

УДК 539.172.3:523.681

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МАНТИИ ЛУНЫ: СОГЛАСОВАНИЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ И ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

© 2023 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 24.02.2023 г.

После доработки 27.03.2023 г.

Принята к публикации 23.04.2023 г.

Существуют серьезные противоречия между геофизическими и геохимическими классами моделей химического состава и внутреннего строения Луны, связанные с оценкой распространенности основных оксидов. Поиск потенциального консенсуса между моделями осуществлен на основе совокупности геофизических и геохимических данных методом Монте-Карло по схеме марковских цепей в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса. Исследовано влияние химического состава и минералогии нескольких концептуальных моделей на внутреннее строение Луны. Рассмотрены два класса моделей химического состава — модели Е с земными значениями Al_2O_3 и CaO и модели М с более высоким их содержанием, а также два класса наиболее популярных геохимических моделей, TWM (Taylor Whole Moon) и LPUM (Lunar Primitive Upper Mantle), с содержанием ~45 мас. % SiO_2 , но с различными концентрациями тугоплавких оксидов и FeO . В обоих классах Е-, М-моделей мантия Луны обогащена кремнеземом (~50 мас. % SiO_2) и FeO (11–13 мас. %, $\text{Mg\#}$ 79–81) по отношению к валовому составу силикатной Земли (BSE, ~45 мас. % SiO_2 , ~8 мас. % FeO , $\text{Mg\#}$ 89). Столь высокие концентрации SiO_2 и FeO становятся определяющими факторами для понимания особенностей минеральной, скоростной и плотностной структуры мантии Луны. Для Е- и М-моделей и геохимических моделей TWM и LPUM рассчитаны скорость звука и плотность стабильных фазовых ассоциаций. Для моделей типов Е и М получено хорошее согласие скоростей Р- и S-волн с данными сейсмического зондирования по программе КА Apollo, что поддерживает идею кремнезем-обогащенной (оливин-пироксенитовой) верхней мантии. В отличие от верхней мантии Земли, доминирующим минералом верхней мантии Луны является низкокальциевый ортопироксен, а не оливин. Напротив, скорости звука кремнезем-ненасыщенных составов как обогащенных FeO и Al_2O_3 (TWM), так и обедненных (LPUM) моделей не соответствуют сейсмическим сигнатурам. Термодинамически обоснованные ограничения на химический состав, минералогию и физические характеристики мантии на основе Е- и М-моделей позволяют устранить некоторые противоречия между геохимическими и геофизическими классами моделей внутреннего строения Луны. Одновременное обогащение закисным железом и кремнеземом трудно примирить с гипотезой образования Луны в результате мегаимпакта из вещества примитивной мантии Земли или из вещества ударного тела (тел) хондритового состава. Ограничения на лунные концентрации FeO и SiO_2 , вероятно, соответствуют родительским телам некоторых ахондритов.

Ключевые слова: Луна, мантия, внутреннее строение, химический состав, мегаимпакт, ахондриты**DOI:** 10.31857/S0320930X23050043, **EDN:** OKTESA

ВВЕДЕНИЕ

Система Земля–Луна занимает особое место среди тел Солнечной системы. Ее происхождение и динамическая история — одна из фундаментальных проблем естествознания, а проблема образования Луны играет центральную роль в современных сценариях формирования спутников в Солнечной системе. Ключевая для геохимии и геофизики проблема химического состава и внутреннего строения Луны важна не только сама по себе, но оказывается тесно связанной с ранней эволюцией тел Солнечной системы, причем гео-

химические данные становятся решающими в системе существующих ограничений при доказательстве любой концепции происхождения Луны. Химический (элементный и изотопный) состав силикатной порции Луны должен рассматриваться в качестве фундаментального геохимического критерия при тестировании космогонических моделей ее происхождения. Несмотря на то, что измерения показывают высокую степень изотопного сходства между лунными и земными породами, принципиальный вопрос о сходстве и/или различии состава силикатных оболочек Земли

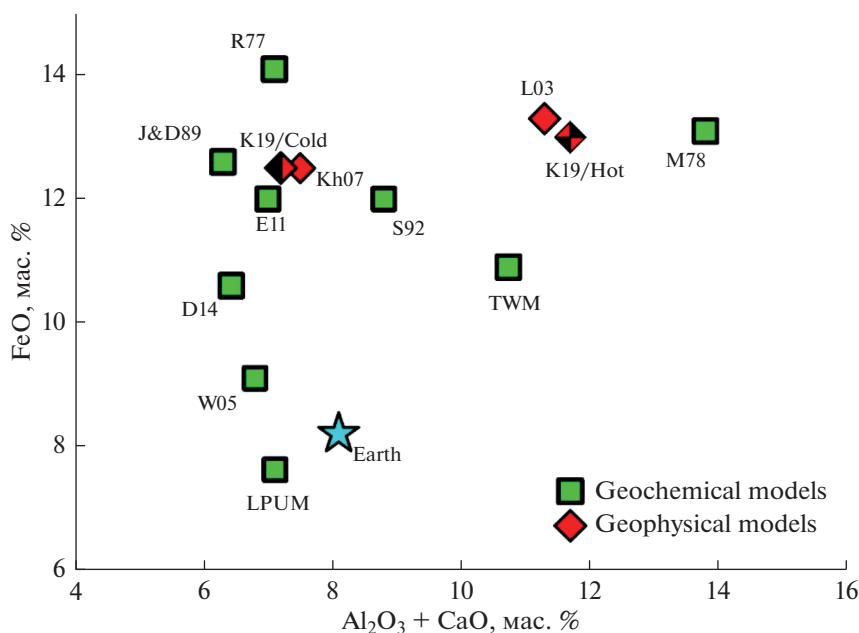


Рис. 1. Геохимические и геофизические модели валового состава Луны (кора + мантия) по литературным данным в сравнении с составом силикатной порции Земли (звезда, McDonough, Sun, 1995). R77 = Ringwood, 1977; M78 = Morgan и др., 1978; TWM = Taylor, 1982; J&D89 = Jones, Delano, 1989; S92 = Snyder и др., 1992; L03 = Lognonné и др., 2003; W05 = Warren, 2005; LPUM = Longhi, 2006; Kh07 = Khan и др., 2007; E11 = Elkins-Tanton и др., 2011; D14 = Dauphas и др., 2014; K19Cold/Hot – оценки состава для холодных (Cold) и горячих (Hot) моделей Луны (Kuskov и др., 2019).

(BSE = Bulk Silicate Earth) и ее спутника Луны (BSM = Bulk Silicate Moon) до сих пор остается предметом острой дискуссии в геохимической и геофизической литературе (Галимов, 1995; 2019; Кронрод, Кусков, 2011; Кусков и др., 2018; Lognonné и др., 2003; Warren, 2005; Wiczorek и др., 2006; Taylor и др., 2006; Longhi, 2006; Khan и др., 2006a; 2006b; Taylor, Wiczorek, 2014; Dauphas и др., 2014; Pahlevan, 2018; Kronrod и др., 2022; Yang и др., 2022).

Основные противоречия между геофизическими и геохимическими классами моделей состава Луны связаны с оценкой распространенности основных оксидов (рис. 1) — закисного железа, кремнезема и тугоплавких элементов (Al, Ca), в том числе содержания оксида алюминия, которое коррелирует с распространенностью радиоактивных элементов, что становится критически важным для моделей термической эволюции, внутреннего строения и формирования Луны (Keihm, Langseth, 1977; Warren, Rasmussen, 1987; Taylor и др., 2006; Khan и др., 2007; Laneuville и др., 2013; Кронрод и др., 2014; Dauphas и др., 2014; Dauphas, 2017; Taylor, Wiczorek, 2014; Hauri и др., 2015; Галимов, 2019; Wu и др., 2020; Schwinger, Breuer, 2022). Различия в модельных составах приводят к разным выводам не только о процессах, происходящих во время аккумуляции планет земной группы и Луны, но и о гипотезах формирования системы Земля–Луна, в том числе широко рас-

пространенной, хотя и не общепринятой ударной модели происхождения Луны в результате столкновения Земли с небесным телом размером порядка Марса, получившим название Theia (Ćuk, Stewart, 2012; Svetsov и др., 2012; Hartmann, 2014; Asphaug, 2014; Rufu и др., 2017; Галимов, 2019; Canup и др., 2021; Маров, Ипатов, 2023).

Следует иметь в виду, что ограничения на содержания основных оксидов (Jones, Delano, 1989; Warren, 2005) являются модельно-зависимыми в геохимическом отношении, поскольку межэлементные отношения Si, Mg и Al в Луне предполагаются хондритовыми, несмотря на то, что отношения Mg/Si и Al/Si заметно различаются среди метеоритов (Jones, Palme, 2000; Taylor и др., 2006). Менее произвольный путь их определения состоит в использовании комплекса геофизических данных (Kuskov, 1997; Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné и др., 2003; Khan и др., 2006a, 2006b; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Kuskov и др., 2014). Также отмечается, что ограничения на валовые концентрации FeO (и Mg#) из совокупности геофизических свойств меньше всего зависят от модельного подхода (Jones, Palme, 2000). С другой стороны, геофизические модели Луны являются модельно-зависимыми в сейсмическом отношении — их достоверность во многом определяется интерпретацией сейсмических границ в мантии и степенью надежности сейсмологической информации (Na-

kamura, 1983; Khan и др., 2007; Weber и др., 2011; Garcia и др., 2011; 2019).

Геофизические модели Луны, основанные на математической обработке сейсмических, гравитационных и электромагнитных данных, полученных на космических аппаратах (Луна, Apollo, Clementine, Lunar Prospector, Lunar Reconnaissance Orbiter, Kaguya, Chang-E, Chandrayaan, GRAIL (Gravity Recovery and Interior Laboratory)), существенно уточнили численные характеристики внутреннего строения и динамической фигуры Луны (безразмерные моменты инерции, коэффициенты упругости, скоростные и плотностные свойства), привели к уточнению значений толщины и плотности коры, обнаружению ядра и наличия частично расплавленного слоя на границе мантии с ядром. Дистанционные исследования, измерения теплового потока, инверсия объемных волн и долгопериодных данных электромагнитного зондирования в сочетании с расчетами фазовых равновесий позволяют построить геофизические модели внутреннего строения Луны (Keihm, Langseth, 1977; Nakamura, 1983; Hood, Jones, 1987; Mueller и др., 1988; Lognonné и др., 2003; Khan и др., 2006a; 2006b; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Laneuville и др., 2013; Гудкова, Раевский, 2013; Karato, 2013; Williams и др., 2001; 2014; Weber и др., 2011; Wieczorek и др., 2013; Garcia и др., 2011; 2019; Matsumoto и др., 2015; Schwinger, Breuer, 2022), но дают лишь косвенную информацию о степени дифференциации Луны, физических свойствах и химии ядра, термальном состоянии, химическом и минеральном составе мантии.

Геохимические модели, основанные на петрологических экспериментах, изотопной систематике, анализе стекол, лунных пород и метеоритов, хондритовых отношениях Mg/Si , Al/Si , Mg/Al , MgO/FeO , MgO/SiO_2 и масс-балансовых соотношениях, дают информацию о составе коры, распространенности летучих, сидерофильных и радиоактивных элементов, минералогии мантии при равновесной и/или фракционной кристаллизации лунного магматического океана (Ringwood, Essene, 1970; Jones, Delano, 1989; Snyder и др., 1992; Warren, 2005; Longhi, 2006; Wieczorek и др., 2006; Shearer и др., 2006; Taylor и др., 2006; Demidova и др., 2007; Dauphas и др., 2014; Sakai и др., 2014; Elkins-Tanton и др., 2011; Taylor, Wieczorek, 2014; Charlier и др., 2018; Elardo и др., 2011; Wu и др., 2020; Johnson и др., 2021; Jing и др., 2022; Schmidt, Kraettli, 2022), но представляют слабые ограничения на химический состав (концентрации породообразующих оксидов, играющих ключевую роль в эволюции Луны и влияющих на количество минеральных фаз — плагиоклаза, оливина, пироксенов, граната) и физические свойства мантии, равно как и в отношении ее дифференциации, связанной с глубиной магматического океана.

В геохимической литературе часто рассматриваются две предельные модели состава Луны, на которых основаны многие экспериментальные исследования (Elardo и др., 2011; Charlier и др., 2018; Johnson и др., 2021; Jing и др., 2022): модель LPUM (Lunar Primitive Upper Mantle), имеющая концентрации тугоплавких оксидов и FeO, близкие к земным (Longhi, 2006), и модель TWM (Taylor Whole Moon), обогащенная (относительно земной мантии) FeO и тугоплавкими оксидами примерно на 50% (Taylor, 1982; Taylor и др., 2006). На основе анализов морских базальтов с 16–25% FeO (здесь и далее все концентрации оксидов выражены в мас. %), содержание FeO в TWM оценивается в 11–13%. Обе модели имеют ~45% SiO_2 , но по содержанию Al_2O_3 и FeO различаются в 1.5 раза (рис. 1), т.е. в отношении их распространенности нет консенсуса.

Исходя из изотопной идентичности ряда элементов (кислород, кремний, титан, хром и другие), различные авторы принимают *ad hoc*, что распространенности SiO_2 также одинаковы для Земли и Луны (Taylor, 1982; Longhi, 2006; Dauphas и др., 2014; Hauri и др., 2015). Отсутствие прямой информации о веществе недр Луны, в том числе о валовом содержании SiO_2 , привело к вариациям модельных составов от обогащенных оливином (Taylor, 1982; Jones, Delano, 1989; Khan и др., 2006b; Longhi, 2006; Elkins-Tanton и др., 2011) до преимущественно пироксенитовых (Ringwood, Essene, 1970; Kuskov, 1997; Khan и др., 2006a; Prissel, Gross, 2020; Moriarty и др., 2021b). Интерпретация результатов китайской миссии Chang'E-4 позволяет говорить об обнаружении пироксенита мантийного происхождения (Hu и др., 2019; Moriarty и др., 2021a). Профили скоростей сейсмических волн в верхней мантии (Nakamura, 1983; Lognonné и др., 2003; Gagnepain-Beyneix и др., 2006) оказываются наиболее совместимыми с ортопироксен-содержащими породами (Kuskov и др., 2019). Концентрации оксидов в мантии существенно влияют на момент инерции и среднюю плотность Луны (FeO), пропорции граната (Al_2O_3), оливина и пироксена (SiO_2), сейсмические свойства мантии (FeO, Al_2O_3 , SiO_2).

Противоречивые выводы в отношении распространенности основных оксидов (рис. 1) свидетельствуют о необходимости дальнейших исследований и побуждают нас подойти к переоценке валового состава Луны на основе совместной инверсии интегрального набора, напрямую не связанных, гравитационных (селенофизических), сейсмических и геохимических параметров с тем, чтобы получить согласованную модель химического состава и внутреннего строения мантии Луны, т.е. модель, в известном смысле наилучшим образом удовлетворяющую всей совокупности входных параметров. Частичное ре-

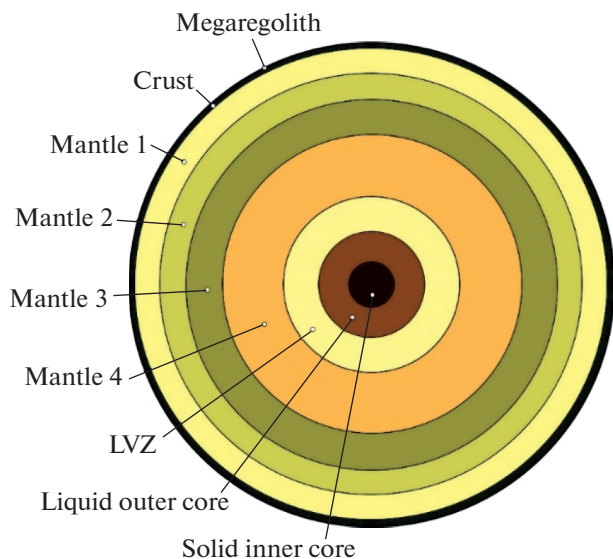


Рис. 2. Схематическая девятислойная модель Луны. Границы слоев в мантии расположены на глубинах 34 км (средняя толщина коры), 250, 500, 750 и ~1250 км (Lognonné и др., 2003; Gagnepain-Beuñeix и др., 2006; Wiczorek и др., 2013). Твердое внутреннее и жидкое внешнее ядро, перекрыто частично расплавленной зоной (LVZ), толщина которой может иметь неопределенность в несколько десятков километров (Weber и др., 2011). Двухслойная по химическому составу мантия подразделена на четыре слоя (Gagnepain-Beuñeix и др., 2006): верхняя мантия (Mantle 1 = M1, диапазон глубин 34–250 км), средняя мантия (Mantle 2 = M2, 250–500 км + Mantle 3 = M3, 500–750 км) и нижняя мантия (Mantle 4 = M4), расположенная на глубинах от 750 км до границы с LVZ, толщина нижней мантии определяется в результате решения обратной задачи.

