

На правах рукописи



КРОНРОД Екатерина Викторовна

**ТЕРМОХИМИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ СОСТАВА И ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ
МАНТИИ ЛУНЫ**

Специальность 25.00.09 – геохимия,
геохимические методы поисков полезных ископаемых

АВТОРЕФЕРАТ

диссертации на соискание ученой степени
кандидата химических наук

Москва – 2019

Работа выполнена в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Институте геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), г. Москва.

Научный руководитель: **Кусков Олег Львович**, доктор химических наук, профессор, член-корреспондент РАН, главный научный сотрудник лаборатории термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН, г. Москва.

Официальные оппоненты: Поляков Вениамин Борисович, доктор химических наук, главный научный сотрудник лаборатории флюидно-магматических процессов ФГБУН Института экспериментальной минералогии Российской академии наук (ИЭМ РАН), г. Черноголовка

Еремин Николай Николаевич, доктор химических наук,
профессор, заведующий кафедрой кристаллографии и
кристаллохимии геологического факультета МГУ
им. М.В. Ломоносова, г. Москва

Ведущая организация: Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской
академии наук (ИФЗ РАН), г. Москва.

Защита состоится « » 2019 г. в « 11 » часов на заседании диссертационного совета Д 002.109.02 на базе Федерального государственного бюджетного учреждения науки Ордена Ленина и Ордена Октябрьской Революции Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН) по адресу: 119991, Москва, ул. Косыгина 19, факс (495) 938-20-54.

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН) и на сайте www.geokhi.ru в разделе Диссертации.

Аннотация разослана « » 2019 г.

Отзывы на автореферат в 2-х экземплярах, заверенные гербовой печатью учреждения, просим направлять по адресу ГЕОХИ РАН ученому секретарю диссертационного совета Д 002.109.002 Наталье Александровне Мигдисовой. Пожалуйста, продублируйте отсканированный вариант отзыва с печатью и подписью по электронной почте nat-mig@yandex.ru. В отзыве необходимо указать: ФИО лица, предоставившего отзыв, рабочий почтовый адрес, рабочий (контактный) телефон, адрес электронной почты, наименование организации, работником которой является указанное лицо, структурное подразделение и должность в этой организации.

Ученый секретарь
Диссертационного совета
Д 002.109.002
Кандидат геол.-мин. наук

Margaret

Н.А. Мигдисова

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность работы

Изучение вещественного состава и внутреннего строения тел Солнечной системы остается одной из важнейших задач в области космогеохимии и планетологии. Система Земля–Луна занимает особое место среди небесных тел Солнечной системы, а ее происхождение – одна из фундаментальных проблем естествознания (Виноградов, 1975; Галимов, 2011; Galimov, Krivtsov, 2012; Discussion Meeting Issue, 2014; Печерникова, 2014; Гудкова, Раевский, 2013; Meier et al., 2014; Barr, 2016). Проблема химического и изотопного состава Луны важна не только сама по себе. Она оказывается тесно связанной с проблемой начального состояния и ранней эволюции тел Солнечной системы, поскольку геохимические данные становятся решающими в системе существующих ограничений при доказательстве любой концепции происхождения Луны. В прагматическом отношении Луна представляет интерес как промежуточная база для полетов к дальним объектам Солнечной системы и как перспективный в будущем источник минерального сырья. Химический состав и термальная эволюция Луны должны рассматриваться в качестве фундаментального геохимического ограничения при тестировании космогонических моделей ее происхождения. Однако данные, характеризующие внутреннее строение Луны, крайне недостаточны. Термические, сейсмические и петрологические модели противоречивы, нет данных о составе глубинных пород и составе ядра Луны.

Цели и задачи работы

Цель настоящей работы заключается в моделировании термического режима и химического состава мантии Луны на основе совместной инверсии сейсмических, гравитационных и петрологических данных и построении согласованных моделей внутреннего строения Луны. Геофизические данные требуют дешифровки в терминах химического состава и термального состояния, ибо эти данные не объясняют вещественную природу мантии и не выявляют распределение температуры в Луне. Стратегия подхода заключается в том, чтобы интегральные данные по геофизическим полям конвертировать в распределение температуры и химического состава по глубине. В рамках сформулированной проблемы решались следующие основные задачи:

(1) Моделирование фазового состава и термоупругих свойств минеральных ассоциаций (термического расширения, модулей сжатия и сдвига, скоростей распространения продольных и поперечных волн) и плотности мантийного вещества по химическому составу, давлению и температуре.

(2) Влияние химического и минерального состава в системе $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ (NaTiCFMAS) на физико-химические параметры мантии Луны.

Тестирование существующих сейсмических моделей по отношению к термическому режиму и химическому составу мантии Луны в широком интервале концентраций основных оксидов. Преобразование профилей скоростей сейсмических волн ($V_{p,s}$ – глубина) в соотношения температура–состав–глубина с помощью методов термодинамики и физики минералов.

(3) Определение распределений температуры, концентраций радиоактивных элементов в мантии, поверхностных тепловых потоков на основе квазистационарной теплофизической модели и сейсмических моделей мантии Луны.

(4) Исследование влияния термального состояния на химический состав трехслойной мантии и валовый состав силикатной фракции Луны (кора + мантия, BSM); определение валовых концентраций основных породообразующих оксидов и магнезиального числа $MG\#$ ($MG\# = MgO/[MgO + FeO]$).

(5) Разработка алгоритмов и программ для решения поставленных задач.

Научная новизна

1. С помощью методов термодинамики и физики минералов реализован новый подход к исследованию влияния термического режима и химического состава на строение мантии Луны - термохимических моделей мантии, основанный на преобразовании профилей скоростей сейсмических волн в соотношения температура–состав–глубина.

2. Предложена новая постановка задачи по реконструкции химического состава и минерального строения трехслойной мантии Луны. Впервые на основе совместной инверсии гравитационных, сейсмических и петрологических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы $Na_2O-TiO_2-CaO-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2$ исследовано влияние теплового режима на химический состав и минералогию трехслойной мантии, а также на валовый химический состав силикатной порции Луны (кора + мантия, BSM) для модели магматического океана. На основе разработанных термохимических моделей сделан вывод о стратификации мантии по химическому составу. Показано, что, вне зависимости от термального состояния, силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

3. Впервые на основе сейсмических и теплофизических данных определено поле допустимых распределений температуры, мощности тепловых источников (концентрации урана) в мантии Луны, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям в верхней мантии, а также условиям подплавления мантийного вещества в окрестности ядра.

4. Проведена разработка алгоритмов и программ для решения поставленных задач.

5. Результаты работы позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне и установить более надежные геохимические ограничения на химический состав, минералогию и внутреннее строение Луны.

Научная и практическая значимость полученных результатов

Полученные результаты важны для развития геохимии и сравнительной планетологии, они позволяют сравнивать модельные составы лунного и земного вещества, делать предварительные выводы об их однородности или фракционировании в процессе формирования Земли и ее спутника. Предложенный подход к тестированию скоростной структуры мантии Луны дает независимый инструмент для оценки достоверности исследуемой сейсмической модели и ее соответствия петрологическим и термическим моделям.

Результаты численного моделирования состава, температурного режима и сейсмических свойств недр Луны могут быть полезны при планировании и интерпретации результатов космических исследований Луны в рамках реализации Российских проектов Луна-25 (и последующих), планет и спутников Солнечной системы.

Научная и практическая значимость выполненных автором исследований подтверждается их поддержкой стипендией А.П. Виноградова, проектами РФФИ (№ 15-05-01161, 17-35-50099 мол_нр, 18-05-00225) и Программами фундаментальных исследований Президиума РАН № 17, 22, 28.

Личный вклад автора

Участие в разработке алгоритма и написании программы для определения распределений температуры, концентраций урана в мантии и тепловых потоков на основе теплофизических и сейсмических моделей мантии Луны.

Тестирование сейсмических моделей по отношению к термическому режиму и химическому составу мантии Луны.

Решение задач по исследованию влияния термального состояния на химический состав трехслойной мантии. Моделирование валового состава силикатной фракции Луны (кора + мантия).

Компьютерное моделирование, проведение расчетов. Обработка результатов исследования. Участие в постановке задач, анализе и интерпретации полученных результатов.

Методология и методы исследования

Исследования химического состава и внутреннего строения Луны проводились методами термодинамики, физики минералов и математического моделирования. Диапазоны возможных вариаций температуры в мантии и влияние распределений температуры на химический состав Луны изучаются с привлечением наиболее полных в настоящее время моделей Луны. Рассматриваются модели внутреннего строения дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны на основе обращения гравитационных (масса, момент инерции), сейсмических (скорости продольных и поперечных волн) и петрологических (балансовые соотношения) данных. Распределения температуры в мантии задаются в максимально широком диапазоне. Фазовый и минеральный составы определяются методом минимизации свободной энергии Гиббса в твердофазной системе (NaTiCFMAS) с твердыми растворами на основе программного комплекса и базы данных THERMOSEISM, что позволяет получить в широком диапазоне температур и давлений фазовый и химический составы, распределение плотностных и упругих свойств и их производных по концентрациям и температуре при фиксированном валовом составе. Реконструкция химического состава и внутреннего строения Луны проведена методом Монте-Карло (Kuskov, Kronrod, 1998; Kuskov et al., 2002; Кронрод, Кусков, 2011). В результате решения обратной задачи получен спектр моделей, удовлетворяющих всем поставленным условиям; найдены распределения плотности, концентраций и скоростей во всех зонах мантии для всех модельных распределений температуры.

Тестирование сейсмических моделей Луны по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии проведено с помощью самосогласованного термодинамического подхода (Кусков и др., 2016). Метод основан на конверсии зависимостей “скорость сейсмических волн – глубина” в соотношения “температура –

глубина” для петрологических моделей мантии Луны, охватывающих широкий спектр концентраций основных оксидов. Процедура решения осуществлена с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния мантийного вещества с учетом эффектов фазовых превращений, ангармоничности и неупругости.

Оригинальный подход применяется при решении задачи восстановления тепловых потоков и мощности тепловых источников в мантии Луны. Рассматривается модель магматического океана с равномерно распределенными по объему в каждой зоне тепловыми источниками. Процессы теплопередачи в мантии с приемлемой для наших оценок точностью описываются стационарной кондуктивной теплофизической моделью. В качестве входных параметров задаются ожидаемые распределения температуры в мантии. Был разработан алгоритм решения математической модели и составлена программа (Кронрод Е.В. и др., 2015).

