

Региональная геология

УДК 523.3+51

<https://doi.org/10.26516/2541-9641.2024.1.7>

Образование глобальной Азиатской изотопной термальной аномалии (ASITA) в зарождающейся системе Земля–Луна: Мегаимпакт или фрагментация газопылевого облака?

С.В. Рассказов^{1,2}, И.С. Чувашова^{1,2}

¹Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия

²Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

Аннотация. Приводится обзор исследований Луны, свидетельствующих об изотопном кризисе гипотезы мегаимпакта Земли и о снятии возникающих противоречий конкурирующей моделью происхождения двойной системы Земля–Луна из газопылевого облака. Выявляется одновременное отвердевание магматического океана Луны с отвердеванием магматического океана в глобальной неоднородности ASITA Земли 4.54–4.44 млрд лет назад. На основе модели двойной системы Земля–Луна предполагается отвердевание магматического океана ASITA, опережающее отвердевание остальной Земли. Делается вывод о разновременной консолидации коры Земли после отвердевания магматического океана: в ASITA – 4.31 млрд лет назад и в остальной части Земли – с запаздыванием до 3.82 млрд лет назад.

Ключевые слова: ранняя Земля, Луна, мегаимпакт, газопылевое облако, магматический океан, геохимия.

Generation of the Global Asian Isotope Thermal Anomaly (ASITA) in the incipient Earth-Moon System: Gas-dust Cloud Fragmentation versus Mega-impact

S.V. Rasskazov^{1,2}, I.S. Chuvashova^{1,2}

¹Institute of the Earth's Crust SB RAS, Irkutsk, Russia

²Irkutsk State University, Irkutsk, Russia

Abstract. A review of lunar studies is given that indicate the isotope crisis of the Earth mega-impact hypothesis and the removal of emerging contradictions by a competing model of the origin of the Earth-Moon binary system from a gas-dust cloud. The simultaneous solidification of the magma ocean of the Moon with the solidification of the magma ocean in the global ASITA heterogeneity of the Earth 4.54–4.44 billion years ago is substantiated. From the model of the Earth–Moon binary system, the solidification of the ASITA magma ocean is assumed to precede the solidification of the rest of the Earth. It is concluded that the Earth's crust consolidated at different times after the solidification of the magma ocean: in ASITA – 4.31 billion years ago and in the rest of the Earth – with a delay of up to 3.82 billion years ago.

Keywords: early Earth, Moon, mega impact, gas and dust cloud, magma ocean, geochemistry.

Scientists develop models whose behavior they compare with observations of the real world. If they do not correspond (and assuming observations are accurate), the model is not a useful representation of the real world, and it is abandoned. If the model behavior does correspond with observations, then we can say that it works, and we keep it and call it a theory.

This does not preclude the possibility that another model will work as well or better (by corresponding with observations more accurately or in a broader context). In this case, we say that the new model is better, and usually we drop the old one [Ученые разрабатывают модели, поведение которых они сравнивают с наблюдениями реального мира. Если соответствия нет (при условии, что наблюдения точны), модель бесполезна для представления реального мира и отбрасывается. Если поведение модели соответствует наблюдениям, то можно сказать, что она работает, и мы придерживаемся ее, называя это теорией. Не исключается возможность того, что другая модель также будет работать хорошо или лучше (по соответствию с наблюдениями или в более широком контексте). В этом случае, мы говорим, что новая модель лучше, и обычно мы отказываемся от старой модели].

Davies, 1999

Постановка вопроса

На современном этапе развития геологии основные вопросы происхождения и эволюции Земли увязываются с результатами изучения происхождения и эволюции всей Солнечной системы. Важнейшее значение имеет выявление общности и различий процессов, происходивших на Земле и других планетах, а также на спутнике Земли – Луне в момент зарождения Солнечной системы, когда закладывались глобальные неоднородности космических тел.

В мантии Земли различаются 4 глобальные неоднородности: ASITA, SOPITA, AFITA и NAITA. ASITA (Asian Isotopic Thermal Anomaly, Азиатская Изотопная Термальная Аномалия) – глобальная высокоскоростная неоднородность современной нижней мантии Земли, отличающаяся от другой глобальной высокоскоростной неоднородности NAITA (North American Isotopic Thermal Anomaly, Северо-Американская Изотопная Термальная Аномалия) и гло-

бальных низкоскоростных неоднородностей SOPITA (South Pacific Isotopic Thermal Anomaly, Южно-Тихоокеанская Изотопная Термальная Аномалия) и AFITA (African Isotopic Thermal Anomaly, Африканская Изотопная Термальная Аномалия). Отличие заключается в том, что в источниках позднефанерозойских вулканических пород ASITA представлены компоненты LOMU–ELMU (низкое и повышенное $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$), тогда как в источниках вулканических пород NAITA, SOPITA и AFITA существенную роль играет компонент HIMU (высокое $\mu=^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$) (рис. 1а). Купные скоростные неоднородности, выделенные в первых глобальных сейсмо-томографических моделях, были подтверждены моделями высокого разрешения, которые свидетельствуют о слабом контрасте скоростей сейсмических волн в средней мантии и об относительном увеличении контраста скоростей сейсмических волн на границе ядро–мантия (рис. 1б).

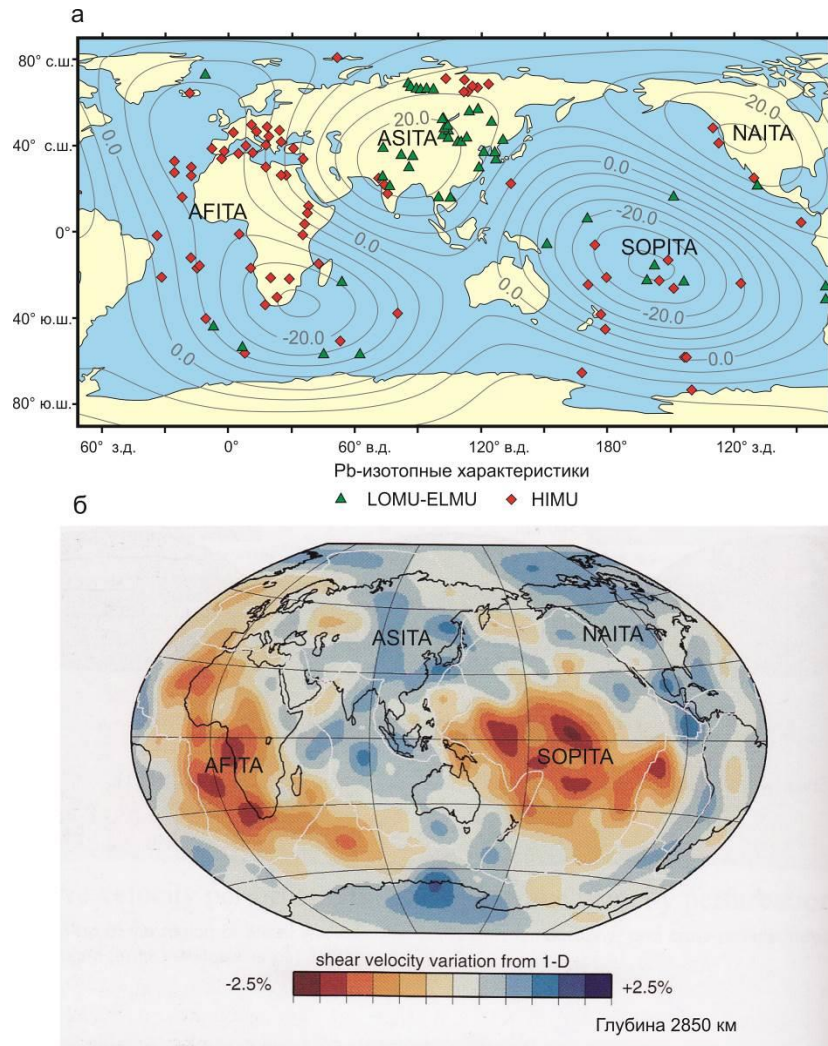


Рис. 1. Выражение глобальных неоднородностей ASITA, SOPITA, AFITA и NAITA в вариациях средних скоростей продольных сейсмических волн всей нижней мантии (а) и контрастных скоростей сейсмических волн на границе ядро-мантии (б). На панели а выделяются: неоднородность ASITA с характеристиками LOMU–ELMU в Азиатской области высоких скоростей, неоднородности SOPITA и AFITA с характеристиками от LOMU до HIMU в Южно-Тихоокеанской и Африканской областях низких скоростей и неоднородность NAITA с характеристиками от LOMU до HIMU в Северо-Американской области высоких скоростей. Изолинии средних по всей нижней мантии скоростей продольных волн (км/с) показаны по работе (Castillo, 1988). На панели б показаны сейсмические скорости на границе ядро–мантии по работе (Ritsema, 2005). На панели а использованы данные из обзоров (Lustrino, Wilson, 2007; Jackson et al., 2018; Homrighausen et al., 2018; Rasskazov et al., 2020) с дополнением данными по базальтам архипелага Земля Франца-Иосифа (Левский и др., 2006).

Fig. 1. Expression of global inhomogeneities ASITA, SOPITA, AFITA, and NAITA in variations in the average velocities of P waves in the entire lower mantle (a) and contrasting seismic velocities waves at the core–mantle boundary (b). Panel a highlights: ASITA heterogeneity with LOMU–ELMU signatures in the Asian high-speed region, SOPITA and AFITA heterogeneities – with signatures from LOMU to HIMU in the South Pacific and African low-speed regions, and NAITA heterogeneity – with those from LOMU to HIMU in the North America high-speed region. Isolines of P-wave velocities (km/s) averaged throughout the lower mantle are shown after (Castillo, 1988). Panel b shows seismic velocities at the core–mantle boundary after (Ritsema, 2005). Panel a uses data from reviews (Lustrino, Wilson, 2007; Jackson et al., 2018; Homrighausen et al., 2018; Rasskazov et al., 2020) with an addition of data on basalts from the Franz Josef Land archipelago (Levsky et al., 2006).

ASITA пространственно соответствует территории Азии. Компоненты LOMU–ELMU в источниках базальтовых расплавов ASITA показывают спектр вторичных Pb–Pb датировок, перекрывающий всю историю Земли – ранней (4.54–3.6 млрд лет), средней (2.9–1.8 млрд лет) и поздней (<0.7 млрд лет) геодинамических эпох. Оценки возраста источников вулканических пород в общем не согласуются с возрастом пород верхней части коры (Rasskazov et al., 2020). Компоненты LOMU–NIMU базальтовых расплавов юга Тихого океана и Африки дают сравнительно древние оценки возраста (2–3 млрд лет) (Zindler, Hart, 1986), которые связываются с секвестром Pb из силикатной мантии в ядро в сульфидах (Hart, Gaetani, 2006). Компоненты LOMU–NIMU базальтовых расплавов Северной Америки соответствуют оценкам возраста протолитов в источниках вулканических пород, не превышающим 2.8 млрд лет при пространственном согласовании Pb–Pb датировок этих протолитов с возрастом пород фундамента, что не предполагает участие в выплавках материала ранней Земли и отражает ведущую роль плавления протолитов средней и поздней геодинамических эпох (Чувашова и др., 2022).

В последней цитированной работе делается вывод о том, что глобальные низкоскоростные нижнемантийные структуры SOPITA и AFITA маркированы плюмовым компонентом NIMU, который генерировался в низкоскоростной нижней мантии юга Тихого океана и Африки в среднюю мантийную геодинамическую эпоху, около 2 млрд лет назад. При этом обращается внимание на разное происхождение глобальных высокоскоростных нижнемантийных структур ASITA и NAITA. Источники вулканических пород первой из них характеризуются протомантийными компонентами LOMU–ELMU, производными законсервированного нижнемантийного остова ранней мантийной геодинамической эпохи, связанной с охлаждением первичного планетарного магматического океана, тогда как отсутствие таких компонентов в источниках вулканических пород второй глобальной высокоскоростной нижнемантийной структуры свидетельствует об иной природе высоких скоростей ниж-

ней мантии. Из геологических реконструкций следует, что высокоскоростной материал NAITA в основном представляет собой океанические слэбы, погруженные в нижнюю мантию Северной Америки в позднюю геодинамическую эпоху.

Происхождение системы Земля – Луна было и остается предметом дискуссии, в основном с точки зрения физического моделирования (Витязев, Печерникова, 1996; Сергеев, Печерникова, 2020). В сложившихся к настоящему времени гипотетических воззрениях на раннюю Землю в существенной мере учитывается также состав пород Земли и Луны. В геологических интерпретациях преобладает идея об аккреции Земли из планетезималей в условиях высоких температур внутренней части Солнечной системы, которые препятствовали конденсации летучих элементов, и о последующем поступлении летучих веществ, присутствующих на Земле, которые переносились из внешней части Солнечной системы обломками недифференцированных планетезималей позднего шпона с проявлением мегаимпакта, выбившего фрагмент Земли в виде Луны (Albarède, 2009; Halliday, 2008; Connelly, Bizzarro, 2016; Maruyama, Ebizaki, 2019; Nielsen et al., 2021; Halliday, Canup, 2023; Gorkavyi, 2023). Во многих работах эта гипотеза принимается как безальтернативная. Однако ей противоречат изотопные данные по земным и лунным породам. Противоречия снимаются в конкурирующей гипотезе об образовании двойной системы Земля–Луна из фрагментированного газопылевого облака (Галимов, 2005, 2013; Galimov, Krivtsov, 2005; Галимов и др., 2005; Galimov, 2011; Маров, Ипатов, 2021).

Имеются ли на Земле глобальные структурные признаки ее взаимодействия с Луной. Попытка смоделировать такие структуры была недавно предпринята с точки зрения мегаимпактной гипотезы (Yuan et al., 2023). Размеры Луны сопоставимы с размерами глобальной неоднородности Земли ASITA. По среднему радиусу Луны 1737 км получается площадь окружности около 9.47 млн км², несколько уступающая проекции ASITA на земную поверхность, составляющую около 16–20 млн км². Цель настоящей

работы – охарактеризовать современное состояние геохимического обоснования гипотезы мегаимпакта основного потока геологии и конкурирующей гипотезы образования двойной системы Земля–Луна из фрагментированного газопылевого облака с объяснением вероятного происхождения глобальной мантийной неоднородности ASITA в ранней Земле при образовании Луны.