шение этой проблемы обсуждается в наших недавних публикациях (Кусков и др., 2018; Kuskov и др., 2019; Kronrod и др., 2022). В данном исследовании мы базируемся на этих работах и ключевых выводах из ранее полученных результатов, дополненных новыми данными, приводим необходимые детали процедуры инверсии и основные положения моделей состава и термального состояния Луны. Кроме того, в связи с новой информацией по моделям внутренней структуры Луны (García и др., 2019) появилась возможность прямого сравнения физических характеристик геохимических и геофизических моделей. Основная задача состоит в том, чтобы связать полученные геохимические модели с фазовыми равновесиями для расчета физических свойств, которые можно сравнить с геофизическими наблюдениями, и на этой общей основе получить новые и существенные ограничения на валовый состав мантии Луны.

Дешифровка геофизических данных в терминах химического состава (концентраций основных оксидов) осуществляется на основе байесовского формализма с применением алгоритма Монте-

Карло по схеме марковских цепей в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ (NaTiCFMAS). Рассматривается вязкоупругая сферически симметричная модель Луны (рис. 2), дифференцированной на оболочки в результате частичного плавления первоначально однородного тела — модель магматического океана (LMO, Lunar Magma Ocean). Отличительная особенность постановки задачи состоит во включении геохимических параметров силикатной порции Луны в качестве наблюдаемых величин, которые, наряду с геофизическими параметрами, участвуют в расчете функции правдоподобия (Kronrod и др., 2022). Для этого использованы ограничения на валовый состав Луны (кора + мантия): модели с земными значениями CaO и Al_2O_3 (модели E) и модели с более высоким содержанием тугоплавких оксидов (модели M). На основе заданных селенофизических и сейсмических параметров исследовано влияние теплового режима на химический состав, минералогию и физические свойства мантии. С этой задачей сопряжено выявление специфических черт сходства и/или различия в составах силикатных порций Земли и ее спутника и поиск потенциального консенсуса между геофизическими и геохимическими моделями Луны. Для этого проведено сравнение минералогии и физических характеристик моделей типов E/M и двух классов концептуальных геохимических моделей TWM и LPUM с данными сейсмического зондирования по программе КА Apollo.

ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ, ФАКТИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ, МЕТОД РЕШЕНИЯ

Модель Луны состоит из девяти слоев (Gagnepain-Beuñeix и др., 2006; Wiczorek и др., 2013; García и др., 2019; Weber и др., 2011): мегареголит, анортозитовая кора, четырехслойная мантия, переходный слой пониженных скоростей/вязкости на границе мантии с ядром (low-velocity/low-viscosity zone, LVZ), внешнее жидкое ядро и твердое внутреннее ядро (рис. 2). В соответствии с гипотезой магматического океана допускается, что процесс эволюции LMO сопровождался конвективным перемешиванием, приводящим к смешению составов верхних оболочек, в то время как нижняя примитивная мантия, соответствующая валовому составу силикатной Луны, не подвергалась дифференциации. Таким образом, рассматривается модель мантии двухслойной по химическому составу, но четырехслойной в сейсмическом отношении (Gagnepain-Beuñeix и др., 2006).

Для процедуры инверсии в качестве основных граничных условий задаются следующие селенофизические и сейсмические параметры: масса

(7.3463×10^{22} кг), средний радиус (1737.151 км), безразмерный момент инерции ($MOI = I_S = (I/MR^2) = 0.393112 \pm 0.000012$), число Лява второго порядка $k_2 = 0.02422 \pm 0.00022$ (Williams и др., 2014), коэффициенты добротности с периодом месяц $Q_m = 38 \pm 4$ и с периодом год $Q_a = 41 \pm 9$ (Williams, Boggs, 2015), а также времена пробега сейсмических волн (Lognonné и др., 2003). Ряд других параметров — состав и физические свойства коры, температура, толщины коры, слоев верхней и средней мантии — зафиксированы. В качестве геохимических условий использованы ограничения на валовый состав силикатной порции Луны: модели Е с земными значениями СаО и Al_2O_3 и модели М — с более высоким содержанием тугоплавких оксидов (Kuskov и др., 2019; Kronrod и др., 2022). В полной постановке дополнительно определяется внутренняя структура центральной области Луны: толщина и физические свойства LVZ, скорости и радиусы жидкого внешнего и твердого внутреннего ядра (Кусков и др., 2021; Kronrod и др., 2022). Задача решается с помощью байесовского подхода с применением алгоритма Монте-Карло по схеме марковских цепей (Markov chain Monte Carlo, МСМС) (Khan и др., 2007; Matsumoto и др., 2015).

Времена пробега сейсмических волн, принятые по (Lognonné и др., 2003), включали 177 *P*-волн и

125 *S*-волн из 59 источников (24 глубокофокусных и 8 приповерхностных лунотрясений, 19 метеороидных и 8 искусственных воздействий). Момент инерции и масса Луны определены с высокой точностью (Williams и др., 2014). Наибольшая неопределенность содержится в сейсмических наблюдениях (Lognonné и др., 2003). Проведенные численные эксперименты (Kronrod и др., 2022) показали, что удовлетворительное согласование геохимических и сейсмических ограничений наблюдается при утроенной ошибке $\sigma_{\tau_n} = 3 \times \sigma_{\tau_n L}$ относительно данных (Lognonné и др., 2003). Для всех параметров проявляется нормальное, либо близкое к таковому, распределение. Все результаты расчетов приведены с ошибкой $\sigma_{\tau_n} = 3 \times \sigma_{\tau_n L}$. Для расчетов чисел Лява используется программный код (Kamata и др., 2015).

В дифференцированных слоях мантии концентрации основных оксидов являются параметрами модели, по ним (на каждой итерации в цепочке) рассчитываются упругие параметры (модули сжатия и сдвига) и плотность, которые, в свою очередь, участвуют в расчетах времен пробега и в конечном итоге в расчете функции правдоподобия ($LHF = L(m)$), которая в данной постановке записывается в виде (Matsumoto и др., 2015; Kronrod и др., 2022):

$$L(m) \propto \exp \left(-\frac{(d_{obs}^{mass} - d_{cal}^{mass}(m))^2}{2\sigma_{mass}^2} - \frac{(d_{obs}^{MOI} - d_{cal}^{MOI}(m))^2}{2\sigma_{MOI}^2} - \frac{(d_{obs}^{k2} - d_{cal}^{k2}(m))^2}{2\sigma_{k2}^2} \right) \times$$

$$\times \exp \left(-\frac{(d_{obs}^{Q_a} - d_{cal}^{Q_a}(m))^2}{2\sigma_{Q_a}^2} - \frac{(d_{obs}^{Q_m} - d_{cal}^{Q_m}(m))^2}{2\sigma_{Q_m}^2} - \sum_{n=1}^{302} \frac{(d_{obs}^{\tau_n} - d_{cal}^{\tau_n}(m))^2}{2\sigma_{\tau_n}^2} \right) \times$$

$$\times \exp \left(-\frac{(d_{obs}^{Al_{bulk}} - d_{cal}^{Al_{bulk}}(m))^2}{2\sigma_{Al_{bulk}}^2} - \frac{(d_{obs}^{Fe_{bulk}} - d_{cal}^{Fe_{bulk}}(m))^2}{2\sigma_{Fe_{bulk}}^2} \right), \quad (1)$$

где d_{obs} , $d_{cal}(m)$, σ , τ_n обозначают наблюдаемые данные, данные, рассчитанные по модели m , погрешность наблюдаемых данных и n -е время пробега сейсмических волн, соответственно. Валовые концентрации Al_2O_3 и FeO обозначены как (Al_{bulk}) и (Fe_{bulk}).

Функция правдоподобия показывает меру отклонения теоретических значений от наблюдаемых с учетом того, что невязка между расчетными и экспериментально определенными величинами не превышает заданной погрешности. Решение для искомых параметров определяется из их апостериорного распределения. Пространство параметров опробовано с помощью 21×10^6 итераций МСМС с десятью параллельными цепочками.

Длина каждой цепочки составляет 3 млн образцов, из которых первые 30% отбрасываются при обработке. В результате решения обратной задачи получаем наиболее вероятный диапазон искомых параметров, наилучшим образом удовлетворяющих совокупности геофизических и геохимических ограничений.

Расчеты равновесных фазовых ассоциаций, химического состава фаз и физических свойств каждой зоны мантии осуществляются методом минимизации свободной энергии Гиббса с учетом уравнения состояния Ми–Грюнайзена–Дебая в рамках системы NaTiCFMAS, детально изложенного в (Kuskov и др., 1989, 2014; Кусков и др., 2011). В качестве независимых компонен-

тов приняты оксиды в сухой системе, образующие фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al_2SiO_5 , плагиоклаз, железо-магнезиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) – бинарные растворы, гранат (Grt, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Orx, 5-компонентный раствор) и клинопироксен (Crx, 6-компонентный раствор, включающий жадеитовый минал). Рассматривается сухая мантия (Hu и др., 2021), причем предполагается, что двухвалентное железо является преобладающей формой железа в мантии Луны, поскольку для восстановительных условий лунных недр фугитивность кислорода близка или ниже буфера железо-вюстит (Wieczorek и др., 2006). При заданных P - T условиях результаты расчета содержат самосогласованную информацию о фазовых ассоциациях (минеральных фазах, их соотношениях и индивидуальных химических составах), плотности, модулях сжатия и сдвига, скоростях P - и S -волн. Для фиксированного химического состава влияние на плотность и обе скорости изменение температуры на $\pm 100^\circ\text{C}$ не превышает $\pm 0.02 \text{ г/см}^3$, $\pm 0.07 \text{ км/с}$ для V_p и $\pm 0.04 \text{ км/с}$ для V_s . Упругие свойства оцениваются с помощью осреднения Фойгта–Реусса–Хилла. Распределение давления определяется приближенным уравнением $P = P_0[1 - [(R - H)/R]^2]$, где $P_0 \sim 5 \text{ ГПа}$ – давление в центре Луны, $R \sim 1738 \text{ км}$ – радиус, H – глубина.

МОДЕЛЬ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ ЛУНЫ

Внутреннее строение Луны определяется термическим режимом, составом ее оболочек и магматической историей.

Кора

По геологическим данным предполагается, что лунная кора сложена в основном материковыми породами, а доля морских базальтов невелика. В ранних работах средняя толщина коры в местах посадки КА Apollo-12, -14, -16 с учетом гравиметрических и топографических данных оценивалась около 60, 55 км на видимой и 67 км на невидимой стороне (Nakamura, 1983; Neumann и др., 1996; Wieczorek и др., 2006). В связи с усовершенствованием методов анализа сейсмической информации, полученной на КА Apollo, и появлением новых данных, полученных на КА GRAIL, по гравитационному полю и топографии Луны появились более надежные оценки мощности и плотности коры (Lognonné и др., 2003; Wieczorek и др., 2013), согласно которым средняя толщина анортозитовой коры может варьироваться в пределах 34–43 км. Уменьшение толщины коры в 1.5–2 раза подразумевает и одновре-

менное уменьшение валового содержания оксида алюминия в Луне, что дает дополнительную аргументацию сторонникам одинаковой распространности тугоплавких элементов в Луне и Земле (Longhi, 2006; Dauphas и др., 2014). Содержание Al_2O_3 составляет 28–32% для верхней коры, 25–29% для нижней и 18–25% для самого нижнего слоя мафической коры (Wieczorek и др., 2006; Taylor, Wieczorek, 2014), что близко к оценке 27% Al_2O_3 для всей коры и результатам определения содержания Al_2O_3 в лунных метеоритах (Demidova и др., 2007). Здесь принято, что кора состоит из слоя мегареолита толщиной 1 км и собственно коры толщиной 34 км. В мегареолите и коре средние величины сейсмических скоростей приняты по Weber и др. (2011).

Модели магматического океана

Часто предполагается, что формирование Луны происходило при аккреции материала, выброшенного во время гигантского столкновения крупного тела (или тел) с протоземлей (Asphaug, 2014; Canup и др., 2021), в результате которого на заключительной стадии аккреции внешний слой Луны был расплавлен из-за выделения большого количества тепла. Вопрос о степени плавления остается одним из ключевых в отношении термальной и магматической эволюции Луны. Ранняя дифференциация с выделением анортозитовой коры толщиной около 40 км и возраст пород привели к гипотезе широкомасштабного плавления и послужили основой модели магматического океана, под которым обычно понимается внешняя оболочка толщиной не менее нескольких сотен километров (Wieczorek и др., 2006; Shearer и др., 2006; Elkins-Tanton и др., 2011; Longhi, 2006). Комплементарность спектров редкоземельных элементов в морских и материковых породах считается надежным подтверждением модели магматического океана (Demidova и др., 2007). Оценки толщины LMO, основанные на физико-химических моделях и геофизической информации, охватывают интервал глубин от верхних $\sim 500 \text{ км}$ до частичного (600–1000 км) или полного плавления спутника (Solomon, 1986; Kirk, Stevenson, 1989; Snyder и др., 1992; Shearer и др., 2006; Elkins-Tanton и др., 2011; Elardo и др., 2011; Sakai и др., 2014; Charlier и др., 2018; Maurice и др., 2020). Это один из основных нерешенных вопросов магматической эволюции Луны, ибо от ответа на него зависят состав мантии и существование нижней примитивной мантии.

Концепция LMO является ключевым элементом для обобщенного понимания магматических процессов, которые могут быть повсеместными в эволюции планет земной группы (Wieczorek и др., 2006; Shearer и др., 2006; Moriarty и др., 2021a). Кристаллизация LMO привела к образованию

последовательности кумулятивных слоев, сложенных различными минералогическими ассоциациями, и сопровождалась образованием легкой анортозитовой коры, под которой находился тонкий слой Ti-обогащенных кумулатов, а на больших глубинах — мощный слой пироксен-оливиновых кумулатов. Предполагается, что в определенных условиях в этих слоях возникает инверсия плотности. В результате происходит общемантийный овертон (overtorn), обусловленный кристаллизацией плотных Ti-обогащенных кумулатов (Snyder и др., 1992; Hess, Parmentier, 1995; Elkins-Tanton и др., 2011). Детали этого процесса находятся в стадии обсуждения.

