

УДК 539.172.3:523.681

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА “ХОЛОДНЫЕ” И “ГОРЯЧИЕ” МОДЕЛИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ: 2. СОСТАВ ТРЕХСЛОЙНОЙ МАНТИИ

© 2019 г. О. Л. Кусков^а*, Е. В. Кронрод^а, В. А. Кронрод^а

^аИнститут геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

*e-mail: ol_kuskov@mail.ru

Поступила в редакцию 24.04.2018 г.

После доработки 02.07.2018 г.

Принята к публикации 02.07.2018 г.

На основе инверсии гравитационных, сейсмических и петролого-геохимических данных построены внутренне согласованные модели термального состояния, химического состава и минералогии трехслойной мантии Луны в рамках системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$. В терминах “холодных” и “горячих” моделей получены ограничения на химический состав и физические свойства в трех зонах мантии. Значения скоростей P -волн в нижней мантии (~ 8 км/с) выше, чем в верхней мантии (~ 7.7 км/с). Скорости S -волн ведут себя консервативно и находятся в интервале 4.40–4.45 км/с во всех зонах мантии. Обнаружено, что вне зависимости от распределения температуры, наиболее вероятные концентрации $\text{FeO} \sim 11-14$ мас. % и $\text{MgO} \sim 28-31$ мас. %, а также значения магнетизма числа $\text{MG}\# 80-83$ примерно одинаковы в верхней и нижней мантии Луны, но резко отличаются от таковых для валового состава силикатной Земли (Bulk Silicate Earth, BSE, $\text{FeO} \sim 8\%$, $\text{MG}\# 89$). Напротив, оценки концентрации Al_2O_3 в трехслойной мантии довольно заметно зависят от термального состояния. Результаты решения обратной задачи указывают на тенденцию постепенного повышения содержания Al_2O_3 с глубиной – от верхней мантии к нижней вплоть до 4–7% с более высоким содержанием граната. Для холодных моделей нижней мантии Луны валовое содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1 \times \text{BSE}$, а для горячих моделей оно может находиться в интервале $1.3 \times \text{BSE}-1.7 \times \text{BSE}$. Распространенность SiO_2 в меньшей степени зависит от термального состояния и составляет 50–55% в верхней и 45–50% в нижней мантии. Высокая пироксеновость верхней мантии Луны является геохимическим следствием геофизических моделей, используемых при инверсии в соотношения для состава и температуры; ортопироксен, а не оливин, является преобладающим минералом верхней мантии. Концентрации SiO_2 в нижней (недифференцированной) мантии, отражающей валовый состав силикатной Луны (Bulk Silicate Moon, BSM), согласуются с геохимическими оценками 45–48% SiO_2 для BSM и близки к таковым для земной мантии (45–47%). Состав средней зоны мантии остается дискуссионным, поскольку может частично перекрываться с составами выше- и нижележащей оболочек. Результаты моделирования предполагают, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу. Для рассмотренных моделей термального состояния мантия Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

Ключевые слова: Луна, внутреннее строение, химический состав, температура мантии, инверсия

DOI: 10.1134/S0320930X19010043

ВВЕДЕНИЕ

Проблема происхождения и внутреннего строения Луны важна не только сама по себе. Она оказывается тесно связанной с проблемой начального состояния и ранней эволюции Солнечной системы (Виноградов, 1975; Галимов, 2008; Galimov, Krivtsov, 2012; Geiss, Rossi, 2013; Hartmann, 2014; Maruyama, Ebisuzaki, 2017). Исследование поверхности, состава и внутреннего строения Луны проводится весьма надежными, но принципиально различными геологическими и геофизическими

методами. Петролого-геохимические и изотопные исследования лунных пород, основанные на результатах работы советских автоматических станций Луна-16, -20, -24, американских экспедиций Apollo-12, -14, -15, -16, -17 и методах дистанционного зондирования, дают прямую информацию о распределении химических элементов, воды и других летучих компонентов в лунных образцах, но накладывают слабые ограничения на физические свойства ядра и мантии. Напротив, измерения тепловых потоков, геодезические, электромагнитные и сейсмические исследу-

дования позволяют установить геофизические ограничения на внутреннее строение Луны, но дают лишь косвенную информацию о химическом составе и температуре лунных недр. Количественные определения теплового режима, состава и строения коры, мантии и ядра остаются ключевой проблемой лунной геохимии и геофизики XXI века (Wieczorek и др., 2006; Delano, 2009; Neal, 2009; Khan и др., 2013; Гудкова, Раевский, 2013; Taylor, Wieczorek, 2014; Гусев и др., 2015; Yang, Zhao, 2015; Gross, Joy, 2016).

Внутреннее строение Луны исследовалось различными методами: с помощью сейсмического эксперимента Apollo (BVSP, 1981; Goins и др., 1981; Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Weber и др., 2011; Garcia и др., 2012; Khan и др., 2013), магнитометра и электронного рефлектометра Lunar Prospector (Hood и др., 1999), лазерной локации Луны – Lunar Laser Ranging (Williams и др., 2001), миссии GRAIL (Gravity Recovery and Interior Laboratory) по изучению гравитационного поля (Wieczorek и др., 2013; Williams и др., 2014). Обработка полученных данных предполагает следующее строение многослойной сферически симметричной вязкоупругой модели Луны: мегареголит, кора, зональная мантия, слой пониженной вязкости на границе с ядром, жидкое внешнее ядро и твердое внутреннее ядро. Под корой толщиной 34–43 км (Wieczorek и др., 2013) находится мантия, состоящая из нескольких зон с сейсмическими границами на глубинах около 250, 500 и 750 км, на которых скорости упругих волн испытывают скачок (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006); глубже 750 км находится нижняя мантия вплоть до границы с частично расплавленным слоем (если таковой существует) или до границы с внешним ядром.

Состав и температура мантии *a priori* неизвестны и определяются в результате решения обратной задачи с помощью имеющихся ограничений. Важно понимать, что сейсмические и гравитационные данные требуют дешифровки в терминах химического состава и термального состояния, ибо эти данные не объясняют вещественную природу мантии, не отражают специфику ее минералогии и не выявляют распределение температуры в недрах Луны. Для того чтобы получить информацию о термохимической структуре лунных недр интегральную совокупность геофизических данных (масса, момент инерции, времена пробега сейсмических волн, числа Лява), несущих лишь косвенную информацию о составе и термальном состоянии Луны, необходимо конвертировать в распределение температуры и химического состава (концентраций основных породообразующих оксидов) по глубине.

Температура является важнейшей характеристикой физического состояния планетарных тел,

необходимой для реконструкции минерального состава и интерпретации геофизических данных. Несмотря на то, что тепловой истории Луны посвящено множество работ, температура остается одним из наиболее неопределенных и дискуссионных параметров лунных недр. Другими плохо известными параметрами являются химический состав и минералогия мантии Луны, а также распределение плотности и других физических характеристик. Подход, основанный на совместной инверсии геофизических и гравитационных данных в термины температуры, химического состава и физических свойств, является одним из наиболее перспективных и представляет особый интерес для реконструкции внутреннего строения Луны (Hood, Jones, 1987; Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné и др., 2003; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Khan и др., 2007, 2013; Kronrod, Kuskov, 2011; Гудкова, Раевский, 2013; Раевский и др., 2015).

Вопрос о сходстве и/или различии химического состава силикатного вещества Луны и Земли до сих пор остается предметом острой дискуссии (BVSP, 1981; Warren, 2005; Галимов, 2008; Dauphas и др., 2014; Kuskov и др., 2014a; Sossi, Moynier, 2017). Существуют радикальные противоречия как между геофизическими и геохимическими классами моделей состава Луны, так и внутри обоих классов. Основные из них связаны с оценкой концентраций породообразующих оксидов, имеющих ключевую роль в эволюции Луны и влияющих на количество и устойчивость фаз (плагиоклаза, оливина, Al-содержащих пироксенов, граната и др.), физические свойства и момент инерции.

Кусков и др. (2019) исследовали влияние термального состояния на валовый химический состав силикатной фракции Луны (Bulk Silicate Moon, BSM = кора + мантия) для модели магматического океана (lunar magma ocean, LMO). Они показали, что все модели BSM условно можно подразделить на “холодные” и “горячие” в зависимости от термального состояния лунных недр. Холодные модели BSM по содержанию $Al_2O_3 \sim 3\text{--}4.6\%$ сопоставимы с валовым составом силикатной Земли (Bulk Silicate Earth, BSE), в то время как горячие модели существенно обогащены $Al_2O_3 \sim 5\text{--}7\%$ по сравнению с BSE. Напротив, оба типа моделей для всех рассмотренных температур характеризуются практически постоянными значениями магнезиального числа $MG\#$ 80–81.5 ($MG\# = [MgO/(MgO + FeO) \times 100]$) и концентраций FeO $\sim 12\text{--}13\%$, которые резко отличаются от таковых для BSE (FeO $\sim 8\%$ и $MG\#$ 89).

Цель настоящей работы – построение внутренней согласованной модели теплового режима, химического состава и минералогии сейсмически расслоенной мантии Луны в рамках системы $Na_2O\text{--}TiO_2\text{--}CaO\text{--}FeO\text{--}MgO\text{--}Al_2O_3\text{--}SiO_2$

(NaTiCFMAS). В исследуемом подходе решение обратной задачи сводится к восстановлению химического состава трехслойной мантии на основе совместной инверсии гравитационных, сейсмических и петролого-геохимических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса для модели, дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны (модель магматического океана). Как и в предыдущей работе (Кусков и др., 2019), будем использовать ту же самую терминологию и рассмотрим два сценария термального состояния – холодные и горячие модели мантии Луны. Первая задача состоит в исследовании влияния теплового режима на химический состав, минералогию и внутреннее строение трехслойной мантии. Вторая задача заключается в выявлении степени химической однородности резервуаров мантии, а именно, является ли она гомогенной или же мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями петрогенных элементов в различных зонах мантии. Решение обеих задач позволит провести сопоставление состава силикатных фракций Луны и Земли и выявить специфические черты их геохимического сходства и/или различия.