Рождение Солнечной системы

Исходный строительным материалом Солнечной системы представлен углистыми хондритами. После Большого взрыва в Солнечной системе конденсировался высокотемпературный протопланетный материал. Первоначально полученная Pb–Pb оценка времени конденсации Ca–Al включений (CAI) в углистом хондрите Альенде $4566 \pm 2/-1$ млн лет назад (Allègre et al., 1995)

уточнена измерениями времени конденсации подобных включений в разных метеоритах с U/Pb изотопной оценкой времени 4567.3 ± 0.3 млн лет назад (Connelly et al., 2012).

Событие временного нагревания с образованием CAI и хондр – фундаментальный процесс в начальной эволюции солнечного протопланетного диска. С использованием U-скорректированного Pb–Pb датирования выполнены определения абсолютного возраста отдельных CAI и хондр из примитивных метеоритов. Возраст CAI соответствует 4567.30 ± 0.16 млн лет, тогда как возраст хондр варьируется в интервале от 4567.32 ± 0.42 до 4564.71 ± 0.30 млн лет. Кристаллизация хондр началась одновременно с CAI и продолжалась около 3 млн лет (рис. 2). Эта временная оценка подобна продолжительности жизни дисков, установленной на основе астрономических наблюдений.

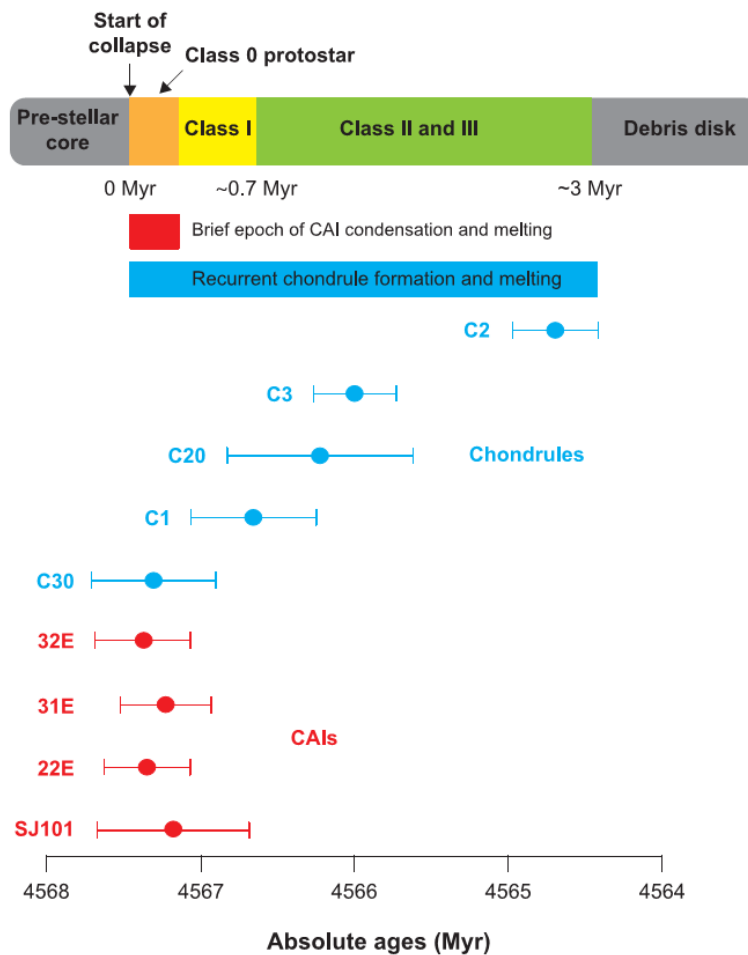


Рис. 2. Временные масштабы формирования твердого тела и эволюции диска. Короткий интервал формирования события CAI в 160 000 лет аналогичен медиане времени жизни протозвезд класса 0 от ~0.1 до 0.2 млн лет, полученной на основе астрономических наблюдений областей звездообразования. Тепловой режим, необходимый для конденсации CAI, мог существовать

только на самых ранних стадиях эволюции диска, характеризующихся высокими темпами аккреции массы ($\sim 10^{-5} M_{\odot} \text{ год}^{-1}$) к центральной звезде. Из работы (Connelly et al., 2012).

Fig. 2. Time scales of solid formation and disk evolution (Connelly et al., 2012). The brief formation interval of 160.000 years for the CAI-forming event is similar to the median lifetimes of class 0 proto-stars of ~ 0.1 to 0.2 My inferred from astronomical observation of star-forming regions. The thermal regime required for CAI condensation may only have existed during the earliest stages of disk evolution typified by high mass accretion rates ($\sim 10^{-5} M_{\odot} \text{ year}^{-1}$) to the central star. Adopted from (Connelly et al., 2012).

Возрастные оценки образования и эволюции Земли и Луны

В изотопной системе ^{182}Hf – ^{182}W ядро–мантия двустадийный $^{182}\text{W}/^{184}\text{W}$ модельный возраст Земли (рис. 3) составляет около 30 млн лет (Kleine, Walker, 2017). Эта оценка существенно отличается от подобной оценки возраста Марса, составляющей около 4 млн лет. Марс достиг 90% своей конечной массы около 3.6 ± 2 млн лет. Изотопная систематика вольфрама Марса интерпретируется как

показатель быстрого роста небольших тел. Ядро Земли могло формироваться в течение более длительного времени (десятки миллионов лет) (рис. 4). Между тем, работами последних лет с использованием сейсмоприемников, установленных на поверхности Марса, определены более крупные размеры его ядра, чем считалось ранее. Это отражает увеличение роли железа при образовании Марса, по сравнению с образованием Земли и тем более Луны.

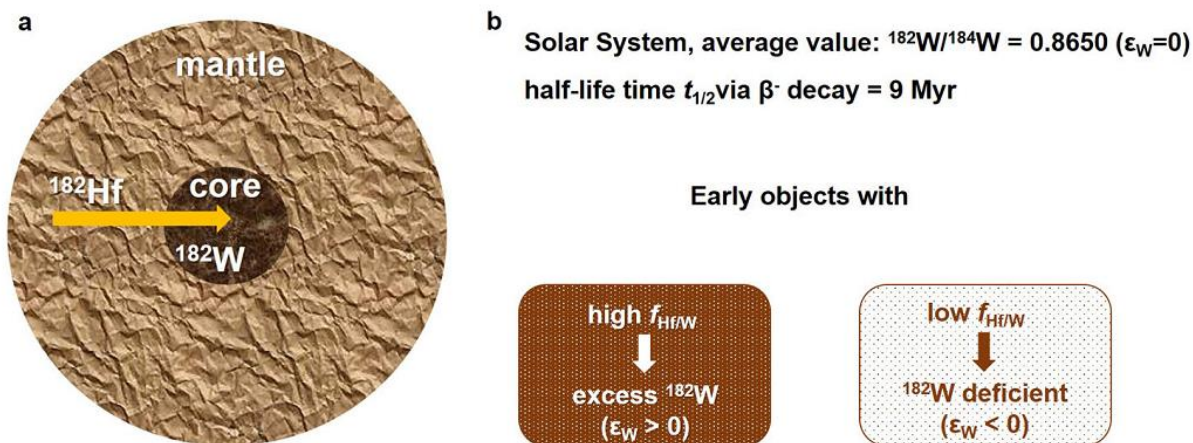


Рис. 3. Панель *a*: Литофильный элемент ^{182}Hf остается в мантии, в то время как умеренно сиде-рофильный элемент ^{182}W перемещается преимущественно в металлическое ядро. Поскольку ^{182}Hf распадается с периодом полураспада 9 млн лет через ^{182}Ta в ^{182}W , эти элементы представляют собой точный таймер аккреции, дифференциации и формирования ядра планет земной группы. Панель *b*: Иллюстрация изотопной Hf–W систематики. Из работы (Halliday, 2000).

Fig. 3. Panel *a*: The lithophile element ^{182}Hf remains in the mantle while the moderately siderophile element ^{182}W moves preferentially into the metallic core. Because ^{182}Hf decays with a half-life time of only 9 Myr via ^{182}Ta into ^{182}W these elements represent a precision timer of accretion, differentiation, and core formation of terrestrial planets. Panel *b*: Illustration of the Hf–W isotopic systematics. After (Halliday, 2000).

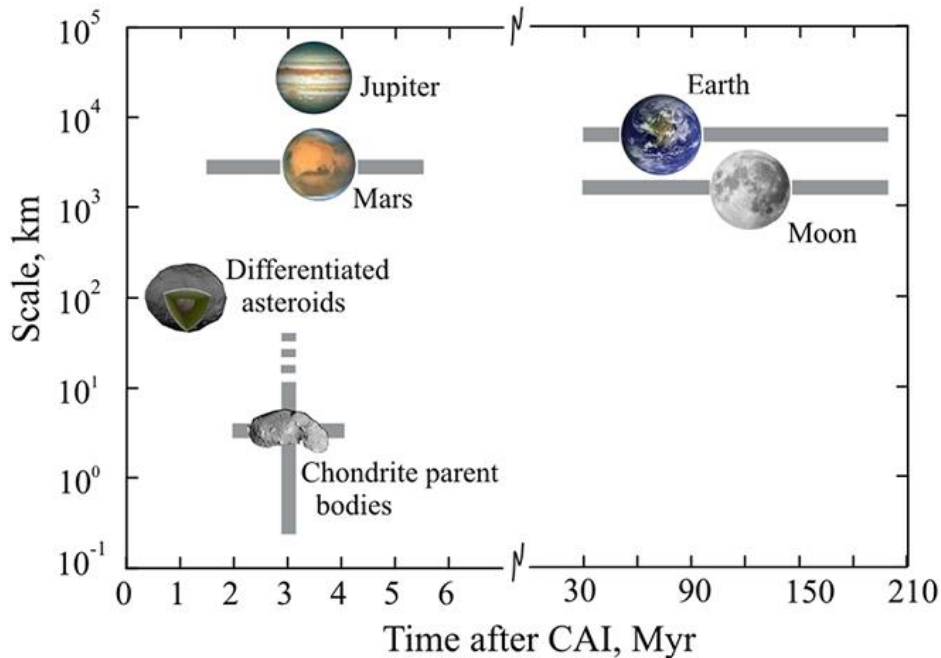


Рис. 4. Предполагаемое время формирования и размеры различных объектов Солнечной системы (пояснения в тексте). Максимальный размер материнских тел хондритов в настоящее время неизвестен. Из работы (Kleine, Walker, 2017).

Fig. 4. Inferred formation timescales and sizes of various objects in Solar system (explanation in the text). The maximum size of chondrite parent bodies is currently uncertain. Adopted from (Kleine, Walker, 2017).

Поиск наиболее древних пород Луны в конце 1980-х годов увенчался интенсивными исследованиями лунного анортозита 60025 с использованием изотопов Sr, Nd и Pb. Полученный прецизионный Pb-изотопный модельный возраст различных фракций породы составил 4.50 ± 0.01 млрд лет (или 70 ± 10 млн лет после образования Солнечной системы) (Nanan, Tilton, 1987), полученная $^{147}\text{Sm}-^{143}\text{Nd}$ изохрона – 4.44 ± 0.02 млрд лет (или 130 ± 10 млн лет после образования Солнечной системы) (Carlson, Lugmair, 1988). Предполагалось, что возраст Луны находится в диапазоне 4.51–4.44 млрд лет. Причина различий результатов датирования в U–Pb и Sm–Nd изотопных системах осталась неясной.

По результатам более поздних исследований, проводившихся в 2000-х годах, предполагалось образование анортозитовой коры Луны приблизительно через 100 млн лет после возникновения Солнечной системы. Самая поздняя оценка времени ее образования – 4.46 ± 0.04 млрд лет назад (Norman et al. 2003). Анортозитовая кора связывалась с образованием магматического океана (Zahnle

et al. 2007). Крупномасштабный магматизм мог сохраняться в течение значительного времени после его охлаждения. Осталось неясным, насколько сильно возраст самой ранней анортозитовой коры ограничивает возраст Луны. Полученные оценки времени образования Луны со времени возникновения Солнечной системы перекрывают интервал 45–150 млн лет (Halliday, 2008) или 70–200 млн лет (Kleine, Walker, 2017). Данные Hf-модельного датирования фрагментов конкордантных цирконов миссии Аполлон 14 указывают на дифференциацию лунной коры 4.51 млрд лет назад (Barboni et al., 2017).

В компиляции геохронометрических данных по породам Луны (Stöffler et al., 2006) сведены датировки в интервале от >4.5 до 3.1 млрд лет, полученные для шести типов лунных пород миссий Аполлона: (1) морские базальты, которыми частично заполнены бассейны ударных кратеров, например в бассейне Lunar Procellarum, (2) метаморфические породы высокой степени метаморфизма (расплавленные и нерасплавленные породы гранулитовой фации), (3) щелочные породы, (4) граниты/фельзиты, (5)

базальты KREEP (породы обогащены калием, редкоземельными элементами и фосфором) и (б) плутонические магнезиальные разновидности и железистые анортозиты (породы фундамента). Используются

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, Rb–Sr, Sm–Nd, U–Pb и Pb–Pb методы датирования. Максимум 4.0–3.8 млрд лет связан с серией датировок, полученных методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (рис. 5).