Независимо от начальной глубины, кристаллизация LMO в течение сотен миллионов лет привела к дифференциации силикатной порции Луны (Elkins-Tanton и др., 2011; Maurice и др., 2020). Глубины LMO порядка 500 км хорошо согласуются с экспериментальными данными по кристаллизации лунных базальтов и пикритовых стекол (Ringwood, Essene, 1970), в то время как глубины менее 400 км не находят подтверждения с геохимических позиций, поскольку при валовом содержании Al_2O_3 в Луне около 4–6% меньшая глубина проплавления не в состоянии обеспечить наблюдаемое содержание Al_2O_3 (~27%) в коре (Elkins-Tanton и др., 2011). В ряде исследований существование глобального разрыва на глубине 500 км (Nakamura, 1983) поставлено под сомнение (Lognonné и др., 2003; Khan и др., 2007). С другой стороны, наличие LMO толщиной более 700–800 км привело бы к образованию слишком толстой коры (Elkins-Tanton и др., 2011). В работе (Solomon, 1986) на основе анализа термоупругих напряжений показано отсутствие признаков крупномасштабного расширения или сжатия Луны за последние 4 млрд лет, что не согласуется с концепцией обширного плавления. В работах по кристаллизации силикатных расплавов (Charlier и др., 2018) и изменению объемных эффектов при дифференциации Луны (Kirk, Stevenson, 1989) глубина магматического океана оценивается в 600 км. Другие авторы, исследуя схему термохимической эволюции конвектирующего магматического океана, увеличивают глубину проплавления до 800 км (Hess, Parmentier, 1995) и 1000 км (Elkins-Tanton и др., 2011). С другой стороны, эксперименты по металл-силикатному распределению сидерофильных элементов, моделирующие формирование ядра, предполагают обеднение мантии Ni и Co, что требует достижения экстремальных температур (>2600 K) и приводит к модели полностью расплавленной Луны в результате гигантского удара (Steenstra и др., 2020). Хотя модели глобального LMO не исключены (Elardo и др., 2011), имеющиеся данные по тектонической активности Луны противоречат полному плавлению Луны (Solomon, 1986; Kirk, Stevenson,

1989; Watters и др., 2012) и предполагают наличие недифференцированной нижней мантии, что согласуется с петролого-геофизической информацией (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Elkins-Tanton и др., 2011; Charlier и др., 2018), в соответствии с которой толщина LMO составляет 700–800 км, а на больших глубинах находится недифференцированная нижняя (первичная) мантия, не затронутая процессами частичного плавления.

Обработка экспериментов, выполненных на КА Apollo, допускает зональное строение Луны с границей кора-мантия, промежуточными границами на глубинах ~250 и 500 км, а также существование разрыва на глубине около 750 км, где происходит резкое изменение скоростей сейсмических волн (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006). Можно полагать, что граница на глубине 750 км маркирует подошву LMO, отражающую переход от кумулатов к недифференцированной примитивной мантии, не затронутой процессами частичного плавления. В контексте парадигмы LMO структура кумулата, минералогия и физические свойства мантии во многом определяются химическим составом силикатной порции Луны, глубиной магматического океана и тепловым режимом.

Мантия

Поскольку образцы глубинного вещества Луны отсутствуют, то информация о составе и структуре мантии может быть получена только из косвенных источников, таких как анализ базальтов и вулканических стекол, а также на основе совокупности геофизических данных. Сейсмические эксперименты на КА Apollo и петрологические модели, не всегда равнозначные по детальности и часто взаимно не согласованные, допускают зональное строение мантии и указывают на стратификацию Луны по минеральному составу, что обычно связывают с затвердеванием LMO (Shearer и др., 2006; Elkins-Tanton и др., 2011; Elardo и др., 2011; Charlier и др., 2018; Johnson и др., 2021; Jing и др., 2022).

Концепция LMO использована здесь в качестве дополнительного петрологического ограничения на состав мантии в виде масс-балансовых соотношений для концентраций основных оксидов (см. уравнение (2)). Предполагается, что состав нижней мантии, не затронутой процессами частичного плавления, должен быть идентичен современному составу равномерно перемешанных вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии), образовавшихся в результате дифференциации LMO вплоть до глубины ~750 км, которая соответствует сейсмическому разрыву (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006), с учетом того, что толщина LMO более 700–800 км

привела бы к образованию слишком массивной коры (Elkins-Tanton и др., 2011). Эта граница, представляющая химический раздел, отражающий переход от кумулатов к недифференцированной нижней мантии, маркирует подошву LMO. Из этого следует, что состав примитивной нижней мантии, идентичный составу магматического океана, должен отражать валовый состав силикатной Луны. Дифференциация до 750 км подразумевает, что алюминий, находящийся в коре, был экстрагирован из равномерно перемешанных верхних оболочек, т.е. вошел в состав коры лишь из дифференцированной оболочки Луны.

Ранее были получены ограничения на химический состав трехслойной мантии (Kuskov и др., 2019). Однако результаты показали, что на глубинах 250–750 км составы мантийных резервуаров могут частично перекрываться. Поэтому в данном исследовании мы сосредоточились на обсуждении химически двухслойной модели мантии, сейсмически разделенной на четыре слоя (рис. 2) с фиксированными границами на глубинах 34, 250, 500 и 750 км (Gagnepain-Beyneix и др., 2006). Заметим, однако, что фактическое положение и резкость границ остаются все еще под вопросом (Nakamura, 1983; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Khan и др., 2007).

Подразделение мантии для моделей E и M принято следующим (рис. 2): верхняя мантия (Mantle 1, 34–250 км) и средняя мантия (Mantle 2, 250–500 км + Mantle 3, 500–750 км). Слой примитивной нижней мантии, простирающийся от подошвы LMO на глубине от 750 км до границы с LVZ, обозначен как Mantle 4. Толщина этого слоя определяется в результате решения обратной задачи. Если процесс эволюции LMO сопровождался конвективным перемешиванием, то это привело к смешению составов верхней и средней мантии, в то время как вещество нижней мантии оставалось в недифференцированном состоянии. То есть, как отмечалось выше, рассматривается модель двухслойной по химическому составу четырехслойной в сейсмическом отношении мантии. В соответствии с этим будем считать, что *a priori* неизвестный химический состав трех верхних слоев мантии, будучи одинаковым, $C_{M1} = C_{M2} = C_{M3}$ ($C(\text{Mantle 1}) = C(\text{Mantle 2}) = C(\text{Mantle 3})$), является параметром, то есть изменяется на каждой итерации в расчете.

При заданных условиях состав недифференцированной нижней мантии $C_{M4} = C(\text{Mantle 4}) = \text{BSM}$ ($C_{M1,2,3} \neq C_{M4}$), идентичный составу LMO и отражающий валовый состав BSM, параметром не является, зависит от концентраций оксидов, найденных в вышележащих оболочках (коре и трех верхних слоях мантии), и находится из масс-балансовых соотношений (2) с учетом заданных ограничений. Условия, характеризующие баланс

концентраций в системе NaTiCFMAS для модели дифференциации первоначально однородной по составу Луны на кору, верхнюю и среднюю зоны мантии относительно первичной недифференцированной мантии, записываются в виде (Кронрод, Кусков, 2011):

$$C_{M4} = [(pVC)_{\text{cr}} + (pVC)_{M1} + (pVC)_{M2} + (pVC)_{M3}] / [(pV)_{\text{cr}} + (pV)_{M1} + (pV)_{M2} + (pV)_{M3}], \quad (2)$$

$$(C = \text{MgO, FeO, Al}_2\text{O}_3).$$

Здесь p , V , C – плотность, объем, концентрации оксидов (мас. %), C_{M1} , C_{M2} , C_{M3} , C_{M4} – диапазоны концентраций оксидов в системе NaTiCFMAS в слоях M1/M2/M3/M4, соответственно. Индексы cr, M1, M2 и M3 соответствуют коре, верхней мантии (M1) и двум зонам средней мантии (M2 + M3), а M4 соответствует недифференцированной нижней мантии, химический состав которой рассчитывается из (1). Концентрация SiO_2 не является параметром, поскольку система NaTiCFMAS нормируется на 100%, а $\text{CaO} \sim 0.8 \text{ Al}_2\text{O}_3$.

В соответствии с постановкой задачи уравнение (2) означает, что химический состав современной нижней мантии, не затронутой процессами частичного плавления и дифференциации, и равный составу равномерно перемешанных вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии), находится из условий баланса концентраций оксидов в мантийных оболочках и соответствия рассчитываемых физических свойств данным наблюдений. Скачки состава и физических свойств допускаются лишь на границах зон. В каждой зоне мантии состав, физические свойства и температура считаются постоянными и равными значениям в некоторых средних точках по глубине в сочетании с естественным требованием отсутствия инверсии плотности. Толщина нижней мантии определяется в ходе расчетов, т.е. глубина границы нижняя мантия–LVZ также является параметром.

Исходя из современного уровня знаний и геохимических противоречий между концептуальными моделями TWM и LPUM (рис. 1), модели Луны по валовому содержанию оксида алюминия ($C(\text{Al}_2\text{O}_3)$) можно разделить на два типа (Kuskov и др., 2019; Kronrod и др., 2022): модели E (земного типа) $3.5 \leq C_E(\text{Al}_2\text{O}_3) \leq 4.5\%$ ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1 \times \text{BSE}$) и модели M, обогащенные тугоплавкими оксидами $4.5 \leq C_M(\text{Al}_2\text{O}_3) \leq 7.7\%$ ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1\text{--}1.7 \times \text{BSE}$) по сравнению с BSE. Из рис. 1 видно, что за исключением оценок (Warren, 2005; Longhi, 2006) валовое содержание FeO в Луне находится в пределах $11 \leq C(\text{FeO}) \leq 14\%$. Для обеих E- и M-моделей BSM средние значения геохимических параметров приняты в качестве наблюдаемых величин при расчете функции правдоподобия:

$$\begin{aligned} C_E(\text{Al}_2\text{O}_3) &= 4.05 \pm 0.36\%, \\ C_M(\text{Al}_2\text{O}_3) &= 5.91 \pm 0.39\%, \\ C_{E,M}(\text{FeO}) &= 12.25 \pm 1.33\%. \end{aligned} \quad (3)$$

При моделировании состава мантии потенциальные концентрации оксидов в рамках системы NaTiCFMAS задавались в интервалах (мас. %):

$$\begin{aligned} 24 \leq \text{MgO} \leq 45\%, \quad 40 \leq \text{SiO}_2 \leq 55\%, \\ 8 \leq \text{FeO} \leq 15\%, \quad 0.1 \leq \text{CaO}, \quad \text{Al}_2\text{O}_3 \leq 6\%, \end{aligned} \quad (4)$$

причем концентрации Al_2O_3 и CaO связаны хондритовой зависимостью $\text{CaO} \sim 0.8 \text{ Al}_2\text{O}_3$ (Ringwood, Essene, 1970), а концентрации других оксидов фиксированы на уровне 0.05% для Na_2O и 0.2% для TiO_2 (Warren, 2005; Snyder и др., 1992; Dauphas и др., 2014).

Температура

Температура — один из самых неопределенных и дискуссионных параметров лунных недр. Термические модели, основанные на измерении поверхностного теплового потока, распространности радиоактивных элементов, решении стационарной тепловой задачи, инверсии сейсмических и электромагнитных данных, показывают заметные расхождения в оценках температуры (Keihm, Langseth, 1977; Warren, Rasmussen, 1987; Khan и др., 2006a; 2006b; Karato, 2013; Laneuville и др., 2013; Кронрод и др., 2014; Kuskov и др., 2014; Kawamura и др., 2017; Garcia и др., 2019; Schwinger, Breuer, 2022), что связано с недостатком данных по распределению и мощности источников энергии в коре и мантии.

На рис. 3 при фиксированной температуре $T_{150} = 600^\circ\text{C}$ на глубине 150 км (Kuskov, Kronrod, 1998; Kuskov и др., 2014) приведены термальные профили в интервале T_1-T_5 , от самых низких температур, соответствующих холодным селенотермам T_1/T_2 , до самых высоких температур, соответствующих горячим селенотермам T_4/T_5 , со сдвигом $100-200^\circ\text{C}$, что позволяет оценить влияние вариаций температуры на скорость звука и плотность. При фиксированном составе изменение температуры от самой холодной до самой горячей селенотермы ($\Delta T = 285^\circ\text{C}$ при 3.4 ГПа/750 км) приводит к следующим изменениям параметров $V_P(T_1) - V_P(T_5) = 0.12 \text{ км/с}$, $V_S(T_1) - V_S(T_5) = 0.1 \text{ км/с}$ и около 0.04 г/см^3 для плотности. Средние температурные градиенты изменяются от $\sim 0.41^\circ\text{C/км}$ для профиля T_1 до $\sim 0.88^\circ\text{C/км}$ для профиля T_5 , что соответствует изменению температуры на глубине 1000 км от 950 до 1350°C . Такие вариации температуры вполне примеряются с существованием глубоких лунотрясений, которые предполагают хрупкое состояние нижней мантии (Kawamura и др., 2017). Все температур-

ные профили намного ниже солидуса пироксеновой или перидотитовой мантии (Ringwood, Essene 1970; Hirschmann, 2000).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Е- и М-модели. Влияние температуры на химический состав мантии

Вероятностные распределения концентраций Al_2O_3 , FeO и MgO в моделях Е и М в двухслойной по химическому составу мантии, удовлетворяющие совокупности заданных ограничений, представлены на рис. 4 (Kronrod и др., 2022). Изображения на каждой панели показывают вариации концентраций (C) оксидов вдоль селенотерм T_1-T_5 ; в нижней мантии (Mantle 4) на глубине 1000 км диапазон температур изменяется от 950 до 1350°C (см. рис. 3). Подчеркнем, что при оценке влияния температуры на химический состав следует иметь в виду, что самые горячие селенотермы T_4-T_5 в верхней мантии и самые холодные селенотермы T_1-T_2 в нижней мантии маловероятны.

В поведении геохимических параметров есть тенденции, которые заслуживают специального обсуждения. Концентрации оксидов достаточно стабильны в мантийных резервуарах (Mantle 1–3 и Mantle 4) и зависят от теплового состояния в диапазоне T_1-T_5 с небольшим уменьшением $C(\text{FeO})$ и увеличением $C(\text{MgO})$ и $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ с повышением температуры. Для всех удачных моделей Е и М $C(\text{FeO})$ и $C(\text{MgO})$ в верхней и средней мантии (Mantle 1–3) и в нижней мантии (Mantle 4) достаточно близки. Наиболее высокие температуры, соответствующие селенотерме T_5 , приводят к появлению на гистограммах дополнительных пиков. В диапазоне селенотерм T_3-T_4 ($<T_5$) $C(\text{FeO})$ оценивается в $12.5 \pm 0.5\%$ и $C(\text{MgO}) \sim 28 \pm 1\%$ для моделей Е, и $11.6 \pm 0.5\%$ и $\sim 25 \pm 1\%$ для моделей М (рис. 4).

