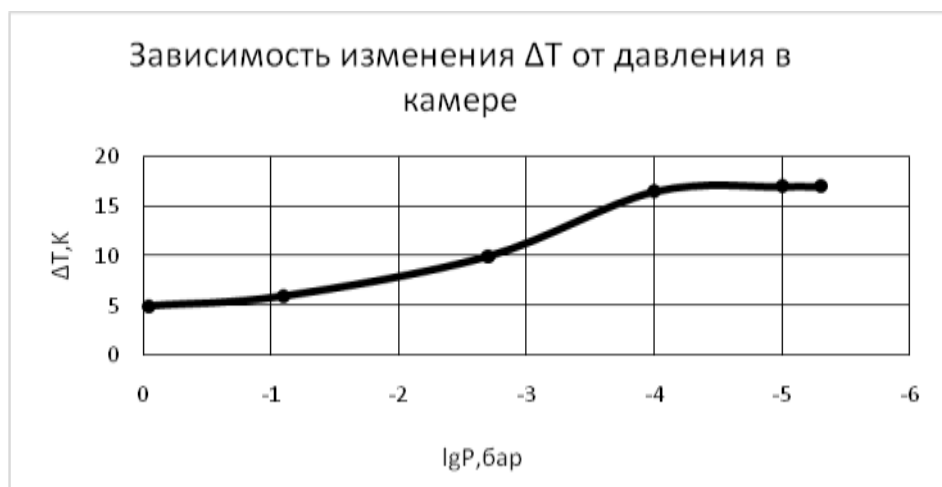


Рис. 2. Зависимость разницы температуры датчиков, расположенных у нагревателя и у контакта от давления в барокамере. Данные сняты при времени нагрева 300 секунд.

Анализ данных измерений позволил заключить, что температурные показатели стабилизировались при давлении 10^{-4} бар. Был сделан вывод, что дальнейшие исследования следует проводить при достижении соответствующего давления в барокамере.

Были проведен ряд испытаний в активном режиме для эталонных образцов. В качестве эталонных образцов были взяты медная пластина толщиной 2 см и пластина фторопласта так же толщиной 2 см. В качестве имитатора лунного грунта использовались стеклянные шарики диаметром 3 мм.

По результатам измерений построены зависимости увеличения температуры от времени нагрева (рис. 3).

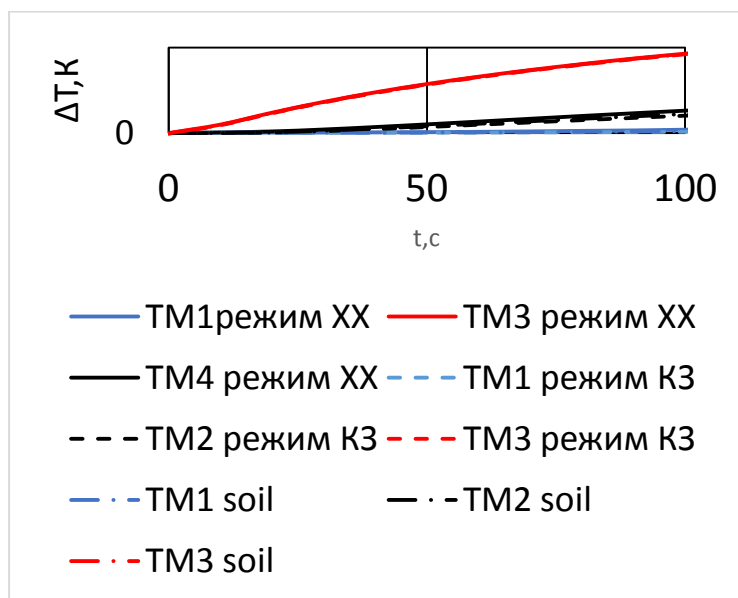


Рис. 3. Сводный график увеличения температуры при нагревании в режиме XX, КЗ и с имитатором лунного грунта.

В испытаниях значительное влияние на получаемый результат оказывал контакт с измеряемым образцом. Для исключения погрешности, связанной с плохим контактом, связанным с возникновением воздушной подушки между чувствительной мембраной датчика и пластинами, использовалась термопаста. При измерениях на аналоге грунта за счет подвижности мембрана выгибалась, тем самым создавая надежный контакт с исследуемым образцом.