ПОДХОД

Задачи моделирования теплового режима, химического состава, минералогии и физических свойств планетных тел являются взаимосвязанными. Общая стратегия подхода заключается в следующем. Для того, чтобы получить информацию о термохимической структуре лунных недр интегральную совокупность геофизических и геологических данных (масса, момент инерции, времена пробега сейсмических волн, числа Лява, образцы лунных пород, модели коры и мантии) необходимо конвертировать в термины температуры, химического состава и физических свойств. Это позволяет провести согласование моделей состава и внутреннего строения Луны с сейсмическими моделями и данными гравитационного поля (Kuskov, 1997; Lognonné и др., 2003; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Khan и др., 2007, 2013; Kronrod, Kuskov, 2011; Wiczorek и др., 2013; Williams и др., 2014; Раевский и др., 2015). Проблема осложняется тем фактом, что количество известных параметров меньше числа неизвестных, причем разделение эффектов влияния состава и температуры на физические свойства представляет трудную для решения задачу.

Здесь, на основе совместной инверсии гравитационных, сейсмических и петролого-геохимических данных в системе NaTiCFMAS, включающей твердые растворы, мы исследуем параметризованную модель сейсмически расслоенной мантии Лу-

ны, которая, по-видимому, не рассматривалась в работах других авторов. Решение обратной задачи сводится к реконструкции химического состава (концентраций основных породообразующих оксидов), минералогии и скоростей распространения *P*-, *S*-волн трехслойной мантии для модели, дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны (Кусков и др., 2019). При этом предполагается, что валовый состав первичной нижней мантии идентичен среднему составу вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии), образовавшихся в результате дифференциации ЛМО, и одновременно отражает валовый состав силикатной Луны. При анализе термохимической структуры мантии мы не затрагиваем проблемы, связанные с составом и строением ядра Луны. Однако для того, чтобы задача была замкнутой, размеры Fe–S-ядра фиксированной плотности (Kuskov, Belashchenko, 2016) определяются в результате решения.

Система NaTiCFMAS включает фазы постоянного и переменного состава (табл. 1). Предполагается, что двухвалентное железо является преобладающей формой железа в мантии Луны и что химические реакции не зависят от летучести кислорода. Добавление Al_2O_3 , Na_2O и TiO_2 важно для стабильности граната, клинопироксена и Ti-содержащих ассоциаций. Результаты анализа образцов лунного вещества и петрологическое моделирование предполагают, что мантия может содержать 10–100 ppm H_2O (Grimm, 2013; Mills и др., 2017). Столь малые содержания H_2O не влияют на распределение температуры от глубины (Karato, 2013). Поскольку воздействие такого количества воды на термические и сейсмические свойства незначительно (Kuskov и др., 2014a; 2014b), будем рассматривать сухую мантию.

Моделирование фазового состава и физических свойств мантии проведено с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса (de Capitani, Brown, 1987) и уравнений состояния минералов в приближении Ми–Грюнайзена–Дебая на основе программного комплекса THERMO-SEISM с учетом фазовых превращений, ангармонизма и эффектов неупругости (Fabrichnaya, Kuskov, 1991; Kuskov и др., 1983; 2014a–2014c). Согласование термодинамических констант минералов и параметров взаимодействия для моделей твердых растворов основано на экспериментах по калориметрии и фазовым равновесиям, а также на экспериментах по измерению термоупругих констант при высоких температурах и давлениях. Скорости упругих волн рассчитывались для изотропной фазовой ассоциации, состоящей из минералов – твердых растворов. Упругие модули находятся по усреднению Фойгта–Реусса–Хилла (Voigt–Reuss–Hill averaging), принятому в теории

Таблица 1. Состав и физические свойства петрологических моделей мантии Луны

| Химический состав, % | Ol-Px | Пиролит | Ol-Cpx-Gar | Гомогенный состав мантии |
|---|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| | верхняя | нижняя | | |
| | мантия | | | |
| MgO | 32.0 | 37.58 | 34.1 | 37.0 |
| FeO | 11.6 | 8.48 | 10.05 | 12.8 |
| Al ₂ O ₃ | 2.25 | 4.50 | 6.4 | 2.6 |
| CaO | 1.8 | 3.64 | 5.1 | 2.5 |
| SiO ₂ | 52.0 | 45.25 | 44.0 | 45.1 |
| Na ₂ O | 0.05 | 0.34 | 0.05 | 0.0 |
| TiO ₂ | 0.3 | 0.21 | 0.3 | 0.0 |
| MG# | 83.0 | 88.8 | 85.8 | 83 |
| Фазовый состав (мол. %), физические свойства 1.25 ГПа (~240 км)/940 К | | | | |
| Оливин | 14.0 (Fo ₈₄) | 44.7 (Fo ₉₁) | 37.1 (Fo ₈₉) | 54.1 (Fo ₈₆) |
| Ортопироксен | 76.0 | 20.8 | 20.3 | 27.8 |
| Клинопироксен | 8.8 | 30.9 | 36.1 | 15.6 |
| Шпинель | 0.0 | 3.3 | 6.0 | 0.0 |
| Гранат | 0.8 | 0.0 | 0.0 | 2.5 |
| Ильменит | 0.4 | 0.3 | 0.5 | 0.0 |
| ρ , кг/м ³ | 3337 | 3315 | 3350 | 3374 |
| V_p , км/с | 7.77 | 8.03 | 7.99 | 7.98 |
| V_s , км/с | 4.48 | 4.57 | 4.52 | 4.51 |
| K_S , ГПа | 112.3 | 121.7 | 122.5 | 123.2 |
| G , ГПа | 66.8 | 69.2 | 68.6 | 68.7 |
| 3.2 ГПа (~750 км)/1400 К | | | | |
| Оливин | 14.1 (Fo ₈₄) | 54.3 (Fo ₉₁) | 54.0 (Fo ₈₉) | 54.3 (Fo ₈₅) |
| Ортопироксен | 80.5 | 1.8 | 0.0 | 26.6 |
| Клинопироксен | 4.0 | 39.1 | 37.0 | 16.4 |
| Гранат | 1.0 | 4.4 | 8.4 | 2.7 |
| Ильменит | 0.4 | 0.4 | 0.6 | 0.0 |
| ρ , кг/м ³ | 3337 | 3342 | 3399 | 3370 |
| V_p , км/с | 7.80 | 8.14 | 8.18 | 7.98 |
| V_s , км/с | 4.40 | 4.52 | 4.52 | 4.42 |
| K_S , ГПа | 116.9 | 130.5 | 135.0 | 127.1 |
| G , ГПа | 64.6 | 68.2 | 69.3 | 65.8 |

Примечание. Ol-Px и Ol-Cpx-Gar модели (Kuskov и др., 2014a); пиролит = состав примитивной мантии Земли (McDonough, 1990); гомогенный состав мантии Луны (Khan и др., 2007). Система NaTiCFMAS включает фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al₂SiO₅, плагиоклаз, железо-магнезиальные оливин, шпинель и ильменит – бинарные растворы, гранат (пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Orx – 5-компонентный раствор – MgSiO₃, FeSiO₃, Ca_{0.5}Mg_{0.5}SiO₃, Ca_{0.5}Fe_{0.5}SiO₃, Al₂O₃) и клинопироксен (Cpx, те же компоненты плюс жадеитовый минал). Примеры химического состава фаз см. в (Kuskov и др., 2014a).

композиций. Погрешности расчетов обсуждаются в работах (Kuskov и др., 2014a–2014c; Yamada и др., 2014; Connolly, Khan, 2016). Расчет упругих свойств ортоэнстатита $V_p = 8.158$ км/с, $V_p/V_s = 1.73$ при 5 ГПа/1500 К на основе программ

THERMOSEISM показывает хорошее согласие с расчетами из первых принципов, согласно которым $V_p = 8.16$ км/с, $V_p/V_s = 1.716$ (Qian и др., 2018). Распределение давления в спутнике принято по (García и др., 2012; Кусков и др., 2019).

Задача формулируется следующим образом. Требуется найти такие распределения концентраций оксидов и физических свойств в мантийных резервуарах, которые удовлетворяют балансовым соотношениям на валовый состав в системе NaTiCFMAS (Кусков и др., 2019), уравнениям сохранения массы и момента инерции Луны по данным GRAIL (Wieczorek и др., 2013; Williams и др., 2014), а также скоростям P -, S -волн из сейсмических экспериментов Apollo (Gagnepain-Beuneix и др., 2006). Балансовые соотношения на валовый состав подразумевают, что концентрации оксидов в нижней мантии соответствуют таковым в системе кора + верхняя мантия + средняя мантия. Входные параметры моделей в интервале заданных погрешностей (масса и момент инерции Луны, средняя мощность, плотность и состав коры, скорости P -, S -волн в мантии, средняя плотность Fe-S-ядра и другие ограничения) приведены ранее (см. табл. 1, в работе Кусков и др., 2019); в решении используется статистический метод Монте-Карло.

В результате расчетов получаем не одно оптимальное решение, а набор возможных решений, что позволяет найти вероятные распределения профилей концентраций породообразующих оксидов в резервуарах мантии, средние значения распределений и их девиации. Набор получаемых решений включает внутренне согласованную информацию по химическому составу в каждой зоне мантии, фазовым ассоциациям (химический состав фаз и их пропорции), их плотности, упругим модулям, скоростям сейсмических волн и радиусу Fe-S-ядра. Для всех приведенных в работе результатов невязка между расчетными и наблюдаемыми величинами для момента инерции, сейсмических скоростей, а также для балансовых соотношений на валовый состав в системе NaTiCFMAS не превышает погрешности экспериментально определенных параметров.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ НА СОСТАВ И СТРОЕНИЕ МАНТИИ

Интерпретация данных КА Apollo по временам пробега P -, S -волн (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beuneix и др., 2006) позволяет рассматривать мантию, состоящую из нескольких резервуаров, а границы между ними интерпретировать как возможные химические разделы (Shearer и др., 2006; Wieczorek и др., 2006). Отличительной особенностью топологии сейсмических профилей является ступенчатый характер зависимостей скорость P -, S -волн — глубина ($V_{P,S} - H$) с постоянными скоростями в отдельных слоях ($dV_{P,S}/dH = 0$), разделенных границами с положительным или отрицательным скачком скорости. В принципе, это должно подразумевать

стратификацию мантии в результате кристаллизации ЛМО по химическому составу, отражающему разные фазовые ассоциации и пропорции фаз в разных зонах мантии.