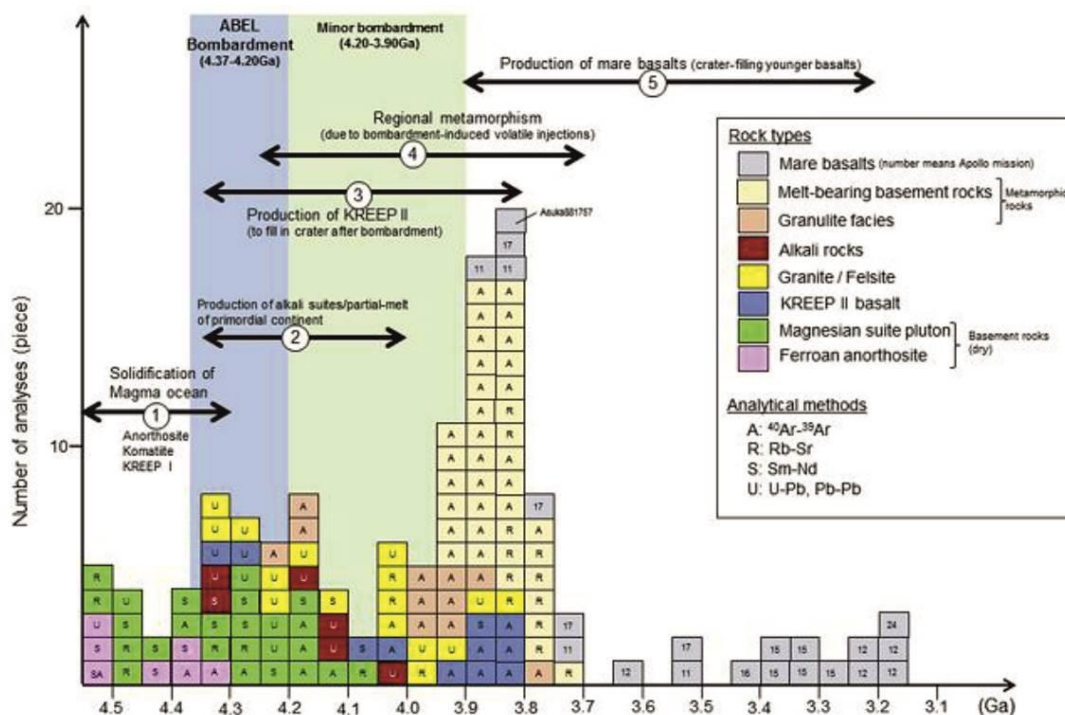


Рис. 5. Сводка радиометрических датировок лунных пород (Stöffler et al., 2006). Учитывая наличие ферроанортозитовых и магнезиальных разновидностей плутонов, состоящих из безводных минералов, предполагается изначально сухой состав Луны после ее образования до 4.37 млрд лет назад. После внедрения летучих веществ на Луне образовались метаморфические породы, а также граниты и щелочные породы. Прямоугольники без символа метода датирования указывают спектр возрастов, определенных по породам одной миссии Аполлона. Из работы (Maruyama, Ebisuzaki, 2017).

Fig. 5. The summary of radiometric ages of Lunar rocks based on data compiled by Stöffler et al. (2006). Considering the occurrence of Ferroan anorthosite and magnesian suite plutons composed of anhydrous minerals, the Moon was initially dry following its formation until 4.37 Ga. After the injection of volatiles, the Moon formed metamorphic rocks, as well as granite and alkali rocks. Rectangles without a symbol of dating method indicate age estimates from a single Apollo mission. Adopted after (Maruyama, Ebisuzaki, 2017).

В интерпретации этих геохронометрических данных, предложенной в работе (Maruyama, Ebisuzaki, 2017), кристаллизации магматического океана соответствуют датировки железистых анортозитов и частично пород магнезиальных плутонов в интервале 4.53–4.30 млрд лет назад с последующим переходом к предполагаемой бомбардировке ABEL (4.37–4.20 млрд лет назад). Эти два типа пород указывают на то, что после магматического океана Луна была сухой, а летучие вещества были привнесены спустя некоторое время. Всему датированному временному диапазону соответствует поздний

шпон в начале геологического существования Луны.

Вступление событий позднего шпона обосновывается результатами Ar/Ar и U–Pb (циркон) датирования образцов Аполлона. На рис. 6 представлена сводная информация о результатах датирования. Датировки циркона в основном варьируются от 4.20 до 4.37 млрд лет с небольшими возрастными пиками до 3.9–3.8 млрд лет. Датировки около 4.53 млрд лет проблематичны из-за ультравысоких температур.

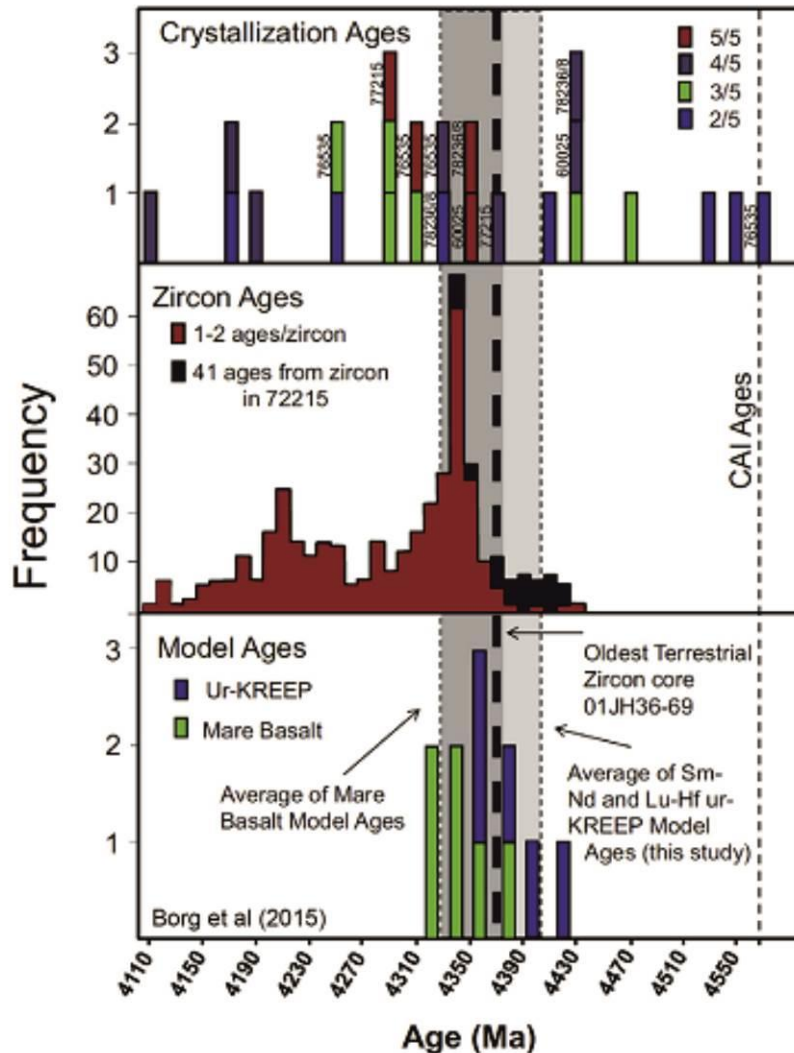


Рис. 6. Гистограммы возраста, полученные по образцам Луны (Аполлон) (Borg et al., 2015) в ходе выполнения программы «Аполлон» Национального управления по аэронавтике и исследованию космического пространства (НАСА) в различных местах посадки. Из работы (Maruyama, Ebisuzaki, 2017).

Fig. 6. Histograms of ages derived from the Lunar (Apollo) samples (Borg et al., 2015) acquired during the National Aeronautics and Space Administration (NASA) Apollo program at the various landing sites. Из работы (Maruyama, Ebisuzaki, 2017).

Ключевым фактом является проявление KREEP II (породы вулканических извержений в кратерах), гранитов и щелочных пород после 4.35 млрд лет назад. Предполагается, что щелочные породы образовались в результате частичного плавления пород фундамента при участии летучих компонентов в интервале от 4.35 до 4.0 млрд лет назад. К этому времени на Луну были доставлены летучие вещества в результате бомбардировок. Возраст самого молодого базальта KREEP составляет 3.80 млрд лет.

По результатам датирования образцов, собранных американскими астронавтами, флудбазальты извергались на ближней к Земле стороне Луны до 3.7 млрд лет назад. Магматический потенциал Луны, однако, в это время не был исчерпан. Хронология подсчета кратеров предполагает продолжительный базальтовый вулканизм от ~4.0 до ~1.2 млрд лет. Возраст самых молодых морских базальтов в Oceanus Procellarum (Океан Бурь) составляет около 2.2–1.2 млрд лет (Fernandes et al., 2003; Hiesinger et al., 2010; Morota et al., 2011).

В базальте Chang'E-5 (китайская миссия на Луну 2021 г.) различные минеральные фазы образуют единую изохрону, определяющую прецизионную Pb–Pb датировку 2030 ± 4 млн лет (рис. 7). Все изученные обломки имеют первичную магматическую структуру без явного наложения ударного метаморфизма. Эта датировка представляет собой самый молодой измеренный радиоизотопным методом возраст кристаллизации лунных базальтовых пород. Другой группой исследователей для базальта Chang'E-5 получена менее точная Pb–Pb оценка возраста 1963 ± 57 млн лет (Che et al., 2021).

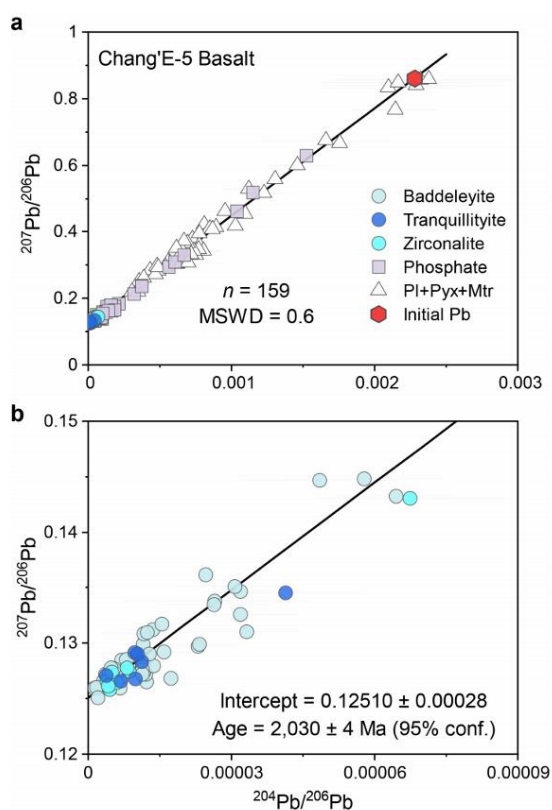


Рис. 7. Pb–Pb изохрона базальта Chang'E-5. *a* – интегральная Pb–Pb изохрона, показывающая линию смешения между пересечением радиогенного $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и исходным составом Pb ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.00228 \pm 0.0001$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.860 \pm 0.019$). *б* – увеличенная нижняя часть изохроны на панели *a*, показывающая измерения Zr-содержащих минералов. Черная линия соответствует наиболее подходящей изохроне с уравнением $y = (323 \pm 7)x + (0.12510 \pm 0.00028)$ интервалов ошибок, представленных стандартной ошибкой (SE) 1σ . Pl – плагиоклаз; Pyx – пироксен; Mtr – основная масса. Из работы (Li et al., 2021).

Fig. 7. Pb–Pb isochron for the Chang'E-5 basalts. *a* – the integrated Pb–Pb isochron showing the mixing line between the y-intercept as radiogenic $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ and the initial Pb compositions ($^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.00228 \pm 0.0001$; $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.860 \pm 0.019$). *b* – the enlarged lowest part of the isochron in panel a highlighting the measurements of Zr-bearing minerals. The black line is the best-fitted isochron with an equation of $y = (323 \pm 7)x + (0.12510 \pm 0.00028)$. Error bars represent 1σ standard error (SE). Pl, plagioclase; Pyx, pyroxene; Mtr, matrix. Adopted from (Li et al., 2021).

Ключевые геохимические характеристики пород Земли и Луны

Для решения вопроса о происхождении Луны решающую роль играет обеднение Луны железом и летучими элементами. Луна содержит во много раз меньше K, Na и других летучих элементов по сравнению с углестыми хондритами. Луна заметно обеднена летучими компонентами по сравнению с Землей (рис. 8).

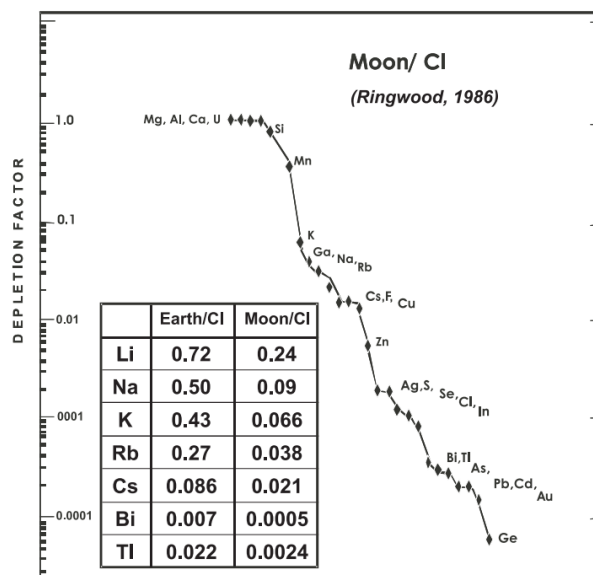


Рис. 8. Обеднение Луны и Земли летучими веществами (данные Ringwood, 1986; Jones, Palme, 2000). Из работы (Galimov, Krivtsov, 2005).

Fig. 8. Depletion of the Moon and Earth in volatiles (data from Ringwood 1986; Jones, Palme 2000). Из работы (Galimov, Krivtsov, 2005).

Предполагался механизм истощения посредством испарения летучих элементов. Однако при испарении происходит фракционированием изотопов углерода, кислорода,

магния, калия, кремния, хрома и других. При испарении легкий изотоп опережает тяжелый, и остаточное вещество должно обогатиться тяжелым изотопом элемента, который был утрачен. Между тем, следов изотопного фракционирования летучих в лунном веществе не обнаружено. В координатах $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^{17}\text{O}$ изотопные составы образцов Луны и Земли лежат на одной линии.

Фигуративные точки образцов других космических тел Солнечной системы смещены от этой линии (рис. 9). Следовательно, Луна образовалась из такого же вещества, как и мантия Земли, т.е. Луна и Земля принадлежали к единому телу без каких-либо дополнений из других тел Солнечной системы (Lugmair, Shukolyukov, 1998; Clayton, Mayeda, 1975; Галимов, 2005).