Как видно из сравнительных оценок, данные, полученные в режиме XX и КЗ, сильно различаются между собой, так же заметно различие между показаниями измерений на аналоге лунного грунта, что позволяет рассчитывать на однозначность интерпретации результатов.

В дальнейшем планируется провести цикл измерений на имитаторах лунного грунта (стеклянных шариках 125 мкм и 50 мкм), а также наработать статистику измерений для построения математической модели, целью которой будет получение теплофизических характеристик реголита на основе измерений теплового потока.

Заключение. В рамках подготовки экспериментов по измерению температуры на поверхности на КА «Луна Глоб» и «Луна Ресурс» с целью определения теплофизических свойств грунта на лунной поверхности в полярных областях Луны были проведены лабораторные исследования, предназначенные для разработки методики проведения контактных измерений в экстремальных условиях лунной среды. Работы проводились с использованием камеры тепла-холода (КТХ) и вакуумной камеры. Для градуировки шкалы были проведены температурные испытания в диапазоне температур от -50°C до $+90^{\circ}\text{C}$. В целях подготовки экспериментальных исследований на аналогах лунного грунта проведен анализ диапазона давлений, создаваемых вакуумной камерой, при котором показания датчиков стабилизировались.

Были проведены испытания в активном режиме для эталонных образцов, в качестве которых использовались медная пластина и пластина фторопласта толщиной 2 см. В качестве имитатора лунного грунта использовались стеклянные шарики диаметром 3 мм. По результатам измерений построены зависимости увеличения температуры от времени нагрева. Одновременно исследована зависимость получаемых результатов от качества контакта с измеряемым образцом.

Методы, использованные при выполнении отдельных видов работ:

- Анализ данных по внутреннему тепловому потоку Луны и теплофизическим свойствам лунного грунта.
- Экспериментальные исследования в пассивном и активном режимах опытных образцов термодатчиков на контрольных образцах имитаторов лунного грунта в термокриокамере и вакуумной испытательной камере.

Конкретные результаты исследований следующие:

1. По результатам проведенных измерений в КТХ были составлены вольт-температурные характеристики термодатчиков.
2. Были определены параметры для проведения экспериментальных измерений в вакуумной камере.
3. Данные полученные на эталонных образцах и на имитаторе лунного грунта показали разность, позволяющую интерпретировать результат.
4. Была разработана методика проведения экспериментальных измерений для построения математической модели теплофизических свойств.

Проведенные исследования являются необходимым этапом для проведения более полного цикла измерений на имитаторах лунного грунта и наработки статистики измерений для

построения математической модели с целью получения теплофизических характеристик реголита по измерениям теплового потока. Тестовые испытания на эталонных образцах и имитаторе лунного грунта показали, что данные могут быть интерпретированы с достаточной точностью.

Руководитель проекта: Маров Михаил Яковлевич, ГЕОХИ РАН, marovmail@yandex.ru

Состав группы: Маров М.Я., Слюта Е.Н., Белов Д.А.

На данном этапе исследований публикации по проекту не было.

Проект 3.7. Теоретические и астрономические исследования механизмов диссипации приливной энергии для Луны и других объектов Солнечной системы.

Аннотация. Изучено распределение температуры в недрах Луны с глубиной и показано, что энергия приливной диссипации не распределяется равномерно в мантии Луны, а локализована внутри слоя пониженной вязкости возле ядра.

В недавней статье Nature Geoscience 2014 [1] Юджи Харада с сотрудниками показал, что наблюдаемое затухание сейсмических волн в нижней мантии Луны может быть объяснено существованием слоя пониженной вязкости на границе ядро-мантия со средней вязкостью около $2 \cdot 10^{16}$ Pa s. Проведенные численные расчеты для геодезических наблюдений и частотной зависимости затухания приливной диссипации показали совпадение с месячными и годовыми периодами движения спутника. Оценочная средняя вязкость средней и верхней мантии Луны гораздо выше вязкости данного слоя и составляет 10^{21} Pa s, что предполагает частичное плавление на границе ядро-мантия в слое с внешним (внутренним) радиусом 500 (320) км.