По результатам математической обработки первичных данных КА Apollo большинство опубликованных моделей предполагает многослойную структуру мантии с выделением сейсмических разделов на глубинах 34–43 км (граница кора–мантия), 240, 500, 750 км и на границе мантии с ядром и/или примыкающим к ядру слоем пониженной вязкости (Goins и др., 1981; Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beuneix и др., 2006; Williams и др., 2014; Раевский и др., 2015). Скорости P -, S -волн в верхней мантии Луны ($H \sim 40$ –240 км) согласуются по данным разных авторов и находятся в интервале $V_P \sim 7.6$ –7.8 км/с, $V_S \sim 4.4$ –4.5 км/с. Скоростные структуры нижней и особенно средней мантии определены менее надежно из-за отсутствия сейсмических источников на $H \sim 250$ –750 км (Gagnepain-Beuneix и др., 2006). В интервале этих глубин отмечаются явно выраженные зоны пониженных скоростей. Следует отметить, что потенциальные границы на различных глубинах введены, скорее, для вычислительного удобства, а их реальное положение и резкость остаются под вопросом (Nakamura, 1983; Khan и др., 2007).

Петролого-геохимическая природа геофизических границ не вполне ясна. Фазовые переходы на глубинах ниже 500 км не обнаружены (Kuskov, Kronrod, 2009; Khan и др., 2013). Ранее было показано, что фазовый переход шпинель–гранат $Ol + Sp + Orx + Crx \leftrightarrow Ol + Gar + Orx + Crx$ на глубинах ~ 250 км сопровождается крайне незначительным скачком скоростей и плотности (Kuskov, 1997; Kuskov, Kronrod, 2009). В работе французских сейсмологов (Gagnepain-Beuneix и др., 2006) получены антикоррелированные изменения скоростей P -, S -волн в мантии Луны: значения V_P скачкообразно уменьшаются, а V_S скачкообразно возрастают на глубине ~ 500 км. Такое антикоррелированное поведение скоростей крайне трудно (а скорее невозможно) объяснить с петрологических позиций. В связи с этим будем рассматривать мантию на глубинах ~ 240 –750 км в виде химически однородного слоя, обозначенного как средняя мантия.

Термодинамическая обработка сейсмических моделей показала, что положительный скачок скоростей P -, S -волн на глубине ~ 750 км (Gagnepain-Beuneix и др., 2006) может быть обусловлен изменением состава от обедненного алюминием до состава, обогащенного Al, что выражается в повышенном содержании граната на глубинах ≥ 750 км (Kuskov, Kronrod, 2009; Kuskov и др., 2014a). Если изменение в составе было связано с солидификацией ЛМО, то глубина 750 км марки-

рует подошву ЛМО в виде химической неоднородности, указывающей на разный химический состав ниже- и вышележащих горизонтов мантии и переход от оливин-пироксенитовых кумулатов к подстилающей примитивной гранат-содержащей мантии (Hood, Jones, 1987; Kuskov, 1997; Neal, 2001; Wiczorek и др., 2006; Barr, Grove, 2013). Такая стратификация в целом согласуется с исследованиями термодинамики стабильных минеральных фаз и результатами совместной инверсии сейсмических и гравитационных данных (Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné и др., 2003; Khan и др., 2007; Kronrod, Kuskov, 2011). Нижняя мантия состоит в основном из оливина, двух Al-содержащих пироксенов и граната (Kuskov, 1997; Khan и др., 2013; Kuskov и др., 2014a).

Безотносительно к механизму формирования, аккреция вещества Луны из довольно плотного протолунного облака произошла достаточно быстро и привела к плавлению и дифференциации на кору, мантию и небольшое ядро (Wiczorek и др., 2006; Geiss, Rossi, 2013). Оценки толщины магматического океана, основанные на геохимических аргументах, физико-химических моделях затвердевания ЛМО и геофизической информации, охватывают интервал глубин от верхних 500 км до частичного или полного плавления всей Луны (Ringwood, 1977; Binder, 1986; Solomon, 1986; Neal, 2001; Shearer и др., 2006; Elardo и др., 2011; Barr, Grove, 2013). По сейсмическим данным (Gagnepain-Beuëux и др., 2006) глубина солидификации ЛМО принята равной 750 км, ниже которой находится первичная (primordial) мантия, не затронутая процессами частичного плавления. Проплавление до 750 км подразумевает, что алюминий вошел в состав коры лишь из верхней дифференцированной оболочки Луны.

На основе геофизической информации принято, что мантия состоит из трех зон: верхняя мантия на глубинах 39–240 км, средняя на 240–750 км и нижняя мантия, простирающаяся от 750 км до границы с ядром. Ограничения на скорости P -, S -волн во всех резервуарах мантии приняты по модели (Gagnepain-Beuëux и др., 2006) в интервале заданных погрешностей. Здесь, как и ранее (Кусков и др., 2019), состав, средняя толщина и плотность коры фиксированы, а химический состав, минералогия и физические свойства каждой зоны мантии ($i = 1, 2, 3$) определяются в результате решения обратной задачи. В рамках системы NaTiCFMAS химический состав мантии варьировался в диапазоне (мас. %) $25 \leq \text{MgO} \leq 45\%$, $40 \leq \text{SiO}_2 \leq 55\%$, $5 \leq \text{FeO} \leq 15\%$, $0.1 \leq \text{CaO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 7\%$, причем концентрации Al_2O_3 и CaO связаны хондритовым отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 = 0.8$ (Ringwood, Essene, 1970), а концентрации Na_2O и TiO_2 фиксированы (Snyder и др., 1992; Warren, 2005). В каждой зоне составы считаются

постоянными и равными значениям в некоторых средних точках по разрезу мантии в сочетании с естественным требованием отсутствия инверсии плотности. Скачки состава допускаются лишь на геофизических границах.

В литературе рассматривались различные модели состава Луны (Hood, Jones, 1987; Lognonné и др., 2003; Warren, 2005; Taylor и др., 2006; Longhi, 2006; Khan и др., 2007; Kronrod, Kuskov, 2011; Dauphas и др., 2014). Учитывая важность ограничений на содержания Al_2O_3 и FeO , приведем в качестве примера четыре петрологические модели (табл. 1), потенциально возможные для описания минералогии мантии Луны на различных глубинах (Kuskov и др., 2014a). Модели Ca–Al-обедненного состава оливинового пироксенита (OI-Px) и Ca–Al-обогащенного оливин-клинопироксен-гранатового состава (OI-Cpx-Gar) выведены совместной инверсией сейсмических и гравитационных данных (Kuskov, Kronrod, 2009; Kronrod, Kuskov, 2011). Ringwood (1977) предположил, что валовый состав Луны близок к составу пиролита, за исключением того, что Луна обеднена летучими элементами и обогащена закисным железом. Пиролит широко используется в качестве модели, отражающей состав примитивной мантии Земли (McDonough, 1990). Важно выяснить соответствуют ли физические характеристики земного пиролита сейсмическим лунным профилям и распределению температуры. Модель однородного состава (Khan и др., 2007), основанная на предположении композиционной гомогенности мантии Луны, имеет более высокое содержание FeO , более низкое MgO и меньшее содержание тугоплавких элементов в сравнении с пиролитом, но близкое к OI-Px модели. Фазовый состав моделей, в которых содержание FeO варьирует от 8.5 до 13%, а $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 2\text{--}6.5\%$, приведен в табл. 1.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Распределение температуры в мантии Луны

Прямые методы определения температуры в недрах Луны отсутствуют. Измерения теплового потока в местах посадки Apollo-15, -17 и данные по распространенности тория (Keihm, Langseth, 1977) позволили оценить температуру в верхней мантии на глубине 300 км в интервале 800–1300°C. Сомнения относительно справедливости этих оценок обсуждаются в работах (Kuskov и др., 2014a; Кусков и др., 2019). Проверка на соответствие термальных данных сейсмическим и петрологическим моделям может быть осуществлена обращением зависимостей скорость P -, S -волн – глубина ($V_{P,S} - H$) в зависимости температура–глубина ($T_{P,S} - H$) (Kuskov и др., 2014a; 2014b).

На рис. 1 и 2 приведены геофизически допустимые интервалы температур в зональной ман-

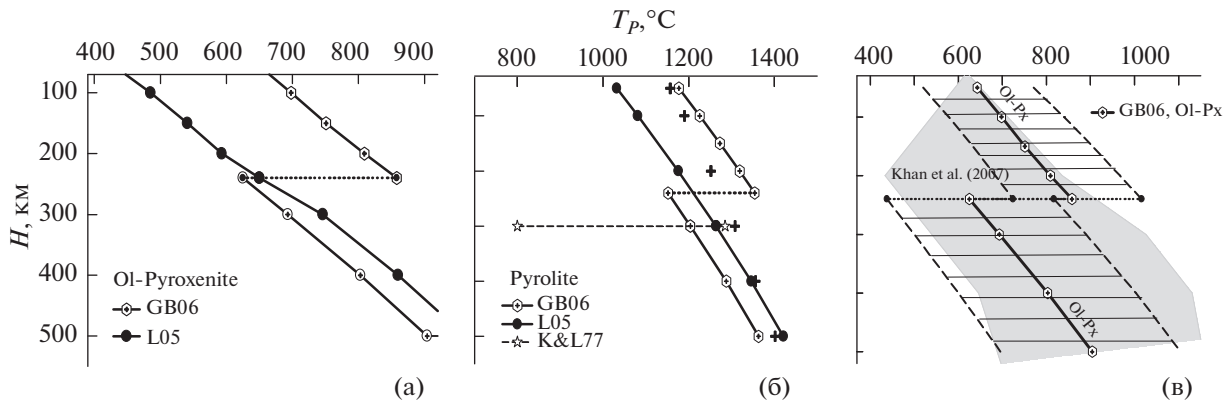


Рис. 1. Распределение температур (T_p) в верхней и средней мантии Луны, рассчитанное конверсией скоростей P -волн по моделям GB06 (Gagnepain-Beuñeix и др., 2006) и L05 (Lognonné, 2005) для составов из табл. 1. (а) – Оливиновый пироксенит (Ol-Px), обедненный Ca и Al; (б) – пиrolит; пунктирная линия – оценки температур, полученные экстраполяцией измеренных значений теплового потока в местах посадки Apollo-15, -17 (K&L77 = Keihm, Langseth, 1977); (в) – T_p состава Ol-Px (заштрихованная область) – расчет по сейсмическому профилю GB06, пунктирные линии – погрешности температур. Серая зона (в) – интервал температур из совместного обращения сейсмических и гравитационных данных (Khan и др., 2007). Кресты – солидус для перидотитового состава (Hirschmann, 2000).