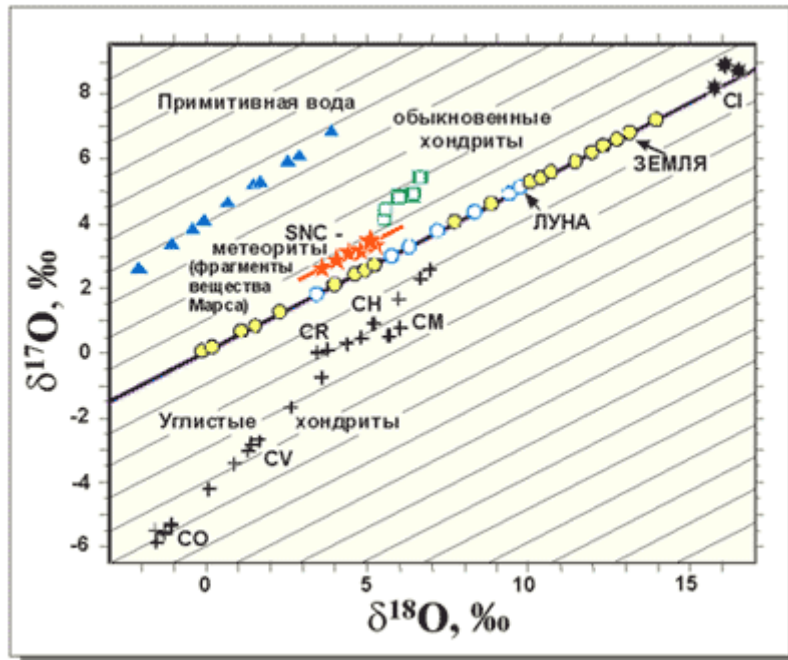


Рис. 9. Диаграмма отношений изотопов кислорода $\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{17}\text{O}$ и $\delta^{18}\text{O}$ – величины, характеризующие сдвиги изотопных отношений кислорода $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, относительно принятого стандарта SMOW). На этой диаграмме образцы Луны и Земли ложатся на общую линию фракционирования, что свидетельствует о генетическом родстве их состава. Из работы (Галимов, 2005).

Fig. 9. Diagram of oxygen isotope ratios $\delta^{17}\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O}$ ($\delta^{17}\text{O}$ and $\delta^{18}\text{O}$ are values characterizing shifts in oxygen isotope ratios $^{17}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, relative to the accepted SMOW standard). In this diagram, samples from the Moon and Earth fall on a common fractionation line, indicating the genetic relations of their compositions. After (Galimov, 2005).

Морские базальты на Луне являются ключевым источником информации о термохимической эволюции на протяжении большей части лунной истории. Считалось, что молодые морские базальты KREEP из региона Oceanus Procellarum, который называется Procellarum KREEP Terrane (PKT), образовались на глубине из источников, обогащенных калием, ридкоземельными элементами и фосфором. Однако эта гипотеза не проверялась на молодых базальтах территории PKT. Исследования обломков

молодого (2 млрд лет) базальта PKT Chang'E-5 показывают умеренные концентрации TiO_2 , высокие концентрации FeO и KREEP-подобные концентрации редкоземельных элементов (РЗЭ) и Th. Этот базальт имеет содержание TiO_2 6–8 мас.% в интервале содержания этого оксида базальтовых обломков A16 60639, но по другим компонентам (низким значениям $\text{Mg}\#$, низким содержаниям Al_2O_3 и K_2O) отличается от них (рис. 10).

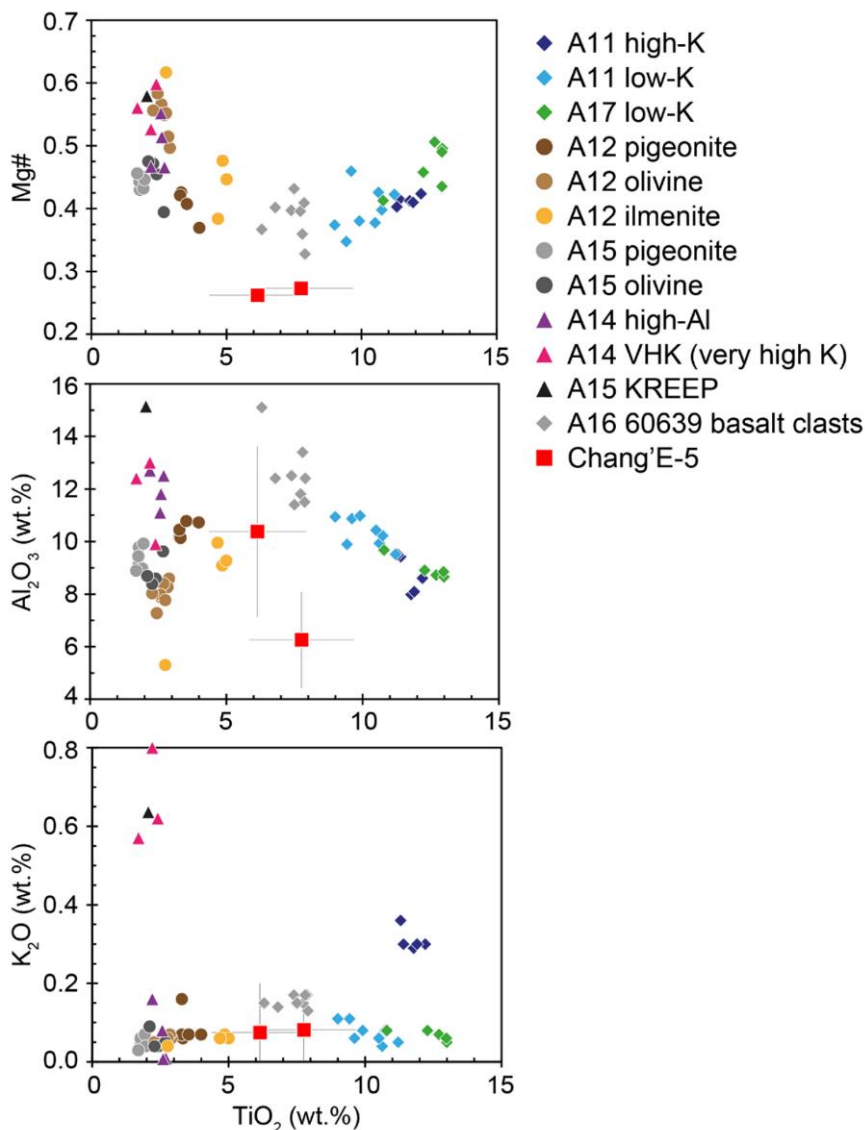


Рис. 10. Валовый химический состав обломков базальта Chang'E-5. Показаны вариации $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$, Al_2O_3 и K_2O в зависимости от TiO_2 для двух проанализированных фрагментов Чанъэ-5 (красные квадраты с полосами ошибок 1 сигма). Их сравнивают с различными базальтами с мест посадки Аполлона, как указано в легенде (A11 означает Аполлон-11 и т. д. A16 60639 относится к образцу 60639 Аполлона-16). Из работы (Che et al., 2021).

Fig. 10. Bulk chemical composition of basalt Chang'E-5 fragments. Shown are variations of $Mg\# = Mg/(Mg+Fe)$, Al_2O_3 , and K_2O vs. TiO_2 for the two analyzed Chang'e-5 fragments (red squares with 1 sigma error bars). These are compared to different basalts from Apollo landing sites as indicated in the legend (A11 stands for Apollo 11 etc. A16 60639 refers to Apollo 16 sample 60639). Adopted from (Che et al., 2021).

Источник базальта Chang'E-5 отличается от источника базальтов KREEP по изотопному составу Sr и Nd. Повышенные концентрации несовместимых микроэлементов и обогащение легкими РЗЭ в обломках базальта Chang'E-5 являются типичными характеристиками для материала, обогащенного KREEP. Однако изотопный состав базальта Chang'E-5 не согласуется с происхождением

базальтов KREEP. Даже небольшой вклад (<0.5%) к материалу KREEP приведет к возрастанию отношения $^{87}Rb/^{86}Sr$ (>0.19) при низком отношении $^{147}Sm/^{144}Nd$ (<0.173) (рис. 11), что значительно сместит изотопные отношения Sr и Nd базальта Chang'E-5. Низкое начальное $^{87}Sr/^{86}Sr$ и высокое $\epsilon Nd(t)$, наблюдаемые в базальте Chang'E-5, подобны значениям в низкотитанистых базальтах Апол-

лона-12. Это сходство указывает на выплавление базальтов Chang'E-5 и низкотитанистых базальтов Аполлона-12 из истощенного источника, не связанного с KREEP. Такой

истощенный источник мог кристаллизоваться из кумулатов раннего лунного магматического океана, в которых преобладал оливин и пироксен.

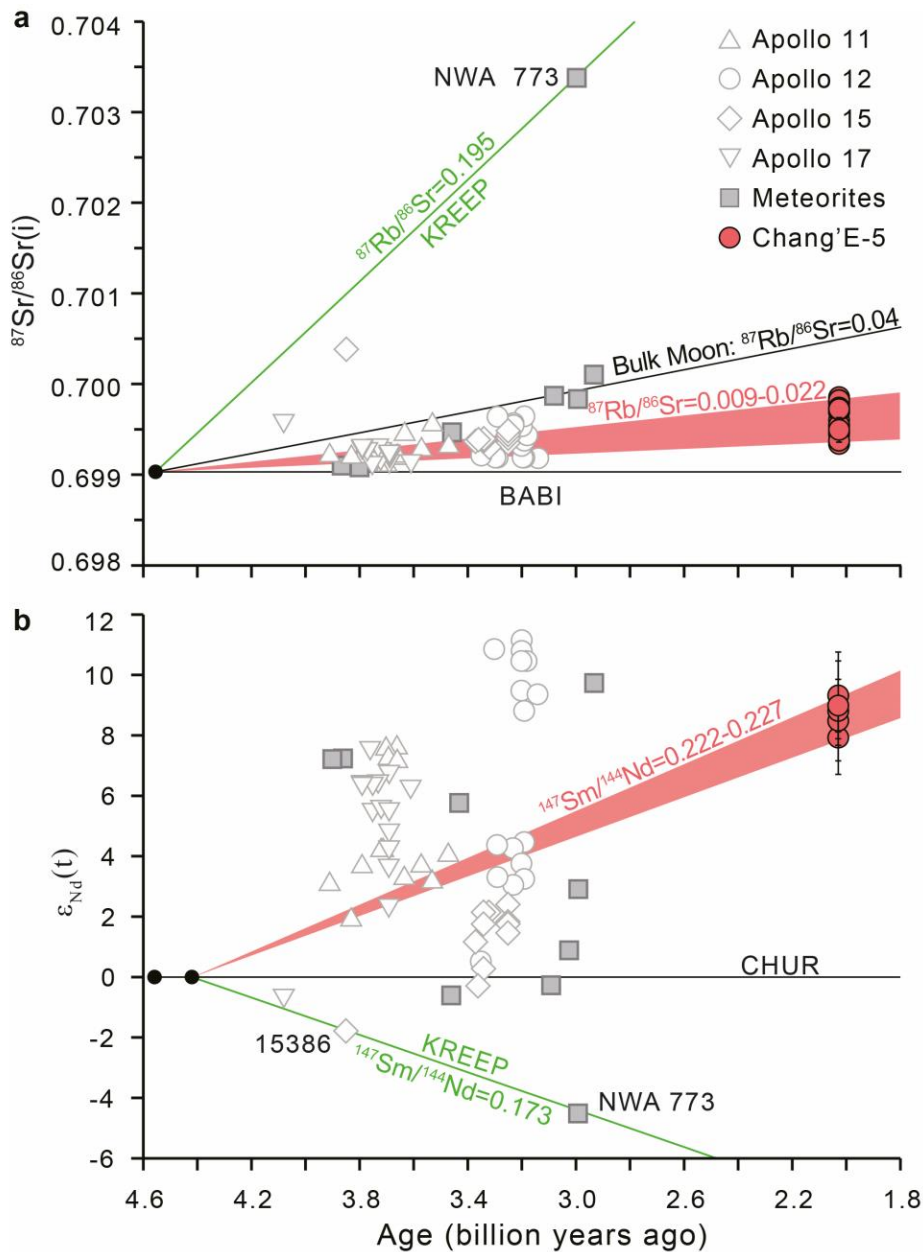


Рис. 11. Изотопная Rb–Sr и Sm–Nd эволюция лунного материала. *a* – отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ в области источника базальта Chang'E-5 рассчитывается в рамках одностадийной модели, в которой Луна дифференцировалась 4.56 миллиарда лет назад с начальным $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.69903$ (Nyquist et al., 1973; Nyquist, 1977). Валовое значение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ на Луне взято из (Nyquist, 1977; Neal et al., 1990). *б* – отношение $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ в области источника рассчитывается в рамках двухстадийной модели роста по (Borg et al., 2009; Elardo et al., 2014). В этой модели Луна следует по хондритному пути до тех пор до дифференциации 4.42 ± 0.07 миллиарда лет назад, что соответствует модельному возрасту образования urKREEP (Nyquist, Shih, 1992; Nyquist et al., 1995). Изотопные Sr и Nd данные базальта Chang'E-5 получены, соответственно, по плагиоклазу и мерриллиту. Исходные $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ и $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ рассчитаны на 2.03 миллиарда лет назад (Li et al., 2021). Горизонтальные сплошные линии на обеих панелях относятся к первичному резервуару. Данные о базальтах и метеоритах Аполлона взяты из работы (Elardo et al., 2014) и ссылок в ней. Диаграммы из работы (Tian et al., 2021).

Fig. 11. Rb–Sr and Sm–Nd isotopic evolution of lunar materials. *a* – $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ ratios of Chang'E-5 basalt source regions are calculated assuming a single-stage model in which the Moon differentiated at 4.56 billion years ago with an initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0.69903$ (Nyquist et al., 1973; Nyquist, 1977). The bulk Moon $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ value is from (Nyquist, 1977; Neal et al., 1990). *b* – $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios of basalt source regions are calculated assuming a two-stage growth model following (Borg et al., 2009; Elardo et al., 2014). In this model, the Moon followed a chondritic path until differentiation occurred at 4.42 ± 0.07 billion years ago represented by the model age of urKREEP formation (Nyquist, Shih, 1992; Nyquist et al., 1995). The Sr and Nd isotopic data of the Chang'E-5 basalts were acquired on plagioclase and merrillite, respectively. The initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ and $\epsilon\text{Nd}(t)$ are calculated using 2.03 billion years ago (Li et al., 2021). The horizontal solid lines in both panels refer to the primordial reservoir. The Apollo mare basalts and meteorites data are from (Elardo et al., 2014) and references therein. Adopted from (Tian et al., 2021).

Предполагалось, что лунные породы обогащались РЗЭ и несовместимыми микроэлементами, скорее всего, вследствие магматических процессов, таких как частичное плавление и фракционная кристаллизация. Считалось, что аналогичные характеристики, наблюдаемые в лунных базальтовых метеоритах (например, NWA 032, NWA 4734, LAP 02205), возникают в результате частичного плавления слабо истощенного источника с $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222\text{--}0.227$ и $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} = 0.009\text{--}0.022$ (рис. 8). До извержения базальтового расплава Chang'E-5 должна была произойти фракционная кристаллизация, способствовавшая повышению содержания несовместимых элементов и легких РЗЭ. Низкое значение $\text{Mg}\#$ (~ 32) при высоком содержании FeO (22.2 мас.%) и TiO_2 (5.7 мас.%), а также зональность оливина и пироксена в образцах базальта Chang'E-5 свидетельствуют о том, что он представляет собой продукт магматического очага, эволюционировавший под РКТ около 2 млрд лет назад.