Представляет интерес сопоставить предлагаемый геофизический профиль внутреннего строения Луны с имеющимися геологическими и геохимическими моделями. В ГЕОХИ РАН, под руководством чл.-корр. РАН Кускова О. Л., был сформулирован и найден метод решения обратной задачи – нахождение геохимической композиции зональной (стратифицированной) мантии и валового состава Луны [2] по существующим геофизическим измерениям. Данный метод состоит в восстановлении определенного набора модельных параметров (температуры, химического состава) силикатных оболочек Луны по сейсмическим, электромагнитным и геодезическим данным (скорость

сейсмических волн, моменты инерции, масса и фигура планеты). Основная база такой инверсии – минимизация свободной энергии Гиббса набора породообразующих оксидов CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CFMAS – система), формирующих минеральные фазы переменного состава (неидеальные твердые растворы). Уравнения состояния для такого состава мантии определяются приближением Ми-Грюнайзена-Дебая с учетом фазовых переходов и ангармоничности. Все вычисления проводятся с использованием пакета программ THERMOSEISM, содержащего базу данных термодинамических свойств минералов.

Наиболее важный для нашего исследования результат касается предсказанной композиции минеральных фаз на глубинах больше 750 км (32 кбар, 1100 °C) [3] Оливин-Клинопироксен-Гранат (Ol-Cpx-Gar):



плотность $\rho \approx 3,4 \text{ g/cm}^3$.

Реконструкция теплового состояния мантии Луны вышеуказанным методом определяет распределение температуры на глубинах $H = 500\text{-}1000 \text{ км}$ (см. рис. 1) в виде

$$T(H) := 351 + 1718 \left(1 - e^{-0.00082H}\right)$$

При этом температура на верхней границе слоя пониженной вязкости (при $R_{\text{Moon}} = 1737 \text{ км}$) оценивается как

$$T(1237 \text{ км}) = 1443 \text{ °C} \quad (2)$$

Отсюда следуют ограничения на скорости сейсмических волн на глубинах 500-1000 км $8,0 \leq V_p \leq 8,2 \text{ км/сек}$ и $4,4 \leq V_s \leq 4,55 \text{ км/сек}$ (3)

что совпадает с данными [3].

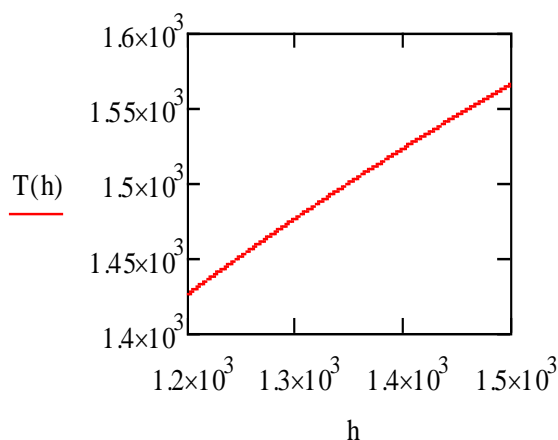


Рис. 1. Распределение температуры в нижней мантии Луны (по Кускову О.Л. [3]).

С другой стороны, экспериментальное изучение базальтовых магм [4] показало, что в тройной системе Форстерит (Fo)-Диопсид (Di)-Пироп (Py) при давлении 4 ГПа (рис. 2) кристаллизация расплава начинается с выделения кристаллов форстерита при температуре $T = 1960$ °С. При дальнейшем охлаждении, кристаллизация форстерита приводит к смещению минеральной композиции вдоль линии ХА, которая проходит через вершину Fo. В точке А начинается совместная кристаллизация форстерита и пироба, после чего композиция расплава движется от А к Е. В точке Е при температуре $T = 1670$ °С кристаллизуется эвтектическая смесь форстерита, пироба и диопсида. Таким образом, выделение минералов из расплава идет в последовательности $Fo \rightarrow Fo + Py \rightarrow Fo + Py + Di$.

Если же вышеуказанная горная порода, состоящая из форстерита, пироба и диопсида, нагревается до плавления и расплав находится в равновесии с породой, то первая капля расплава будет состава Е. После полного расплавления диопсида композиция жидкой фазы начинает смещаться от Е к А. В точке А полностью расплавляется пироп, и при дальнейшем нагреве композиция расплава движется вдоль линии АХ. В точке Х расплавляется форстерит, и горная порода переходит полностью в жидкую фазу.