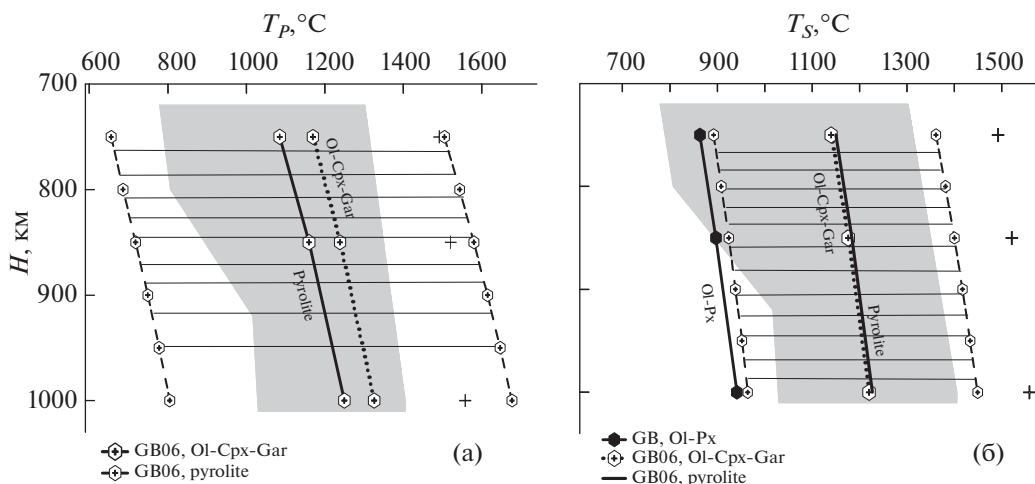


Рис. 2. Сейсмически допустимое распределение температур ($T_{p,s}$) в нижней мантии Луны, рассчитанное из скоростей P -, S -волн по модели GB06 (Gagnepain-Beuñeix и др., 2006), для Ca–Al-обогащенного оливин-клинопироксен-гранатового состава (Ol-Cpx-Gar – заштрихованная область) с учетом погрешности (пунктирные линии) в сравнении с температурами для пиrolита и Ol-Px. Серая зона – интервал температур из совместного обращения сейсмических и гравитационных данных (Khan и др., 2007). Составы петрологических моделей приведены в табл. 1. Кресты – солидус для перидотитового состава (Hirschmann, 2000). (а) – T_p (б) – T_s .

тии Луны, рассчитанные из скоростей P -, S -волн для петрологических моделей, обедненных и обогащенных Ca, Al, Fe (табл. 1). Погрешность ± 0.05 км/с ($\sim 1\%$) в значениях $V_{p,s}$ приводит к ошибке в определении температуры $\pm 90\text{--}120^\circ\text{C}$. Восстановленные таким образом профили температуры позволяют получить критические ограничения на совместимость сейсмических, термальных и петрологических моделей в сейсмически расслоенной мантии Луны.

Сопоставление температур для составов с разным содержанием Ca и Al (рис. 1а–1в) показыва-

ет, что селенотермы для пиrolитового состава земного типа, обогащенные Ca и Al ($\sim 3.6\text{--}4.5\%$ CaO и Al_2O_3), уже на подкоровых глубинах находятся вблизи или выше температуры солидуса (рис. 1б). Столь высокие температуры входят в противоречие с высокими скоростями P -, S -волн и добротностью ($Q_{p,s} \sim 4000\text{--}7000$) жесткой, не конвектирующей и не содержащей рассеянных включений расплава верхней мантии Луны (Hood, Jones, 1987; Gagnepain-Beuñeix и др., 2006; Khan и др., 2013; Grimm, 2013).

Напротив, селенотермы для O1-Px состава, обедненного тугоплавкими оксидами ($\sim 2\%$ CaO и Al_2O_3), дают вполне разумные температуры в верхней и средней мантии: $T_p(150 \text{ км}) \sim 550\text{--}750^\circ\text{C}$, $T_p(500 \text{ км}) \sim 900\text{--}1100^\circ\text{C}$ (рис. 1а, 1в), которые согласуются со спектром термальных моделей, найденным совместным обращением гравитационных, сейсмических и электромагнитных данных (Khan и др., 2007; Grimm, 2013; Кусков и др., 2019), согласно которым верхняя мантия обогащена FeO. Оценки температур в верхней мантии, полученные экстраполяцией измеренных значений теплового потока по программе Apollo (Keihm, Langseth, 1977), также находятся вблизи солидуса (рис. 1б) и лежат лишь на верхнем пределе температур для O1-Px состава (рис. 1а). Если сравнить термальное состояние Луны с Землей, то оказывается, что Луна холоднее Земли. Например, температура в мантии Луны составляет $650\text{--}850^\circ\text{C}$ на глубине 300 км, что существенно ниже, нежели $T = 1450 \pm 100^\circ\text{C}$ в холодной литосфере Сибирского кратона на той же глубине (Kuskov и др., 2014b; 2014c).

Из рис. 2а, 2б можно видеть, что $T_{p,s}$ в нижней мантии для моделей, обогащенных Ca и Al ($4.5\text{--}6.4\%$ Al_2O_3), практически совпадают для O1-Crx-Gag и пиролитового составов, находятся ниже солидуса перидотита и гарцбургита (Hirschmann, 2000; Maaløe, 2004) и хорошо согласуются с другими данными (Khan и др., 2007; Кусков и др., 2019). Напротив, модели типа O1-Px, обедненные Ca и Al и дающие разумные оценки термального состояния верхней мантии (рис. 1а, 1в), приводят к заниженным температурам в нижней мантии (рис. 2б). Эти оценки показывают, что композиционные модели с низким содержанием Al_2O_3 ($\sim 1\text{--}2\%$, табл. 1), а значит и низким содержанием граната, не пригодны для нижней мантии. Вопрос о распространенности Al_2O_3 в верхней и нижней мантии обсуждается ниже.

Влияние теплового режима на химический состав, минералогию и физические свойства трехслойной мантии Луны

Критические ограничения на совместимость геофизических, термальных и петрологических моделей (рис. 1, 2) позволяют оценить влияние вариаций температуры на химический состав трехслойной мантии Луны. Мы будем использовать ранее принятую терминологию (Кусков и др., 2019) и рассмотрим две термальные модели при фиксированных температурах на средних глубинах трех мантийных резервуаров: холодную модель ($T_{150} = 600^\circ\text{C}$, $T_{500} = 900^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1100^\circ\text{C}$) и горячую модель ($T_{150} = 700^\circ\text{C}$, $T_{500} = 1100^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1300^\circ\text{C}$).

На рис. 3 представлены результаты совместной инверсии гравитационных и сейсмических

данных в соотношения для химического состава и скоростей P -, S -волн минеральных ассоциаций, термодинамически устойчивых в каждой зоне мантии. Результаты приведены в виде частотных распределений концентраций оксидов, средние значения которых соответствуют решениям, оптимально удовлетворяющим всем ограничениям по массе, моменту инерции Луны (Williams и др., 2014) и сейсмическим скоростям (Gagnepain-Beuneix и др., 2006), наложенным на исследуемую модель (см. табл. 1 в Кусков и др., 2019). Радиус ядра, вычисленный из решения обратной задачи при средней мощности коры 39 км (Wieczorek и др., 2013), находится в интервале 260–280 км. Полученные значения согласуются с расчетами методом молекулярной динамики (Kuskov, Belashchenko, 2016) и предыдущими оценками из электромагнитных и гравитационных данных (Hood и др., 1999; Shimizu и др., 2013; Williams и др., 2014; Matsumoto и др., 2015), но меньше, найденных из обработки сейсмических экспериментов Apollo (Khan и др., 2007; Weber и др., 2011; Garcia и др., 2012).

Иллюстрация влияния температуры и химического состава на минералогию и физические свойства мантии для петрологических моделей, обедненных и обогащенных Ca, Al, Fe, приведена в табл. 1 и 2 на границе верхняя–средняя мантия (~ 240 км), средняя–нижняя мантия (~ 750 км) и в нижней мантии на глубине 1000 км.

По гистограммам (рис. 3) видно, что вне зависимости от термального состояния (т.е. как для холодной, так и для горячей моделей), значения скоростей P -волн в нижней мантии ($7.9\text{--}8.1$ км/с) выше, чем в верхней ($7.6\text{--}7.7$ км/с) и средней мантии ($7.8\text{--}7.9$ км/с). Как можно видеть из рис. 3а, 3а', скорости P -волн в мантийных зонах монотонно возрастают с глубиной, что в целом соответствует модели (Gagnepain-Beuneix и др., 2006) и, возможно, испытывают скачки на химических границах, но слабо меняются внутри каждого слоя. Скорости S -волн ведут себя консервативно и имеют значения в интервале $4.40\text{--}4.45$ км/с, возможно, с некоторым уменьшением на глубинах средней мантии (рис. 3б, 3б'), в результате влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление.