Для получения высоких концентраций РЗЭ и Th необходимо частичное плавление низкой степени и/или фракционная кристаллизация. Молодой (2 млрд лет) вулканизм не связан с ассоциацией KREEP. Отсутствие радиоактивных тепловыделяющих элементов в их источнике предполагает продолжительную историю охлаждения недр Луны для генерации самых молодых расплавов Луны без генерации дополнительного радиогенного тепла.

Специфика источника базальта Chang'E-5 подчеркивается исследованием изотопного состава Pb. Определение значения μ зависит от принятой лунной модели изотопной эволюции Pb (Snape et al., 2016, 2019; Merle et al., 2020). На основе модели лунного магма-

тического океана (Lunar Magma Ocean, LMO), который предположительно породил все основные лунные силикатные резервуары, включая источники лунных базальтов, предлагается двухэтапная модель лунной эволюции изотопов Pb. Эволюция изотопов Pb базальтового источника начинается с t_0 (около 4500 млн лет назад) для образования Луны с $\mu_1 = 462 \pm 46$ для LMO, через t_1 (около 4420–4300 млн лет назад) для кристаллизации LMO и образование крупных геохимически-различных резервуаров с различными значениями μ_2 , до t_2 для образования морского базальта с исходными изотопами Pb. Хотя время t_1 остается неопределенным, его возрастной диапазон мало влияет на рассчитанные значения μ_2 . Для расчета двухступенчатого значения μ 684 ± 40 для источника базальта Chang'E-5 было выбрано время t_1 4376 ± 18 млн лет. Это значение μ находится в пределах ($\mu \approx 300\text{--}1000$) низкотитанистых и высокотитанистых базальтов Аполлона, но значительно ниже, чем значения ($\mu \approx 2600\text{--}3700$) базальтов KREEP и высокоглиноземистых базальтов (рис. 12). Такое резкое различие предполагает, что базальт Chang'E-5 из террейна Procellarum KREEP, скорее всего, образовался в результате плавления источника с низким содержанием KREEP. Очевидное увеличение значений μ с интервала 3.4–3.0 млрд лет для низкотитанистых базальтов Аполлона и низко- и очень низкотитанистых базальтовых метеоритов (NWA 4734 и NWA 773) позволяют предположить прогрессирующий вклад KREEP-подобного компонента в такие породы. Однако базальт Chang'E-5 не следует этой тенденции, что указывает на отсутствие KREEP-подобных компонентов в глубинном источнике.

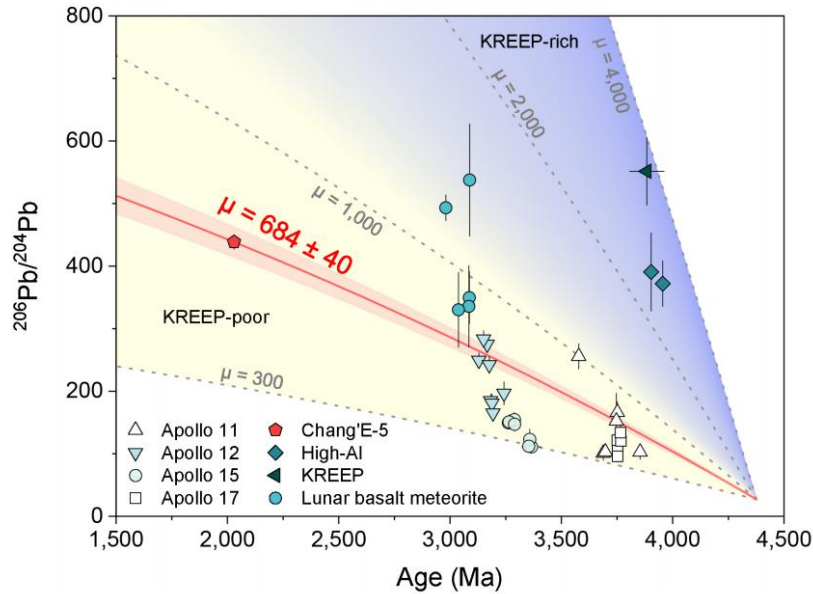


Рис. 12. Исходные отношения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ в зависимости от возраста кристаллизации лунных базальтов и метеоритов. Линии представляют собой двухэтапную эволюцию изотопов Pb источников лунной мантии при заданных значениях μ . Области градиента связаны с мантийными источниками от базальтов бедных KREEP (желтый) до богатых KREEP (синий) согласно значениям μ (Snape et al., 2016). Данные Аполлона и метеоритов взяты из источников (Snape et al., 2016, 2019; Merle et al., 2020). Столбики ошибок представляют собой стандартные ошибки 2σ . A11 – высокотитанистые базальты Аполлона-11; A12 – низкотитановые базальты Аполлона-12; A15 – низкотитанистые базальты Аполлона; A17 – высокотитанистые базальты Аполлона-17; Высокоглиноземистые базальты Аполлона-14; KREEP, базальты KREEP Аполлона-15; Лунный базальтовый метеорит, низко- и очень низкотитанистые базальтовые метеориты (кланы NWA 4734 и NWA 773). Взято из (Li et al., 2021).

Fig. 12. Initial $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ratios vs. crystallization ages of the lunar basalts and meteorites. The lines represent the two-stage Pb isotope evolution of lunar mantle sources at given μ values (Snape et al., 2016). The gradient areas are associated with KREEP-poor (yellow) to KREEP-rich (blue) mantle sources according to μ values. The Apollo and meteorite data are from (Snape et al., 2016, 2019; Merle et al., 2020). Error bars are 2σ standard errors. A11 – Apollo 11 high-Ti basalts; A12 – Apollo 12 low-Ti basalts; A15 – Apollo low Ti basalts; A17 – Apollo 17 high-Ti basalts; High-Al, Apollo 14 high-Al basalts; KREEP, Apollo 15 KREEP basalts; Lunar basalt meteorite, low- and very-low-Ti basaltic meteorites (NWA 4734 and NWA 773 clan). Adopted from (Li et al., 2021).

Модели образования системы Земля–Луна

Мегаимпактная модель и противоречащие ей факты

Анализ первых лунных образцов, а также геофизических данных и данных дистанционного зондирования миссий Аполлон привел к гипотезе гигантского ударного происхождения Луны. У.К. Хартманн и Д.Р. Дэвис (Hartmann, Davis, 1975) предположили, что вместо того, чтобы расти за счет скопления планетезималей, Земля завершила аккрецию несколькими катастрофическими слияниями тел одинакового размера. В соответствии с этим предположением А.Г.У. Кэмерон и У.

Уорд (Cameron, Ward 1976) показали, что протопланета размером с Марс (получившая название «Тейя» – мать Луны в греческой мифологии (Halliday, 2000)) могла столкнуться с прото-Землей под углом около 45° со скоростью при контакте $V_{\text{coll}} \approx V_{\text{esc}}$. Этим объяснялся высокий угловой момент системы Земля–Луна. Делался вывод о том, что, если Луна рождалась на границе сталкивающихся мантий, она имела преимущественно силикатный состав, объясняющий ее небольшое ядро (Гольдштейн и др., 1976), составляющее самое большое несколько процентов лунной массы. Такие соотношения в теле Солнечной системы уникальны.

В гипотезе образования Луны в результате столкновения с Землей (мегаимпакта)

предполагалось, что огромная масса земного материала и частично материала ударника (небесного тела, столкнувшегося с Землей) расплавилась и была выброшена на околоземную орбиту. В 1989 г. было выполнено компьютерное моделирование по алгоритму, потребовавшему использование 31-дневного расчетного ресурса самого совершенного военного компьютера того времени. Была показана возможность осуществления сценария мегаимпакта с динамической точки зрения. В канонической компьютерной модели формирования Луны при столкновении протопланеты «Тейя» с прото-Землей «сцепление и слияние» выбрасывает часть мантии Тейи на орбиту, в то время как Земля аккумулирует большую часть Тейи и ее импульс. Согласно математической модели, создавалась горячая прото-лунная система с высо-

ким угловым моментом и преобладанием силикатов, что в значительной степени согласовывалось с лунной геологией, геохимией и динамикой. В рамках гипотезы объяснялось повышенное значение углового момента системы Земля–Луна и наклон оси Земли. Поскольку столкновение случилось после образования ядра Земли, железо оказалось в основном сконцентрированным в ядре Земли, а Луна образовалась из силикатного вещества земной мантии.

Гипотеза мегаимпакта нашла отражение в общем сценарии роста Земли за 30 млн лет от астероида до планеты современного радиуса, имеющей все оболочки. Гигантский удар произошел около 4.53 млрд лет назад с уничтожением океана на поверхности Земли и вскоре после этого океан вновь образовался (Abe, 1995) (рис. 13).

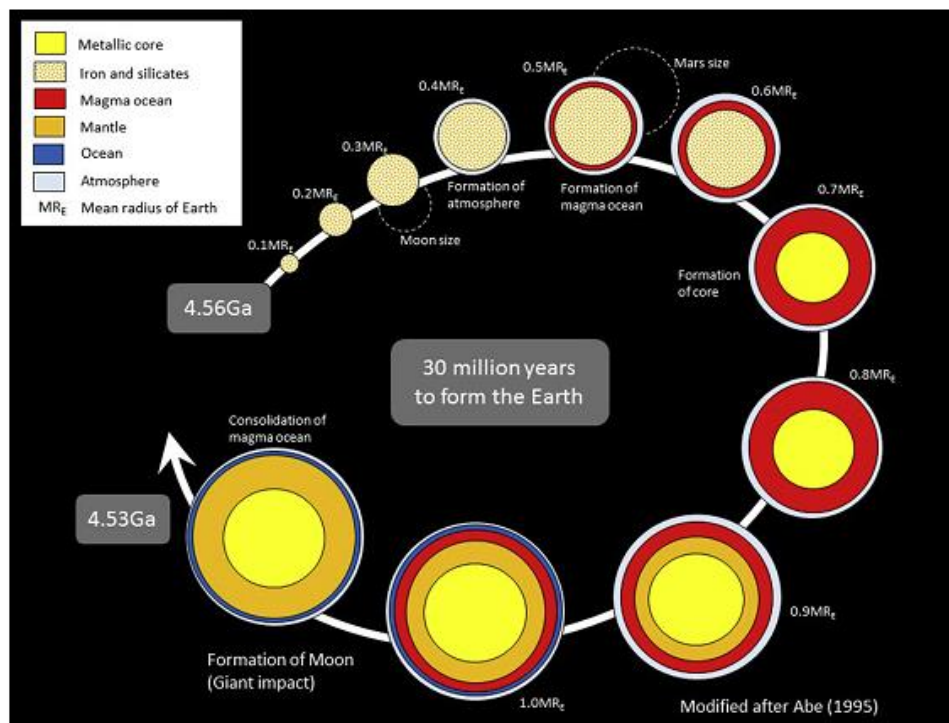


Рис. 13. Схематическая иллюстрация последовательного роста среднего радиуса Земли (MRE, middle radius of Earth) от астероида до слоистого тела с атмосферой и океаном (Abe, 1995; Maruyama, Ebisuzaki, 2017). Видны ступени дифференциации: 0.3 MRE – сохраняется атмосфера, 0.5 MRE (размер Марса) – зарождается магматический океан на поверхности и 0.7 MRE – образуется ядро. Около 4.53 млрд лет назад происходит гигантский удар и вскоре после этого вновь образуется океан.

Fig. 13. Schematic illustration of the successive formation of the layered Earth, from asteroid to the fully-layered Earth with atmosphere and ocean at 4.53 Ga (Abe, 1995; Maruyama, Ebisuzaki, 2017). Note the step-wise differentiation at 0.3 MRE (mean radius of the Earth) (keeping atmosphere), 0.5 MRE (Mars) (initiation of magma ocean on the surface), and 0.7 MRE (segregation of core), giant impact at 4.53 Ga, and the re-emergence of ocean shortly thereafter.

По сравнению с ^{182}Hf – ^{184}W изотопной систематикой мантии Земли U–Pb изотопная систематика дает гораздо более продолжительные временные рамки аккреции Земли с образованием ее ядра (Halliday, 2004; Kleine et al., 2004; Rudge et al., 2010; Kleine, Walker, 2017). Рассчитывается время, необходимое для роста до ~ 0.63 ее радиуса 56–130 млн лет в равновесной двустадийной модели и 21.5–51 млн лет в модели экспоненциального роста (Rudge et al., 2010). Иными словами, в отличие от Hf–W хронометра, U–Pb хронометр не дает строгого ограничения процессов ранней Земли, поскольку U/Pb соотношение в массе Земли и изотопный состав Pb известны недостаточно хорошо (Jacobsen et al., 2008; Kleine, Walker, 2017). Более того, несоответствие временных шкал аккреции, связанное с U–Pb систематикой, может быть вызвано поздней сегрегацией свинец-содержащих сульфидов в ядре Земли (Wood, Halliday, 2005; Hart, Gaetany, 2006; Halliday, Wood, 2007), неравновесием при формировании ядра (Halliday, 2004; Allègre et al., 2008) и возможным добавлением Pb в позднем шпоне (Albarède, 2009). Затруднения, которые вызывают объяснения близкого изотопного состава Земли и Луны в теории гигантского удара были названы изотопным кризисом (Melosh, 2014).

Основной неопределенностью между систематикой Hf–W и U–Pb для временной шкалы формирования ядра Земли является сильная зависимость этих систем от равновесия металл–силикат (Kleine et al., 2002; Allègre et al., 2008) и неясного изотопного состава свинца и отношения U/Pb в Земле (Yin, Jacobsen, 2006). Дж.Ф. Радж и др. (Rudge et al., 2010) обратили внимание на то, что Hf–W изотопная система ограничивает раннюю фазу аккреции, тогда как U–Pb изотопная система ограничивает позднюю стадию аккреции и мало информативна в отношении раннего роста Земли. Для согласования определений возраста в Hf–W и U–Pb изотопных системах растущей Земли, необходимо полное металл–силикатное равновесие в сочетании с очень быстрой ранней аккрецией, которая впоследствии замедляется и сопровождается длительной фазой гораздо более медленного роста, кульминацией которой становится поздний мегаимпакт, т.е. событие формирования Луны (Rudge et al., 2010; Yu, Jacobsen, 2011).