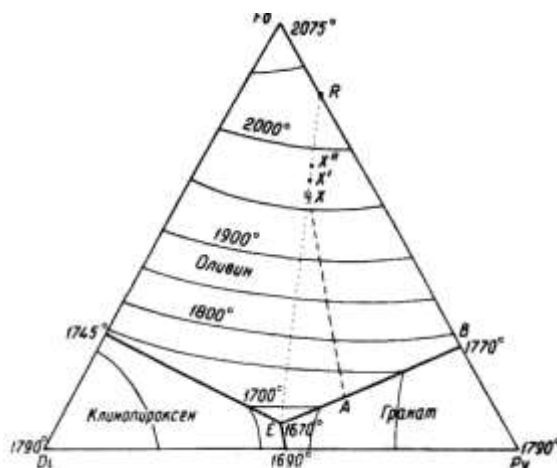


Рис. 2. Проекция поверхности ликвидуса системы Mg_2SiO_4 (форстерит)- $CaMgSi_2O_6$ (диопсид)- $Mg_3Al_2Si_3O_{12}$ (пироп), 4 ГПа [4].

Рассмотренная простая тройная система в целом схожа по композиции минеральных фаз ожидаемой по расчетам композиции нижней мантии (1). Таким образом, экспериментальные петрологические данные позволяют нам оценить интервал температур для слоя пониженной вязкости как 1670 °С – 1960 °С (4)

Мы наблюдаем значительный разрыв между оценкой температуры (2) и (4). Это подтверждает заключение японских коллег [1], что энергия диссипации не распределяется

равномерно в мантии Луны, а локализована внутри слоя пониженной вязкости. Объяснение этого явления позволит понять механизм приливной диссипации и будет служить доказательством правильности построенной модели теплового режима внутри Луны.

Луна вращается вокруг Земли по слабо вытянутому эллипсу с периодом, совпадающим со временем ее обращения вокруг собственной оси (приливной захват). Лунные сутки почти равны земному месяцу — 27,3 земных суток. Видимая фигура Луны — сфера с радиусом 1738 км (в 3,6 раза меньше земного). Благодаря вращению Луна слегка сплюснута, ее точная фигура — трехосный эллипсоид, но оси отличаются мало. Полярный радиус на 2 км меньше среднего, а направленный к Земле — вследствие ее притяжения на 1 км больше. Взаимное притяжение Земли и Луны вызывает сложное приливное взаимодействие, влияющее на структуру и тектонику обоих небесных тел. Существенная особенность Луны — центр масс смещен от геометрического на 3 км к Земле и на 1 км влево (если смотреть с Земли). Рельеф поверхности также асимметричный: на видимой стороне он на несколько километров ниже уровенной поверхности, на обратной — выше. Орбита Луны наклонена к плоскости эклиптики под углом $5,17^\circ$ с периодом прецессии 18,6 земных лет. Ось вращения твердой Луны наклонена относительно эклиптики и ее прецессия связана с прецессией орбиты. На основании этого факта можно сделать вывод, что лунное ядро жидкое (или низкой вязкости) и не вращается вместе с мантией. Ось вращения лунного ядра почти перпендикулярна плоскости эклиптики.

Наша цель заключается в том, чтобы показать как миллисекундная точность наблюдений за физическими либрациями Луны и лунными приливами в проектах ChangE-3/4-5/6, Luna-25/26 и ИЛОМ (оптические телескопы, радиоизмерения и лазерная альтиметрия), многолетние ряды астрономических наблюдений за искусственными спутниками Луны, VLBI и другие современные методы могут быть использованы в определении параметров внутренней структуры Луны. Мы хотим показать, что развитая аналитическая теория физических либраций может служить важным дополнительным инструментом изучения динамического поведения спутника Земли и построения системы точных лунных координат [5].