Для обоих типов термальных моделей распространенность $\text{C}(\text{Al}_2\text{O}_3)$ увеличивается от $1\text{--}5\%$ в верхней и средней мантии до $4\text{--}7\%$ в нижней мантии (рис. 3в, 3в'), причем для горячей модели $\text{C}(\text{Al}_2\text{O}_3)$ во всех трех зонах мантии выше, чем для холодной. Вне зависимости от температуры, содержания FeO $\sim 11\text{--}14\%$ (рис. 3г, 3г') и MgO $\sim 28\text{--}31\%$ (рис. 3д, 3д') достаточно стабильны в верхней и нижней мантии. Если небольшое уменьшение скорости S -волн (рис. 3б, 3б') в средней мантии не является артефактом, то оно может быть связа-

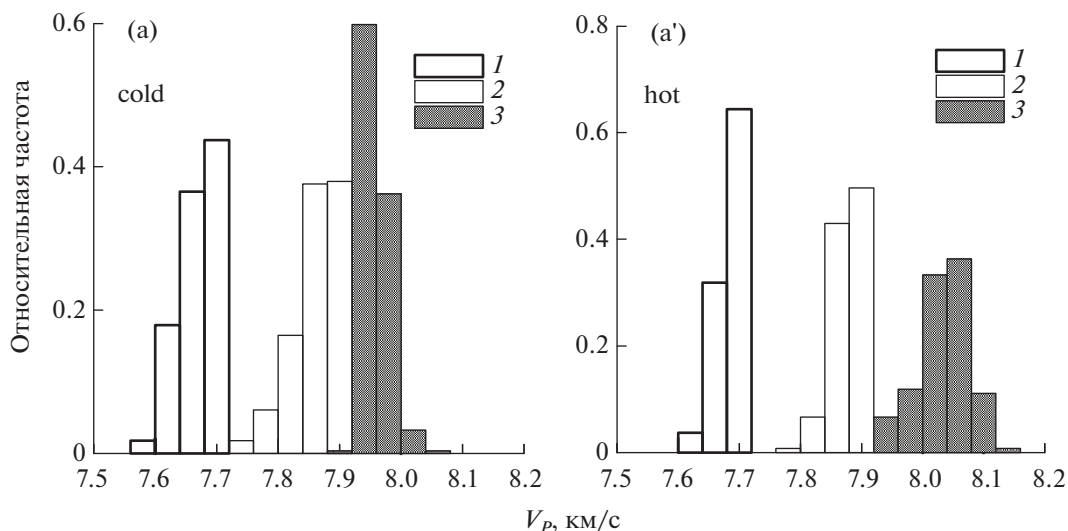


Рис. 3. Вероятностные оценки скоростей P -, S -волн и концентраций основных породообразующих оксидов в трехслойной мантии Луны. Состав нижней примитивной мантии соответствует валовому составу силикатной Луны (мантия + кора). Расчеты проведены для двух вариантов термального состояния на средних глубинах мантийных резервуаров: холодная модель (cold): $T_{150} = 600^\circ\text{C}$, $T_{500} = 900^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1100^\circ\text{C}$; горячая модель (hot): $T_{150} = 700^\circ\text{C}$, $T_{500} = 1100^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1300^\circ\text{C}$; 1, 2, 3 – верхняя (39–240 км), средняя (240–750 км), нижняя мантия (750 км–граница ядро–мантия). (а, а') – V_p , (б, б') – V_s , (в, в') – Al_2O_3 , (г, г') – FeO , (д, д') – MgO , (е, е') – SiO_2 .

но с небольшим увеличением концентрации FeO в этой зоне (рис. 3г, 3г'), но таким образом, чтобы это не приводило к инверсии плотности. Концентрации SiO_2 составляют 50–55% в верхней и 45–50% в нижней мантии (рис. 3е, 3е').

Результаты расчетов, вслед за сейсмическими моделями, указывают на зональное строение мантии, причем в средней мантии на глубинах 240–750 км (реальное положение границ и их резкость остаются не до конца ясными) наблюдаются проявления зоны пониженных скоростей (Lognonné, 2005; Gagnerain-Beuñeix и др., 2006), природу которой можно объяснить более железистым составом (вплоть до ~15% FeO) по отношению к выше- и нижележащей оболочкам (рис. 3г, 3г'). Такое объяснение согласуется с экспериментами Apollo по электромагнитному зондированию Луны, не исключая существование слоя повышенной проводимости на глубинах >200 км (Дайел и др., 1975), что может быть связано с повышенной концентрацией FeO . К сожалению, у нас нет петрологических доказательств возможности обогащения средней мантии закисным железом, а в сейсмических моделях нет убедительных доказательств наличия зоны пониженных скоростей на этих глубинах.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Из результатов расчетов (рис. 3) следует, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями оксидов в различных зонах мантии. Судя по гистограммам, подразделение мантии на три зоны может ока-

заться оправданным, но необходимо обратить внимание на то, что существуют общие области химического состава в верхней и средней мантии, а состав средней мантии может частично перекрываться с составом нижней мантии. Это связано с тем, что при совместном обращении сейсмических и гравитационных данных модели состава наследуют характерные особенности поведения скоростей P -, S -волн и распределения плотности в зональной мантии. С другой стороны, в соответствии с гипотезой магматического океана можно допустить, что процесс эволюции ЛМО сопровождался конвективным перемешиванием, приводящим к смешению составов верхней и средней мантии, в то время как нижняя примитивная мантия, соответствующая валовому составу силикатной Луны, не подвергалась дифференциации. Поэтому, мы остановимся в основном на обсуждении различий между составами верхней и нижней мантии.

Гистограммы показывают, что наиболее вероятные концентрации $C(\text{FeO}) \sim 11\text{--}14\%$ и $C(\text{MgO}) \sim 28\text{--}31\%$ слабо зависят от температуры и примерно одинаковы в верхней и нижней мантии (рис. 3г, 3г', 3д, 3д'). Оба резервуара мантии характеризуются значениями магнезиального числа $\text{MG}\#$ в интервале 80–83, которые близки к валовым оценкам $\text{MG}\#$ 80–81.5 в силикатной фракции Луны (Кусков и др., 2019), но резко отличаются от таковых для BSE ($\text{FeO} \sim 8\%$ и $\text{MG}\#$ 89), что указывает на существенные различия состава силикатной Луны и пиrolитовой мантии Земли. Мантийная величина $\text{MG}\#$ 80–83 совпадает с рядом геохимических и геофизических оценок

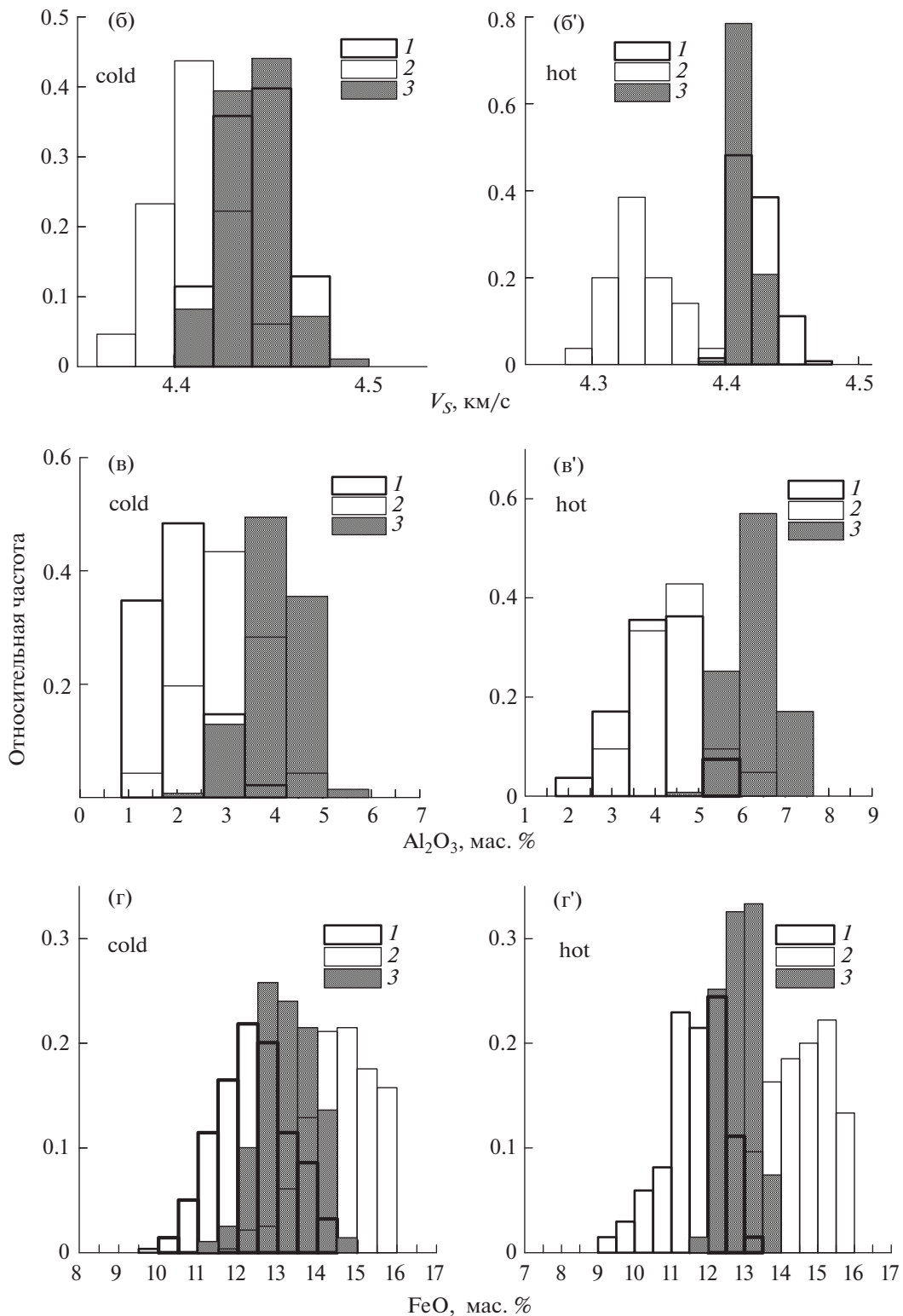


Рис. 3. Продолжение.