Основные защищаемые положения

1. Методом минимизации свободной энергии Гиббса в системе $\text{Na}_2\text{O-TiO}_2\text{-CaO-FeO-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2$ с фазами переменного состава рассчитаны термодинамически устойчивые фазовые ассоциации (химический состав и пропорции фаз) и их физико-химические свойства (плотность, модули сжатия и сдвига, скорости P -, S - волн) в верхней, средней и нижней мантии Луны (до 4 ГПа и 1573 К) в широком интервале концентраций основных оксидов. На основе тестирования сейсмических моделей по данным космических аппаратов «Аполлон-12, 14, 15, 16», впервые показано, что независимо от химического состава пород, положительный градиент скоростей P , S -волн приводит к отрицательному градиенту температуры в мантии, что не имеет физической основы. Скорости P , S -волн должны быть либо практически постоянными, либо слабо уменьшаться с ростом давления (глубины). Определены геофизически допустимые интервалы температур в мантии Луны на глубинах $H = 40\text{-}500$ км: $T(\pm 100^\circ\text{C}) = 374 + 1.17 \cdot H$; на границе кора-мантия ($H = 40$ км) $T \sim 420^\circ\text{C}$.

2. По сейсмическим данным, геохимическим оценкам урана в коре, отношениям Th/U , K/U и стационарной модели теплопроводности разработан принципиально новый алгоритм решения задачи по определению тепловых потоков и мощности тепловых источников (концентраций урана) в Луне для модели магматического океана. Величины плотности теплового потока с поверхности Луны определены в интервале $5\text{--}8$ мВт/м², что в 2-4 раза меньше, нежели по данным измерений «Аполлон-15 и -17», полученным в районах с повышенной радиоактивностью. Валовые содержания урана в Луне составляют 14-19 ppb, что близко или ниже оценок для мантии Земли (~ 20 ppb). Профиль температуры на глубинах $H = 40\text{-}1200$ км аппроксимируется уравнением: $T(\pm 150)^\circ\text{C} = 370 + 1.18H - 0.00034H^2$.

3. По совокупности геофизических и петролого-геохимических данных (теплого режима, скоростей распространения сейсмических волн, момента инерции и массы Луны, состава коры, модели магматического океана) методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса впервые установлено, что при всех допустимых распределениях температуры мантия и валовый состав силикатной порции Луны ($\text{BSM} = \text{кора} + \text{мантия}$) обогащены FeO (12-13 мас.%) и обеднены MgO ($\text{Mg\# } 80\text{-}81.5$) по

отношению к валовому составу примитивной мантии Земли (BSE, FeO ~ 8% и Mg# 89), что указывает на существенные различия химического состава силикатных оболочек Земли и ее спутника.

4. На основе комплекса геофизических данных и метода равновесной термодинамики впервые установлено, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу с разными концентрациями основных оксидов в верхней, средней и нижней мантии. Выявлена тенденция повышения содержания Al_2O_3 с глубиной: от 1-3% в верхней мантии до 4-7 мас.% в нижней мантии. Оценки распространенности оксида алюминия в Луне (BSM) в зависимости от температуры попадают в две различные группы. Холодные модели BSM по содержанию Al_2O_3 ~3.0-4.6 мас.% сопоставимы с валовым составом силикатной Земли (BSE), в то время как горячие модели BSM существенно обогащены Al_2O_3 ~5.1-7.3 мас.% ($\text{Al}_2\text{O}_3 \sim 1.3 - 1.6 \times \text{BSE}$) по сравнению с BSE. Модели, обогащенные Ca и Al (4-6 мас.% CaO и Al_2O_3), могут рассматриваться в качестве петрологической основы нижней мантии. Концентрации SiO_2 составляют 50-55% в верхней и 45-50 мас.% в нижней мантии; ортопироксен, а не оливин, является доминирующим минералом верхней мантии. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный оксидами Ca и Al (~2 мас.%) по сравнению с нижней мантией.

Публикации и апробация работы

По теме диссертации опубликовано 10 статей в рецензируемых научных журналах, индексируемых в референтных международных базах Web of Science, Scopus и рекомендованных ВАК Минобрнауки РФ, и 25 работ, опубликованных в других изданиях, включая сборники и материалы конференций.

Материалы по теме диссертации были представлены на следующих конференциях: VIII и IX Международная школа по наукам о Земле I.S.E.S. (Одесса, 2012-2013), Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии ВЕСЭМПГ (Москва, 2012-2018), III-VIII Moscow Solar System Symposium (Москва, 2012-2018), European Planetary Science Congress (Эшторил, 2014), Japanese-Russian Lunar-Planetary Workshop (JRLPW) Spin-Orbit Motion, Internal Structure and VLBI astrometry of the Moon and Mars (Japan, Мизусава, 2014), XV-XVIII Международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (Москва, 2014-2018), 46th Lunar and Planetary Science Conference (Техас, 2015), XII-XV Конференция молодых ученых «Фундаментальные и прикладные космические исследования» (Москва, 2015-2018), Международный астрономический форум 'SpaceKazan-IAPS-2015' (Казань, 2015), Goldschmidt 2015, JpGU-AGU Joint Meeting (Japan, 2017), Международная научная конференция «Фундаментальные и прикладные задачи механики» (Москва, 2017), Научная конференция молодых ученых и аспирантов ИФЗ РАН (Москва, 2018), 49th Lunar and Planetary Science Conference (Техас, 2018), 81st Annual Meeting of The Meteoritical Society (Москва, 2018), European Planetary Science Congress (Берлин, 2018).

Структура и объем работы

Диссертационная работа состоит из введения, 6 глав и заключения. Объем работы составляет 119 страниц. Работа содержит 37 рисунков и 4 таблицы. Список литературы включает 149 наименований.

Благодарности

Данная работа выполнена в лаборатории Термодинамики и математического моделирования природных процессов ГЕОХИ РАН. Автор выражает искреннюю признательность научному руководителю диссертационной работы, доктору химических наук, член-корреспонденту РАН О.Л. Кускову за конструктивную критику, помощь и внимание на протяжении всех этапов исследования, за ценные замечания к работе кандидату геол.-минер. наук Д.Д. Бадюкову и кандидату хим. наук А.Н. Дунаевой, за приобретенные знания в области термодинамики кандидату геол.-мин. наук О.И. Яковлеву. Автор благодарен за постоянную поддержку зав. лаб. Термодинамики и математического моделирования природных процессов доктору хим. наук В.А. Дорофеевой, зав. отделом Планетных исследований и космохимии академику М.Я. Марову, а также коллегам по лаборатории. Автор благодарен академику Э.М. Галимову за постоянную поддержку работы в рамках Программы фундаментальных исследований Президиума РАН.

ОСНОВНОЕ СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Глава 1. Геофизические данные

Внутреннее строение Луны исследовалось различными геофизическими методами: сейсмический эксперимент в ходе миссии «Аполлон» 1972-1977, с помощью магнитометра и электронного рефлектметра (Lunar Prospector), лазерной локации Луны, изучения гравитационного поля (миссия GRAIL, Gravity Recovery and Interior Laboratory). Исследование гравитационного поля Луны позволило определить ее безразмерный момент инерции: $I^* = 0.393112 \pm 0.000012$ (Williams et al., 2014), что при наличии легкой и мощной коры свидетельствует о незначительном возрастании плотности с глубиной в мантии Луны и о малых размерах ядра.

Сейсмические данные. Первый пассивный сейсмоприемник был установлен в ходе миссии космического аппарата «Аполлон-11» в 1969 году, однако, он проработал всего 21 день. Впоследствии в ходе программ Apollo 12, 14, 15 и 16 на поверхности Луны была установлена сеть из четырех сейсмических станций. В течение 8 лет, начиная с Apollo 11, было записано более 12000 сейсмических событий. Обработка полученной информации представляет существенную сложность. По сравнению с землетрясениями, лунотрясения – сравнительно слабые сейсмические события, и на записях их амплитуда зачастую оказывается ниже микросейсмического шума на Земле.

Сейсмическая структура мантии Луны. Обработка данных по временам пробега продольных (P) и поперечных (S) волн привела к построению целого ряда сейсмических моделей (Nakamura, 1983; Khan et al., 2000; 2007; Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Garcia et al., 2011; Weber et al., 2011; Бурмин, 2012). Отличительной особенностью большинства сейсмических зависимостей между скоростями P , S - волн и глубиной ($V_{P,S} - H$) является их ступенчатый характер с постоянными скоростями в отдельных слоях (т.е. $dV_{P,S}/dH = 0$), разделенных геофизическими границами с положительным или отрицательным скачком скорости; однако подчеркивается (Nakamura, 1983), что границы на различных глубинах введены для вычислительного удобства, а их реальное положение и резкость остаются под вопросом. Вебер и др. (Weber et

al., 2011) получили, что твердое ядро радиусом 240 км окружено жидким ядром радиусом 330 км, кроме того, часть лунной мантии (мощностью около 150 км) на границе с ядром находится в частично расплавленном состоянии.

Тепловой режим Луны. Несмотря на наличие большого количества работ (Basaltic Volcanism Study Project, 1981; Keihm, Langseth, 1977; Konrad and Spohn, 1997; Shearer et al., 2006; Кронрод, Кусков, 1997; Кронрод и др., 2014; Siegler, Smrekar, 2014), термальное состояние Луны остается одним из наиболее дискуссионных и неопределенных физических параметров. Определения сейсмических свойств и электропроводности показывают, что мантия Луны до глубин порядка 1200 км является твердой. Поэтому температура мантии в этой области должна быть ниже температуры солидуса.

Сведения о тепловом режиме Луны крайне важны для оценки концентраций долгоживущих радиоактивных элементов (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th и ^{40}K), поскольку прямые данные об их содержаниях в недрах Луны отсутствуют. Концентрации урана, тория и Al_2O_3 могут быть связаны хондритовыми отношениями, что косвенным образом позволяет по тепловому потоку оценить содержание Al_2O_3 в Луне.

В соответствии с измерениями по программе «Аполлон-15, 17» (Keihm, Langseth, 1977) значения плотности теплового потока с поверхности Луны составили 16-21 мВт/м². Впоследствии не раз возникали серьезные сомнения относительно опубликованных значений (Rasmussen, Warren, 1985; Grott et al., 2010; Saito et al., 2007; Кронрод Е.В. и др., 2015; Siegler, Smrekar, 2014).

Глава 2. Состав и строение Луны (кора + мантия)

Модель магматического океана. Ранняя дифференциация Луны с выделением материковой анортозитовой коры мощностью около 40 км и возраст лунных пород привели к гипотезе лунного магматического океана (lunar magma ocean, LMO), под которым обычно понимается внешняя оболочка Луны, прошедшая через стадию частичного плавления (Shearer et al., 2006; Elkins-Tanton et al., 2011; Khan et al., 2013). Масштаб первоначального плавления Луны до сих пор остается неизвестным. Это - один из основных нерешенных вопросов термальной и магматической эволюции Луны. Оценки толщины магматического океана, обычно основанные на физико-химических моделях затвердевания LMO и геофизической информации, охватывают интервал глубин от верхних 200-500 км до частичного или полного плавления всей Луны (Ringwood, 1977; Shearer et al., 2006; Wiczeorek et al., 2006; Elardo et al., 2011; Barr, Grove, 2013). Данные по недавней тектонической активности Луны не согласуются с глобальным плавлением и предполагают наличие недифференцированной нижней мантии (Watters et al., 2012).