До середины 90-х годов при расчетах в расчетных моделях тепловой конвекции использовалось приближение постоянной вязкости, что давало весьма приблизительное представление о реологическом поведении пород. Недавний прогресс в моделях тепловой конвекции в недрах планет связан с работами французских планетологов, использующих зависимость вязкости от температуры в виде универсального безразмерного закона [6]. В

применении к Луне, временно игнорируя вклад приливного разогрева, мантия может быть моделирована как слой, лежащий между двумя тепловыми границами: поверхность под теплоизолирующим слоем реголита ($T_s = 270$ К) и верхний расплавленный слой ядра ($T_m = 2070$ К). При использовании вышеупомянутой зависимости вязкости от температуры, на основании работ группы проф. Сотин А., можно предположить, что тепло, переносимое тепловой конвекцией в мантии, будет определяться в основном неустойчивостями в нижнем тепловом граничном слое (ТБЛ). При достижении стационарного режима конвекции, ТБЛ будет характеризоваться постоянной величиной, аналогичной числу Рэлея ($Ra_{\text{ТБЛ}}$):

$$Ra_{\text{ТБЛ}} = \frac{\alpha \rho g (T_m - T_i) \delta^3}{\kappa \mu}$$

где δ – толщина нижнего теплового граничного слоя, α – коэффициент теплового расширения, μ – вязкость, κ – коэффициент температуропроводности, T_i – средняя температура конвективного слоя в мантии, лежащего между двумя тепловыми границами. Разница температур ($T_m - T_i$) для ТБЛ пропорциональна интервалу температур для зависимости вязкости от температуры.

Основная часть приливной диссипации в Луне, в случае синхронизированного вращения вокруг Земли, возникает при периодическом воздействии во время движения по орбите вследствие ее эксцентриситета. В силу вязко-эластичных свойств Лунных недр, вязкая диссипация реализуется в основном в мантии и слое пониженной вязкости. В общем подходе, величина приливной диссипации определяется мнимой частью числа Лява k_2 :

$$\dot{E} = - \frac{21}{2} \text{Im}(k_2) \frac{(nR_s)^5}{G} e^2$$

где n – угловая частота вращения по орбите, R – радиус планеты, G – гравитационная постоянная, e – эксцентриситет орбиты. Число Лява k_2 описывает соотношение между амплитудой вызывающего прилив потенциала и величиной индуцированного перемещением масс потенциала. Оно определяется интегрированием уравнения смещения масс от центра до поверхности спутника, таким образом, каждый вязко-эластичный слой вносит свою часть в значение k_2 . Задача определения числа Лява, k_2 , для предполагаемой структуры слоев Луны в настоящее время решается методом обратного преобразования Лапласа и будет использована на следующем этапе проекта.

Литература:

- [1] Y. Harada et al. (2014). *Nature Geoscience*, 7, 569-572.
- [2] O.L. Kuskov (1997). *Phys. Earth Planet. Inter.*, 102, 239-257.
- [3] O.L. Kuskov, V.A. Kronrod (2001). *Icarus*, 151, 204-227.
- [4] Yoder, H. S., Jr. (1976). *Generation of Basaltic Magma*, National Academy of Sciences, Washington, D.C.
- [5] Gusev A., Petrova N. (2008). *Advances in Space Research*, 42, 289–293.
- [6] G. Tobie, G. Choblet, C. Sotin (2003). *J. Geophys. Res.* 108 (E11), 5124-5136.

Руководитель проекта: Снс к. ф.-м.н. Воропаев Сергей Александрович, ГЕОХИ РАН.

Телефон: 8-916-182-65-16, E-mail: voropaev@geokhi.ru

Состав группы: снс к.ф.-м.н. Днестровский А.Ю., ГЕОХИ РАН, проф. д.ф.-м.н. Гусев А.В., Казанский Федеральный Университет, Институт Астрономии, снс Иванов А.А., ГЕОХИ РАН, инж-иссл. Пономарева Е.А., ГЕОХИ РАН.

Публикации:

1. S. Voropaev. Low-viscosity zone of the Moon and some petrological constrains on its interior temperature, 46th Lunar and Planetary Science Conference (2015), #1134.
2. Гусев А.В., Петрова Н.К., Ханада Н., Кусков О.Л. и др., (2015) “Вращение, физическая либрация и внутреннее строение активной и многослойной Луны”, Коллективная монография, Изд-во Казанск. фед. ун-та, Казань, 328 с.
3. S. Voropaev. Ceres structure and some tips for the study of gravitational potential by the Dawn mission. 6th Moscow Solar System Symposium, Moscow (2015).
4. Gusev A. et al. Dynamics of the inner solid and outer liquid cores of the Moon for the ChangE-4/5, Luna-25/26, ILOM projects. 6th Moscow Solar System Symposium, Moscow (2015).