Для моделей Е с ростом температуры от холодных до горячих селенотерм вероятные вариации $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ в слоях Mantle 1–3 находятся в интервале от ~ 2.5 до $\sim 3.5-4\%$, а в слое Mantle 4 от ~ 4 до $\sim 5\%$. Аналогично, для М-моделей в слоях Mantle 1–3 $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ изменяются от ~ 4.5 до $\sim 5\%$, а в нижней мантии (Mantle 4 = BSM) от ~ 5.5 до $\sim 6.5\%$. Таким образом, из рис. 4 видна тенденция постепенного увеличения содержания Al_2O_3 в мантии Луны как с повышением температуры, так и с ростом давления — от верхней и средней мантии к нижней мантии. Однако для обоих типов моделей наблюдаются отклонения геохимических параметров от нормального распределения при $T \geq T_4 \sim 1250^\circ\text{C}$ в нижней мантии. Дальнейшее повышение температуры приводит к еще более значительному расхождению решения в виде дополнительных пиков на гистограммах концентраций

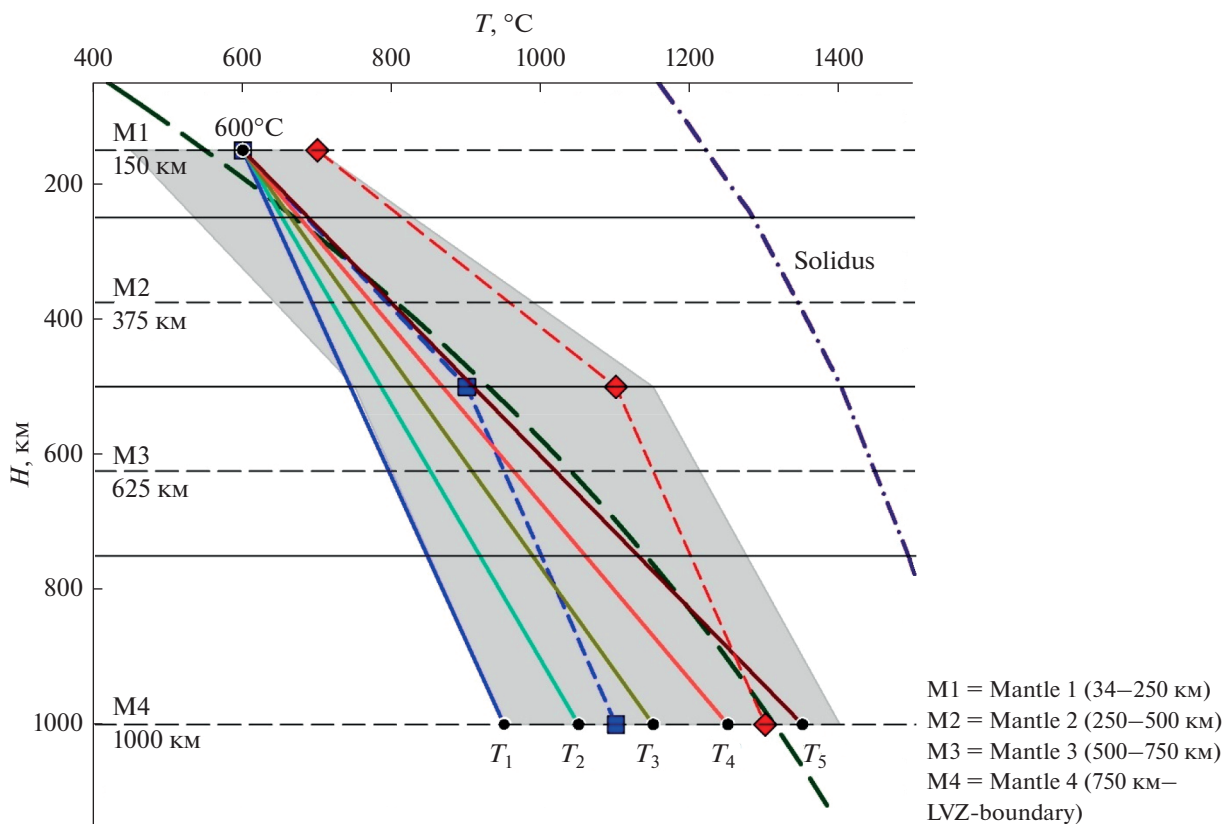


Рис. 3. Допустимые диапазоны температур в мантии Луны по сейсмическим, термическим и электромагнитным данным (Khan и др., 2006a; 2006b; Laneuville и др., 2013; Kuskov и др., 2019; Karato, 2013; Kawamura и др., 2017; Garcia и др., 2019; Kronrod и др., 2022). Линии с короткими штрихами с квадратными и ромбовидными символами – профили для холодных и горячих селенотерм (Kuskov и др., 2019). Линия с длинными штрихами – профиль температуры из работы (Кусков, Кронрод, 2009). Сплошные линии – рассматриваемые в данной работе профили температур на средних глубинах мантийных резервуаров с фиксированной $T = 600^\circ\text{C}$ в верхней мантии на глубине 150 км. Линейные профили температуры: T_1 : $T_{150\text{ км}} = 600^\circ\text{C}$, $T_{375\text{ км}} = 690^\circ\text{C}$, $T_{625\text{ км}} = 795^\circ\text{C}$, $T_{1000\text{ км}} = 950^\circ\text{C}$; T_2 : $T_{150\text{ км}} = 600^\circ\text{C}$, $T_{375\text{ км}} = 720^\circ\text{C}$, $T_{625\text{ км}} = 850^\circ\text{C}$, $T_{1000\text{ км}} = 1050^\circ\text{C}$; T_3 : $T_{150\text{ км}} = 600^\circ\text{C}$, $T_{375\text{ км}} = 745^\circ\text{C}$, $T_{625\text{ км}} = 905^\circ\text{C}$, $T_{1000\text{ км}} = 1150^\circ\text{C}$; T_4 : $T_{150\text{ км}} = 600^\circ\text{C}$, $T_{375\text{ км}} = 770^\circ\text{C}$, $T_{625\text{ км}} = 960^\circ\text{C}$, $T_{1000\text{ км}} = 1250^\circ\text{C}$; T_5 : $T_{150\text{ км}} = 600^\circ\text{C}$, $T_{375\text{ км}} = 800^\circ\text{C}$, $T_{625\text{ км}} = 1020^\circ\text{C}$, $T_{1000\text{ км}} = 1350^\circ\text{C}$. Горизонтальными сплошными линиями обозначены предполагаемые границы мантийных резервуаров на глубинах 250, 500 и 750 км (Gagnepain-Beuëux и др., 2006). Штрих-пунктирная линия – солидус перидотита по Hirschmann (2000). Остальные обозначения см. на рис. 2.

Al_2O_3 , особенно для Е-моделей, тогда как для М-моделей наблюдается более равномерное распределение геохимических параметров. В предлагаемой формулировке модели Луны верхняя граница температуры в нижней мантии составляет $\sim 1200 \pm 50^\circ\text{C}$, что является промежуточной температурой между холодной и горячей моделями термального состояния Луны (рис. 3).

Основные геохимические характеристики моделей типов Е и М

Все удачные модели Е и М в двух химически различных слоях мантии (рис. 4) группируются вокруг 11–13% FeO, причем вне зависимости от используемого метода инверсии и входных геофизических данных (Khan и др., 2007; Кусков и др., 2018), что указывает на надежность этого

результата. Отметим, что по данным фото-геологического анализа северной части бассейна Южный полюс–Эйткен древнейшие материалы дна бассейна содержат 11–14.5 мас. % FeO (Ivanov и др., 2018). Напротив, геохимические и космохимические оценки BSM показывают широкий разброс: от 7.6% FeO (Longhi, 2006) до 13–14% FeO (Morgan и др., 1978; Taylor и др., 2006). Содержание MgO в слое Mantle 4 (= BSM) составляет 24–30% для моделей М и Е, что выше, чем 22% MgO (Lognonné и др., 2003), но ниже 31–35% MgO (Кронрод, Кусков, 2011; Khan и др., 2007). Mg 79–81 совпадает с рядом геохимических и геофизических оценок (Snyder и др., 1992; Taylor и др., 2006; Khan и др., 2007; Kuskov и др., 2019), но значительно меньше Mg# 87 (Warren, 2005), позже пересмотренного до Mg# 85 (Dauphas и др., 2014).

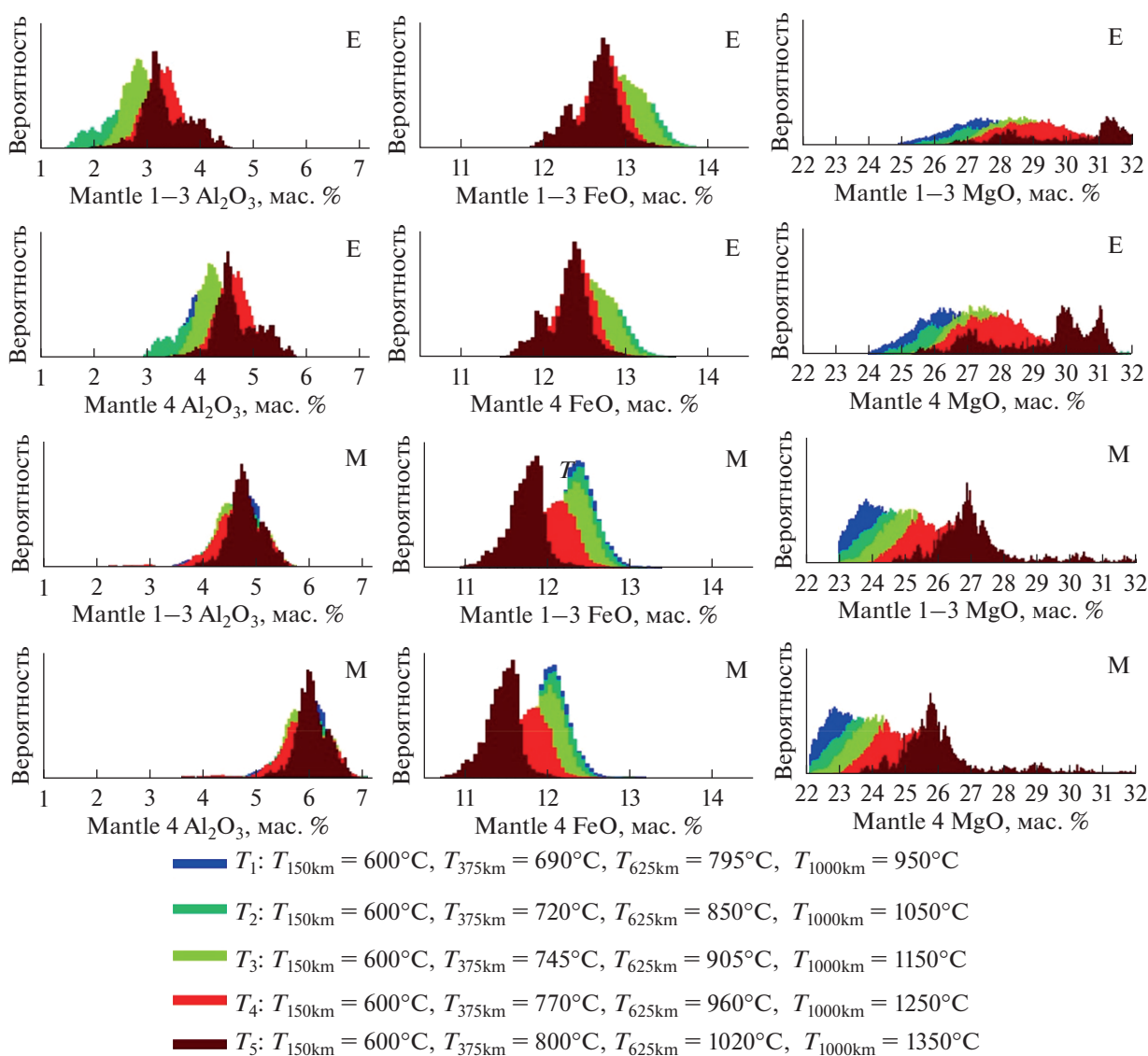


Рис 4. Апостериорная вероятность распределения геохимических параметров (концентраций Al_2O_3 , FeO , MgO) для моделей Е и М вдоль селенотерм T_1 – T_5 в двухслойной по химическому составу мантии Луны, модифицировано по (Kronrod и др., 2022).

Нижняя мантия (Mantle 4 = BSM) обогащена глиноземом от $4.5 \pm 0.5\%$ (модель E) до $5.9 \pm 0.5\%$ (модель M) по сравнению с однородным составом верхней и средней мантии (рис. 4). Используя соотношение $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 0.8$, получаем содержание $\text{CaO} \sim 3.6\%$ для модели E и 4.7% для модели M. В работе (Wu и др., 2020) на основании измерений изотопного состава кальция в лунных метеоритах содержание CaO оценивается в $4.26\text{--}6.48\%$ для BSM, что соответствует модели M, но выше, чем для модели E и BSE $\sim 3.5\%$ (McDonough, Sun, 1995). Столь высокое содержание тугоплавких элементов подразумевает, что глубинная мантия содержит гранат, пироксен с низким содержанием Ca и оливин (Wu и др., 2020), что дает независи-

мое подтверждение нашим результатам. Увеличение содержания Al в нижней мантии приводит к увеличению доли граната (что согласуется с (Johnson и др., 2021)) по отношению к шпинели и ортопироксену с минеральным составом $\text{Pu}_{70}\text{Alm}_{23}\text{Gr}_7$ (модель E) и $\text{Pu}_{71}\text{Alm}_2\text{Gr}_7$ (модель M), и может достигать ~10–15%. Валовое содержание оксида алюминия для модели E составляет $\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1.0 \times \times \text{BSE}$ и $\sim 1.3 \times \text{BSE}$ для модели M (рис. 4). Глобальная инверсия геофизических данных также дает неоднозначные результаты (Khan и др., 2006a; 2006b; Кронрод, Кусков, 2011; Lognonné и др., 2003).

Довольно неожиданный результат получен в отношении наиболее распространенного оксида —

Таблица 1. Композиционные модели Луны. Валовый состав Земли (BSE) показан для сравнения

Модель	Состав							
	MgO	FeO	Al ₂ O ₃	CaO	SiO ₂	Na ₂ O	TiO ₂	Mg#
LPUM (Longhi, 2006)	38.55	7.67	3.96	3.20	46.40	0.05	0.17	90.0
TWM (Taylor, 1982)	33.00	11.00	6.15	4.60	44.85	0.09	0.31	84.0
Е-модели								
Е(Mantle 1–3)	30.00	13.00	3.00	2.40	51.35	0.05	0.20	80.4
М-модели								
М(Mantle 1–3)	27.00	12.50	5.00	4.00	51.25	0.05	0.20	79.4
BSE (McDonough, Sun, 1995)	38.06	8.14	4.52	3.52	45.20	0.36	0.20	89.0

Примечание: $Mg\# = 100 \times [(Mg/(Mg + Fe^{2+}))]$. $CaO/Al_2O_3 \sim 0.8$. Значения нормированы на 100 мас. %.

SiO₂. Для моделей Е и М содержание SiO₂ в мантийных зонах оценивается на уровне $\geq 50\%$, что следует из рис. 4 при нормировании оксидов до 100% с учетом $CaO/Al_2O_3 \sim 0.8$. Этот результат противоречит геохимическим оценкам, согласно которым распространенность SiO₂ $\sim 45\%$ в BSM обычно предполагается такой же, как и в BSE (Ringwood, 1977; Taylor, 1982; Longhi, 2006; Dauphas и др., 2014). В следующих разделах мы обсудим этот вопрос более подробно.

Сравнительный анализ физических характеристик геохимических и геофизических моделей

Предыдущее обсуждение показывает, что существуют фундаментальные несовместимости как между геофизическими и геохимическими классами моделей внутреннего строения Луны, так и внутри обоих классов. В этом разделе мы рассмотрим принципиальный вопрос – возможен ли консенсус между геохимическими и геофизическими моделями. Для этого проведем сравнение физических характеристик моделей Е и М и двух классов наиболее популярных моделей TWM (Taylor, 1982) и LPUM (Longhi, 2006) с земным содержанием SiO₂, но с концентрациями Al₂O₃ и FeO, отличающимися в 1.5 раза (табл. 1), с геофизическими моделями.

Химические составы моделей Е и М (рис. 4) были выведены из совокупности гравитационных и сейсмических ограничений. Момент инерции и масса Луны определены с беспрецедентной точностью (Williams и др., 2014). Наибольшая неопределенность содержится в интерпретации данных сейсмических наблюдений (Lognonné и др., 2003). Обновленные модели были недавно предложены в работе (García и др., 2019), в которой рассмотрены три независимых метода параметризации и инверсии для определения внутренней структуры Луны на основе геодезических наблюдений и набора данных по временам пробега Р- и S-волн по программе КА Apollo (Nunn

и др., 2020). В результате представлены три модели внутренней структуры Луны: G19_M1, G19_M2 и G19_M3 (García и др., 2019), которые приняты в качестве референтных моделей для сравнения с физическими характеристиками моделей Е и М и LPUM и TWM (рис. 5, 6).