На рис. 14 представлена одна из последних реконструкций сторонников мегаимпактного происхождения Луны (Halliday, Canup, 2023), в которой Луна образовалась около 100 млн лет после образования Солнечной системы, гораздо позже Марса.

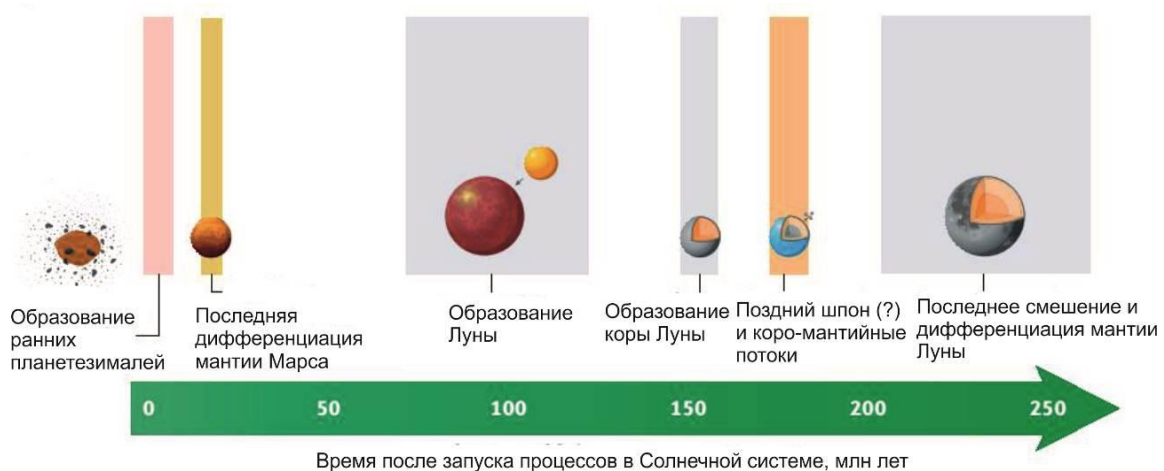


Рис. 14. Схема сопоставления этапов формирования и дифференциации Марса и Луны. Предполагается ранняя и быстрая аккреция Земли и других планетарных объектов, кульминацией которой стал гигантский удар, образовавший Луну. Существовал ли поздний шпон, теперь не ясно, поскольку имеются доказательства того, что высокосидерофильные элементы в силикатной Земле могли частично возникать в результате потока из ядра. Из работы (Halliday, Canup, 2023)

Fig. 14. Scheme of comparison of the stages of formation and differentiation of the Mars and Moon (Halliday, Canup, 2023). Early and rapid accretion of the Earth and other planetary objects is hypothesized

sized, culminating in a giant impact that formed the Moon. Whether late veneer existed is now unclear, as there is evidence that highly siderophilic elements in silicate Earth may have arisen in part by flow from the core. Adopted from (Halliday, Canup, 2023).

Модель фрагментации газопылевого облака, объяснения фактов, противоречащих мегаимпактной гипотезе

Конкурирующая модель предложена Э.М. Галимовым в середине 1990-х годов. Согласно этой модели, Луна сформировалась не вследствие удара, а одновременно с Землей в результате фрагментации облака пылевых частиц по принципу формирования двойных звезд (рис. 15).

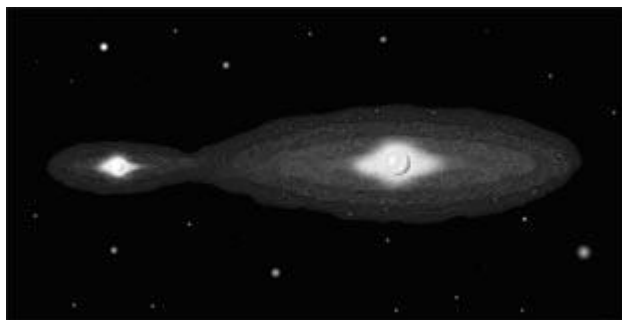


Рис. 15. Формирование Земли и Луны из общего газопылевого диска как двойной системы (Галимов, 2005).

Fig. 15. Formation of the Earth and Moon from a common gas-dust disk as a binary system (Galimov, 2005).

В рамках этой гипотезы снижение содержания железа объясняется его утратой Лунной вместе с другими летучими компонентами в результате испарения. Проблема изотопного фракционирования решается переводом кинетического изотопного эффекта в испарение закрытой системы, в которой испарившаяся молекула может вновь вернуться в расплав. В этом случае устанавливается некоторое равновесие между расплавом и паром. Более летучие компоненты накапливаются в паровой фазе. Вследствие того, что существует как прямой, так и обратный переход молекул между паром и расплавом, термодинамический изотопный эффект оказывается небольшим, а при повышенных температурах может быть пренебрежимо мал. Идея закрытой системы неприменима к расплаву, выброшенному на околоземную орбиту и испаряющемуся в космическое пространство, но она вполне соответствует процессу, протекающему в

облаке частиц. Испаряющиеся частицы окружены своим паром, и облако в целом находится в условиях закрытой системы (рис. 16).

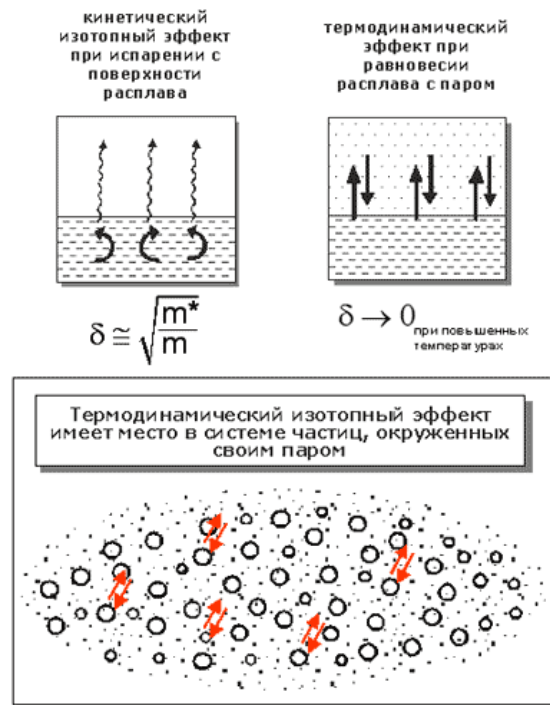


Рис. 16. Кинетический и термодинамический изотопные эффекты: а) кинетический изотопный эффект при испарении расплава приводит к обогащению пара легкими изотопами летучих элементов, а расплав – тяжелыми изотопами; б) термодинамический изотопный эффект, возникающий при равновесии между жидкостью и паром. Он может быть пренебрежимо мал при повышенных температурах; в) закрытая система частиц, окруженных своим паром. Испарившиеся частицы могут вновь возвращаться в расплав. Из работы (Галимов, 2005).

Fig. 16. Kinetic and thermodynamic isotope effects: a – a kinetic isotope effect during melt evaporation leads to enrichment of a steam with light isotopes of volatile elements, and a melt with heavy isotopes; b – thermodynamic isotope effect that occurs, when there is equilibrium between liquid and vapor. It may be negligible at elevated temperatures; c – a closed system of particles surrounded by their own vapor. Evaporated particles can return to the melt again. Adopted from (Galimov, 2005).

При обосновании гипотезы решалась динамическая задача образования двойной системы Земля–Луна и принимался расчетный вариант модели молекулярной динамики (Galimov, Krivtsov, 2005). Предполагалось, что облако сжимается в результате гравитации. Происходит его коллапс. Перешедшая в пар часть вещества выжимается из облака, а оставшиеся частицы оказываются обедненными летучими компонентами. При этом фракционирование изотопов отсутствует или пренебрежительно мало.

В модели облако частиц движется в соответствии с уравнением второго закона Ньютона, включающего массу, ускорение и силу, вызывающую движение. Сила взаимодействия между каждой частицей и всеми остальными частицами включает несколько слагаемых: гравитационное взаимодействие, упругую силу, действующую при соударении частиц (проявляется на очень малых расстояниях), и неупругую часть взаимодействия, в результате которого энергия столк-

новения переходит в тепло. Облако частиц имеет массу системы Земля–Луна и обладает угловым моментом, характеризующим систему этих тел.

В компьютерном расчете модели описывается коллапс облака частиц с формированием центрального тела повышенной температуры. Фрагментация облака частиц достигается введением эффекта отталкивания частиц в процессе испарения с появлением ротационной неустойчивости. Выполненные оценки показывают, что поток должен быть небольшим и вписываться в правдоподобные значения массы и времени (10^5 лет для временной шкалы начальной аккумуляции планетного тела). Компьютерное моделирование с использованием реальных параметров показывает появление ротационной неустойчивости, завершающейся формированием двух нагретых тел, одному из которых предстоит стать Землей, а другому – Луной (рис. 17).

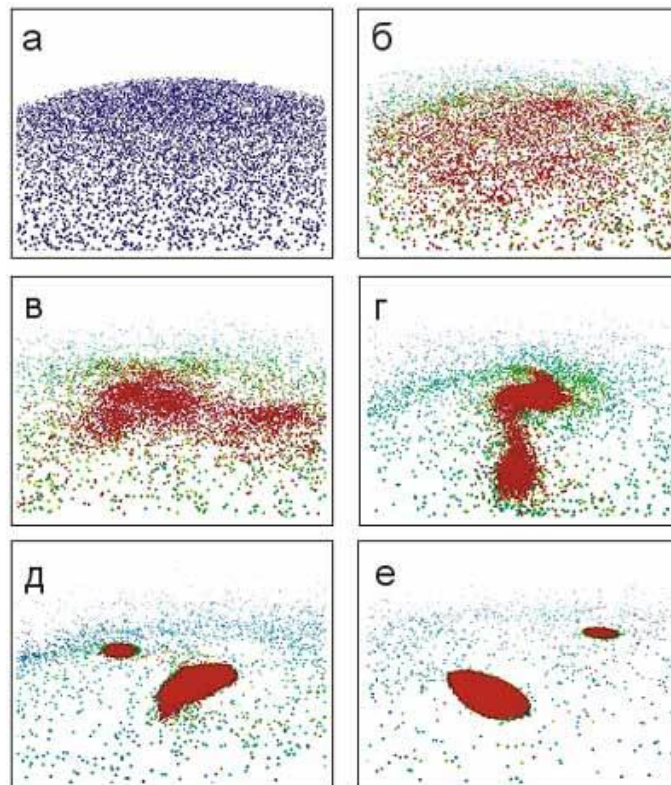


Рис. 17. Компьютерная модель коллапса облака испаряющихся частиц. Показаны последовательные фазы фрагментации облака (а – с) и образования двойной системы (д – е). В расчете использовались реальные параметры, характеризующие систему Земля – Луна: кинетический момент $K = 3.45 \times 10^{34} \text{ кг} \times \text{м}^2 \times \text{с}^{-1}$; общая масса Земли и Луны $M = 6.05 \times 10^{24} \text{ кг}$, радиус твердого тела с общей массой Земли и Луны $R_c = 6.41 \times 10^6 \text{ м}$; гравитационная постоянная "гамма" = $6.67 \times 10^{-11} \text{ кг}^{-1} \times \text{м}^3 \times \text{с}^{-2}$; начальный радиус облака $R_0 = 5.51 R_c$; число расчетных частиц $N = 10^4$,

значение потока испарения $10^{-13} \text{ кг} \times \text{м}^{-2} \times \text{с}^{-1}$, отвечающее приблизительно 40% испарению массы частиц с размером хондры порядка 1 мм в течение 10^4 – 10^5 лет. Рост температуры условно показан изменением цвета от синего к красному. Таким образом, предложенная динамическая модель объясняет возможность возникновения двойной системы Земля – Луна. При этом испарение приводит к утрате летучих элементов в условиях практически закрытой системы, обеспечивающей отсутствие заметного изотопного эффекта. Из работы (Галимов, 2005).

Fig. 17. Computer model of the collapse of a cloud of evaporating particles. The successive phases of cloud fragmentation (a–d) and the formation of a binary system (e–f) are shown. The calculations used real parameters characterizing the Earth–Moon system: kinetic moment $K = 3.45 \times 10^{34} \text{ кг} \times \text{м}^2 \times \text{с}^{-1}$; total mass of the Earth and Moon $M = 6.05 \times 10^{24} \text{ кг}$, radius of a solid body with the total mass of the Earth and Moon $R_c = 6.41 \times 10^6 \text{ м}$; gravitational constant "gamma" = $6.67 \times 10^{-11} \text{ кг}^{-1} \times \text{м}^3 \times \text{с}^{-2}$; initial cloud radius $R_0 = 5.51 R_c$; the number of calculated particles is $N = 10^4$, the value of the evaporation flux is $10^{-13} \text{ кг} \times \text{м}^{-2} \times \text{с}^{-1}$, corresponding to approximately 40% of the mass of particles with a chondrule size of about 1 mm over 10^4 – 10^5 years. An increase in temperature is conventionally shown by a change in color from blue to red. Thus, the proposed dynamic model explains the possibility of the emergence of the Earth–Moon binary system. In this case, evaporation leads to the loss of volatile elements under conditions of a practically closed system, which ensures the absence of a noticeable isotope effect. Adopted from (Galimov, 2005).

В моделировании Э.М. Галимова и А.М. Кривцова (Galimov, Krivtsov, 2005) газопылевое облако фрагментируется в системе Земля–Луна приблизительно через 50 млн лет после формирования Солнечной системы (т.е. Земля и Луна начинают конденсироваться около 4.52 млрд лет назад). Для формирования Земли требуется 70 млн лет (т.е. Земля образуется около 4.45 млрд лет назад). Несколько позже образуется Луна.

Имеющиеся изотопные данные интерпретируются в рамках гипотезы фрагментации газопылевого облака в системе Земля–Луна (Humayun, Clayton, 1995; Jones, Palme, 2000; Галимов, 2005; Galimov, Krivtsov, 2005; Fisher et al., 2021).

Концепция фрагментации газопылевого облака в системе Земля–Луна сошлассуется с обеднением Земли и Луны железом, ксеноном, рубидием и свинцом (рис. 18).