Проект 3.8. Исследование физических свойств реголита Луны методами активной радиолокации.

Аннотация. Проанализированы результаты лабораторных измерений диэлектрических характеристик образцов лунного грунта, доставленных на Землю миссиями «Луна» и «Apollo» для частот от 10^2 - 10^9 Гц, предложена методика оценки процентного состава оксидов металлов и определения плотности верхнего покрова Луны, по диэлектрической проницаемости, восстановленной в результате решения обратной задачи радиолокации

Интерес к исследованиям Луны как к объекту возможной колонизации в последние годы значительно возрос. Одна из основных целей космических исследований – поиск водяного льда в районе её полюсов, в кратерах, где никогда не бывает солнечного света. Поиск льда является составной частью изучения поверхности и приповерхностного слоя, которое включает в себя определение диэлектрических свойств пород в слое толщиной в несколько километров, оценку пористости и плотности грунтов, процентного содержания в них оксидов металлов, идентификацию наличия пустот и локализацию мест, в которых грунты имеют аномальные свойства. Один из методов глобального и детального исследования приповерхностного слоя Луны – радиолокационное зондирование. В основе радиолокации лежит способность радиосигнала, генерируемого передатчиком, отражаться от границ геологических пород с разными диэлектрическими свойствами. Сигналы, отражённые от поверхности и от внутренних границ с коэффициентом отражения, зависящим от градиента диэлектрической проницаемости на этих границах, сдвинуты на время, необходимое для распространения радиоволны от поверхности до внутренней границы и обратно.

Таким образом, суммарный отражённый сигнал несёт информацию о структуре и диэлектрической проницаемости грунта, зависит от частотной полосы радиосигнала, его мощности, наличия внутренних границ, рельефа района проведения эксперимента, от высоты космического аппарата. Разработаны методы решения обратных задач радиолокационного зондирования, позволяющие по измеренному отражённому сигналу восстанавливать распределение диэлектрической проницаемости грунта. Возможность использовать априорную экспериментальную информации о физико-химических характеристиках грунта Луны позволяет по восстановленным диэлектрическим свойствам грунта определить пористость и плотность грунта, оценить минералогический состав. Для выявления соответствия действительной части диэлектрической проницаемости и тангенса потерь использовались результаты лабораторных исследований образцов грунта, доставленных на Землю из 9 посадочных мест в центральной части видимой стороны Луны.

Лабораторные измерения многих научных групп показали, что в целом грунт Луны является диэлектриком. На Земле аналогичными свойствами обладают неорганические диэлектрики на алюмосиликатной основе. Большинство исследований проведено на частоте 450 МГц, в небольшой серии работ рассмотрен частотный диапазон от 1 до 10 МГц, несколько экспериментов сделано для частот от 0.1 до 1 МГц и единичные измерения выполнены на частоте 9.375 ГГц.

Экспериментаторы отмечают, что действительная часть диэлектрической проницаемости ϵ' и реголита, и коренных пород от частоты зондирующей волны практически не зависит. С плотностью ρ образцов действительная часть диэлектрической проницаемости связана эмпирической формулой $\epsilon' = (1.93 \pm 0.17)^\rho$. Таким образом, плотность пород можно определить как $\rho = 3.5 \lg \epsilon'$. Измерения показали, что значение ρ может изменяться в диапазоне от $3.11 \cdot \lg \epsilon'$ до $4.08 \cdot \lg \epsilon'$, то есть доверительный интервал составляет $\Delta\rho \approx 0.97 \cdot \lg \epsilon'$. Значит, плотность, рассчитанная по значению ϵ' , может быть определена с относительной погрешностью менее $\pm 15\%$ для всех значений диэлектрической проницаемости.