Расчеты показывают, что в отношении тугоплавких оксидов мантия, вероятно, стратифицирована с более высокими концентрациями Al₂O₃ и CaO в нижней мантии по сравнению с вышележащими оболочками (Kuskov и др., 2019; Kronrod и др., 2022). Однако выше отмечалось, что для обеих моделей Е и М значения концентраций основных оксидов в слоях Mantle 1–3 и Mantle 4 в значительной степени перекрываются в диапазоне как холодных, T_1 – T_2 , так и горячих, T_3 – T_5 , селенотерм, характерных для различных глубин (рис. 4). Кроме того, следует иметь в виду, что сейсмические данные в нижней мантии наименее надежны. В связи с этим рассмотрим далее лишь химически гомогенные слои, которые обозначены как E_Mantle 1–3 и M_Mantle 1–3, содержание SiO₂ в которых составляет не менее 50%. Усредненные значения концентраций оксидов для моделей Е и М, извлеченные из инверсий, которые следует рассматривать в качестве приближенных из всего полученного спектра (рис. 4), приведены в табл. 1, наряду с концептуальными (изохимическими) моделями TWM и LPUM.

Составы моделей Е и М заметно отличаются от моделей TWM и LPUM, равно как и от модели BSE (табл. 1). Содержание MgO ниже, чем в моделях TWM/LPUM и BSE, а содержание SiO₂ выше на $\sim 5\%$. Магнезиальное число Mg# 80 согласуется с рядом геохимических и геофизических оценок (Snyder и др., 1992; Khan и др., 2006a; 2006b; Kuskov и др., 2019), но меньше, чем Mg# 84 в модели TWM и значительно меньше, чем Mg# 90 в модели LPUM и Mg# 89 в модели BSE (McDonough, Sun, 1995).

Рассчитанные скорости Р- и S-волн (V_P , V_S) и плотность (ρ) фазовых ассоциаций моделей Е и М

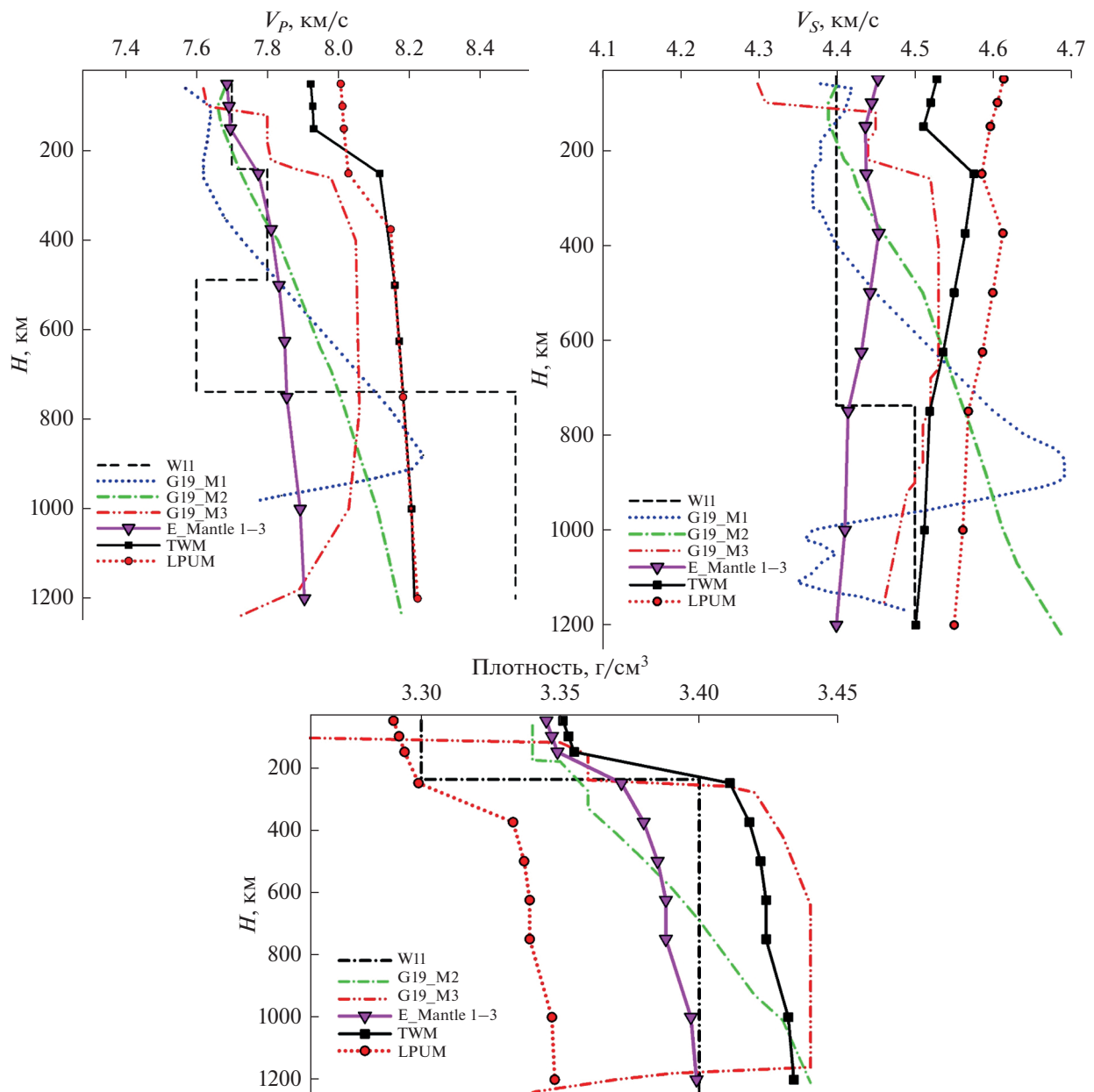


Рис. 5. Профили скоростей P - и S -волн (V_P , V_S) и плотности в мантии Луны для моделей E (E_Mantle 1–3), TWM и LPUM вдоль селенотермы T_4 в сравнении с профилями геофизических моделей (Garcia и др., 2019): G19_M1 (пунктирная синяя линия), G19_M2 (штрих-пунктирная зеленая линия), G19_M3 (штрих-пунктир-пунктирная оранжевая линия). Штриховая черная линия — модель Weber и др. (2011).

и LPUM сопоставлены с моделями (Garcia и др., 2019), что позволяет дать более строгие ограничения на внутреннее строение мантии Луны. Расчеты фазового состава и физических свойств моделей вдоль температурного профиля T_4 (рис. 3), который представляет среднее между холодными и горячими селенотермами, приведены в табл. 2 и на рис. 5 и рис. 6. Селенотерма T_4 должна удовлетворять условию уменьшения градиента температуры с глубиной $(dT/dH)_{i+1} < (dT/dH)_i$, чтобы избежать инверсии плотности по глубине. Для T_4

приняты градиенты $dT/dH = 0.763^\circ\text{C}/\text{км}$ в интервале глубин до 750 км, $0.5^\circ\text{C}/\text{км}$ на глубинах 750–1000 км и $0.4^\circ\text{C}/\text{км}$ на глубинах 1000–1200 км в соответствии с анализом, согласно которому $0.40 < dT/dH < 0.60^\circ\text{C}/\text{км}$ на глубинах 750–1200 км (Kuskov и др., 2019).

Модели в основном отличаются по соотношению минеральных фаз (табл. 2). В самой верхней части мантии при $P < 1.3$ ГПа (< 250 км) и 600–700°C фазовые ассоциации моделей E и M содержат Ol, Орх, Срх, Sp и незначительное количество

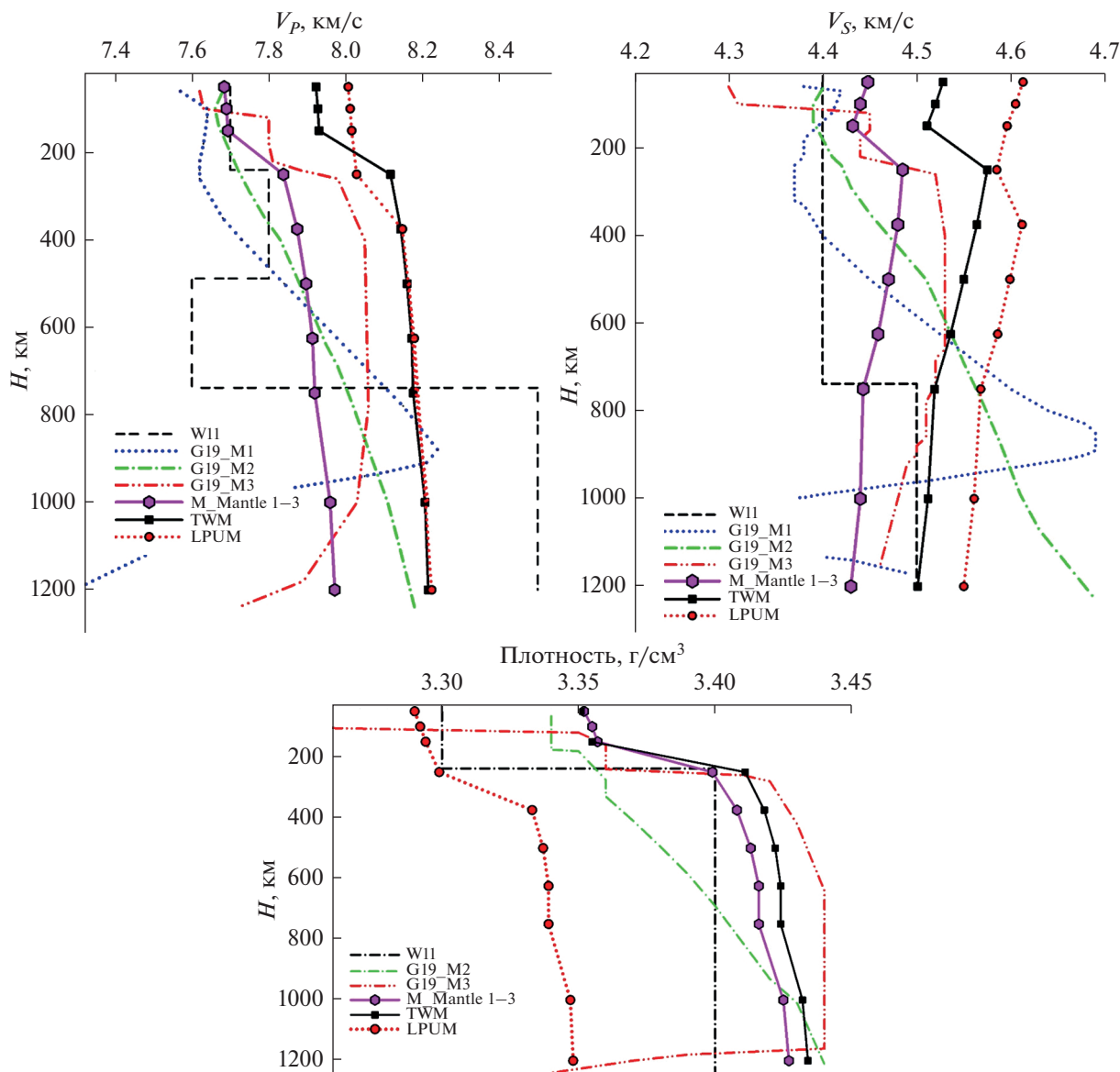


Рис. 6. Профили скоростей P - и S -волн (V_p , V_s) и плотности в мантии Луны для моделей M ($M_{\text{Mantle 1-3}}$), TWM и $LPUM$ вдоль селентермы T_4 в сравнении с профилями геофизических моделей (Garcia и др., 2019): $G19_M1$ (пунктирная синяя линия), $G19_M2$ (штрих-пунктирная зеленая линия), $G19_M3$ (штрих-пунктир-пунктирная оранжевая линия). Штриховая черная линия – модель Weber и др. (2011).

Плм. Плагноклаз стабилен при $P < 0.3$ ГПа и температурах выше 500°C , что соответствует наблюдениям (Nazarov и др., 2011; Wittmann и др., 2018), а при более высоких давлениях плагноклаз исчезает с появлением клинопироксена. Шпинель исчезает с появлением граната при ~ 1.34 ГПа (табл. 2). На глубинах 150–300 км вдоль фазового перехода шпинель–гранат наблюдается небольшое повышение в значениях V_p , V_s и ρ (рис. 5 и рис. 6). Вариации $V_{p,s}$ на фазовом переходе шпинель–гранат зависят от содержания Al_2O_3 в петрологической модели. Увеличение содержания оксида алюминия в модели приводит к увеличению доли

граната по отношению к шпинели и ортопироксену; фазовые переходы на глубинах ниже 250–300 км не обнаружены (табл. 2).

На рис. 5 и рис. 6 приведены физические свойства моделей E и M , TWM и $LPUM$ вдоль селентермы T_4 в сопоставлении с сейсмическими сигналами $G19_M1/M2/M3$. Можно видеть, что в верхней и средней мантии на глубинах 50–500 км скорости P - и S -волн E - и M -моделей находятся в диапазоне скоростей (Garcia и др., 2019). Оба модельных класса отражают сейсмические свойства богатой кремнеземом мантии с $\sim 50\%$ SiO_2 (табл. 1), основными минералами которой являются низ-

Таблица 2. Фазовый состав (мол. %) и физические свойства моделей вдоль селенотермы T_4

Состав	Модель			
	Е-модели E(Mantle 1–3)	М-модели M(Mantle 1–3)	LPUM	TWM
0.83 ГПа (~150 км)/600°C				
Ol	11.0 (Fo ₈₂)	3.2 (Fo ₈₂)	39.4 (Fo ₉₂)	32.2 (Fo ₈₈)
Орх	74.0	70.6	36.8	30.5
Срх	12.8	22.1	19.9	30.8
Sp	1.9	3.8	3.6	6.0
Gar	0	0	0	0
Ilm	0.3	0.3	0.3	0.5
ρ , г/см ³	3.349	3.357	3.294	3.355
V_P , км/с	7.696	7.694	8.016	7.931
V_S , км/с	4.437	4.432	4.596	4.511
K_S , ГПа	110.46	110.81	118.88	120.00
G , ГПа	65.92	65.94	69.58	68.27
1.34 ГПа (~250 км)/676°C				
Ol	13.6 (Fo ₈₂)	7.9 (Fo ₈₄)	39.8 (Fo ₉₂)	46.8 (Fo ₈₉)
Орх	72.1	65.5	34.9	11.3
Срх	12.0	22.0	21.9	33.9
Sp	0	0	3.1	0
Gar	2.0	4.3	0	7.4
Ilm	0.3	0.3	0.3	0.6
ρ , г/см ³	3.372	3.399	3.299	3.411
V_P , км/с	7.775	7.838	8.029	8.117
V_S , км/с	4.458	4.485	4.585	4.575
K_S , ГПа	114.48	117.64	120.24	129.52
G , ГПа	67.01	68.38	69.36	71.37
3.38 ГПа (~750 км)/1058°C				
Ol	13.8 (Fo ₈₂)	8.0 (Fo ₈₃)	48.8 (Fo ₉₂)	47.7 (Fo ₈₈)
Орх	74.9	65.5	21.2	1.3
Срх	8.5	21.2	25.2	42.2
Sp	0	0	0	0
Gar	2.5	5.0	4.5	8.2
Ilm	0.3	0.3	0.3	0.6
ρ , г/см ³	3.388	3.416	3.339	3.424
V_P , км/с	7.855	7.920	8.183	8.176
V_S , км/с	4.415	4.443	4.568	4.519
K_S , ГПа	120.95	124.38	130.66	135.67
G , ГПа	66.03	67.43	69.69	69.92

Примечание: оливин – Ol, ортопироксен – Орх, клинопироксен – Срх, гранат – Gar, шпинель – Sp, ильменит – Ilm. K_S и G – модули сжатия и сдвига.