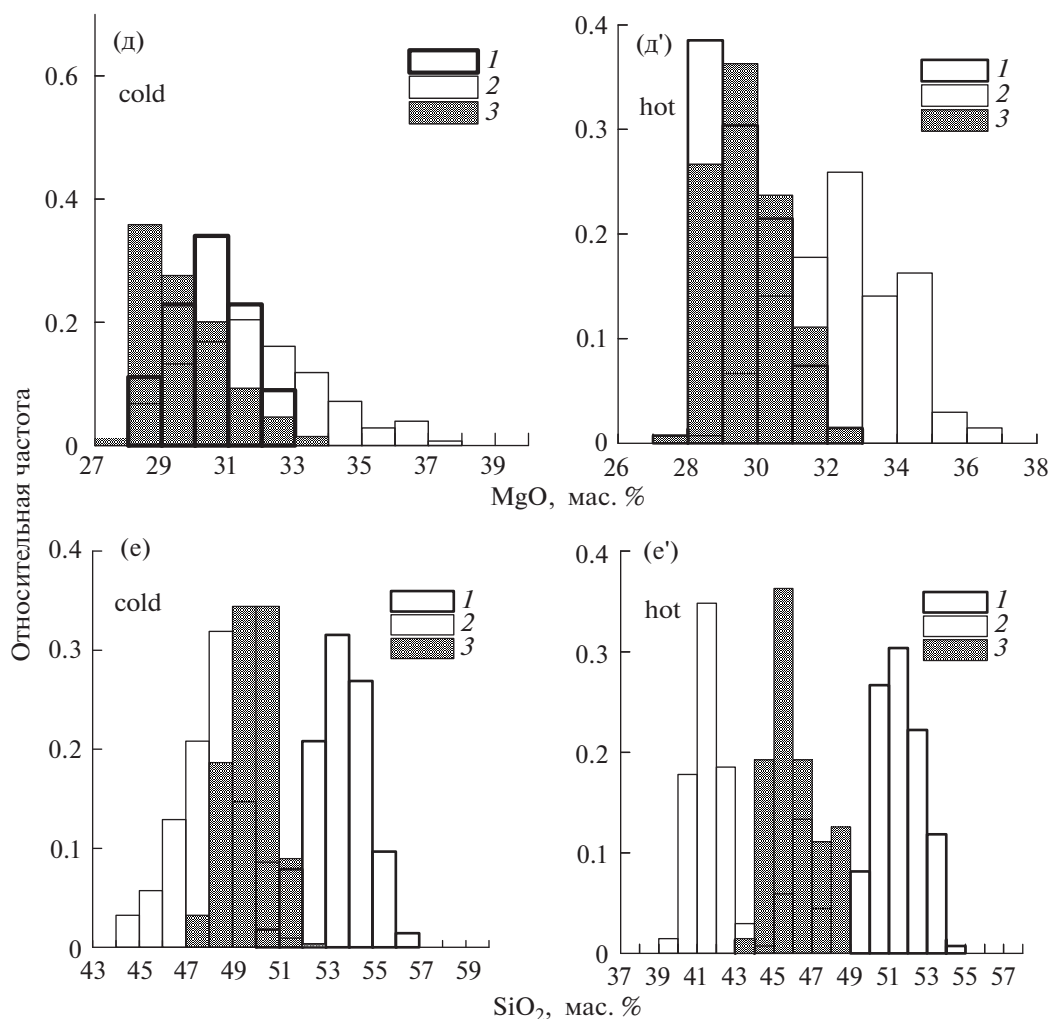


Рис. 3. Окончание.

(Wanke, Dreibus, 1986; Snyder и др., 1992; Kuskov, 1997; Taylor и др., 2006; Khan и др., 2007; 2013), но несколько больше, чем в сейсмических и электромагнитных моделях Луны, согласно которым MG# 75–80 (Lognonné и др., 2003; Grimm, 2013).

Если в материковой лунной коре содержания SiO₂ установлены достаточно надежно и составляют 44–46% (Taylor, 1982; Khan и др., 2007), то в мантии они варьируют в довольно широких пределах (рис. 3e, 3e'). Как для холодных, так и для горячих моделей вероятные концентрации SiO₂ ~ 50–55% в верхней мантии выше, нежели в нижней мантии 45–50%, причем для O1-Px состава ортопироксен (>70 мол. %), а не оливин, является преобладающим минералом верхней мантии Луны (табл. 1). Подчеркнем, что высокая пироксеновость верхней мантии является геохимическим следствием геофизических моделей (Gagnepain-Beuneix и др., 2006; Williams и др., 2014), использу-

емых при инверсии в соотношения для состава и температуры. В средней мантии содержания SiO₂ составляют 42–48%. По геохимическим данным валовая распространенность SiO₂ в Луне оценивается на уровне 45–48% (Ringwood, 1977; Taylor, 1982; Dauphas и др., 2014), что сопоставимо с таковой для земной мантии 45–47% SiO₂ (McDonough, 1990; O'Neill, Palme, 1998; Dauphas и др., 2014).

Следует обратить внимание на вариации концентраций Al₂O₃ в различных зонах мантии и их зависимость от термального состояния. Из рис. 3в, 3в' можно увидеть тенденцию постепенного повышения содержания Al₂O₃ от верхней и средней мантии к нижней мантии (4–7%). Более наглядно эта тенденция проявляется для холодной модели с повышением C(Al₂O₃) от 1–2% в верхней мантии до 3% в средней и до 4–5% в нижней мантии. Решение обратной задачи приводит к более

Таблица 2. Состав и физические свойства для холодных и горячих моделей нижней мантии Луны на глубине 1000 км (~4 ГПа)

| Химический состав, мас. % | Холодные модели | | Горячие модели | |
|--|--------------------------|--------------------------|--------------------------|--------------------------|
| | 4 ГПа/1373 К | | 4 ГПа/1573 К | |
| MgO | 30.0 | 31.0 | 30.0 | 29.0 |
| FeO | 12.0 | 13.0 | 12.0 | 13 |
| Al ₂ O ₃ | 4.0 | 5.0 | 5.5 | 6.0 |
| CaO | 3.2 | 4.0 | 4.4 | 4.8 |
| SiO ₂ | 50.55 | 46.75 | 47.85 | 46.95 |
| Na ₂ O | 0.05 | 0.05 | 0.05 | 0.05 |
| TiO ₂ | 0.2 | 0.2 | 0.2 | 0.2 |
| MG# | 81.7 | 81 | 81.7 | 80.0 |
| Фазовый состав (мол. %), физические свойства | | | | |
| Оливин | 16.3 (Fo ₈₄) | 35.0 (Fo ₈₄) | 27.0 (Fo ₈₅) | 29.6 (Fo ₈₃) |
| Ортопироксен | 62.8 | 28.4 | 36.9 | 26.9 |
| Клинопироксен | 16.4 | 30.0 | 29.8 | 36.2 |
| Гранат | 4.2 | 6.3 | 6.0 | 7.0 |
| Ильменит | 0.3 | 0.3 | 0.3 | 0.3 |
| ρ, кг/м ³ | 3408 | 3443 | 3407 | 3432 |
| V _P , км/с | 7.99 | 8.08 | 8.00 | 8.01 |
| V _S , км/с | 4.46 | 4.47 | 4.42 | 4.40 |
| K _S , ГПа | 126.8 | 133.3 | 129.6 | 131.6 |
| G, ГПа | 67.9 | 68.8 | 66.4 | 66.5 |

высоким содержаниям Al₂O₃ в мантии Луны по сравнению с оценками 1.3–3.1% Al₂O₃ (Taylor, Wicczorek, 2014). Как для холодных (4–5% Al₂O₃), так и для горячих (5–7% Al₂O₃) моделей нижняя мантия обогащена Al₂O₃ и имеет более высокие концентрации граната (табл. 2) по сравнению с минералогией Ol-Px верхней мантии (табл. 1).

В табл. 2 в соответствии с гистограммами (рис. 3) приведены примеры расчета фазового состава и физических свойств для холодных и горячих моделей нижней мантии Луны при похожих концентрациях FeO, MgO, но разных C(Al₂O₃). Гранат становится важной Al-содержащей фазой, контролирующей физические свойства нижней мантии. Как отмечалось ранее (Кусков и др., 2019), при заданных геодезических и сейсмических данных (Gagnepain-Beupeix и др., 2006; Williams и др., 2014) решение задачи для холодных и горячих моделей настраивается в основном за счет изменения концентраций SiO₂ и Al₂O₃ при почти постоянных C(FeO) и C(MgO).

Эти выводы согласуются с результатами тестирования сейсмических моделей (Kuskov и др., 2014a), согласно которым наиболее вероятной породой верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит (Ol-Px), обедненный Ca и Al

(табл. 1). Породы такого типа дают разумные оценки термального состояния верхней мантии (рис. 1a, 1b) и, вероятно, не противоречат петрологическим моделям (Snyder и др., 1992) на глубинах до 300 км. Породы, обогащенные Ca и Al, дают разумные оценки термального состояния нижней мантии (рис. 2a, 2b), но не могут рассматриваться в качестве петрологической основы верхней мантии, поскольку приводят к нереалистичным температурам – вблизи или выше солидуса (рис. 1b). Напротив, модели, обедненные Ca и Al (Ol-Px), не могут рассматриваться в качестве петрологической основы нижней мантии, поскольку приводят к неправдоподобно низким температурам (рис. 2b). Результаты моделирования (рис. 3b, 3b') констатируют, что композиционные модели с низким содержанием Al₂O₃ (<4%), а значит и низким содержанием граната не пригодны для нижней мантии. Обогащение нижней мантии Al₂O₃ и гранатом согласуется с петрологическими моделями LMO (Hood, Jones, 1987; Neal, 2001), но радикально противоречит предположению (Taylor, Wicczorek, 2014), согласно которому нижняя мантия может содержать лишь 1% Al₂O₃.

Из результатов расчетов (рис. 3) следует, что вне зависимости от термального состояния нижняя мантия обеднена SiO_2 по сравнению с верхней мантией, но обогащена тугоплавкими элементами (4–7% Al_2O_3 и 3.2–5.6% CaO с учетом отношения $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0.8$). Это приводит к повышению пропорций оливина и граната на глубинах первичной недифференцированной мантии, причем содержание граната может достигать 4–7 мол. % или ~ 12 –20 мас. % (табл. 2). Концентрации $\text{FeO} \sim 11$ –14% и $\text{MgO} \sim 28$ –31% приблизительно постоянны в верхней и нижней мантии, возможно, с некоторым обогащением нижней мантии закисным железом (рис. 3г, 3г'). Это означает, что породы первичной нижней мантии Луны заметно отличаются от состава пород вышележащих оболочек.

При заданных геофизических данных решения обратной задачи для холодных и горячих селенотерм различаются по химическому составу и минералогии во всех трех зонах мантии (рис. 3, табл. 1 и 2). Как отмечалось выше, в силу постановки задачи предполагается, что состав первичной нижней мантии равен среднему составу вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии) и отражает валовый состав силикатной Луны. С учетом этого предположения, холодные модели нижней мантии (равно BSM) по содержанию Al_2O_3 (~ 4 мас. %) согласуются с предыдущими геохимическими и геофизическими оценками 3.7–4.4% Al_2O_3 (Ringwood, 1977; Longhi, 2006; Khan и др., 2007; Kronrod, Kuskov, 2011; Dauphas и др., 2014), и сопоставимы с оценками 4–4.5 мас. % Al_2O_3 для BSE (Ringwood, 1977; McDonough, 1990; O'Neill, Palme, 1998; Dauphas и др., 2014). Напротив, горячие модели состава нижней мантии Луны (равно BSM) существенно обогащены оксидом алюминия (~ 6 –7 мас. % Al_2O_3) по сравнению с BSE и хондритами, и близки к оценкам содержания Al_2O_3 как по геохимическим (Snyder и др., 1992; Taylor и др., 2006), так и геофизическим данным (Lognonné и др., 2003; Кусков и др., 2019).