Существенной особенностью лунных грунтов является зависимость поглощения радиоволн от ее частоты. Для анализа в данной работе были отобраны результаты измерений тангенса потерь $\operatorname{tg} \delta$ тех образцов грунта, для которых лабораторные измерения были проведены в нескольких частотных диапазонах при атмосферном давлении, температуре 20-30°C и похожих условиях хранения. В диапазоне от 10 Гц до 10 ГГц была построена зависимость от частоты удельного тангенса диэлектрических потерь образцов, равного отношению $\operatorname{tg} \delta / \rho$. Оказалось, что для рассмотренных образцов диапазон изменения значений $\operatorname{tg} \delta / \rho$ осадочных пород значительно шире диапазона изменения $\operatorname{tg} \delta / \rho$ коренных пород. Поведение графиков для всех образцов одинаково: в диапазоне частот $10^2 - 10^6$ Гц $\operatorname{tg} \delta / \rho$ убывает, что, связано с электропроводимостью грунта, на частотах 6 – 8 МГц значения $\operatorname{tg} \delta$ минимальны; последующий рост $\operatorname{tg} \delta$ на частотах выше 8 МГц, по-видимому, связан с релаксационными эффектами. Экспериментальные данные достаточно точно ложатся на график квадратичной функции: $\lg(\rho^{-1} \operatorname{tg} \delta) = a(\lg f - \lg f_0)^2 + \varphi(s)$, где f – частота радиоволны в Гц, f_0 в Гц – частота, при которой для данного образца $\operatorname{tg} \delta / \rho$ принимает наименьшее значение, $a \approx 0,069$, свойства функции $\varphi(s)$ описаны ниже. Полученная формула позволяет объединить результаты измерений, выполненные на различных частотах, и, при необходимости, экстраполировать значения тангенса потерь данного образца для других частот радиоволн. Взаимосвязь диэлектрических характеристик грунта с его минералогическим составом обсуждалась во многих публикациях, так величину тангенса потерь грунта связывают с процентным содержанием двуоксида титана TiO_2 и оксида железа FeO : чем выше процентное содержание металлов, тем больше потери, причем зависимость $\lg(\operatorname{tg} \delta)$ от

суммарного процентного содержания металлов $s = \%TiO_2 + \%FeO$ предполагается линейной. Действительно, для всех рассмотренных образцов зависимость $\varphi(s)$ хорошо аппроксимируется линейной функцией: $\varphi(s) = 0.055s - 3.434$.

Таким образом, в результате решения обратной задачи подповерхностного зондирования и определения диэлектрических параметров по коэффициенту отражения, по действительной части диэлектрической проницаемости можно рассчитать плотность пород, и затем, используя полученное значение ρ и тангенса потерь, оценить процентное содержание оксидов металлов в грунте.

Руководитель проекта: зам. дир. ФИРЭ им. В.А.Котельникова РАН,

д. ф.-м. н. В. М. Смирнов, тел. +7(496) 5652670, e-mail vsmirnov@ire.rssi.ru

Состав группы: Марчук В.Н., к.ф.-м.н., с.н.с., ИРЭ им. В.А.Котельникова РАН, marchuk@ms.ire.rssi.ru; Юшкова О.В., к.ф.-м.н., ИРЭ им. В.А.Котельникова РАН, с.н.с., o.v.y@mail.ru; Кибардина И.Н. к.ф.-м.н., ИРЭ им. В.А.Котельникова РАН, с.н.с., inkib@sunclass.ire.rssi.ru

Публикации:

1. Смирнов В.М., Юшкова О.В., Марчук В.Н., Андреев В.Ю. Космические радиолокаторы подповерхностного зондирования грунта Марса и Луны. // Радиотехника и электроника, 2016, № 1.
2. Кибардина И.Н., Юшкова О.В. Определение плотности и процентного содержания оксидов металлов грунта Луны по радиолокационным данным // Космические исследования, 2016, № 5.
3. Yakovlev O.I., Yushkova O.V., Matyugov S.S., Pavelyev A.G., Smirnov V.M. Determination of the lunar ground characteristics using bistatic radar // International Journal of Geosciences, China (в редакции, 2015).
4. Юшкова О.В., Кибардина И.Н., Исаева Л.П. Особенности отражения радиоволн от слоя реголита // Сверхширокополосные сигналы в радиолокации, связи и акустике / Муром: 29.06-01.07.2015 г., стр. 22-25, ISSN 2304-0297 (CD-ROM), http://www.mivlgu.ru/conf/armand2015/prl-2015/pdf/P_S1_4.pdf