ко-кальциевый ортопироксен (~70 мол. %, Fs_{16}) с подчиненным количеством оливина Fa_{17} (табл. 2). Такое количество SiO_2 соответствует оливин-содержащей пироксенитовой мантии (табл. 2). Скорости P - и S -волн моделей Е и М в верхней мантии близки, но с ростом давления различия возрастают из-за разного содержания граната. В обеих моделях скорости P -волн в нижней мантии выше, чем в верхней и средней мантии, и монотонно возрастают в результате увеличения количества граната, что также отражается на профилях плотности, в то время как скорости S -волн, вероятно, остаются практически постоянными во всех слоях мантии (4.4–4.5 км/с) или незначительно уменьшаются с глубиной в результате влияния температуры, нарастающей быстрее, чем давление.

Сейсмические модели G19_M1, G19_M2 и G19_M3 ведут себя менее консервативно. Из рис. 5 и рис. 6 следует, что скорости P - и S -волн моделей Е (Mantle 1–3) с земными концентрациями тугоплавких оксидов и модели М (Mantle 1–3), обогащенные Al_2O_3 , хорошо согласуются с сейсмическими ограничениями до 500 км. Невозможно отдать предпочтение какой-либо из этих моделей. На глубинах 500–750 км $V_{P,S}$ для моделей Е и М выше, чем $V_{P,S}$ из (Gagnepain-Beyneix и др., 2006; Weber и др., 2011), но ниже, чем в инверсиях (Matsumoto и др., 2015; García и др., 2019).

На глубинах >750 км фазовые ассоциации моделей Е и М состоят из оливина, ортопироксена, клинопироксена и граната (табл. 2), что подтверждается экспериментами (Johnson и др., 2021; Jing и др., 2022). Скорости P - и S -волн этих фазовых ассоциаций, независимо от содержания тугоплавких элементов (рис. 5, 6), плохо согласуются с сейсмическими данными (García и др., 2019). Или, наоборот, сейсмические модели (García и др., 2019) не соответствуют термодинамическим расчетам. Это может быть связано как с непригодностью обеих Е- и М-моделей для этих глубин, так и с неоднозначностью геофизических моделей G19_M2/M3 и особенно G19_M1, в которых наблюдаются труднообъяснимые зоны повышенных и пониженных скоростей P - и S -волн. Ниже 750 км наблюдается заметный разброс среди моделей (García и др., 2019). Вследствие этого мы не можем ни подтвердить, ни опровергнуть возможность существования моделей с практически однородным химическим составом от границы с корой до предполагаемой границы с LVZ. Модель G19_M3, которая получена минимизацией энергии Гиббса, а не посредством инверсии сейсмических данных, характеризуется значительно более высокими скоростями P - и S -волн во всем диапазоне глубин 100–1000 км (рис. 5, 6).

Профили скоростей геохимических моделей TWM и LPUM оказываются за пределами V_P и V_S

моделей G19_M1/M2/M3 во всем интервале глубин верхней и средней мантии, в то время как в нижней мантии сравнение невозможно из-за сильного разброса данных (García и др., 2019). Плотность увеличивается при одновременном увеличении содержания FeO и Al_2O_3 в моделях (табл. 2). Из рис. 5 и рис. 6 видно хорошее соответствие плотности моделей Е и М и TWM с плотностью моделей G19_M2/M3. Напротив, плотность модели LPUM (4% Al_2O_3 и 7.7% FeO) не соответствует геофизическим инверсиям.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Мантия Луны содержит заметно меньше FeO , чем канонические геохимические модели (Wagner, 2005; Longhi, 2006). Один из основных выводов, который можно сделать из рис. 4, состоит в том, что для обеих Е- и М-моделей концентрации FeO ~ 11–13% и значения $\text{Mg\#}$ 79–81 в мантии, слабо зависящие от температуры, находятся в довольно узких пределах, что обусловлено заданными геофизическими параметрами и космохимическими условиями формирования Луны. Кроме того, это, вероятно, связано с тем, что скоростные и плотностные вариации при изменении содержания FeO имеют антикорреляционный характер: увеличение $C(\text{FeO})$ в составе породы увеличивает ее плотность, но приводит к уменьшению сейсмических скоростей. Узкий коридор концентраций FeO хорошо согласуется с геофизическими инверсиями (Khan и др., 2006a; 2006b; Schwinger, Breuer, 2022), но резко отличается от петролого-геохимических и космохимических оценок 7.6–14% FeO (Longhi, 2006; Morgan и др., 1978), равно как и от FeO ~ 8% и $\text{Mg\#}$ 89 в BSE (рис. 1).

Относительно распространенности тугоплавких элементов в мантии Луны существует неясность (рис. 1). Из рис. 4 следует увеличение содержания Al_2O_3 в мантии с повышением температуры — от холодных до горячих селенотерм. Содержание Al_2O_3 составляет 3–4% в моделях Е и LPUM, но 5–6% в моделях М и TWM. Увеличение $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ в мантии приводит к увеличению доли граната с глубиной, достигающей порядка 10–15%, что согласуется с экспериментами (Jing и др., 2022), которые показывают, что гранат кристаллизуется в глубокой мантии на заключительных стадиях равновесной кристаллизации LMO.

Геофизические оценки распространенности Al_2O_3 составляют 4–4.5% (Khan и др., 2007) и 6.4% (Lognonné и др., 2003), что, наряду с нашими определениями, противоречит геохимическим наблюдениям 2–3% (Taylor, Wicczorek, 2014), основанным на данных миссии GRAIL и относительному содержанию пироксена и оливина в мантии. Рациональное объяснение дихотомии по Al_2O_3 может состоять в том, что имеющихся сей-

смических данных недостаточно для получения надежных оценок распространенности Al_2O_3 в Луне. Также остается дихотомия и в вопросе о сходстве и/или различии лунного и земного вещества в отношении тугоплавких элементов. На глубинах 50–500 км скорости P - и S -волн в моделях Е и М, независимо от содержания оксида алюминия (и температуры), соответствуют инверсиям G19_M1/M2/M3 (рис. 5, 6). В интервале глубин 500–750 км такое соответствие нарушается. В нижней мантии на глубинах 750–1200 км скорости звука Е- и М-моделей не поддерживаются, но и не отвергаются геофизическими моделями из-за большого разброса сейсмических данных (Weber и др., 2011; García и др., 2019).

Помимо содержания Al_2O_3 , существует еще одна нерешенная проблема. Возникает вопрос, насколько хорошо мы знаем состав Луны в отношении распространенности SiO_2 ? Если в материковой коре содержания SiO_2 44–46% определены достаточно надежно (Taylor, 1982; Demidova и др., 2007; Khan и др., 2007), то в мантии они неизвестны. Обычно постулируется, что концентрация кремнезема в BSM составляет ~45%, как и в BSE (Ringwood, 1977; Taylor, 1982; Longhi, 2006; Dauphas и др., 2014; Sakai и др., 2014; Nauri и др., 2015). В работе (Warren, 2005) на основании отношений MgO/SiO_2 и MgO/FeO и с учетом отношения MgO/Th содержание SiO_2 оценивается в 46–48%. Предполагается, что в силикатной порции Марса с хондритовым отношением $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ содержится 45.5% SiO_2 (Yoshizaki, McDonough, 2020), что идентично составу BSE. В связи с тем, что влияние SiO_2 на скорость звука в мантии плохо изученный вопрос, концентрация оксида кремния становится определяющим фактором для химии, минералогии и внутреннего строения Луны.

Можно видеть, что модели TWM и LPUM имеют более высокие скорости звука по сравнению с Е- и М-моделями (рис. 5, 6). Это связано с тем, что более низкие содержания SiO_2 приводят к более высоким значениям скоростей P - и S -волн в мантии. В классах моделей TWM и LPUM с ~45% SiO_2 (табл. 1) основным минералом лунной мантии будет оливин с преобладанием форстеритового минала (табл. 2), который имеет более высокие модули сжатия и сдвига по сравнению с энстатитовой составляющей в пироксенах при почти одинаковой плотности форстерита и энстатита (Kusakov, 1997). Однако значительное количество оливина в фазовых ассоциациях TWM и LPUM противоречит инверсиям (García и др., 2019). Скорости звука геохимических моделей, как обогащенных FeO и Al_2O_3 (TWM), так и обедненных (LPUM), находятся за пределами скоростей P - и S -волн моделей G19_M1/M2/M3; $V_{P,S}$ (TWM) и $V_{P,S}$ (LPUM) оказываются значительно

выше во всем диапазоне мантийных глубин. Очевидно, это связано не столько с разным содержанием FeO и Al_2O_3 в этих геохимических моделях, сколько с меньшим содержанием SiO_2 и с более высоким содержанием высокоскоростного оливина в фазовых ассоциациях TWM и LPUM по сравнению с моделями Е и М (табл. 2). Таким образом, сравнение V_P и V_S двух наиболее популярных моделей TWM и LPUM с геофизическими сигнатурами свидетельствует о том, что оливин не является существенным компонентом лунной мантии.

Примечательной особенностью химии и минералогии модельных классов Е и М с ~50% SiO_2 является то, что мантия Луны, вероятно, должна состоять в основном из пироксенита с преобладанием ортопироксена и с подчиненным количеством других минералов (табл. 2). Профили скоростей P - и S -волн этих композиционных моделей хорошо согласуются с результатами референтных моделей (García и др., 2019) до ~500 км (рис. 5, 6). Отметим, что независимая инверсия данных сейсмического (Lognonné и др., 2003) и электромагнитного (Khan и др., 2006a) зондирования дает 50–53% SiO_2 для состава мантии, что соответствует полученным здесь результатам.

Две геофизические модели G19_M2/M3 дают ограничения на плотностную структуру мантии до глубин 1160 км, ниже которых плотность G19_M3 уменьшается – нефизический результат (рис. 5, 6). Плотности моделей Е и М с 11–13% FeO попадают в интервалы плотности G19_M2/M3: модель Е до глубин 500–600 км, модель М до 750–1000 км. Для этих моделей плотность в интервале глубин 150–750 км изменяется от 3.35 до 3.41 г/см³ (табл. 2), поскольку плотность гранат-содержащей мантии значительно выше плотности оливин-пироксенитовых смесей. Плотность TWM с более высоким содержанием FeO (11%) и Al_2O_3 (6%) по сравнению с LPUM попадает в диапазон моделей M2 и M3. Напротив, класс моделей типа LPUM с земным содержанием FeO ~8% и Al_2O_3 ~4% имеет плотность фазовых ассоциаций на 2–3% ниже, чем модели Е и М и TWM и геофизические ограничения.

Вариации концентраций $C(\text{FeO})$ и изменение состава от обедненного тугоплавкими элементами (LPUM) до более фертильного вещества (TWM, Е-, М- модели) оказывают нетривиальное влияние на сейсмические свойства и плотность пород, в частности, из-за зависимости модуля сдвига от содержания FeO в породе. Рост $C(\text{FeO})$ приводит к уменьшению модуля сдвига и V_S , но одновременно к увеличению плотности породы. Рост $C(\text{Al}_2\text{O}_3)$ приводит к изменению пропорции фаз и увеличению доли граната, обладающего более высокими значениями плотности и модулей сжатия и сдвига по сравнению с оливином и пи-

роксеном. Одновременное возрастание $C(FeO)$ и $C(Al_2O_3)$ компенсирует изменение скоростей из-за уменьшения модуля сдвига минералов, увеличения доли граната и возрастания плотности породы (Кусков и др., 2011; Kuskov и др., 2014). Кроме того, фертилизация сопровождается изменением пропорции фаз, например, уменьшением доли ортопироксена и увеличением доли граната с глубиной.

Из рис. 5 и рис. 6 следует, что на глубинах до ~600–750 км скорости P - и S -волн E - и M -моделей находятся в пределах, а геохимических моделей TWM/LPUM за пределами G19_M1/M2/M3. Вполне удовлетворительное соответствие значений ($V_{P,S}$) в моделях E и M моделям G19_M1/M2/M3 поддерживает концепцию обогащенной кремнеземом мантии для моделей E до 500 км, а для моделей M вплоть до глубин 600–800 км, вероятно, маркирующих подошву LMO. Оценки мощности LMO на основе геохимических и геофизических соображений охватывают интервал глубин от верхних 500 км до частичного или полного плавления Луны, но окончательный консенсус до сих пор не достигнут (Shearer и др., 2006; Elkins-Tanton и др., 2011; Sakai и др., 2014; Jing и др., 2022).

Сравнительный анализ физических свойств E - и M -моделей и сейсмических инверсий (Garcia и др., 2019) не позволяет привести доводы в пользу однородной или стратифицированной мантии с химической границей на глубинах 500–750 км. Однако E - и M -модели уточняют тренды физических свойств и в сочетании с геофизическими данными устанавливают более жесткие пределы для химического состава верхней и средней мантии на уровне 11–13% FeO и ~50% SiO_2 . Во всех случаях доминирующим минералом пироксеновой мантии является низко-кальциевый ортопироксен, а не оливин. Независимо от температуры и обилия тугоплавких элементов соответствие скоростей звука в моделях E и M и инверсиях G19_M1/M2/M3 позволяет исключить обедненную SiO_2 и богатую оливином лунную мантию на глубинах от 50 до 500 км.

Возникает вопрос, действительно ли ортопироксен является доминирующим минералом верхней и средней мантии Луны, а оливин лишь второстепенный компонент? Как следует из наших результатов, большое количество SiO_2 и высокое содержание Orx в моделях E и M является геохимическим следствием инверсии сейсмических и селенофизических данных. Однако нельзя исключать, что из-за недостатка данных по сейсмическим источникам в глубоких горизонтах мантии (Lognonné и др., 2003; Garcia и др., 2019) результаты инверсии приводят к переоценке вклада SiO_2 и недооценке вклада MgO в нижней мантии на глубинах 750–1200 км. Поэтому осторожнее будет относить наши результаты к верх-

ним частям мантии Луны, что подтверждается петрологическими и геохимическими наблюдениями (Ringwood, Essene, 1970; Hu и др., 2019; Li и др., 2019; Lemelin и др., 2019; Moriarty и др., 2021a; 2021b).

Моделирование тепловой эволюции LMO и отсутствие обогащенных оливином обнажений в бассейне Южный полюс–Эйткен (SPA) также привело к предположению, что мантия Луны скорее обогащена низкокальциевым пироксеном, а не оливином (Elkins-Tanton, Bercovici, 2014; Melosh и др., 2014; Dhingra, 2018; Moriarty и др., 2021a; 2021b). Стоит отметить, что относительно богатая ортопироксеном мантия астероида 4 Веста подтверждается наблюдениями с борта КА Dawn (например, Toplis и др., 2013). Интересно сравнить полученные нами данные с результатами китайского КА Chang'E-4, совершившего мягкую посадку в кратере ВанКармен (VonKármán), лежащем внутри бассейна SPA. В работе (Hu и др., 2019) на основе спектральных наблюдений с борта лунохода Yutu-2 сообщается о преобладании ортопироксенового материала в мантии. В работе (Lemelin и др., 2019) на основе минералогического анализа внутренних колец в лунных ударных бассейнах по данным миссии Kaguya обнаружено, что содержание пироксена с низким содержанием Ca уменьшается с долей корового компонента, что предполагает его преимущественно мантийное происхождение.