Таким образом, в результате решения многопараметрической задачи получен спектр моделей химического состава трехслойной мантии Луны, удовлетворяющих всем поставленным граничным геофизическим условиям и распределениям температуры. Из рис. 3 следует, что вне зависимости от теплового режима нижняя мантия (и по определению силикатная порция Луны) обогащена FeO , но обеднена MgO по отношению к BSE. Результаты расчетов подтверждают ранее полученные выводы (Lognonné и др., 2003; Taylor и др., 2006; Khan и др., 2007, 2013; Kronrod, Kuskov, 2011; Кусков и др., 2019) о качественном и количественном отличии химического состава Луны от состава пиролитовой мантии Земли. В то же время оценки распространенности тугоплавких

элементов не могут быть найдены однозначно из заданных условий (масса, момент инерции, V_P , V_S) и уравнений термодинамики и физики минералов, поскольку зависят от термального состояния Луны. Для холодных моделей Луны валовое содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1 \times \text{BSE}$, а для горячих моделей содержание Al_2O_3 может находиться в интервале $1.3 \times \text{BSE}$ – $1.7 \times \text{BSE}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методами физики минералов и математического моделирования исследованы модели внутреннего строения дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны. Информация о термохимической структуре лунных недр получена преобразованием интегральной совокупности прямо не связанных между собой петролого-геохимических, гравитационных и сейсмических данных (масса и момент инерции, скорости упругих волн, состав лунных пород, модели ЛМО, термодинамические характеристики минералов) в распределения температуры, физических свойств, химического и минерального состава по глубине. Такие обратные задачи позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне, установить более надежные геохимические ограничения на внутреннее строение и минералогию сейсмически расслоенной мантии Луны и сделать следующие основные выводы.

1. В терминах “холодных” и “горячих” моделей термального состояния получены геофизически допустимые ограничения на химический состав, минералогии и скорости P -, S -волн в трех зонах мантии Луны. Скорости P -волн в нижней мантии (~ 8 км/с) выше, чем в верхней мантии (~ 7.7 км/с). Скорости S -волн ведут себя консервативно и имеют практически постоянные значения 4.40–4.45 км/с во всех зонах мантии, возможно, с некоторым уменьшением на глубинах средней мантии. Если уменьшение скоростей P -, S -волн в сейсмических моделях на глубинах 240–750 км не является артефактом, то природу зоны пониженных скоростей можно объяснить более железистым составом по отношению к вышележащей оболочкам.

2. Решение обратной задачи показывает, что вне зависимости от температуры концентрации $\text{FeO} \sim 11$ –14%, $\text{MgO} \sim 28$ –31% и значения $\text{MG}\#$ 80–83 примерно одинаковы в верхней и нижней мантии, но резко отличаются от таковых для BSE ($\text{FeO} \sim 8\%$ и $\text{MG}\#$ 89). Напротив, оценки $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ в мантии довольно заметно зависят от термального состояния. Более наглядно эта тенденция проявляется для холодных моделей с повышением содержания Al_2O_3 от 1–2% в верхней мантии до

3% в средней и до 4–5% в нижней мантии. Для горячих моделей $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ выше, нежели для холодных, и в недифференцированной нижней мантии могут достигать 6–7% Al_2O_3 с количеством граната вплоть до 20%. В связи с тем, что распространенность тугоплавких элементов не может быть найдена однозначно из заданных граничных условий, можно предположить, что для холодных моделей Луны валовое содержание $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1 \times \text{BSE}$, а для горячих моделей может находиться в интервале $1.3 \times \text{BSE} - 1.7 \times \text{BSE}$.

3. Распространенность SiO_2 в меньшей степени зависит от термального состояния и составляет 50–55% в верхней и 45–50% в нижней мантии. Концентрации SiO_2 в нижней мантии (равно BSM) согласуются с геохимическими оценками 45–48% SiO_2 в Луне (Ringwood, 1977; Taylor, 1982; Dauphas и др., 2014) и близки к таковым для земной мантии (45–47%) SiO_2 (McDonough, 1990; O'Neill, Palme, 1998; Dauphas и др., 2014). Высокая пироксеновость верхней мантии Луны является геохимическим следствием геофизических моделей, используемых при инверсии в соотношения для состава и температуры; ортопироксен, а не оливин, является преобладающим минералом верхней мантии. Химический состав средней зоны мантии остается дискуссионным, поскольку может частично перекрываться с составами выше- и нижележащей оболочек. Результаты моделирования предполагают, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу. Для рассмотренных моделей термального состояния мантия Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

Авторы благодарят Э.М. Галимова за полезные дискуссии и поддержку, а рецензентов работы за высказанные замечания. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект 18-05-00225) и программы Президиума РАН № 17.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Виноградов А.П. Дифференциация вещества Луны // Космохимия Луны и планет / Ред. Виноградов А.П. М.: Наука, 1975. С. 5–28.
- Галимов Э.М. Современное состояние проблемы происхождения системы Земля–Луна // Проблемы зарождения и эволюции биосферы / Ред. Галимов Э.М. М.: Изд. ЛИБРОКОМ, 2008. С. 213–222.
- Гудкова Т.В., Раевский С.Н. О структуре собственных колебаний Луны // Астрон. вестн. 2013. Т. 47. С. 13–20. (Gudkova T.V., Raevskiy S.N. Spectrum of the free oscillations of the Moon // Sol. Syst. Res. 2013. V. 47 (1). P. 11–19.)
- Гусев А.В., Петрова Н.К., Ханада Н. Вращение, физическая либрация и внутреннее строение активной и многослойной Луны. Казань: Изд-во Казанск. фед. ун-та, 2015. 323 с.
- Дайел П., Паркин К., Дейли В. Лунная электропроводность, магнитная проницаемость и температура по данным магнитных экспериментов экспедиций “Аполлон” // Космохимия Луны и планет / Ред. Виноградов А.П. М.: Наука, 1975. С. 323–340.
- Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А. Геохимические ограничения на “холодные” и “горячие” модели внутреннего строения Луны: 1. Валовый состав // Астрон. вестн. 2018. Т. 52. № 6. С. 481–494. (Kuskov O.L., Kronrod E.V., Kronrod V.A. Geochemical constraints on “cold” and “hot” models of the internal structure of the Moon: 1. Bulk composition // Sol. Syst. Res. 2018. V. 52. № 6. P. 467–479.)
- 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.
- Barr J.A., Grove T.L. Experimental petrology of the Apollo 15 group A green glasses: Melting primordial lunar mantle and magma ocean cumulate assimilation // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2013. V. 106. P. 216–230.
- Binder A.B. The initial thermal state of the Moon // Origin of the Moon / Ed. Hartmann W.K. Houston: Lunar and Planet. Inst. 1986. P. 425–433.
- BVSP, Basaltic Volcanism Study Project. Basaltic Volcanism on the Terrestrial Planets. New York: Pergamon, 1981. 1286 p.
- Connolly J.A.D., Khan A. Uncertainty of mantle geophysical properties computed from phase equilibrium models // Geophys. Res. Lett. 2016. V. 43. doi 10.1002/2016GL068239
- Dauphas N., Burkhardt C., Warren P.H., Fang-Zhen T. Geochemical arguments for an Earth-like Moon-forming impactor // Phil. Trans. Roy. Soc. A. 2014. V. 372. 20130244.
- de Capitani C., Brown T.H. The computation of equilibrium in complex systems containing non-ideal solutions // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1987. V. 51. P. 2639–2652.
- Delano J.W. Scientific exploration of the Moon // Elements. 2009. V. 5. P. 11–16, doi 10.2113/gselements.5.1.11
- Elardo S.M., Draper D.S., Shearer (Jr) C.K. Lunar magma ocean crystallization revisited: Bulk composition, early cumulate mineralogy, and the source regions of the highlands Mg-suite // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2011. V. 75. P. 3024–3045.
- Fabrichnaya O.B., Kuskov O.L. Constitution of the mantle. 1. Phase relations in the FeO–MgO–SiO₂ system at 10–30 GPa // Phys. Earth and Planet. Inter. 1991. V. 69. P. 56–71.
- Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H., Lombardi D., Spohn T. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // Phys. Earth and Planet. Inter. 2006. V. 159. P. 140–166.
- Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Moon. New Concept. Geochemistry and Dynamics. De Gruyter, 2012. 168 p.
- Garcia R.F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P. Erratum to “Very preliminary reference Moon model”,