На основе современной обработки сейсмической информации (Lognonné, 2005; Gagnepain-Beyneix et al., 2006) глубина солидификации LMO предполагается равной 750 км, ниже которой находится первичная мантия, не затронутая процессами частичного плавления. Кронрод, Кусков (2011) показали возможность существования химической границы на глубине 620–750 км. Если изменение в составе было связано с солидификацией LMO, то в таком случае глубина 750 км маркирует подошву LMO в виде химической

неоднородности, указывающей на переход от оливин-пироксенитовых кумулатов к примитивной мантии, представленной ассоциацией оливин + Al-содержащие пироксены + гранат (Kuskov, Kronrod, 1998).

Мантия и сейсмические границы. В литературе рассматривались различные варианты моделей мантии Луны, химический состав которых изменялся от состава, подобного ультраосновному веществу верхней мантии Земли, до состава, резко обогащенного Ca и Al; содержание FeO колебалось от 6 до 18 мас.% (Рингвуд, 1982; Ringwood, 1977; Taylor, 1986; Hood, Jones, 1987; Галимов, 2004; Kuskov, 1997; Kuskov, Kronrod, 1998; Kuskov, Kronrod, 2001). Сейсмические границы в мантии могут отражать изменения химического и фазового составов. Было показано (Kuskov, 1997), что шпинель-гранатовый переход не в состоянии объяснить природу границы на глубине 270 км. Скачок скоростей упругих волн на 500-км границе составляет около 10% (Nakamura, 1983). Природа этой границы не ясна, но может быть связана с изменением химического состава.

Состав и строение коры. По современным моделям (Khan et al., 2013; Taylor, Wieczorek, 2014) содержание Al_2O_3 в материковой коре составляет около 30% для верхнего и промежуточного слоя и 20% для самого нижнего слоя мафической коры. Эти модельные представления близки к предыдущим оценкам 25-28% Al_2O_3 для всей коры (Taylor, 1982; Taylor и др., 2006; Shearer и др., 2006; Longhi, 2006) и результатам определения Al_2O_3 в лунных метеоритах – 25-33 мас.% (Демидова, Назаров, 2007). Содержание основных оксидов в коре по (Taylor, 1982) составляет (мас.%): $Al_2O_3 = 27.3$, $CaO = 15.5$, $MgO = 6.8$, $FeO = 6.3$, $SiO_2 = 44.1$. Содержание U в коре составляет 80-240 ppb (Taylor, 1982; Демидова и др., 2007).

Средняя плотность коры составляет 2550 кг/м^3 , что при плотности зерен в диапазоне от 2800 до 2900 кг/м^3 , типичной для анортозитовых пород, приводит к среднему значению пористости ~12%. На основе полученных ограничений средняя мощность коры оценивается в пределах 34-43 км, а ее плотность с учетом небольшого количества морских базальтов принята равной 2600 кг/м^3 (Wieczorek et al., 2013; Taylor, Wieczorek, 2014).

Зона подплавления в окрестности ядра. Особое место в геофизике и геохимии Луны занимает проблема возможности / невозможности существования зоны частичного плавления на границе между твердой мантией и жидким или частично расплавленным ядром. О наличии такой зоны говорит отсутствие глубокофокусных лунотрясений с очагами в этой сильно диссипативной зоне (Nakamura, 2005). Интерпретация гравитационных данных (Wieczorek et al., 2013; Williams et al., 2014) и данных лазерного зондирования (Lunar Laser Ranging) (Williams et al., 2001, 2012; Раевский и др., 2015) позволяет предположить существование зоны частичного плавления в области нижней мантии на границе с ядром. Наличие диссипативных зон может соответствовать присутствию в нижней мантии области с температурами, близкими к солидусу. Вебер и др. (Weber et al., 2011) пришли к заключению, что часть лунной мантии (мощностью около 150 км) на границе с ядром находится в частично расплавленном состоянии.

Валовый состав. Валовый состав Луны не определен. Ряд авторов предполагает обогащение силикатной Луны (относительно земной мантии) тугоплавкими (труднолетучими) элементами примерно на 50% (Taylor, 1982; Taylor et al., 2006). Масс-балансовые расчеты, анализ зеленых стекол, лунных метеоритов и синтез литературных данных оценивают содержание $Al_2O_3 \sim 4\%$ (Longhi, 2006; Warren, 2005), т.е. почти одинаковое в силикатных оболочках Земли и ее спутника. Методами математического моделирования показано, что

магнезиальный номер MG# для Луны составляет 82-84 (Khan et al., 2007; Кронрод, Кусков, 2011; Kuskov et al., 2002, 2014, 2019), что меньше такового для силикатной Земли (MG#89). Величина MG# 82-84 совпадает с рядом геохимических и геофизических оценок (Snyder et al., 1992; Taylor et al., 2006; Khan et al., 2007, 2013; Kuskov, 1997), и несколько больше, чем в сейсмических и электромагнитных моделях Луны MG# 75-80 (Lognonné et al., 2003; Grimm, 2013), но меньше ранее оцененного значения MG# 87 (Warren, 2005), позже пересмотренного до MG# 85 (Dauphas et al., 2014).

Петрологические модели мантии. Учитывая важность ограничений на содержания Al_2O_3 и FeO , были протестированы четыре принципиально различные петрологические модели (обедненные и обогащенные Ca, Al, Fe), охватывающие широкий спектр концентраций этих элементов (Кусков и др., 2019). Модели приведены в табл. 1: (1) Ca–Al-обедненный состав оливинового пироксенита (Ol-Px или пироксенитовая модель); (2) обогащенный Ca и Al оливин-клинопироксен-гранатовый состав (Ol-Cpx-Gar); (3) пиролитовый состав мантии Луны; (4) модель однородного состава мантии. Ol-Px и Ol-Cpx-Gar модели выведены совместной инверсией сейсмических и гравитационных данных (Кусков и др., 2019).

Таблица 1 Состав петрологических моделей мантии Луны

Химический состав (мас.%)	Ol-Px	Пиролит	Ol-Cpx-Gar	Однородный состав
MgO	32.0	37.58	34.1	37.0
FeO	11.6	8.48	10.05	12.8
Al_2O_3	2.25	4.50	6.4	2.6
CaO	1.8	3.64	5.1	2.5
SiO_2	52.0	45.25	44.0	45.1
Na_2O	0.05	0.34	0.05	0.0
TiO_2	0.3	0.21	0.3	0.0
MG#	83.0	88.8	85.8	83
Фазовый состав (мол.%) и физические свойства 400 км (2 ГПа/ 850°C)				
Оливин	14	53.9	53.6	54
Ортопироксен	77.7	6.1	0	26.5
Клинопироксен	7	35.6	37.7	17
Гранат	0.9	4.0	8.1	2.5
Ильменит	0.4	0.4	0.6	0
ρ , г/см ³	3.337	3.340	3.400	3.370
V_P , км/с	7.780	8.120	8.170	7.980
V_S , км/с	4.444	4.560	4.565	4.470
K_S , ГПа	114.0	127.2	132.6	124.6
G, ГПа	65.9	69.4	70.85	67.4
Примечание. Ol-Px и Ol-Cpx-Gar модели - (Кусков и др., 2019); пиролит - (McDonough, 1990); однородный состав – (Khan et al., 2007). Система NaTiCFMAS включает фазы постоянного и переменного состава: α - β -кварц, коэсит, минералы группы Al_2SiO_5 , плагиоклаз (Pl), железо-магнезиальные оливин (Ol), шпинель (Sp) и ильменит (Ilm) – бинарные растворы, гранат (Gar, пироп-альмандин-гроссуляр), ортопироксен (Opx - 5-компонентный раствор - $MgSiO_3$, $FeSiO_3$, $Ca_{0.5}Mg_{0.5}SiO_3$, $Ca_{0.5}Fe_{0.5}SiO_3$, Al_2O_3) и клинопироксен (Cpx, те же компоненты плюс жадеитовый минерал). Химический состав и пропорции фаз (мол. %) приведены в качестве примера на глубине 400 км (2 ГПа/850°C). Ol-Px – оливиновый пироксенит: 14% Ol (Fe_{85}) + 0.4% Ilm ($Geik_{30}$) + 77.7% Opx ($OrthoEn_{78}OrthoDi_3OrthoFs_{15}OrthoHed_2OrthoCor_2$) + 7% Cpx ($ClinoEn_{31}Di_{16}ClinoFs_9Hed_{16}Jd_5ClinoCor_3$) + 0.9% Gar ($Gros_{66}Py_{66}Alm_{28}$). пиролит: 53.9% Ol ($Fe_{91.4}$) + 6.1% Opx ($OrthoEn_{86}OrthoDi_2OrthoFs_9OrthoHed_1OrthoCor_2$) + 35.6% Cpx ($ClinoEn_{34}Di_{34}ClinoFs_6Hed_{13}Jd_9ClinoCor_4$) + 0.4% Ilm ($Geik_{56}$) + 4.0% Gar ($Gros_{57}Py_{77}Alm_{18}$). Ol-Cpx-Gar – оливин-клинопироксен-гранат: 53.6% Ol (Fe_{90}) + 8.1% Gar ($Gros_{11}Py_{68}Alm_{21}$) + 37.7% Cpx ($ClinoEn_{27}Di_{45}ClinoFs_7Hed_{16}Jd_1ClinoCor_4$) + 0.6% Ilm ($Geik_{50}$). однородный состав: 54% Ol (Fe_{85}) + 26.5% Opx ($OrthoEn_{79}OrthoDi_3OrthoFs_{14}OrthoHed_2OrthoCor_2$) + 17% Cpx ($ClinoEn_{30}Di_{41}ClinoFs_9Hed_{17}ClinoCor_3$) + 2.5% Gar ($Gros_{8}Py_{65}Alm_{27}$).				

Обогащенная пироксеном и обедненная Ca, Al верхняя мантия согласуется с данными экспериментальной петрологии (Ringwood, Essene, 1970), и является общим свойством геофизических моделей, замкнутых на скорости P -, S -волн, массу и момент инерции. Ol-Cpx-Gar модель обогащена Ca и Al. Пиролитовый состав широко используется в качестве модели, отражающей состав примитивной мантии Земли (McDonough, Sun, 1995). Рингвуд (Ringwood, 1977) предположил, что валовый состав Луны близок к составу пиролита за исключением того, что Луна обеднена летучими элементами и обогащена закисным железом. Однородный по глубине состав мантии Луны получен в работе (Khan et al., 2007).