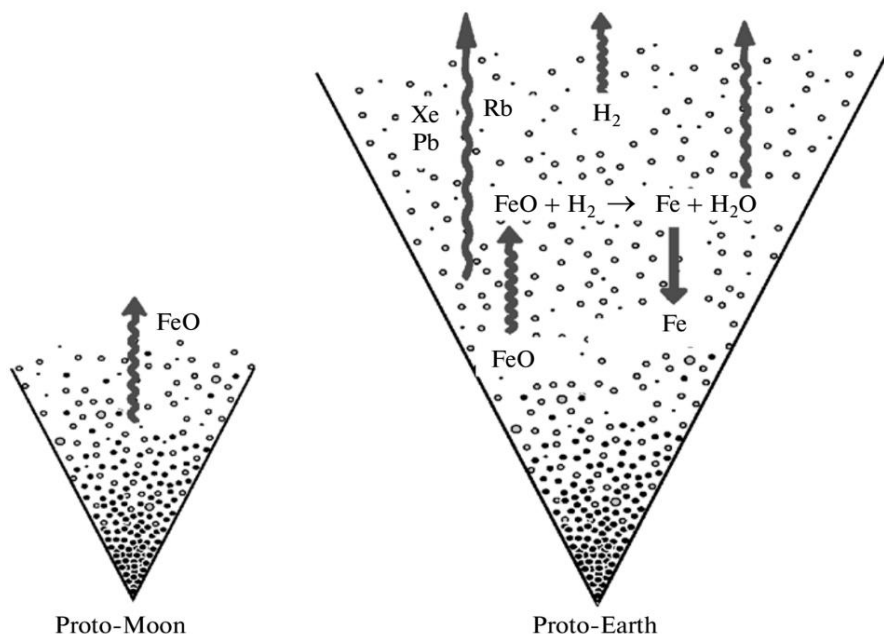


Рис. 18. Сегрегация металлов и гидродинамический выход летучих компонентов из надпланетного газопылевого тела в модели образования Земли и Луны (Галимов, 2011).

Fig. 18. Segregation of metals and hydrodynamic escape of volatiles in the model of the formation of the Earth and Moon from a supraplanetary gas–dust body (Galimov, 2011).

Земной Xe фракционирован по отношению к метеоритному (Podosek, Ozima, 2000).

Такое фракционирование возможно благодаря гравитационному разделению при гид-

родинамическом выходе (Hunten et al., 1987), но невозможно при мгновенной потере атмосферы в результате мегаимпакта. Фракционирование ксенона согласуется с обсуждаемой моделью. Ранний Хе удаляется вместе с другими летучими компонентами в гидродинамическом потоке при сжатии газопылевого тела. Гидродинамический подъем завершается через 120 млн лет после события CAI. Этот рубеж обозначает закрытие системы Хе при завершении процесса аккреции и начале истории Земли как единого тела. Подобным образом Землей и Луной теряется Rb с оценкой возраста около 60 млн лет после события CAI (Galimov, 2011).

Вслед за работами (Галимов, 2005; Galimov, Krivtsov, 2005) в работе (Jacobsen et al., 2008) подчеркивалось, что U–Pb фракционирование в туманности является доминирующим процессом, поэтому фракционирование, связанное с отделением ядра, должно быть точно определено по сравнению с фракционированием, связанным с летучими веществами. Как и в случае с Хе и Rb, ранней системой Земля–Луна теряется около 97% исходного (эфирного) Pb. Первичный (солнечный) Pb имеет $\mu=0.27$ (Anders, Grevesse, 1989), тогда как земной мантийный Pb имеет $\mu=8-10$ (Allègre et al., 1995). К. Аллегре и др. (Allègre et al., 2008) предположили, что потери раннего Хе и Pb были взаимосвязаны и отражали общее крупное событие во время дифференциации Земли примерно 4.45 млрд лет назад (~117 млн лет назад после образования Солнечной системы). Потеря Pb рассматривалась как результат его выноса в ядро в сульфидной форме. Предполагалось, что произошедшая тогда сегрегация ядра сопровождалась огромным энерговыделением, которое привело к образованию океана магмы и потере атмосферы. Поскольку ядро Луны намного меньше ядра Земли, предположение о том, что Pb был удален в ядро, не объясняет более сильное обеднение Pb Луны, чем Земли. Свинец проявляет литофильные свойства при высоком окислительно-восстановительном потенциале и сидерофильные свойства – при низком окислительно-восстановительном потенциале. Его сродства к металлической фазе не достаточно для объяснения 30-кратного

обеднения мантии Земли, превышающее таковое некоторых типичных сидерофильных элементов, например, W и Co. В рамках гипотезы фрагментации газопылевого облака в системе Земля–Луна предполагается удаление Pb в гидродинамическом потоке. Свинец – один из самых летучих элементов. Его изотопное соотношение на Земле и, в большей степени, на Луне происходит на стадии сжатия и гидродинамического выхода летучих элементов. По предполагаемому диапазону μ от 8 до 10, время завершения аккреции из газо-пылевой среды ограничивается интервалом около 110–130 млн лет после образования Солнечной системы (Galimov, 2011).

Модель образования планет в результате фрагментации газопылевого облака фактически обсуждалась в одной из недавних публикаций (Nimmo et al., 2018). Потеря газовой туманности признавалась в ней как одно из наиболее важных событий ранней истории Солнечной системы. Предполагалось, что время этого события относительно временного масштаба роста планет оказало большое влияние на конечную архитектуру Солнечной системы. Важным ограничением сроков потери газа и пыли служат наблюдения за молодыми планетными системами, которые часто демонстрируют избыток инфракрасного излучения, что интерпретируется как признак небулярной пыли. Но вероятность увидеть такой избыток резко снижается с возрастом системы: период полураспада составляет около 3 млн лет. Интерпретация этого наблюдения заключается в том, что любая пыль, не включенная в более крупные тела, удаляется посредством фотоиспарения. Предполагается, что тот же процесс удаляет оставшийся газ.

Земля и Луна имеют одинаковый или близкий изотопный состав вольфрама (Fisher et al., 2021). Это обстоятельство противоречит канонической модели мегаимпакта, образовавшего Луну, в которой предполагается, что Луна должна состоять в основном из материала ударника Тейи. Вероятность того, что Луна унаследовала изотопы вольфрама от Тейи в сценарии канонического гигантского удара составляет <1.6–4.7%. Примешивание до 30% земного материала увеличивает эту вероятность, но она не превышает

10%. Достижение сходства стабильных изотопов также является маловероятным. Составы стабильных изотопов Луны и изотопный состав вольфрама антикоррелируют из-за окислительно-восстановительных эффектов, что снижает совместную вероятность до значений менее 0.08–0.4 %. Исходя из этих результатов в работе (Fisher et al., 2021) указывается на необходимость поисков объяснения изотопного состава пород Луны, альтернативного мегаимпактной гипотезе. Такой конкурирующей гипотезой служит модель образования системы Земля–Луна путем фрагментации газопылевого облака (Галимов, 2005).

Обсуждение

Предварительные замечания

Казалось бы многочисленные компьютерные модели мегаимпакта (Zhou et al., 2022; и ссылки в этой работе) и имеющиеся к настоящему времени геохимические интерпретации (Halliday, Canup, 2023) должны отражать реальные процессы образования Земли и Луны. В корреляции событий этих небесных тел с событиями в мантии ASITA Земли мы также исходили из широко принятой модели мегаимпакта (Rasskazov et al., 2020; Fig. 13). Из приведенного анализа геохимических характеристик вещества Земли и Луны в настоящей работе следует, однако, что мегаимпактная модель не объясняет общий изотопный состав кислорода, хрома, вольфрама и других изотопов в породах Земли и Луны и, в сущности, не удовлетворяет предложенным механизмам обеднения летучими элементами Луны путем испарения конденсированного вещества. При обсуждении формирования неоднородности ASITA Земли в связи с образованием Луны мы вынуждены отойти от распространенной мегаимпактной модели и принять в качестве

рабочей гипотезы модель эволюции двойной системы Земля–Луна.

В процессе обсуждения имеющихся данных мы покажем, что ранняя глобальная неоднородность ASITA Земли, сопоставимая по размерам с Луной, имеет датировки, сходные с датировками ранней эволюции системы Земля–Луна, и предложим интерпретацию формирования неоднородности ASITA Земли в рамках модели эволюции двойной системы Земля–Луна из газопылевого облака, объясняющей сходные изотопные характеристики земных и лунных пород.

Сопоставление событий Луны с событиями глобальной неоднородности ASITA Земли

По хондритовым метеоритам как аналога валовой силикатной Земли в короткоживущей системе ^{146}Sm – ^{142}Nd и долгоживущей системе ^{176}Lu – ^{176}Hf на Луне регистрируется глобальная силикатная дифференциация, которая могла произойти уже 4.5–4.4 млрд лет назад (Kemp et al., 2010). По компиляции геохронометрических данных, полученных разными методами (Stöffler et al., 2006; Maruyama, Ebisuzaki, 2017), этот интервал расширяется до 4.53–4.43 млрд лет назад. Диапазон возрастных оценок согласуется с данными о кристаллизации магматического океана Земли в неоднородности ASITA 4.51–4.44 млрд лет назад (Rasskazov et al., 2020) с дополнительными более древними оценками возраста протолитов, свидетельствующими о кристаллизации первых порций магматического океана уже около 4.54–4.53 млрд лет назад (Чувашова и др., 2022). Таким образом, отвердевание магматического океана Луны (временной интервал 4.53–4.43 млрд лет назад) в общем соответствует отвердеванию магматического океана в глобальной неоднородности ASITA Земли (временной интервал 4.54–4.44 млрд лет назад) (рис. 19).

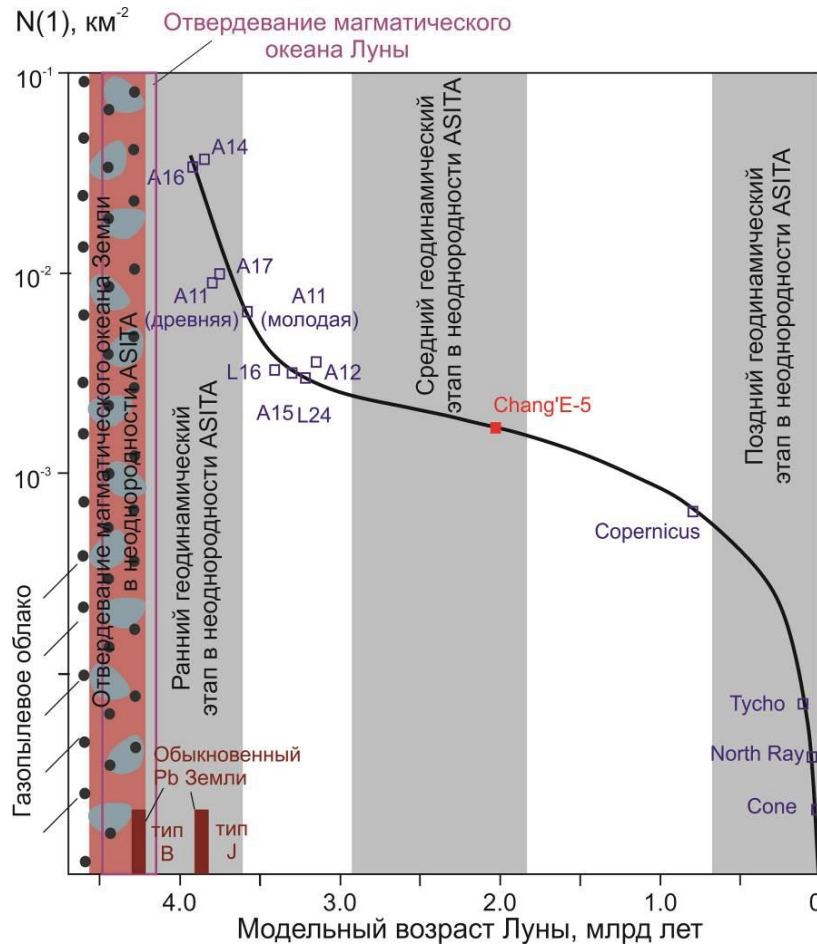


Рис. 19. Сопоставление времени отвердевания магматических океанов Земли и Луны и мантийных геодинамических эпох глобальной неоднородности Земли ASITA с модельной кривой кратеров Луны. Основные рубежи ASITA показаны по работе (Rasskazov et al., 2020), время T обычного Pb Земли – по работе (Rasskazov et al., 2010). Оценка времени отвердевания магматического океана Луны из работ (Kemp et al., 2010; Maruyama, Ebisuzaki, 2017). Модельная кривая хронологии подсчета кратеров Луны из работы (Li et al., 2021). Синие квадраты – калибровочные точки, установленные по образцам 25–28 Аполлона и Луны. Критическая точка хронологии подсчета лунных кратеров с радиоизотопным возрастом базальта Chang'E-5 2.03 млрд лет выделена красным квадратом. Возрастная кривая кратеров Луны из работы (Li et al., 2021).

Fig. 19. Comparison of the solidification time of the magma oceans of the Earth and the Moon and the mantle geodynamic epochs of the global heterogeneity of the Earth's ASITA with the model curve of craters in the Moon. The main ASITA milestones are shown after (Rasskazov et al., 2020), time T of ordinary Pb of the Earth – after (Rasskazov et al., 2010). Estimates of the solidification time in the magma ocean of the Moon are from (Kemp et al., 2010; Maruyama, Ebisuzaki, 2017). Model chronology curve for lunar crater counts is from (Li et al., 2021). Blue squares are calibration points established from samples 25–28 from Apollo and the Moon. The critical point in the chronology of counting lunar craters with a radioisotope age of the Chang'E-5 basalt of 2.03 billion years is highlighted with a red square. Age curve of lunar craters from (Li et al., 2021).

Сходство оценок времени существования магматических океанов Луны и неоднородности ASITA Земли согласуется с выводом, основанным на общности изотопных характеристик пород этих небесных тел, т. е. с утверждением об их фактической принадлежности к единому целому (Галимов, 2005). Изотопы не фракционировали на ста-

дии отвердевания магматических океанов Земли и Луны, а, следовательно, расплавленное вещество магматических океанов было окружено единым газопылевым облаком, не способствующим фракционированию изотопов. При коллапсе газопылевого облака образовались две расплавленные массы.