- [Phys. Earth and Planet. Inter. 188 (2011) 96–113] // Phys. Earth and Planet. Inter. 2012. V. 202–203. P. 89–91.
- Geiss J., Rossi A.P. On the chronology of lunar origin and evolution. Implications for Earth, Mars and the Solar System as a whole // Astron. and Astrophys. Rev. 2013. V. 21. № 68. P. 1–54. doi 10.1007/s00159-013-0068-1
- Goins N.R., Dainty A.M., Toksoz M.N. Lunar seismology: The internal structure of the Moon // J. Geophys. Res. 1981. V. 86. P. 5061–5074.
- Grimm R.E. Geophysical constraints on the lunar Procellarum KREEP Terrane // J. Geophys. Res.: Planets. 2013. V. 118. P. 768–777. doi 10.1029/2012JE004114
- Gross J., Joy K.H. Evolution, Lunar: From Magma Ocean to Crust Formation // Encyclopedia of Lunar Science / Ed. Cudnik B. Springer Inter. Publ. AG 2016. doi 10.1007/978-3-319-05546-6_39-11.
- Hartmann W.K. The giant impact hypothesis: past, present (and future?) // Phil. Trans. Roy. Soc. A. 2014. V. 372: 20130249. <http://dx.doi.org/>. doi 10.1098/rsta.2013.0249
- Hirschmann M.M. Mantle solidus: Experimental constrain and the effects of peridotite composition // Geochem. et Geophys. Geosyst. 2000. V. 1. Paper number 2000GC000070.
- Hood L.L., Jones J.H. Geophysical constraints on lunar bulk composition and structure: A reassessment // J. Geophys. Res. 1987. V. 92E. P. 396–410.
- Hood L.L., Mitchell D.L., Lin R.P., Acuña M.H., Binder A.B. Initial measurements of the lunar induced magnetic dipole moment using lunar prospector magnetometer data // Geophys. Res. Lett. 1999. V. 26. P. 2327–2330.
- Karato S. Geophysical constraints on the water content of the lunar mantle and its implications for the origin of the Moon // Earth and Planet. Sci. Lett. 2013. V. 384. P. 144–153.
- Keihm S.J., Langseth M.G. Lunar thermal regime to 300 km // Proc. 8th Lunar Sci. Conf. 1977. P. 499–514.
- Khan A., Connolly J.A.D., Maclennan J., Mosegaard K. Joint inversion of seismic and gravity data for lunar composition and thermal state // Geophys. J. Int. 2007. V. 168. P. 243–258.
- Khan A., Pommier A., Neumann G., Mosegaard K. The lunar moho and the internal structure of the Moon: A geophysical perspective // Tectonophysics. 2013. <http://dx.doi.org/>. doi 10.1016/j.tecto.2013.02.024
- Kronrod V.A., Kuskov O.L. Inversion of seismic and gravity data for the composition and core sizes of the Moon // Izv. Phys. Solid Earth. 2011. V. 47. P. 711–730.
- Kuskov O.L. Constitution of the Moon: 4. Composition of the mantle from seismic data // Phys. Earth and Planet. Inter. 1997. V. 102. P. 239–257.
- Kuskov O.L., Belashchenko D.K. Thermodynamic properties of Fe–S alloys from molecular dynamics modeling: Implications for the lunar fluid core // Phys. Earth and Planet. Inter. 2016. V. 258. P. 43–50. <http://dx.doi.org/>. doi 10.1016/j.pepi.2016.07.006
- Kuskov O.L., Galimzyanov R.F., Truskinovsky L.M., Pil'chenko V.A. Reliability of thermodynamic calculations of chemical and phase-equilibria at high-pressures and temperatures // Geokhimiya. 1983. № 6. P. 849–871.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A. A model of the chemical differentiation of the Moon // Petrology. 1998. V. 6. P. 564–582.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A. Geochemical constraints on the model of the composition and thermal conditions of the Moon according to seismic data // Izv. Phys. Solid Earth. 2009. V. 45. P. 753–768.
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Kronrod E.V. Thermo-chemical constraints on the interior structure and composition of the lunar mantle // Phys. Earth and Planet. Inter. 2014a. V. 235. P. 84–95. <http://dx.doi.org/>. doi 10.1016/j.pepi.2014.07.011
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I. Thermo-chemical structure of the lithospheric mantle underneath the Siberian craton inferred from long-range seismic profiles // Tectonophysics. 2014b. V. 615–616. P. 154–166. <http://dx.doi.org/>. doi 10.1016/j.tecto.2014.01.006
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Prokofyev A.A., Pavlenkova N.I. Petrological–geophysical models of the internal structure of the lithospheric mantle of the Siberian craton // Petrology. 2014c. V. 22. P. 17–44. doi 10.1134/S0869591114010056
- Longhi J. Petrogenesis of picritic mare magmas: constraints on the extent of early lunar differentiation // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2006. V. 70. P. 5919–5934.
- Lognonné P. Planetary seismology // Annu. Rev. Earth and Planet. 2005. V. 33. P. 571–604.
- Lognonné P., Gagnepain-Beyneix J., Chenet H. A new seismic model of the Moon: implications for structure, thermal evolution and formation of the Moon // Earth and Planet. Sci. Lett. 2003. V. 211. P. 27–44.
- Maaløe S. The solidus of harzburgite to 3 GPa pressure: the compositions of primary abyssal tholeiite // Miner. Petrol. 2004. V. 81. P. 1–17.
- Maruyama S., Ebisuzaki T. Origin of the Earth: A proposal of new model called ABEL // Geoscience Frontiers. 2017. V. 8. P. 253–274. <http://dx.doi.org/>. doi 10.1016/j.gsf.2016.10.005
- Matsumoto K., Yamada R., Kikuchi F., Kamata S., Ishihara Y., Iwata T., Hanada H., Sasaki S. Internal structure of the Moon inferred from Apollo seismic data and selenodetic data from GRAIL and LLR // 46th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2015. Abstract 1696.
- McDonough W.F. Constraints on the composition of the continental lithospheric mantle // Earth and Planet. Sci. Lett. 1990. V. 101. P. 1–18.
- Mills R.D., Simon J.I., Alexander C.M.O'D., Wang J., Hauri E.H. Water in alkali feldspar: The effect of rhyolite generation on the lunar hydrogen budget // Geochem. Persp. Lett. 2017. V. 3. P. 115–123. doi 10.7185/geochem-let.1712
- Nakamura Y. Seismic velocity structure of the lunar mantle // J. Geophys. Res. 1983. V. 88. P. 677–686.
- Neal C.R. Interior of the Moon: The presence of garnet in the primitive deep lunar mantle // J. Geophys. Res.: Planets. 2001. V. 106. № E11. P. 27865–27885.
- Neal C.R. The Moon 35 years after Apollo: What's left to learn? // Chemie der Erde. 2009. V. 69. P. 3–43. doi 10.1016/j.chemer.2008.07.002
- O'Neill H.S.C., Palme H. Composition of the silicate Earth: implications for accretion and core formation // The

- Earth's mantle: Structure, Composition, and Evolution — The Ringwood Volume / Ed. Jackson I. Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1998. P. 3–126.
- Qian W., Wang W., Zou F., Wu Z.* Elasticity of orthoenstatite at high pressure and temperature: Implications for the origin of low V_p/V_s zones in the mantle wedge // *Geophys. Res. Lett.* 2018. V. 45. P. 665–673. <https://doi.org/10.1002/2017GL075647>
- Ringwood A.E.* Basaltic magmatism and the bulk composition of the Moon. I. Major and heat-producing elements // *The Moon*. 1977. V. 16. P. 389–423.
- Ringwood A.E., Essene E.* Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the Moon // *Proc. Apollo 11th Lunar Sci. Conf.* 1970. V. 1. P. 769–799.
- Shearer C.K., Hess P.C., Wieczorek M.A., Pritchard M.E., Parmentier E.M., Borg L.E., Longhi J., Elkins-Tanton L.T., Neal C.R., Antonenko I., Canup R.M., Halliday A.N., Grove T.L., Hager B.H., Lee D.C., Wiechert U.* Thermal and magmatic evolution of the moon // *New views of the Moon: Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 60. P. 365–518.
- Shimizu H., Matsushima M., Takahashi F., Shibuya H., Tsunakawa H.* Constraint on the lunar core size from electromagnetic sounding based on magnetic field observations by an orbiting satellite // *Icarus*. 2013. V. 222. P. 32–43.
- Snyder G.A., Taylor L.A., Neal C.R.* A chemical model for generating the source of mare basalts: Combined equilibrium and fractional crystallization of the lunar magma sphere // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 1992. V. 56. P. 3809–3823.
- Solomon S.C.* On the early thermal state of the Moon // *Origin of the Moon* / Ed. Hartmann W.K. Houston: Lunar Planet. Inst., 1986. P. 435–452.
- Sossi P.A., Moynier F.* Chemical and isotopic kinship of iron in the Earth and Moon deduced from the lunar Mg-Suite // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2017. V. 471. P. 125–135. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2017.04.029>
- Taylor G.J., Wieczorek M.A.* Lunar bulk chemical composition: a post-Gravity Recovery and Interior Laboratory reassessment // *Phil. Trans. Roy. Soc. A.* 2014. V. 372. 20130242. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2013.0242>
- Taylor S.R.* *Planetary Science: A Lunar Perspective.* LPI. Houston. TX. 1982. 481 p.
- Taylor S.R., Taylor G.J., Taylor L.A.* The Moon: A Taylor perspective // *Geochim. et Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 594–5918.
- Warren P.H.* 'New' lunar meteorites: implications for composition of the global lunar surface, lunar crust, and the bulk Moon // *Meteorit. and Planet. Sci.* 2005. V. 40. P. 477–506. doi 10.1111/j.1945-5100.2005.tb00395.x
- Wanke H., Dreibus G.* Geochemical evidence for the formation of the Moon by impact induced fission of the proto-Earth // *Origin of the Moon* / Ed. Hartmann W.K. Houston: Lunar Planet. Inst., 1986. P. 649–672.
- Weber R.C., Lin P., Garnero E.J., Williams Q., Lognonné P.* Seismic detection of the lunar core // *Science*. 2011. V. 331. P. 309–312.
- Wieczorek M.A., Jolliff B.J., Khan A., Pritchard M.E., Weiss B.J., Williams J.G., Hood L.L., Richter K., Neal C.R., Shearer C.K., McCallum I.S., Tompkins S., Hawke B.R., Peterson C., Gillis J.J., Bussey B.* The constitution and structure of the lunar interior // *New views of the Moon: Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 60. P. 221–364.
- Wieczorek M.A., Neumann G.A., Nimmo F., Kiefer W.S., Taylor G.J., Melosh H.J., Phillips R.J., Solomon S.C., Andrews-Hanna J.C., Asmar S.W., Konopliv A.S., Lemoine F.G., Smith D.E., Watkins M.M., Williams J.G., Zuber M.T.* The crust of the Moon as seen by GRAIL // *Science*. 2013. V. 339(6120). P. 671–675.
- Williams J.G., Boggs D.H., Yoder C.F., Ratcliff J.T., Dickey J.O.* Lunar rotational dissipation in solid body and molten core // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. P. 27933–27968.
- Williams J.G., Konopliv A.S., Boggs D.H., Park R.S., Yuan D-N., Lemoine F.G., Goossen S., Mazarico E., Nimmo F., Weber R.C., Asmar S.W., Melosh H.J., Neumann G.A., Phillips R.J., Smith D.E., Solomon S.C., Watkins M.M., Wieczorek M.A., Andrews-Hanna J.C., Head J.W., Kiefer W.S., Matsuyama I., McGovern P.J., Taylor G.J., Zuber M.T.* Lunar interior properties from the GRAIL mission // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2014. doi 10.1002/2013JE004559
- Yamada R., Matsumoto K., Kikuchi F., Sasaki S.* Error determination of lunar interior structure by lunar geodetic data on seismic restriction // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2014. V. 231. P. 56–64.
- Yang H., Zhao W.* Improved Views of the Moon in the early twenty first century: A review // *Earth, Moon and Planets.* 2015. V. 114. P. 101–135. doi 10.1007/s11038-015-9459-9