Глава 3. Термодинамический подход: процедура, методы решения, исходные данные

Состав мантии и ее тепловой режим в настоящее время не могут быть определены прямыми методами. Информацию о химическом составе и физическом состоянии Луны можно получить совместной инверсией сейсмических и гравитационных данных в предположении условий термодинамического и гидростатического равновесия.

Моделирование фазового состава и физических свойств. Моделирование фазового состава и физических свойств мантии Луны, а также решение обратных задач по восстановлению состава и температуры в мантии проведено с помощью метода минимизации свободной энергии Гиббса и уравнений состояния минералов в приближении Ми-Грюнайзена-Дебая (Жарков, Калинин, 1968; Kuskov, Galimzyanov, 1986; de Capitani, Brown, 1987; Поляков, Кусков, 1994; Дорогокупец, 2001; Урусов, Еремин, 2012) на основе программного комплекса и базы данных *THERMOSEISM* (Kuskov et al., 2014, Kuskov, Kronrod, 1998) для сухой (твердофазной) 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), включающей фазы твердых растворов.

Физические свойства мантийной породы, состоящей из минералов-твердых растворов, рассчитывались в предположении, что порода представляет собой равновесную смесь изотропных фаз. В качестве единичной изотропной фазы рассматривается составляющая минерала – минал. Физические характеристики смеси, состоящей из N миналов при условии термодинамического равновесия, рассчитываются по формулам из теории композитов. Для расчета упругих модулей используется осреднение Фойгта-Реусса-Хилла.

Восстановление температуры в мантии. Распределение температуры по глубине находилось посредством минимизации отклонений теоретических значений сейсмических скоростей V_{anel} с поправкой на ангармонизм и неупругость от экспериментальных $V_{P,S}^o$. При выбранных ограничениях на валовый состав системы в каждой j -точке минимизируется функционал $\Phi_j = \{[V_P^o - V_{P,anel}]^2 + [V_S^o - V_{S,anel}]^2\}$, где $j = 1, 2, \dots, n$ – число точек по глубине. Минимизация функционала производится методом Ньютона. В результате решения обратной задачи находится профиль температуры (не зависящий от начального приближения), согласованный с равновесным фазовым составом минеральной ассоциации на данной глубине.

Глава 4. Тестирование сейсмических моделей Луны по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии

В данном разделе приведены результаты термохимического анализа современных сейсмических моделей. Преобразования зависимостей скорость P -, S -волн – глубина по сейсмическим моделям в соотношения температура (T_P , T_S) – глубина с учетом петролого-геохимических данных о составе мантии (см. гл. 2) проводились методами термодинамики и физики минералов (Глава 3). В настоящем разделе принята система обозначений сейсмических моделей: Kh00 – модель Khan et al., 2000; L05 – Lognonné, 2005; GB06 – Gagnepain-Beyneix et al., 2006; G11 – Garcia et al., 2011.

Температуры в верхней мантии по сейсмическим моделям. Восстановленные температуры (T_P и T_S) по модельным скоростям P - и S -волн приведены на рис. 1а и 1б для Ca–Al-обедненного состава оливинового пироксенита и на рис. 1в и 1г для Ca–Al-обогащенного пиrolитового состава.

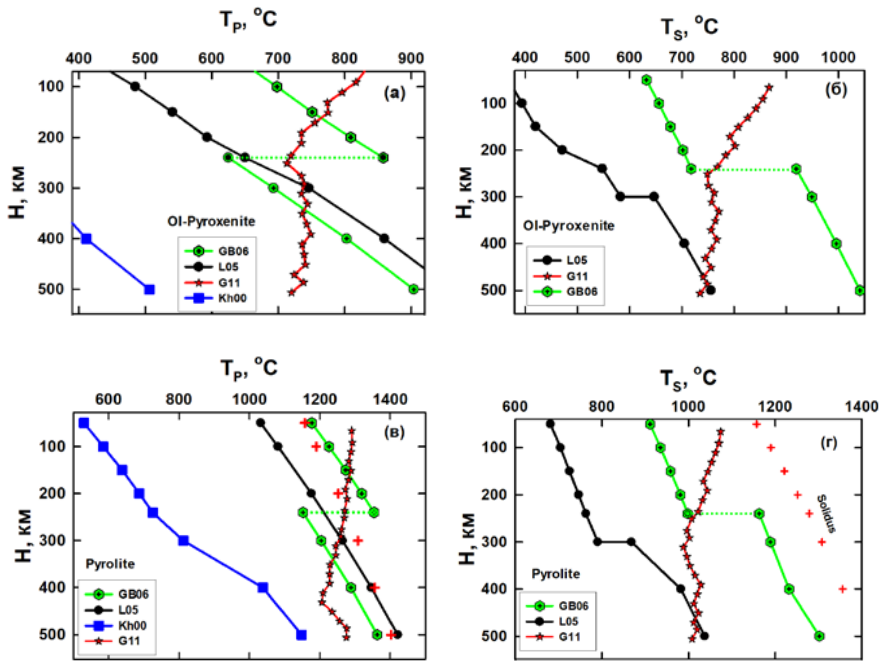


Рисунок 1 Распределение температур (T_P , T_S) в верхней мантии Луны, выведенное из сейсмических моделей с постоянной скоростью в отдельных слоях (L05, GB06, Kh00) и модели VPREMOON (G11). Обозначения моделей: GB06 – Gagnepain-Beyneix et al., 2006; L05 – Lognonné, 2005; Kh00 – Khan et al., 2000; G11 – Garcia et al., 2011. Кресты – солидус для перидотитового состава (Hirschmann, 2000). (а, б) – Ol-пироксенит; (в, г) – пиrolит.

Оливин-пироксенитовый состав.

Преобразование сейсмических моделей (L05; GB06) для Ol-Px состава (в мол. %: 75-80% Opx + 10-15% Ol + 5-10% Cpx + 0.4% Ilm + 0-1% Sp + 0-1% Gar) приводит к распределению температур, согласующихся с высокой добротностью твердой верхней мантии: $T_{P,S} \sim 400-650^\circ\text{C}$ на глубине 50 км и $750-1050^\circ\text{C}$ на глубине 500 км (рис. 1а,б). Модель Kh00 показывает слишком низкое значение T_P (рис. 1а) и превышающее температуру солидуса значение $T_S > 1500^\circ\text{C}$.

Пиrolитовый состав. Значения T_P и T_S для пиrolитового состава (рис. 1 в, г) уже на подкоровых глубинах находятся в интервале $900-1200^\circ\text{C}$, что значительно выше, чем $T_{P,S}$ для Ol-Px состава. С другой стороны, конверсия модели Kh00 ($V_P = 8$ и $V_S = 4$ км/с) дает разумное распределение T_P (рис. 1в), но приводит к значениям T_S , превышающим температуру солидуса. Таким образом, расчеты (рис. 1в,г) исключают пиrolитовый состав верхней мантии Луны. Селенотермы, выведенные из одной и той же сейсмической модели для пироксенита и пиrolита, различаются на сотни градусов ($\Delta T_S \sim 300^\circ\text{C}$, $\Delta T_P \sim 500-600^\circ\text{C}$) в пределах верхней мантии (рис. 1). Это означает, что, в отличие от земной мантии (Kuskov et al., 2014), состав играет решающую роль в определении температуры Луны по сейсмическим моделям.

Модель однородного состава (Khan et al., 2007; Kh07). Поскольку ведутся дискуссии относительно химической гомогенности или гетерогенности мантии Луны по глубине (Wieczorek et al., 2006; Khan et al., 2013), было проведено обращение сейсмической модели Gagnepain-Beyneix et al. (2006) для состава Kh07 (табл. 1), представляющей собой однородную по глубине модель. Показано, что модель хорошо описывает термальный режим на глубинах 250-500 км, но приводит к нереально высоким температурам на меньших глубинах, на которых сейсмическая модель GB06 и петрологическая модель Kh07 взаимно несовместны.

Влияние погрешностей сейсмических профилей. Вариации по температуре для GB06, следующие из погрешностей сейсмической модели, достигают $\pm 100\text{--}150^\circ\text{C}$, причем температуры в середине слоев согласуются с таковыми по GB06. На глубинах 40–240 км максимальные $T_P \sim 770\text{--}1000^\circ\text{C}$, инвертированные из минимального предела скорости по GB06 ($V_P = 7.59$ км/с), слишком высоки, в то время как на глубинах 240–490 км минимальные $T_P \sim 450\text{--}700^\circ\text{C}$, инвертированные из максимального предела скорости по GB06 ($V_P = 7.91$ км/с) слишком низки. Температуры, определенные по V_P модели G11, находятся в пределах погрешностей моделей (GB06; Kh07), за исключением подкорковых глубин.

Референц-модель VPremoON. Модель VPremoON (García и др., 2011) занимает особое место среди сейсмических моделей Луны, прежде всего, за счет привлечения в процессе построения моделей, кроме сейсмической информации, момента инерции и массы, дополнительных ограничений на строение мантии. Восстановленные профили температур для четырех различных составов имеют следующие особенности поведения. Первая – все значения T_P и T_S систематически сдвинуты в сторону высоких температур на малых глубинах и в сторону низких на больших глубинах (рис. 1); такой обратный тренд температуры не имеет физической основы. Вторая – слишком высокие температуры ($800\text{--}1300^\circ\text{C}$) непосредственно под корой, в том числе температуры, находящиеся выше солидуса пород перидотитового состава, что не согласуется с высокой добротностью мантии (García et al., 2011). Третья – сильное расхождение между T_P и T_S (до 300°C) для трех из четырех составов.

Градиенты сейсмических скоростей. Градиенты сейсмических скоростей в случае постоянного фазового состава неявным образом отражают изменение P - T условий по глубине. Градиент температуры не может превышать некоторой предельной величины, при которой наступает инверсия плотности по глубине, что противоречит условиям гидростатического равновесия. Численные эксперименты показали, что для рассматриваемых петрологических моделей мантии градиент температуры в Луне не должен превышать 1.17 град/км (Kuskov et al., 2014; Кронрод и др., 2014). Постоянные значения $V_{P,S}$ в однородном слое приводят к практически постоянному градиенту температуры (за исключением области фазового перехода), поскольку влияние давления существенно меньше, чем температуры. В модели VPremoON скорости монотонно возрастают ($dV_{P,S}/dH > 0$) – положительный градиент, что сопровождается уменьшением температуры с глубиной. Такой отрицательный тренд не имеет физического обоснования. Изменение градиента температуры на глубинах 250–500 км связано с фазовым переходом шпинель – гранат, сопровождающимся заметным положительным скачком скоростей и плотности (Кусков и др., 2016). Скачки на кривых $T_{P,S}$ вдоль фазового перехода зависят от содержания Al_2O_3 в петрологической модели ($\sim 2\text{--}2.5\%$ Al_2O_3 для Ol–Px и однородного составов, и 4.5% для пиrolита) и количества граната.