Поскольку различие в содержаниях FeO и SiO_2 между Землей и Луной столь существенно, то возникает вопрос о причине обогащения Луны закисным железом и кремнеземом и связанный с этим вопрос о механизме формирования спутника Земли. Динамические модели формирования Луны противоречивы. Каждая из них (отделения от Земли, захвата, формирования Луны из роя тел, обращающихся вокруг Земли, мегаимпакта, макроимпактов, образования Луны путем фрагментации разреженного протопланетного сгущения, столкновения двух спутников и их объединения) в той или иной степени вносит определенные аргументы в решение проблемы (Рускол, 1997; Ringwood, 1977; Čuk, Stewart, 2012; Галимов, 2019; Hartmann, 2014; Canup и др., 2021; Svetsov и др., 2012; Reufer и др., 2012; Rufu и др., 2017; Hosono и др., 2019; Маров, Ипатов, 2023). Однако в целом ни одна из них не дает удовлетворительного объяснения особенностям лунной геохимии как в отношении главных элементов, так и из-за отсутствия адекватного решения проблемы обеднения летучими и сидерофильными элементами, и совмещения изотопной идентичности ряда элементов — O , Si , Cr , Ti (Dauphas и др., 2014; Галимов, 2019; Nielsen и др., 2021), хотя некоторые высокоточные анализы ряда лунных литологий предполагают, что Земля и Луна имеют разные изотопные составы кислорода (Cano и др., 2020).

В обзорах (Hartmann, 2014; Asphaug, 2014; Canup и др., 2021) обсуждаются несколько современных сценариев формирования Луны. Наибольшую популярность приобрела гипотеза мегаимпакта (giant impact), которая стала доминирующей парадигмой в теоретической планетологии, подобно теории инфляции в космологии или вымирания динозавров в результате падения астероида. Согласно канонической модели мегаимпакта (Canup, 2019; 2021), Луна образовалась в результате столкновения Земли с небесным телом Theia размером порядка Марса, причем большая часть лунного вещества получена из материала ударника. В этом случае Луна в изотопном отношении должна отражать вещество Theia. Эта гипотеза удовлетворяет ограничениям на массы ядер Луны (1–3%) и Земли (~33%), но сталкивается с определенными трудностями, прежде всего геохимического характера (Taylor и др., 2006; Pahlevan, 2018; Галимов, 2019; Yang и др., 2022), поскольку ударное тело, образовавшееся в своем изотопном резервуаре Солнечной системы, имело бы изотопный состав, отличный от земного и, следовательно, состав лунных и земных образцов должен быть также различным. Однако измерения показывают высокую степень изотопного сходства между лунными и земными породами, т.е. изотопные составы вещества Земли и гипотетической протопланеты Theia по целому ряду элементов очень близки (Armstrong и др., 2012; Dauphas и др., 2014; Nielsen и др., 2021). Сходство изотопного состава лунных и земных образцов было бы проще всего объяснить, если бы в результате мегаимпакта Луна образовалась из мантии протоземли (Ringwood, 1977; Cuk, Stewart, 2012) или земного магматического океана, предположительно имеющего более высокое содержание FeO, чем BSE (Hosono и др., 2019), что противоречит предсказаниям канонической модели, согласно которой Луна в основном состоит из материала мантии ударника, а остальная часть из ядра ударника и мантии протоземли.

Существуют противоречивые взгляды на вещественный состав Theia, зависящие от механизма формирования в протопланетном диске, в том числе образования этого тела внутри орбиты Земли, равно как и в пределах или за пределами орбиты Юпитера (Desch, Robinson, 2019). Сходство стабильных изотопов, таких как O, Cr, Ti и V (Yang и др., 2022), предполагает, что BSM имеет тот же изотопный состав, что и BSE, поскольку Луна формировалась из материалов протоземли и ударного тела, состав которого, предположительно, может варьировать от вещества восстановленных энстатитовых хондритов, обыкновенных хондритов и вплоть до окисленного вещества, подобного углистым хондритам. Достоинства и недостатки этих предположений, связанные с использованием разных изотопных систем и с меха-

низмом формирования (Луна преимущественно произошла из мантии ударника и/или протоземли, или сценарий макроимпактов) широко обсуждаются (Wade, Wood, 2016; Dauphas, 2017; Budde и др., 2019; Desch, Robinson, 2019; Nielsen и др., 2021; Yang и др., 2022). Одно из предпочтительных объяснений близости изотопных составов состоит в том, что ударное тело предположительно относилось к семейству энстатитовых метеоритов (Wade, Wood, 2016; Dauphas, 2017; Desch, Robinson, 2019; Nielsen и др., 2021). Однако остается неясным, как это может сочетаться с тем, что энстатитовые хондриты практически лишены FeO, несмотря на довольно изощренные способы доказательства, например, относительно окисленная (~10.7% FeO) мантия протоземли, но сильно восстановленное вещество (~0.3% FeO) ударника, похожее на состав мантии Меркурия (Wade, Wood, 2016) или, напротив, ~15% FeO для Theia и ~5% FeO для протоземли (Desch, Robinson, 2019). Кроме того, энстатитовые хондриты не соответствуют полученным ограничениям на содержание SiO₂. Эти работы важны для понимания изотопной идентичности земных и лунных пород, но не решают проблему, поскольку термодинамически обоснованные ограничения на распространенность FeO и SiO₂ в Луне трудно примирить с гипотезами такого рода.

В таком случае, в соответствии с принципом бритвы Оккама, приходится предполагать, что лунное вещество унаследовано в основном от одного массивного тела или в результате последовательности столкновений нескольких более мелких тел (Svetsov и др., 2012; Rufu и др., 2017; Canup и др., 2021), обогащенных FeO и SiO₂, и изотопный состав которых сопоставим с земным. Сходство изотопного состава Земли и Луны (одно из важнейших ограничений) и отличие от других тел Солнечной системы, вероятно, можно объяснить тем, что образующее Луну крупное ударное тело или множество более мелких тел в основном формировались из общего изотопного резервуара во внутренней Солнечной системе (Dauphas и др., 2014; 2017; Hauri и др., 2015; Wu и др., 2020; Nielsen и др., 2021). Однако природу тел трудно оценить с помощью изотопной систематики, так как изотопная идентичность не означает идентичность в их химическом составе.

Не делая далеко идущих обобщений, предположим, что Луна могла быть сформирована при столкновении протоземли с объектом, похожим на родительские тела ахондритов. Среди всех известных классов метеоритов (хондритов, примитивных ахондритов и ахондритов) указанные ограничения на лунные концентрации FeO и SiO₂ в большей степени соответствуют ахондритам (Jarosewich, 1990; Lodders, 1998), принадлежащим к группе метеоритов HED (говардиты, эвкриты и

диогениты/howardites-eucrites-diogenites), которые, вероятно, являются ударными выбросами с астероида 4 Веста, и к группе метеоритов SNC (шерггититы, наклиты и шассиниты/shergottites-nakhlites-chassignites), предположительно выбитых с Марса. Обе группы метеоритов демонстрируют разнообразие изотопного и элементного состава. В работе (Macke и др., 2011) измерена плотность 96 образцов из 56 метеоритов HED и 15 образцов из 10 метеоритов SNC. Средняя плотность зерен для всей популяции метеоритов находится в диапазоне 3.25–3.36 г/см³, что соответствует плотности вещества верхней мантии Луны с поправкой на *P-T* условия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрены два класса концептуальных геохимических моделей TWM и LPUM с земным содержанием SiO₂, но с разными концентрациями Al₂O₃ и FeO, и два класса моделей Е и М, выведенных инвертированием набора геофизических данных. Количественное сопоставление геофизических и геохимических параметров позволяет установить термодинамически обоснованные ограничения на химический состав, минералогию, скоростную и плотностную структуру мантии и получить физически непротиворечивые решения о внутреннем строении Луны. Основные выводы заключаются в следующем.

1. Для моделей Е и М наблюдается общая тенденция увеличения/уменьшения геохимических параметров Al₂O₃, FeO и MgO в зависимости от распределения температуры с глубиной. Концентрации оксидов достаточно стабильны в слоях мантии и группируются вокруг 11–13% FeO (Mg# 79–81) с небольшим уменьшением C(FeO) с повышением температуры. Силикатная порция Луны обогащена FeO (FeO ~ 1.5 × BSE) и обеднена MgO по отношению к BSE (FeO ~ 8% и Mg# 89).

2. Для Е-моделей валовая распространенность оксида алюминия в Луне (кора + мантия) составляет Al₂O₃ ~ (0.9–1.1) × BSE, а для М-моделей может находиться в интервале (1.2–1.4) × BSE. Обе модели предполагают присутствие 10–15% граната в глубинной мантии. Принципиально важный для геохимии Луны и мантии Земли вопрос о сходстве и/или различии их состава в отношении распространенности тугоплавких элементов остается дискуссионным и требует дальнейших исследований.

3. Примечательная особенность обеих композиционных Е- и М-моделей заключается в том, что мантия Луны обогащена кремнеземом (~50% SiO₂) по отношению к каноническим моделям TWM (44.8%), LPUM (46.4%) и BSE (45.2%), что не учитывалось в предыдущих полувековых исследованиях Луны. Столь высокая распространенность

SiO₂ определяет специфику минералогии и сейсмических свойств Луны, но не подтверждает преобладание оливина в мантии. Наиболее надежный результат можно отнести к верхним оболочкам мантии, состоящим в основном из оливин-содержащего пироксенита, в котором преобладающим минералом является низко-кальциевый ортопироксен, а не оливин. Высокая пироксеновость мантии является геохимическим следствием инверсии сейсмических и селенофизических данных в модели химического состава

4. Е- и М-модели с концентрациями ~50% SiO₂ и 11–13% FeO определяют особенности минеральной, скоростной и плотностной структуры мантии Луны. Профили скоростей *P*- и *S*-волн обеих моделей, независимо от содержания тугоплавких элементов, хорошо согласуются с данными сейсмического зондирования по программе КА Apollo, что поддерживает идею кремнезем-обогащенной (оливин-пироксенитовой) мантии по крайней мере на глубинах до ~500 км, и подтверждается петролого-геохимическими данными, полученными на КА Chang'E и Kaguya. Напротив, скорости звука кремнезем-ненасыщенных составов (~45% SiO₂) как обогащенных FeO и Al₂O₃ (TWM), так и обедненных (LPUM) не соответствуют сейсмическим сигнатурам. Кроме того, модели с земным содержанием FeO ~ 8% и Al₂O₃ ~ 4% (LPUM) имеют плотность фазовых ассоциаций значительно ниже геофизических ограничений.

5. Использование только изотопных данных и обнаружение изотопной идентичности лунных и земных образцов по целому ряду элементов не дают удовлетворительных сценариев формирования Луны и являются недостаточным средством для выявления сходства или различия строительных блоков Земли и Луны, основанных на веществе хондритов, что предполагает необходимость рассмотрения дополнительных объектов, вероятно, близких к родительским телам некоторых ахондритов. В любом случае одновременное обогащение Луны закисным железом и кремнеземом должно приводить к дополнительным ограничениям на состав ударного тела (или тел) при анализе космогонических концепций происхождения Луны и моделировании физических, динамических и космохимических процессов формирования системы Земля–Луна.

Авторы признательны К. Matsumoto за плодотворное сотрудничество. Авторы выражают благодарность Т.В. Гудковой за компетентную и конструктивную рецензию.

Работа выполнена в рамках бюджетной темы Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Галимов Э.М. Проблема происхождения Луны. Основные направления геохимии. К 100-летию со дня рождения А.П. Виноградова / Ред. Галимов Э.М. М.: Наука, 1995. С. 8–43.
- Галимов Э.М. Особые черты геохимии Луны и Земли, определяемые механизмом образования системы Земля–Луна (Доклад на 81-й Международной метеоритной конференции, Москва, июль 2018) // Геохимия. 2019. Т. 64 (8). С. 762–776.
- 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. P. 11–19.)
- Кронрод В.А., Кусков О.Л. Моделирование химического состава и размеров ядра луны инверсией сейсмических и гравитационных данных // Физика Земли. 2011. № 8. С. 62–80.
- Кронрод В.А., Кронрод Е.В., Кусков О.Л. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне по сейсмическим данным // Докл. РАН. 2014. Т. 455. № 6. С. 698–702.
- Кусков О.Л., Кронрод В.А. Геохимические ограничения на модели состава и теплового режима Луны по сейсмическим данным // Физика Земли. 2009. № 9. С. 25–40.
- 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. С. 481–494. (Kuskov O.L., Kronrod E.V., Kronrod V.A. Geochemical constraints on the cold and hot models of the Moon’s interior: 1. Bulk composition // Sol. Syst. Res. 2018. V. 52. P. 467–479.) <https://doi.org/10.1134/S0038094618060047>
- Кусков О.Л., Кронрод В.А., Прокофьев А.А. Термическая структура и мощность литосферной мантии Сибирского кратона по данным сверхдлинных сейсмических профилей Кратон и Кимберлит // Физика Земли. 2011. № 3. С. 3–23.
- Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Matsumoto Koji, Кронрод В.А. Физические свойства и внутреннее строение центральной области Луны // Геохимия. 2021. Т. 66. № 11. С. 972–992. <https://doi.org/10.31857/S0016752521110066>
- Маров М.Я., Инатов С.И. Процессы миграции в Солнечной системе и их роль в эволюции Земли и планет // Успехи Физ. Наук. 2023. Т. 193 (1). С. 2–32.
- Рускол Е.Л. Происхождение системы Земля–Луна. М.: ОИФЗ РАН, 1997. 16 с.
- Armstrong R.M.G., Georg R.B., Williams H.M., Halliday A.N. Silicon isotopes in lunar rocks: Implications for the Moon’s formation and the early history of the Earth // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2012. V. 77. P. 504–514.
- Asphaug E. Impact origin of the Moon? // Annu. Rev. Earth and Planet. Sci. 2014. V. 42. P. 551–578.
- Budde G., Burkhardt C., Kleine T. Molybdenum isotopic evidence for the late accretion of outer Solar System material to Earth // Nature Astron. 2019. V. 3. P. 736–741.
- Cano E.J., Sharp Z.D., Shearer C.K. Distinct oxygen isotope compositions of the Earth and Moon // Nature Geosci. 2020. V. 13. P. 270–274.
- Canup R.M. Lunar origin by giant impact: An evolving legacy of Apollo // 50th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2019 (LPI Contrib. № 2132). P. 2044.
- Canup R.M., Righter K., Dauphas N., Pahlevan K., Ćuk M., Lock S.J., Stewart S.T., Salmon J., Ruffy R., Nakajima M., Magna T. Origin of the Moon. In: New Views on the Moon II. arXiv:2103.02045v1 [astro-ph.EP]. 2021.
- Charlier B., Grove T.L., Namur O., Holtz F. Crystallization of the lunar magma ocean and the primordial mantle-crust differentiation of the Moon // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2018. V. 234. P. 50–69. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.05.006>
- Ćuk M., Stewart S.T. Making the Moon from a fast-spinning Earth: A giant impact followed by resonant despinning // Science. 2012. V. 338. P. 1047–1052.
- 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. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0244>
- Dauphas N. The isotopic nature of the Earth’s accreting material through time // Nature. 2017. V. 541. P. 521–524.
- Demidova S.I., Nazarov M.A., Lorenz C.A., Kurat G., Brandstätter F., Ntaflos Th. Chemical composition of lunar meteorites and the lunar crust // Petrology. 2007. V. 15. P. 386–407.
- Desch S.J., Robinson K.L. A unified model for hydrogen in the Earth and Moon: No one expects the Theia contribution // Geochemistry. 2019. V. 79. id. 125546.
- Dhingra D. The new Moon: Major advances in lunar science enabled by compositional remote sensing from recent missions // Geosciences. 2018. V. 8 (12). 498. <https://doi.org/10.3390/geosciences8120498>
- Elardo S.M., Draper D.S., Shearer C.K., Jr. 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.
- Elkins-Tanton L.T., Bercovici D. Contraction or expansion of the Moon’s crust during magma ocean freezing? // Phil. Trans. Roy. Soc. A. 2014. V. 372. 20130240. <https://doi.org/10.1098/rsta.2013.0240>
- Elkins-Tanton L.T., Burgess S., Yin Q.-Z. The lunar magma ocean: Reconciling the solidification process with lunar petrology and geochronology // Earth and Planet. Sci. Lett. 2011. V. 304. P. 326–336.
- 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.
- Garcia R.F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P. Very preliminary reference Moon model // Phys. Earth and Planet. Inter. 2011. V. 188. P. 96–113.
- Garcia R.F., Khan A., Drilleau M., Margerin L., Kawamura T., Sun D., Wieczorek M.A., Rivoldini A., Nunn C., Weber R.C., Marusiak A.G., Lognonné P., Nakamura Y., Zhu P. Lunar seismology: An update on interior structure models //