Температурный режим верхней мантии. Температура на глубинах $H = 40\text{--}500$ км может быть описана приближенным выражением, полученным инверсией сейсмических моделей (Кусков и др., 2018):

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

На границе кора-мантия при толщине коры около 40 км температура составляет $\sim 420^\circ\text{C}$. Градиент температуры в уравнении (1) в два-три раза меньше найденного в работе (Keihm, Langseth, 1977) по данным

измерений «Аполлон-15 и -17», полученным в районах с повышенной радиоактивностью, но на порядок выше адиабатического градиента в лунной мантии, принятого ad hoc (Garcia et al., 2011).

Глава 5. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра

Экспериментально определенные значения числа Лява k_2 (миссия Chang'E, Yan et al., 2011) достижимы при наличии области частичного плавления в окрестности ядра, поскольку при таких условиях температура должна быть близка к температуре солидуса в подошве мантии $\sim 1600^\circ\text{C}$ (Longhi, 2006). В данном разделе рассматривается задача определения температуры, мощности тепловых источников (концентраций урана) в мантии Луны, а также значений поверхностных тепловых потоков для моделей с субсолидусной температурой мантийных пород в окрестности ядра.

Распределения температуры в однородной мантии из условий нулевого градиента плотности по глубине. При построении моделей были учтены: 1. Ограничения, следующие из инверсии сейсмических данных в температурные профили. 2. Условия на максимальный температурный градиент. 3. Ограничения, следующие из условия однородности мантии по плотности.

Для оценки градиента температуры привлекаются ограничения на поведение плотности – условие неотрицательного градиента плотности по глубине. Отсутствие инверсии плотности – естественное требование для спутника, находящегося в состоянии гидростатического равновесия. Гипотеза о постоянной по глубине плотности в мантии подтверждается близким к 0.4 (момент инерции однородного шара) моментом инерции Луны. Распределение температуры в недрах Луны должно соответствовать близкому к нулевому градиенту плотности. Численные эксперименты показывают, что нулевой градиент плотности по глубине соответствует вертикальному профилю сейсмических скоростей или максимальному по градиентам профилю температуры. Соответствующий профиль температуры на глубинах 40-1200 км при температуре на границе кора-мантия $T_{\text{crust-mantle}} = 420^\circ\text{C}$ описывается уравнением (Кронрод и др., 2014):

$$T(\pm 150)^\circ\text{C} = 370 + 1.18 H - 0.00034 H^2, \quad H(\text{км}) \quad (2)$$

Оценки температуры по (2) дают 1210°C на $H = 1000$ км и 1314°C на $H = 1250$ км, что существенно ниже температуры солидуса мантийного вещества типа перидотита/пироксенита/гарцбургита. Если в нижней недифференцированной мантии мощность источников выше, то температура в окрестности ядра также должна увеличиться, что будет показано ниже при расчетах на более точной модели.

Распределения температуры и концентраций урана для модели магматического океана. В настоящем разделе строится модель, в которой мантия разделена на верхнюю и нижнюю в соответствии с гипотезой дифференциации Луны.

Теплофизическая модель. Модель Луны включает в себя кору, верхнюю мантию с мощностью источников Q_{upper} , нижнюю мантию с источниками Q_{lower} от границы с верхней мантией до ядра с фиксированным радиусом $R_{\text{core}} = 350$ км (Кронрод, Кусков, 2011). Следуя (Gagnepain-Beyneix et al., 2006, Hood, 1986), используем одномерную стационарную модель теплопроводности, то есть предполагается, что

нестационарные эффекты малы или, по крайней мере, равны другим допущениям модели. Вся область кондуктивного теплопереноса разделена на две расчетные области: верхняя и нижняя мантия, в которых мощность источников и физические свойства предполагаются постоянными. Для связи мощности источников (концентраций урана) в коре (Q_{crust}), верхней и нижней мантии мы привлекаем модель магматического океана. Химический состав оболочек для этой модели должен удовлетворять балансовым соотношениям (Кронрод Е.В. и др., 2015), отражающим недифференцированный состав нижней мантии.

Пересчет концентраций радиоактивных источников в эквивалентные величины мощности тепловых источников производился в предположении $Th/U=3.7$, $K/U=2000$ (Taylor, 1982; Hagermann, Tanaka, 2006). Из закона Фурье, модели магматического океана и условий симметрии получены уравнения для расчета плотности теплового потока в верхней мантии (J_{up}) и нижней (J_{low}) (Кронрод Е.В. и др., 2015). Система уравнений имеет единственное решение при задании валовой для Луны (Q_{bulk}) и средней массовой концентрации урана в коре (Q_{crust}). Требуется найти такие величины тепловых источников, которые будут соответствовать следующим ограничениям на распределения температуры в мантии (Kuskov et al., 2014; Кронрод и др., 2014): 1. На границе кора–мантия задается интервал значений $T_{crust-mantle} = 350-550^{\circ}C$. 2. На глубине 1250 км в соответствии с условиями подплавления мантийного вещества $T(1250 \text{ км}) = 1570-1630^{\circ}C$. 3. Градиент температуры на границе кора – мантия $dT/dH \approx 1.17^{\circ}C/км$.

Для решения задачи применяется численная процедура согласования распределений мантийных расчетных температур с ограничениями на градиенты и температуру в мантии. В области возможных значений Q_{crust} , Q_{lower} рассчитываются мантийные профили температуры. Из всей совокупности возможных распределений температуры находятся решения, которые удовлетворяют всем трем поставленным ограничениям на температуру, ее градиенты и соответствующие им мощности тепловых источников в коре и мантии. Если одно из ограничений, например, температура на глубине 1250 км, не выполняется, данное решение исключается. Таким образом, находится искомая область значений для Q_{crust} , Q_{upper} , Q_{lower} .

Результаты.

В интервале значений $U_{crust} = 80-240$ ppb (Taylor, 1982; Демидова и др., 2007) для мощности верхней мантии 750 км, были проведены расчеты и определены распределения температуры, концентрации урана в верхней (U_{upper}) и нижней (U_{lower}) мантии (рис. 2а), плотности тепловых потоков с поверхности спутника (J_{Moon}) (рис. 2б), а также градиент температуры (dT/dH). В соответствии с балансовыми соотношениями содержание урана в верхней мантии уменьшается с увеличением концентрации урана в коре и нижней мантии, рис. 2а. Напомним, что в модели магматического океана содержание урана в нижней мантии равно содержанию урана в составе спутника в целом ($U_{lower} = U_{bulk}$).

Валовые содержания урана в Луне в рамках модели магматического океана составляют от 14 до 19 ppb (Кронрод Е.В. и др., 2015), что близко либо ниже параметров в примитивной мантии Земли (20.3 ppb) (McDonough, Sun, 1995). В верхней мантии содержание урана составляет 4-12 ppb.

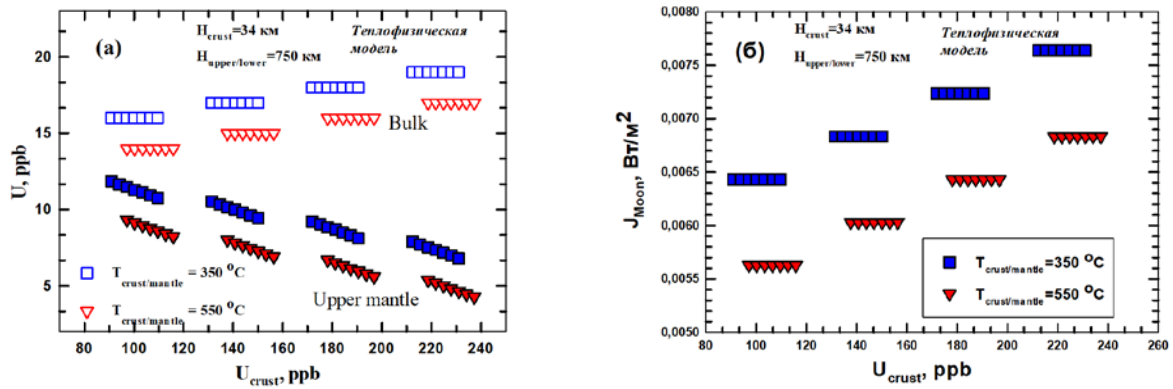


Рисунок 2. Области допустимых значений расчетных параметров в зависимости от концентрации урана в лунной коре (U_{crust}); квадраты – $T_{crust-mantle} = 350^{\circ}C$, треугольники – $T_{crust-mantle} = 550^{\circ}C$; (а) значения концентрации урана в верхней мантии (залитые значки) и нижней мантии (незалитые значки); (б) плотность теплового потока с поверхности (J_{Moon});

Величины плотности поверхностного теплового потока $J(Moon) \approx 5-8$ мВт/м² по нашей модели (Кронрод Е.В. и др., 2015) согласуются с оценками (Siegler, Smrekar, 2014; Kuskov et al., 2014; Rasmussen, Warren, 1985; Warren, Rasmussen, 1987), но оказываются значительно меньше, нежели по данным измерений экспедиций «Аполлон-15 и -17» (16-21 мВт/м², Keihm, Langseth, 1977), что может быть связано с тем, что измерения проводились в KREEP-области с повышенным содержанием радиоактивных элементов.

Глава 6. Термохимические ограничения на модели внутреннего строения Луны

Цель настоящего раздела состоит в восстановлении теплового режима, химического состава и внутреннего строения мантии Луны для модели магматического океана в рамках системы NaTiCFMAS.

Постановка задачи, метод решения, исходные данные. Реконструкция химического состава и теплового режима производится на основе совместной инверсии гравитационных и сейсмических данных, а также масс-балансовых петрологических соотношений методом Монте-Карло для модели дифференцированной в результате частичного плавления первоначально однородной Луны. При построении моделей в качестве граничных условий используются сейсмические данные «Apollo», а также масса и момент инерции из данных по изучению гравитационного поля - миссия GRAIL (Williams et al., 2014).

Входными параметрами моделей являются масса и момент инерции Луны, мощность и плотность коры, скорости сейсмических P -, S -волн в мантии, спектр составов и другие ограничения. Расчеты равновесного состава минеральных ассоциаций и их физических свойств в рамках системы NaTiCFMAS производятся методом минимизации свободной энергии Гиббса с учетом уравнений состояния минералов в приближении Ми-Грюнайзена-Дебая на основе программного комплекса *THERMOSEISM*. В силу постановки задачи предполагается, что состав первичной нижней мантии должен быть равен современному среднему составу вышележащих оболочек (коры, верхней и средней мантии), образовавшихся в результате дифференциации LMO. Распределение давления определяется по формуле $P = P_o \{1 - [(R-H)/R]^2\}$, где $P_o \sim 5$ ГПа - давление в центре Луны (Garcia et al., 2012). Термодинамический подход и процедура решения обратной задачи,

основанная на минимизации отклонений рассчитываемых параметров от данных наблюдений, описаны в работах (Кронрод Е.В. и др., 2018; Kuskov et al., 2019).

Модель Луны. Модель внутреннего строения Луны состоит из пяти сферических оболочек (асимметрий Луны пренебрегается): коры толщиной 40 км, верхней (40-250 км), средней (250-750 км), нижней мантии (750 км – граница мантия-ядро) и железо-сульфидного ядра, размеры которого определяются в результате выполнения ограничений на массу и момент инерции. Базируясь на сейсмических данных (Gagnepain-Beyneix et al., 2006), глубина LMO принята равной 750 км, ниже которой находится первичная недифференцированная мантия, не затронутая процессами частичного плавления. Дифференциация до 750 км подразумевает, что весь алюминий, находящийся в коре, был экстрагирован лишь из верхних оболочек Луны (рис. 3). Профили скоростей P-, S-волн и границы в трех зонах мантии приняты по Gagnepain-Beyneix et al. (2006) в интервале заданных погрешностей.



Рисунок 3. Рассматриваемая модель Луны в предположении гипотезы магматического океана

Параметризация. Условия, характеризующие баланс концентраций для модели Луны записываются следующим образом (Кронрод Е.В. и др., 2018):

$$\delta C = C_l - [(pVC)_{cr} + (pVC)_u + (pVC)_m] / [(pV)_{cr} + (pV)_m + (pV)_u] < \delta_{\max}$$

$$(C = \text{MgO, FeO, Al}_2\text{O}_3, \text{CaO, SiO}_2).$$
(3)

Здесь C , ρ , V – концентрации оксидов (мас. %), плотность, объем. Индексы cr , u , m , l соответствуют коре, верхней, средней и нижней мантии. Величина $\delta C \leq 0.5\%$ – невязка балансовых уравнений для каждого оксида. Влияние химического и фазового состава на сейсмические и плотностные свойства мантии Луны исследовано в диапазоне $25 \leq \text{MgO} \leq 45\%$, $40 \leq \text{SiO}_2 \leq 55\%$, $5 \leq \text{FeO} \leq 15\%$, $0.1 \leq \text{CaO}$, $\text{Al}_2\text{O}_3 \leq 7\%$, причем концентрации Al_2O_3 и CaO связаны зависимостью $\text{CaO} \sim 0.8\text{Al}_2\text{O}_3$ (Ringwood, Essene, 1970; Elardo et al., 2011). Столь широкие диапазоны концентраций выбраны таким образом, чтобы охватить весь набор потенциальных лунных составов. Концентрации других оксидов фиксированы на уровне 0.05 мас.% для Na_2O и 0.2 мас.% для TiO_2 (Snyder et al., 1992; Warren, 2005).

Метод инверсии. Решение задачи по определению валового состава, плотности, скоростей P -, S -волн (V_P , V_S) в каждой зоне мантии, а также размеров ядра находится методом Монте-Карло (выборка по равномерному

распределению, характеризующаяся тем, что плотность вероятности на выбранном интервале постоянна (Sambridge, Mosegaard, 2002)). Этот метод позволяет рассмотреть все возможные области решения многопараметрической задачи при наложении сформулированных ограничений и получить полный спектр решений. Для получения частотных распределений расчетных параметров (один вариант расчета при заданных значениях температуры) требовалось рассчитать порядка 10^7 вариантов моделей. Один вариант расчета включает в себя задание случайным образом концентраций в трех зонах мантии, по которым из решений уравнений Гиббса и уравнений состояния определяются физические параметры мантии – плотность и сейсмические скорости. Затем проводится проверка на выполнение ограничений на момент инерции, массу, сейсмические скорости и балансовые соотношения. Если все вышеперечисленные условия удовлетворяются, вариант включается в частотное распределение. В результате решения находятся вероятные распределения химического состава в мантии.

Результаты. Решение поставленной задачи требует предварительного определения области допустимых значений температуры в мантии Луны, в том числе температур на средних глубинах каждой зоны мантии: $T_{150\text{км}}$, $T_{500\text{км}}$, $T_{1000\text{км}}$ (рис. 4). Для каждой селенотермы затем решалась обратная задача, определялся состав и физические свойства мантии.

Температура.

Вся совокупность расчетных селенотерм в мантии покрывает область, удовлетворяющую ограничениям $450 < T_{150\text{км}} < 700^\circ\text{C}$, $750 < T_{500\text{км}} < 1150^\circ\text{C}$, $1000 < T_{1000\text{км}} < 1400^\circ\text{C}$ (Hood, Jones, 1987; Кусков, Кронрод, 2009; Lognonné et al., 2003; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2006a,b, 2007; Кронрод, Кусков 2011, Kuskov et al., 2019) с дальнейшим небольшим возрастанием температуры до границы с ядром (рис. 4).

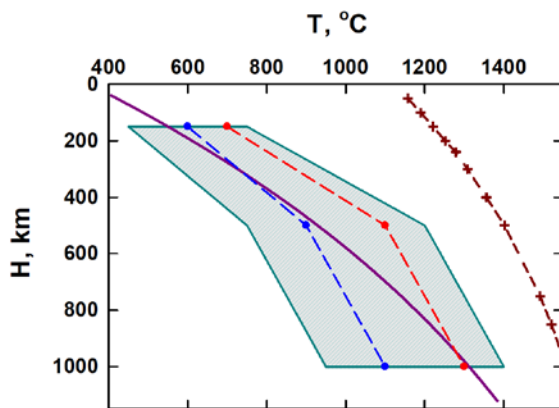


Рисунок 4. Модельные распределения температуры в мантии Луны, полученные обращением термальных, сейсмических и гравитационных данных (Hood, Jones, 1987; Кусков, Кронрод, 2009; Lognonné et al., 2003; Gagnepain-Beyneix et al., 2006; Khan et al., 2006a,b; Kuskov et al., 2014). Профили всех селенотерм отвечают условиям возрастания температуры по глубине $T_{i-1} \leq T_i \leq T_{i+1}$. Сплошная линия – профиль температуры по уравнению $T(^{\circ}\text{C}) = 351 + 1718[1 - \exp(-0.00082H(\text{км}))]$ (Кусков, Кронрод, 2009). Кресты – солидус перидотита (Hirshmann, 2000). Штриховыми линиями показаны профили для «холодной» ($T_{150} = 600^\circ\text{C}$, $T_{500} = 900^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1100^\circ\text{C}$) и «горячей» ($T_{150} = 700^\circ\text{C}$, $T_{500} = 1100^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1300^\circ\text{C}$) моделей Луны.

Каждая селенотерма дополнительно удовлетворяет условию убывания градиента температуры с глубиной. На границе ядро-мантия ($H \sim 1400$ км) температуры могут быть оценены на уровне $1420\text{--}1550^\circ\text{C}$ (Kuskov et al., 2014), которые находятся ниже солидуса перидотитовой или пироксенитовой мантии (Ringwood, Essene, 1970; Hirshmann, 2000).

Допуская ошибку до 25-30% в верхней мантии и $\sim 20\%$ в нижней, градиенты температуры на глубинах 150-500 км варьировались в пределах $0.84 < dT/dH < 1.50$ град/км, а на глубинах 500-1000 км в пределах $0.40 < dT/dH < 0.60$ град/км. В

результате, совокупность селенотерм покрывает всю допустимую область температур в мантии Луны.

В качестве интегральной характеристики термального состояния Луны выбрана средняя объемная мантийная температура T_{mean} . С учетом вычисленных объемов трех зон мантии T_{mean} можно представить в виде: $T_{mean} = 0.33T_{150} + 0.478T_{500} + 0.193T_{1000}$

Валовые концентрации FeO, Al₂O₃, SiO₂ и оценка параметра MG#

Значения T_{mean} находятся в интервале 690–1075°С и могут быть использованы в качестве информативного параметра для оценки влияния вариаций температуры на содержания FeO, Al₂O₃, SiO₂ и MG# в силикатной Луне (мантия + кора), рис. 5 (Кронрод Е.В. и др., 2018). В терминах T_{mean} все термальные модели можно условно разделить на «холодные» с $T_{mean} \sim 690-860^\circ\text{C}$ и «горячие» с $T_{mean} \sim 925-1075^\circ\text{C}$.

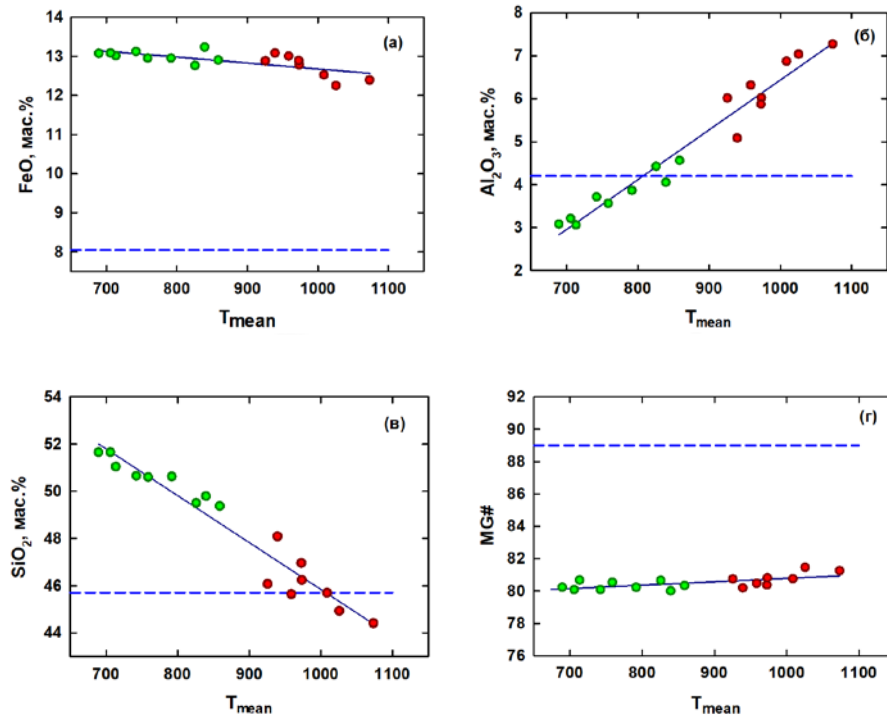


Рисунок 5. Валовые концентрации FeO (а), Al₂O₃ (б), SiO₂ (в) и MG# (г) в силикатной фракции Луны (мантия + кора) в зависимости от параметра T_{mean} , полученные обращением сейсмических и гравитационных данных (табл. 1.1 в диссертации). Точками показаны средние значения частотных распределений концентраций оксидов и MG# в предположении нормального распределения. Пунктиром показаны соответствующие параметры для BSE (Ringwood, 1977; McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014).