- Space Sci. Rev. 2019. V. 215. id. 50.
<https://doi.org/10.1007/s11214-019-0613-y>
- Hartmann W.K. The giant impact hypothesis: past, present (and future?) // *Phil. Trans. Roy. Soc. A*. 2014. V. 372. P. 20130249.
- Hauri E.H., Saal A.E., Rutherford M.J., Van Orman J.A. Water in the Moon's interior: Truth and consequences // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2015. V. 409. P. 252–264.
- Hess P.C., Parmentier E.M. A model for the thermal and chemical evolution of the Moon's interior: Implications for the onset of mare volcanism // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1995. V. 134. P. 501–514.
- Hirschmann M.M. Mantle solidus: Experimental constrain and the effects of peridotite composition // *Geochem. Geophys. Geosystem*. 2000. V. 1. 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.
- Hosono N., Karato S., Makino J., Saitoh T.R. Terrestrial magma ocean origin of the Moon // *Nature Geoscience*. 2019. V. 12. P. 418–423.
<https://doi.org/10.1038/s41561-019-0354-2>
- Hu X., Ma P., Yang Y., Zhu M.-H., Jiang T., Lucey P.G., Sun L., Zhang H., Li C., Xu R., He Z., Lin H., Huang C., Sun Y. Mineral abundances inferred from in situ reflectance measurements of Chang'E-4 landing site in South Pole-Aitken basin // *Geophys. Res. Lett.* 2019. V. 46. P. 9439–9447.
- Hu S., He H., Ji J., Ji J., Lin Y., Hui H., Anand M., Tartèse R., Yan Y., Hao J., Li R., Gu L., Guo Q., He H., Ouyang Z. A dry lunar mantle reservoir for young mare basalts of Chang'E-5 // *Nature*. 2021.
<https://doi.org/10.1038/s41586-021-04107-9>
- Ivanov M.A., Hiesinger H., van der Bogert C.H., Orgel C., Pasckert J.H., Head J.W. Geologic history of the northern portion of the South Pole-Aitken basin on the Moon // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2018. V. 123. P. 2585–2612.
- Jarosewich E. Chemical analyses of meteorites: A compilation of stony and iron meteorite analyses // *Meteoritics*. 1990. V. 25. P. 323–337.
- Jing J.-J., Lin Y., Knibbe J.S., van Westrenen W. Garnet stability in the deep lunar mantle: Constraints on the physics and chemistry of the interior of the Moon // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2022. V. 584. id. 117491.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2022.117491>
- Johnson T.E., Morrissey L.J., Nemchin A.A., Gardiner N.J., Snape J.F. The phases of the Moon: modelling crystallisation of the lunar magma ocean through equilibrium thermodynamics // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2021. V. 556. id. 116721.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116721>
- Jones J.H., Delano J.W. A three-component model for the bulk composition of the Moon // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 1989. V. 53. P. 513–527.
- Jones J.H., Palme H. Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon. *Origin of the Earth and Moon* / Eds: Canup R.M. Tucson: Univ. Arizona Press, 2000. P. 197–216.
- Kamata S., Matsuyama I., Nimmo F. Tidal resonance in icy satellites with subsurface oceans // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2015. V. 120. P. 1528–1542.
- Karato S.-I. Geophysical constraints on the water content of the lunar mantle its implications for the origin of the Moon // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2013. V. 384. P. 144–153.
- Kawamura T., Lognonné P., Nishikawa Y., Tanaka S. Evaluation of deep moonquake source parameters: Implication for fault characteristics and thermal state // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2017. V. 122. P. 1487–1504.
- Keihm S.J., Langseth M.G. Lunar thermal regime to 300 km // *Proc. 8th Lunar Sci. Conf.* 1977. P. 499–514.
- Kirk R.L., Stevenson D.J. The competition between thermal contraction and differentiation in the stress history of the Moon // *J. Geophys. Res.* 1989. V. 94. P. 12133–12144.
- Khan A., Connolly J.A.D., Olsen N., Mosegaard K. Constraining the composition and thermal state of the Moon from an inversion of electromagnetic lunar day-side transfer functions // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2006a. V. 248. P. 579–598.
- Khan A., MacLennan J., Taylor S.R., Connolly J.A.D. Are the Earth and the Moon compositionally alike? Inferences on lunar composition and implications for lunar origin and evolution from geophysical modeling // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2006b. V. 111. E05005.
<https://doi.org/10.1029/2005JE002608>
- 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.* 2007. V. 168. P. 243–258.
<https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2006.03200.x>
- Kronrod E., Matsumoto K., Kuskov O.L., Kronrod V., Yamada R., Kamata S. Towards geochemical alternatives to geophysical models of the internal structure of the lunar mantle and core // *Adv. Space Sci.* 2022. V. 69. P. 2798–2824.
<https://doi.org/10.1016/j.asr.2022.01.012>
- 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.
[https://doi.org/10.1016/S0031-9201\(96\)03259-1](https://doi.org/10.1016/S0031-9201(96)03259-1)
- Kuskov O.L., Kronrod V.A. Constitution of the Moon: 5. Constraints on composition, density, temperature, and radius of a core // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 1998. V. 107. P. 285–306.
- Kuskov O.L., Fabrichnaya O.B., Galimzyanov R.F., Truskinovsky L.M. Computer simulation of the phase diagram for the MgO–SiO₂ system at P–T parameters of the mantle transition zone // *Phys. Chem. Minerals*. 1989. V. 16. P. 442–454.
- 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.* 2014. V. 235. P. 84–95.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2014.07.011>
- Kuskov O.L., Kronrod V.A., Kronrod E.V. Thermo-chemical constraints on the lunar bulk composition and the structure of a three-layer mantle // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2019. V. 286. P. 1–12.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2018.10.011>
- Laneuville M., Wiczorek M.A., Breuer D., Tosi N. Asymmetric thermal evolution of the Moon // *J. Geophys.*

- Res.: Planets. 2013. V. 118. P. 1435–1452.
<https://doi.org/10.1002/jgre.20103>
- Lemelin M., Lucey P.G., Miljkovic K., Gaddis L.R., Hare T., Ohtake M.* The compositions of the lunar crust and upper mantle: Spectral analysis of the inner rings of lunar impact basins // *Planet. and Space Sci.* 2019. V. 165. P. 230–243.
<https://doi.org/10.1016/j.pss.2018.10.003>
- Li C., Liu D., Liu B., Ren X., Liu J., He Z., Zuo W., Zeng X., Xu R., Tan X., Zhang X., Chen W., Shu R., Wen W., Su Y., Zhang H., Ouyang Z.* Chang'E-4 initial spectroscopic identification of lunar far-side mantle-derived materials // *Nature*. 2019. V. 569. P. 378–382.
<https://doi.org/10.1038/s41586-019-1189-0>
- 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.
- 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.
- Macke R.J., Britt D.T., Consolmagno G.J.* Density, porosity, and magnetic susceptibility of achondritic meteorites // *Meteorit. and Planet. Sci.* 2011. V. 46. P. 311–326.
- 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 // *Geophys. Res. Lett.* 2015. V. 42. № 18. P. 7351–7358.
<https://doi.org/10.1002/2015GL065335>
- Maurice M., Tosi N., Schwinger S., Breuer D., Kleine T.* A long-lived magma ocean on a young Moon // *Sci. Adv.* 2020. V. 6 (28). id. eaba8949.
- McDonough W.F., Sun S.-S.* The composition of the Earth // *Chem. Geol.* 1995. V. 120. P. 223–253.
- Melosh H.J., Kendall J., Johnson B.C., Bowling T., Horgan B., Lucey P.G., Taylor G.J.* The Moon's upper mantle: mostly opx, not olivine? // 45th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2014. P. 2505.
- Morgan J.W., Hertogen J., Anders E.* The Moon: composition determined by nebula processes // *Moon and Planets*. 1978. V. 18. P. 465–478.
- Moriarty D.P., Dygert N., Valencia S.N., Watkins R.N., Petro N.E.* The search for lunar mantle rocks exposed on the surface of the Moon // *Nature Commun.* 2021a. V. 12. P. 1–11.
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-24626-3>
- Moriarty D.P., Watkins R.N., Valencia S.N.* Evidence for a stratified upper mantle preserved within the South Pole–Aitken Basin // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2021b. V. 121. id. e2020JE006589.
- Mueller S., Taylor G.J., Phillips R.J.* Lunar composition: A geophysical and petrological synthesis // *J. Geophys. Res.* 1988. V. 93. P. 6338–6352.
- Nakamura Y.* Seismic velocity structure of the lunar mantle // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. P. 677–686.
- Nazarov M.A., Aranovich L.Y., Demidova S.I., Ntaflou T., Brandstätter F.* Aluminous enstatites of lunar meteorites and deep-seated lunar rocks // *Petrology*. 2011. V. 19. P. 1–13.
- Neumann G.A., Zuber M.T., Smith D.E., Lemoine F.G.* The lunar crust: global structure and signature of major basins // *J. Geophys. Res.* 1996. V. 101. P. 16841–16863.
- Nielsen S.G., Bekaert D.V., Auro M.* Isotopic evidence for the formation of the Moon in a canonical giant impact // *Nature Commun.* 2021. V. 12. id. 1817.
<https://doi.org/10.1038/s41467-021-22155-7>
- Nunn C., Garcia R.F., Nakamura Y., Marusiak A.G., Kawamura T., Sun D., Margerin L., Weber R., Drilleau M., Wieczorek M.A., Khan A., Rivoldini A., Lognonne P., Zhu P.* Lunar seismology: A data and instrumentation review // *Space Sci. Rev.* 2020. V. 216. id. 89.
<https://doi.org/10.1007/s11214-020-00709-3>
- Pahlevan K.* Telltale tungsten and the Moon // *Nat. Geosci.* 2018. V. 11. P. 16–18.
- Prissel T.C., Gross J.* On the petrogenesis of lunar troctolites: New insights into cumulate mantle overturn and mantle exposures in impact basins // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 551. id. 116531.
<https://doi.org/10.1016/j.epsl.2020.116531>
- Reufer A., Meier M.M.M., Bentz W., Wieler R.* A hit-and-run giant impact scenario // *Icarus*. 2012. V. 221. P. 296–299.
- 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.
<https://doi.org/10.1007/BF00577901>
- Ringwood A.E., Essene E.* Petrogenesis of Apollo 11 basalts, internal constitution and origin of the Moon // *Proc. Apollo 11 Lunar Sci. Conf.* 1970. V. 1. P. 769–799.
- Rufu R., Aharonson O., Perets H.B.* A multiple-impact origin for the Moon // *Nature Geosci.* 2017.
<https://doi.org/10.1038/NGEO2866>
- Sakai R., Nagahara H., Ozawa K., Tachibana S.* Composition of the lunar magma ocean constrained by the conditions for the crust formation // *Icarus*. 2014. V. 229. P. 45–56.
- Schmidt M.W., Kraettli G.* Experimental crystallization of the lunar magma ocean, initial selenotherm and density stratification, and implications for crust formation, overturn and the bulk silicate Moon composition // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2022. V. 127. id. e2022JE007187.
- Schwinger S., Breuer D.* Employing magma ocean crystallization models to constrain structure and composition of the lunar interior // *Phys. Earth and Planet. Inter.* 2022. V. 322. id. 106831.
<https://doi.org/10.1016/j.pepi.2021.106831>
- 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 // *Rev. Mineral. Geochem.* 2006. V. 60. P. 365–518.
- 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 magmasphere // *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* / Eds Hartmann W.K., Phillips R.J., Taylor G.J. Houston, TX: LPI, 1986. P. 435–452.

- Steenstra E.S., Berndt J., Klemme S., Fei Y., van Westrenen W. A possible high-temperature origin of the Moon and its geochemical consequences // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2020. V. 538. id. 116222.
- Svetsov V.V., Pechernikova G.V., Vityazev A.V. A model of Moon formation from ejecta of macroimpacts on the Earth // 43rd Lunar and Planet. Sci. Conf. 2012. id. 1808.
- Taylor S.R. *Planetary Science: A Lunar Perspective*. Houston: Lunar Planet. Inst., 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. 594–598.
- 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. P. 20130242.
- Toplis M.J., Mizzon H., Monnereau M. et al. Chondritic models of 4-Vesta: Implications for geochemical and geophysical properties // *Meteorit. and Planet. Sci.* 2013. V. 48. P. 2300–2315.
<https://doi.org/10.1111/maps.12195>
- Wade J., Wood B.J. The oxidation state and mass of the Moon-forming impactor // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2016. V. 442. P. 186–193.
- 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.
- Warren P.H., Rasmussen K.L. Megaregolith insulation, internal temperatures and bulk uranium content of the Moon // *J. Geophys. Res.* 1987. V. 92. P. 3453–3465.
- Watters T.R., Robinson M.S., Banks M.E., Tran T., Denevi B.W. Recent extensional tectonics on the Moon revealed by the Lunar Reconnaissance Orbiter Camera // *Nat. Geosci.* 2012. V. 5. P. 181–185.
<https://doi.org/10.1038/NCEO1387>
- Weber R.C., Lin P., Garner E.J., Williams Q., Lognonné P. Seismic detection of the lunar core // *Science*. 2011. V. 331. P. 309–312.
<https://doi.org/10.1126/science.1199375>
- 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. et al. The constitution and structure of the lunar interior // *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. P. 671–675.
<https://doi.org/10.1126/science.1231530>
- Williams J.G., Boggs D.H. Tides on the Moon: theory and determination of dissipation // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2015. V. 120. P. 689–724.
<https://doi.org/10.1002/2014JE004755>
- 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.
<https://doi.org/10.1029/2000JE001396>
- Williams J.G., Konopliv A.S., Boggs D.H., Park R.S., Yuan D.-N., Lemoine F.G., Goossens 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. V. 119. P. 1546–1578.
<https://doi.org/10.1002/2013JE004559>
- Wittmann A., Korotev R.L., Jolliff B.L., Carpenter P.K. Spinell assemblages in lunar meteorites Graves Nunataks 06157 and Dhofar 1528: Implications for impact melting and equilibration in the Moon’s upper mantle // *Meteorit. and Planet. Sci.* 2018. V. 54. P. 379–394.
<https://doi.org/10.1111/maps.13217>
- Wu W., Xu Y.-G., Zhang Z.-F., Li X. Calcium isotopic composition of the lunar crust, mantle, and bulk silicate Moon: A preliminary study // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2020. V. 270. P. 313–324.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2019.12.001>
- Yang Z., Wang G., Xu Y., Zeng Y., Zhang Z. A review of the lunar ^{182}Hf - ^{182}W isotope system research // *Minerals*. 2022. V. 12. P. 759.
<https://doi.org/10.3390/min12060759>
- Yoshizaki T., McDonough W.F. The composition of Mars // *Geochim. et Cosmochim. Acta*. 2020. V. 273. P. 137–162.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.01.011>