(Jones, Delano, 1989; O'Neill, 1991; Warren, 2005; Longhi, 2006; Khan et al., 2006a,b; Кронрод, Кусков 2011), и близки к валовым оценкам 4-4,5 мас.% Al₂O₃ для BSE (McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014).

Если T_{mean} выходит за нижний допустимый предел для холодных моделей $T_{mean} < 690^\circ\text{C}$, то это приведет к экстремально малым значениям Al₂O₃ < 3,4 мас. % для BSM. Горячие модели BSM существенно обогащены алюминием по сравнению с BSE и близки к валовым оценкам ~ 6% Al₂O₃ в силикатной Луне как по петролого-геохимическим данным и элементным корреляциям (Taylor, 1982; Snyder et al., 1992; Taylor et al., 2006), так и на основе совместного обращения сейсмических и гравитационных данных (Kuskov, Kronrod, 1998; Lognonné et al., 2003; Кронрод Е.В. и др., 2018; Кусков и др., 2018).

Вне зависимости от термального состояния весь спектр рассмотренных холодных и горячих моделей BSM характеризуется практически постоянными значениями концентраций C(FeO) ~ 12.2-13.2 мас.% и MG# 80-81.5; C(MgO) составляет ~29.5-30.5 мас.%; распространенность SiO₂ довольно слабо зависит от термального состояния и изменяется в пределах 10% - от 45 до 52 мас.%.

Холодные модели по содержанию Al₂O₃ согласуются с предыдущими оценками Al₂O₃ в силикатной Луне 3.6-4.5%

Модели химического состава мантии Луны

Из совокупности селенотерм (рис. 4) рассмотрены две термальные модели при фиксированных температурах на средних глубинах мантийных резервуаров: холодная модель - $T_{150} = 600^{\circ}\text{C}$, $T_{500} = 900^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} = 1100^{\circ}\text{C}$ и горячая модель - $T_{150} = 700^{\circ}\text{C}$, $T_{500} = 1100^{\circ}\text{C}$, $T_{1000} = 1300^{\circ}\text{C}$. Результаты расчетов химического состава мантии приведены в виде частотных распределений (рис. 6), средние значения которых соответствуют решениям, оптимально удовлетворяющим ограничениям модели. По гистограммам видно, что значения скоростей P -волн в нижней мантии (~ 7.9 - 8.0 км/с) выше, чем в верхней (~ 7.7 км/с) и средней мантии (~ 7.8 - 7.9 км/с), что в целом соответствует модели (Gagnepain-Beyneix et al., 2006) и, возможно, испытывают скачки на химических границах, но слабо меняются внутри каждого слоя. Скорости S -волн ведут себя консервативно.

Результаты расчетов указывают на химическую зональность мантии. Поскольку нижняя мантия, вероятно, обогащена Al_2O_3 (рис. 6), гранат становится важной Al -содержащей фазой нижней мантии (4-6 мол.% или 12-18 мас.%), контролирующей содержания Al в сосуществующих пироксенах, а также значения физических свойств.

Концентрации $\text{FeO} \sim 11$ -14%, $\text{MgO} \sim 28$ -31 мас.% и значения $\text{MG\#}$ 80-83 примерно одинаковы в верхней и нижней мантии, но резко отличаются от таковых для BSE ($\text{FeO} \sim 8\%$ и $\text{MG\#}$ 89). Для рассмотренных моделей термального состояния мантия Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника.

Обсуждение результатов. Из проведенного нами обращения гравитационных и сейсмических данных следует, что вне зависимости от теплового режима, концентрации FeO в силикатной фракции Луны лежат в довольно узких пределах ~ 12 -13 мас.% (рис. 5). Они находятся в согласии с другими геофизическими оценками: $\sim 12.5\%$ FeO (Khan et al., 2007) и $\sim 13\%$ FeO (Lognonné et al., 2003), которые в 1.3-1.5 раза больше принятых для BSE ($\text{FeO} \sim 8\%$, Taylor, 1982; McDonough, 1990; Dauphas et al., 2014). Следует отметить, что величина одного из важнейших геохимических параметров - магнезиального числа $\text{MG\#}$ 80-81 (рис. 5) согласуется с таковым по оценкам петрологических и геофизических моделей (Ringwood, 1977; Wänke, Dreibus, 1986; Jones, Delano, 1989; Taylor, 1982; Snyder et al., 1992; Khan et al., 2007), а также с геологическими наблюдениями, согласно которым лунные базальты обогащены FeO (более низкие значения $\text{MG\#}$) по сравнению с земными базальтами (Wänke, Dreibus, 1986).

Таким образом, для всех рассмотренных распределений температуры силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к BSE (Кронрод Е.В., 2018; Kuskov et al., 2019). Распространенность оксида Al_2O_3 в лунных породах в зависимости от термального состояния попадает в две различные группы с концентрацией 2-4 % Al_2O_3 (землеподобные модели) и 4-7 мас.% Al_2O_3 (не землеподобные модели).

Концентрации SiO_2 составляют 50-55% в верхней и 45-50 мас.% в нижней мантии. Валовая распространенность SiO_2 в Луне сопоставима с таковой для земной мантии – 45-47 мас.% SiO_2 (O'Neill, Palme, 1998; Dauphas et al., 2014).

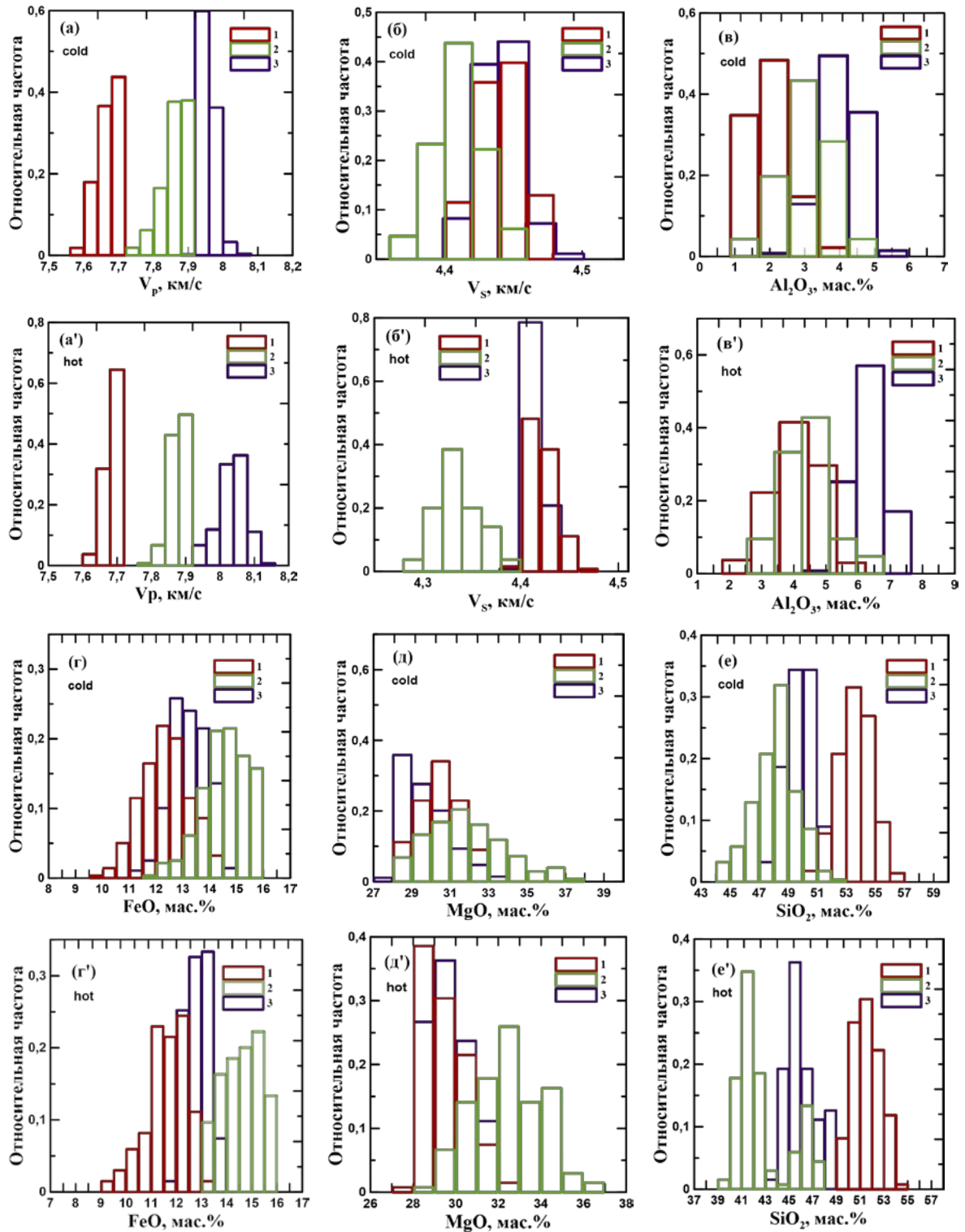


Рисунок 6. Вероятностные оценки скоростей P -, S -волн и концентраций основных породообразующих оксидов в трехслойной мантии Луны. Состав нижней примитивной мантии соответствуют валовому составу силикатной Луны (мантия + кора). Расчеты проведены для двух вариантов термального состояния на средних глубинах мантийных резервуаров: холодная модель (cold): $T_{150} = 600^\circ\text{C}$, $T_{500} = 900^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1100^\circ\text{C}$; горячая модель (hot): $T_{150} = 700^\circ\text{C}$, $T_{500} = 1100^\circ\text{C}$, $T_{1000} = 1300^\circ\text{C}$; 1, 2, 3 – верхняя (39-240 км), средняя (240-750 км), нижняя мантия (750 км - ядро). (а, а') – V_p , (б, б') – V_s , (в, в') – Al_2O_3 , (г, г') – FeO, (д, д') – MgO, (е, е') – SiO_2

Заключение

Методом термодинамического моделирования фазовых соотношений и физических свойств в рамках системы $\text{Na}_2\text{O}-\text{TiO}_2-\text{CaO}-\text{FeO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$ с твердыми растворами реализованы подходы, основанные на преобразовании совокупности прямо не связанных между собой сейсмических и гравитационных данных в геохимические модели состава и минералогии мантии Луны. Результаты работы позволяют связать набор физико-химических и геофизических параметров на фундаментальном уровне и установить более надежные геохимические ограничения на химический состав, минералогию и внутреннее строение Луны.

С помощью методов термодинамики и физики минералов на основе обращения профилей сейсмических скоростей в соотношения состав–температура–глубина проведено тестирование сейсмических моделей по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии Луны. Наиболее вероятным составом верхней мантии является оливин-содержащий пироксенит, обедненный труднолетучими оксидами; ортопироксен, а не оливин, является доминирующим минералом верхней мантии. Модели, обогащенные Ca и Al, могут рассматриваться в качестве петрологической основы нижней мантии. По совокупности сейсмических и теплофизических данных разработан метод расчета распределений температуры, тепловых потоков и мощности тепловых источников (концентрации урана) в Луне, удовлетворяющих геофизическим и геохимическим ограничениям. Сделаны оценки валового содержания урана в Луне и величин теплового потока с поверхности Луны.

Совместной инверсией гравитационных, сейсмических и петрологических данных методом Монте-Карло в сочетании с методом минимизации свободной энергии Гиббса в рамках системы NaTiCFMAS исследовано влияние термального состояния на валовый состав силикатной Луны (кора + мантия), химический состав и минералогию трехслойной мантии для модели магматического океана. Сделан вывод, что мантия Луны стратифицирована по химическому составу. Оценки распространенности оксида Al_2O_3 в лунных породах в зависимости от термального состояния попадают в две различные группы. Холодные модели BSM по содержанию Al_2O_3 сопоставимы с валовым составом силикатной Земли, в то время как горячие модели BSM существенно обогащены Al_2O_3 по сравнению с BSE.

Результаты моделирования предполагают, что силикатная фракция Луны обогащена FeO и обеднена MgO по отношению к примитивной мантии Земли, что указывает на существенные различия в составах Земли и ее спутника. Этот, по-видимому, неопровержимый факт, должен приводить к дополнительным ограничениям при моделировании динамических процессов формирования системы Земля-Луна.

Публикации по теме диссертации:

Список опубликованных работ в рецензируемых научных журналах, индексируемых в референтных международных базах Web of Science, Scopus и рекомендованных ВАК Минобразования РФ:

1. Кронрод В.А., Кронрод Е.В., Кусков О.Л. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне по сейсмическим данным // Доклады Академии Наук, 2014, том 455, № 6, с. 698–702
2. Kuskov O.L., Kronrod V.A., Kronrod E.V. Thermo-chemical constraints on the interior structure and composition of the lunar mantle // Phys. Earth Planet. Interiors 2014. 235, 84-95, doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.pepi.2014.07.011>.
3. Кусков О.Л., Кронрод В.А., Кронрод Е.В. Термохимические ограничения на тепловой режим, состав и минералогию верхней мантии Луны по сейсмическим моделям // Астрономический Вестник, 2015, том 49, № 2, с. 83–99.
4. Кусков О.Л., Кронрод В.А., Кронрод Е.В. Тестирование референц-модели Луны по отношению к термальному режиму и химическому составу мантии: Термодинамика против сейсмологии // Физика Земли, 2016, № 3, с. 10–18.
5. Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А. Геохимические ограничения на «холодные» и «горячие» модели внутреннего строения Луны: 1. Валовый состав // Астрономический Вестник, 2018, том 52, № 6, с. 481–494. doi: 10.1134/S0320930X1806004X.
6. Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л., Нефедьев Ю.А. Геохимические ограничения на валовый состав Луны // Доклады Академии Наук, 2018, Vol. 483, No. 3 // Doklady Earth Sciences, 2018, Vol. 483, Part 1, pp. 1475–1479. doi: 10.1134/S1028334X18110211.
7. Kronrod E., Matsumoto K., Kuskov O., Kronrod V., Yamada R., Kamata S. Joint inversion of geophysical (seismic and selenodetic) and geochemical data for internal structure and composition of the Moon // IOP Conf. Ser.: Mater. Sci. Eng. 2018, 468 012015.
8. Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А. Геохимические ограничения на «холодные» и «горячие» модели внутреннего строения Луны: 2. Состав трехслойной мантии // Астрономический Вестник, 2019, том 53, № 2, с. 83-98.
9. Kuskov O.L., Kronrod E.V., Kronrod V.A. Thermo-chemical constraints on the lunar bulk composition and the structure of a three-layer mantle // Phys. Earth Planet. Interiors 2019. 286 (2019), 1-12 <https://doi.org/10.1016/j.pepi.2018.10.011>.
10. Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А. Влияние термального состояния на химический состав мантии и размеры ядра Луны // Геохимия, 2019, № 6.

Материалы, опубликованные в других изданиях, включая сборники и материалы конференций

1. Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. Анализ сейсмических профилей в Луне методами термодинамического моделирования. Труды VIII Межд. школы по наукам о Земле, Одесса, 2012, .62-66.
2. Kuskov O.L., V.A. Kronrod and E.V. Kronrod, Joint inversion of seismic and petrologic models for the thermal state of the Moon. European Planetary Science Congress, 2012, Madrid, Spain, EPSC Abstracts Vol. 7 EPSC2012-13 2012
3. Kronrod E.V., O.L. Kuskov, Kronrod V.A. Thermodynamic modeling the analysis of lunar seismic and temperature profiles. III Moscow International Solar System Symposium, IKI, 2012
4. Kronrod E.V., O.L. Kuskov, Kronrod V.A. The analysis of seismic profiles of the Moon by thermodynamic modeling. European Planetary Sci. Congress 2012, Madrid, Spain, EPSC Abstracts Vol. 7 EPSC2012-527 2012
5. Kuskov O.L., V.A. Kronrod, E.V. Kronrod. The interior of the Moon: Thermodynamics vs seismology. European Planetary Science Congress, London, 2013, id.EPSC2013-2
6. Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. Содержание урана в мантии и величина поверхностных тепловых потоков Луны // Пятнадцатая международная конференция "Физико-химические и петрофизические исследования в Науках о Земле". Москва, 29 сентября - 1 октября 2014г. 115-188.

7. Кронрод В.А, Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Гудкова Т.В. Ограничения на состав Луны по сейсмическим данным и числам Лява // Экспериментальная геохимия, 2014, том 2, 75-80
8. Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л. Распределение температуры и мощность тепловых источников в мантии Луны для модели частичного плавления мантии в окрестности ядра // Экспериментальная геохимия, 2014, том 2, 81-85
9. Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне для модели магматического океана с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра // В сб. Исс. Систем/ к 80-летию М.Я. Марова, ИКИ, 2015, с. 89 - 101
10. Кусков О.Л., Кронрод Е.В., Кронрод В.А. Тепловой режим, химический и минеральный состав Луны // В кн.: Gusev et al. Rotation, physical libration, internal structure of the active and multi-layer Moon, Kazan University, 2015
11. Kuskov O. L., Kronrod V.A., Kronrod E.V. Internal Structure of the Moon: Thermodynamics vs Seismology, Goldschmidt, 2015.
12. Kronrod, E.V., Kronrod, V.A., Kuskov, O. L. Possible Thermal State, Composition and Core Sizes of the Moon // 46th Lunar and Planetary Science Conference, The Woodlands, Texas, March 16-20, 2015, LPI Contribution No. 1832, p.2391
13. Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Matsumoto K., Yamada R. Численное моделирование внутреннего строения и состава луны инверсией гравитационных, сейсмических и геохимических данных // Труды всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2016) Москва, 19–20 апреля 2016 г, с. 96-98 / Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Matsumoto K., Yamada R. Computational modeling of the internal structure and composition of the Moon with inversion of gravitational, seismic and geochemical data // Experiment in Geosciences. 2016. V. 22. N 1. p.23-24
14. Кронрод Е.В., О.Л. Кусков «Холодные» и «горячие» модели мантии Луны // Семнадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» Москва, 26-28 сентября, Борок, 30 сентября 2016 г Материалы конференции, М.: 2016, ISBN 978-5-88918-041-8. с.153-156
15. Kronrod E.V., Kronrod V.A., Kuskov O.L. "Cold and hot models of the lunar mantle" // VII Moscow Int. Solar System Symp., IKI, 2016, p. 36-37
16. Kronrod E., Matsumoto K., Yamada R., Kuskov O., Kronrod V., Internal structure of the moon inferred from Apollo seismic data, selenodetic GRAIL and LLR data and thermodynamic constraints, JpGU-AGU Joint Meeting 2017, PPS08-P14
17. Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Matsumoto K., Yamada R. Инверсия сейсмических, гравитационных и петрологических данных для определения состава и физических свойств Луны // Труды ВЕСЭМПГ, 2017, с.
18. Кронрод Е.В., Matsumoto K., Кусков О.Л., Кронрод В.А. Влияние распределения температуры в мантии Луны на ее состав и сейсмические скорости, полученное совместной инверсией геофизических (сейсмических и геодезических) и геохимических данных // Восемнадцатая международная конференция "Физико-химические и петрофизические исследования в науках о земле". Материалы конференции, 2017, с. 141-144
19. Кронрод Е.В., Matsumoto K., Кусков О. Л., Кронрод В. А. Влияние температурного режима Луны на состав мантии и сейсмические скорости // XV конференция молодых учёных Фундаментальные и прикладные космические исследования 11–13 апреля 2018 года, ИКИ РАН, Москва Сборник трудов. Под редакцией А.М. Садовского, Серия «Механика, управление и информатика» Москва ИКИ РАН 2018, стр. 37-46
20. Кронрод Е.В, Кусков О.Л., Кронрод В.А., Нефедьев Ю.А. Определение валового состава силикатной Луны на основе инверсии гравитационных и сейсмических данных. // Всероссийский Ежегодный Семинар по Экспериментальной Минералогии, Петрологии и Геохимии (ВЕСЭМПГ-2018) 18-19 апреля 2018г. Москва. Труды конференции, стр. 326-329

21. Kronrod E.V., Matsumoto K., Kuskov O.L., Kronrod V.A., Yamada R., Kamata S. Coupled geophysical-geochemical modeling of the Moon // IX Moscow Int. Solar System Symp., IKI, 2018, p. 353-355
22. Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А. Модели химического состава трехслойной мантии Луны, XIX межд. конф «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» Мат. конф, М.: 2018, стр. 193-196
23. Kronrod E.V, Matsumoto K., Kuskov O.L., Kronrod V.A., Yamada R., Kamata S. Adjustment of geophysical and geochemical models of the Moon// 49th Lunar and Planetary Science Conference 2018 (LPI Contrib. No. 2083) 1667.pdf
24. Kronrod E.V., Kuskov O.L., Kronrod V.A. Thermo-Chemical Constraints on the Lunar Bulk Composition and the Structure of the Three-Layer Mantle [#6031] // 81st Annual Meeting of The Meteoritical Society 2018 (LPI Contrib. No. 2067) 6031.pdf, July 22–27, 2018 Moscow, Russia
25. Kronrod E., Kuskov O., and Kronrod V. The effect of temperature distribution in the lunar mantle on the bulk composition of the Moon // European Planetary Science Congress 2018 16–21 September 2018 Berlin, Germany, EPSC2018-566