В компьютерной модели предполагается (Галимов, 2005), что «первоначально оба фрагмента, как тот, которому предстояло стать Луной, так и тот, которому предстояло стать Землей, были обеднены летучими и железом практически в одинаковой степени. ...если один из фрагментов оказался (случайно) несколько большей массы, чем другой, то дальнейшая аккумуляция вещества протекает крайне асимметрично. Зародыш большего размера растет гораздо быстрее. С увеличением разницы в размерах лавинообразно возрастает различие скоростей аккумуляции вещества из оставшейся части облака. В результате зародыш меньшего размера лишь немного изменяет свой состав, в то время как зародыш большего размера (будущая Земля), аккумулирует практически все первичное вещество облака и в конечном счете приобретает состав, весьма близкий к составу первичного хондритового вещества, за исключением наиболее летучих компонентов, безвозвратно покидающих коллапсирующее облако.» (рис. 20).

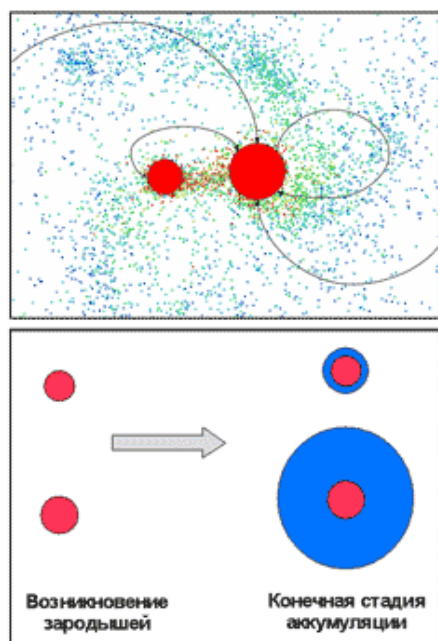


Рис. 20. Компьютерное моделирование показывает, что больший из образовавшихся зародышей (красный цвет) развивается гораздо быстрее и аккумулирует большую часть оставшегося исходного облака частиц (синий цвет). Из работы (Галимов, 2005).

Fig. 20. Computer simulations show that the larger of the resulting nuclei (red) develops much faster and accumulates most of the remaining initial cloud of particles (blue). From (Galimov, 2005).

Твердеющий магматический океан Луны был отделен от твердеющего океана ASITA Земли. В настоящее время обращение Луны вокруг Земли и вращение вокруг собственной оси синхронизировано, поэтому, хотя Луна и вращается вокруг своей оси, она всегда обращена к Земле одной стороной. Если такая же синхронизация соблюдалась при зарождении двойной системы, то во вращающейся паре расплавленных тел будущей Земли и будущей Луны существовало взаимное концентрированное влияние. Опережающее отвердевание магматического океана мантии ASITA прото-Земли со стороны прото-Луны сопровождалось подобным опережающим отвердеванием магматического океана мантии прото-Луны со стороны прото-Земли (рис. 21). В дальнейшем лунное и земное тела продолжали существовать обособленно, по мере того как газопылевое облако деградировало.

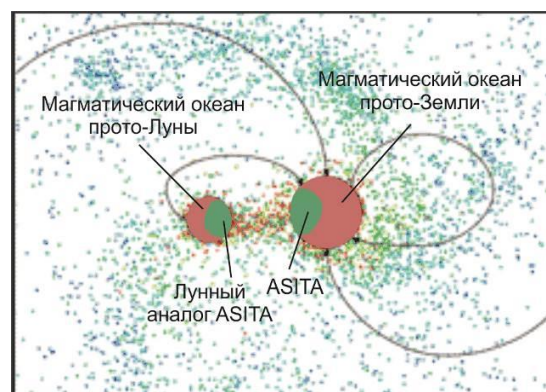


Рис. 21. Схема соотношений неоднородности ASITA и ее лунного аналога в ранней двойной системе Земля–Луна. Модифицирован рис. 20.

Fig. 21. Scheme of relationship between the heterogeneity of ASITA and its lunar counterpart in the early binary Earth–Moon system. Fig. 20 is modified.

Земля и Луна фрагментировались в газопылевом облаке в виде расплавленных массивов, существенно различающихся по изотопной эволюции Pb. Свинец лунных пород имеет ультравысокое μ , тогда как свинец земных пород имеет сравнительно низкое μ . Отвердевание магматического океана Земли ASITA реализовалось в генерации резервуара вязкой протомантии с низким μ (LOMUVIPMAR) во временном интервале 4.54–4.50 млрд лет назад и в генерации резервуара вязкой протомантии с повышенным μ (ELMUVIPMAR) во временном интервале 4.47–4.44 млрд лет назад. Существование магматического океана Земли после 4.44

млрд лет назад (до 4.0–3.9 млрд лет назад) реконструируется по косвенным признакам, хотя нуждается в дополнительном обосновании. На Луне также имели место суще-

ственные изменения около 4.4–4.3 млрд лет назад, которые могли отразиться в смене резервуаров протомантии Луны с ультравысоким μ (рис. 22).

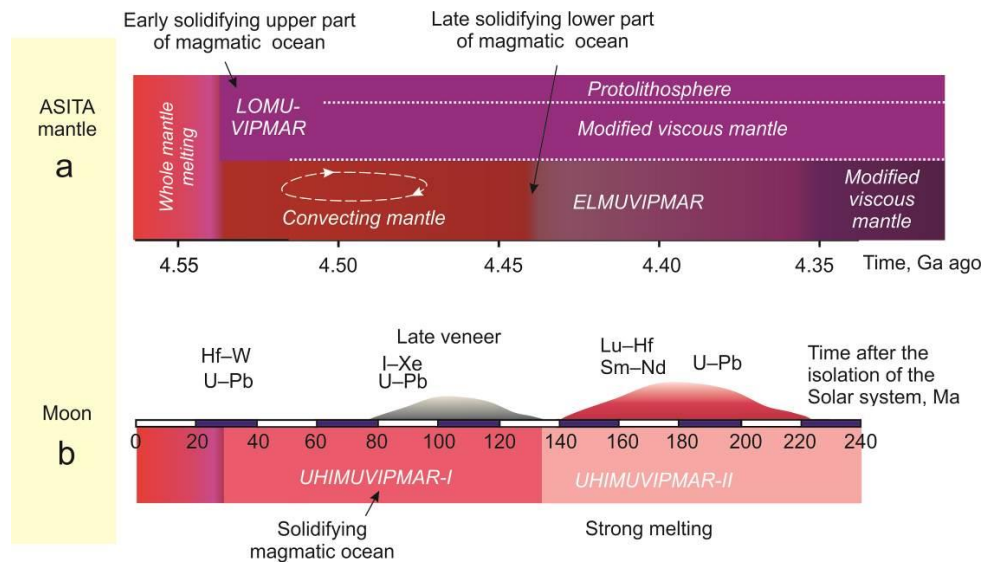


Рис. 22. Эпизоды становления протомантии (протолитосферы) глобальной неоднородности ASITA Земли 4.54–4.44 млрд лет назад с возрастанием вязкости нижней мезосферы (а) и основные события Луны (б). Резервуары ASITA Земли: LOMUVIPMAR – резервуар вязкой протомантии с низким μ ; ELMUVIPMAR – резервуар вязкой протомантии с повышенным μ . Резервуары Луны: UHIMUVIPMAR-I – резервуар вязкой протомантии Луны с ультравысоким μ на стадии отвердевания магматического океана, UHIMUVIPMAR-II – резервуар вязкой протомантии Луны с ультравысоким μ после отвердевания магматического океана. Схема (а) составлена с использованием работ (Rasskazov et al., 2020; Чувашова и др., 2022), схема (б) – с использованием работ (Albarède et al., 2009; Sprung et al., 2013; Gaffney and Borg, 2014; Snape et al., 2016; Maruyama, Ebisuzaki, 2017; Галимов, 2005; Galimov, Krivtsov, 2005 и настоящей работы).

Fig. 22. Episodes of the protomantle (protolithosphere) formation in the global heterogeneity ASITA of the Earth 4.54–4.44 billion years ago with the increase in viscosity of the lower mesosphere (a) and the main events of the Moon (b). ASITA reservoirs of the Earth: LOMUVIPMAR – reservoir of viscous protomantle with low μ ; ELMUVIPMAR is a reservoir of viscous protomantle with elevated μ . Reservoirs of the Moon: UHIMUVIPMAR-I is a reservoir of viscous protomantle of the Moon with ultra-high μ at the stage of solidification of the magma ocean, UHIMUVIPMAR-II is a reservoir of viscous protomantle of the Moon with ultra-high μ after solidification of the magma ocean. Scheme (a) was compiled using data from (Rasskazov et al., 2020; Chuvashova et al., 2022), scheme (b) – using data from (Albarède et al., 2009; Sprung et al., 2013; Gaffney and Borg, 2014; Snape et al., 2016; Maruyama, Ebisuzaki, 2017; Galimov, 2005; Galimov, Krivtsov, 2005, and this work).

Уточненная линия возрастной последовательности лунных кратеров с новой точкой калибровки около 2 млрд лет назад (Li et al., 2021) вписывается в эпохи развития глобальной неоднородности ASITA Земли. Линия начинается с события последней тяжелой бомбардировки Луны около 3.9 млрд лет. Отрезок круто падающей линии ослабевающей бомбардировки в возрастной последовательности лунных кратеров соответствует ранней мантийной геодинамической эпохе ASITA Земли. Ранняя геодинамическая эпоха ASITA заканчивается около 3.6 млрд лет назад. Линия кратеров Луны стано-

вится пологой около 3.3 млрд лет назад. Пологий отрезок линии кратеров Луны сопоставляется со средней геодинамической эпохой ASITA 2.9–1.8 млн лет назад, тогда как более поздний крутой отрезок линии кратеров Луны – с поздней геодинамической эпохой ASITA последних 0.7 млрд лет.

Значение изотопного состава обыкновенного свинца рудных месторождений для определения позднего шпона в древних блоках Земли

Для понимания истории системы Земля–Луна во временном интервале накопления

позднего шпона с 4.3 до 3.8 млрд лет назад показателен изотопный состав обыкновенного Pb из рудных месторождений древних блоков коры Земли. В модели Холмса-Хаутерманса Pb эволюционирует вдоль конкордии, сбрасывание и сегрегация свинца определяется диффузией вдоль дискордии. Расплавленная мантия означает существование временного интервала эволюции вдоль конкордии.

В модели фрагментации магматического океана из газопылевого облака изотопная эволюция Pb начинается от первородного состава метеорита Canyon Diablo. Составы линии расплава, в котором накапливается радиогенный свинец, имеют более пологий наклон, чем метеоритная геохрона. После отвердевания магматического океана изотопная эволюция Pb происходит в закрытой U–Pb изотопной системе. Задача двухступенчатой эволюции решается объединением диаграммы Холмса-Хаутерманса с диаграммой «конкордия-дискордия». В последней используется математическое выражение дискордии Вассербурга. Сопряженные расчеты с начальной эволюцией Pb вдоль конкордии Холмса-Хаутерманса и последующей эволюцией вдоль диффузионной дискордии Вассербурга подгоняются с варьирующими значениями μ под линию, аппроксимирующую распределение точек рудного Pb из древнего блока в изотопных координатах свинца. Эта модель дает возможность определения времени замыкания

U–Pb изотопной системы T в крупной области коры раннего этапа Земли с разновременной расплавной динамикой и интервала отторжения рудных свинцов t . Методом итерации подбирается единое значение μ изотопной системы для согласования линейного распределения экспериментальных точек с кривой накопления радиогенных свинцов, обозначающей время замыкания (T) (кристаллизации породы из расплава) и время отторжения рудных свинцов от U–Pb изотопной системы (t) (Rasskazov et al., 2010).

В рудных месторождениях древних блоков Земли присутствует свинец типа месторождения Barberton (тип В) и типа месторождения Joplin (тип J). Изотопные составы свинца типа В названы нормальными, поскольку в изотопных координатах фигуративные точки Pb находятся левее геохроны. Отторжение свинца от урана может интерпретироваться моделью Холмса-Хаутерманса. Изотопные составы свинца типа J названы аномальными, поскольку в свинцовых изотопных координатах фигуративные точки Pb находятся правее геохроны. Отторжение свинца от урана не может интерпретироваться моделью Холмса-Хаутерманса (Дое, 1970). На юге Сибири свинец типа В характеризует рудные месторождения Гарганского архейского блока, тогда как свинец типа J характеризует рудные месторождения южной части Сибирского кратона (рис. 23, 24).

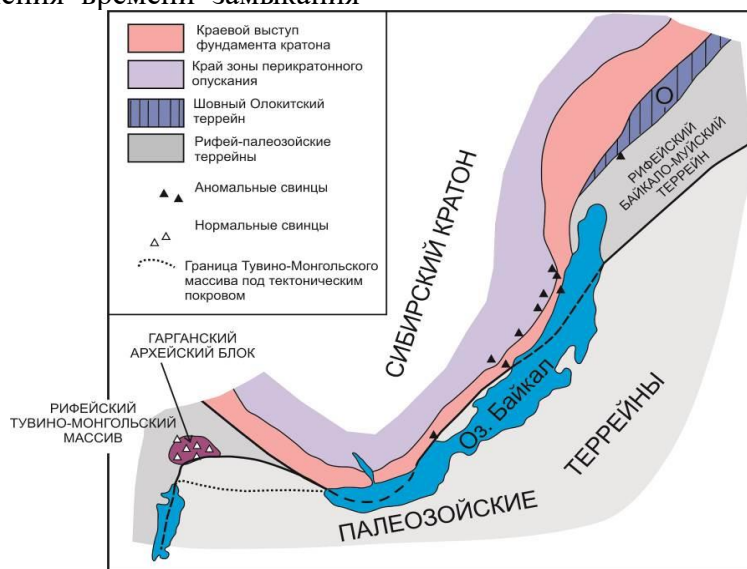


Рис. 23. Схема локализации нормального свинца типа В в рудных месторождениях Гарганского блока рифейского Тувинско-Монгольского массива и аномального свинца типа J в рудных месторождениях южного края Сибирского кратона. Основные геологические структуры показаны по работам (Ильин, 1971; Беличенко и др., 1994, 2006; Диденко и др., 1994).

Fig. 23. Scheme of localization of normal leads (type B) in ore deposits from the oldest Gargan block of the Riphean Tuva-Mongolian massif and anomalous leads (type J) in ore deposits from the southern edge of the Siberian craton. The main geological structures are shown after (Ilyin, 1971; Belichenko et al., 1994, 2006; Didenko et al., 1994).

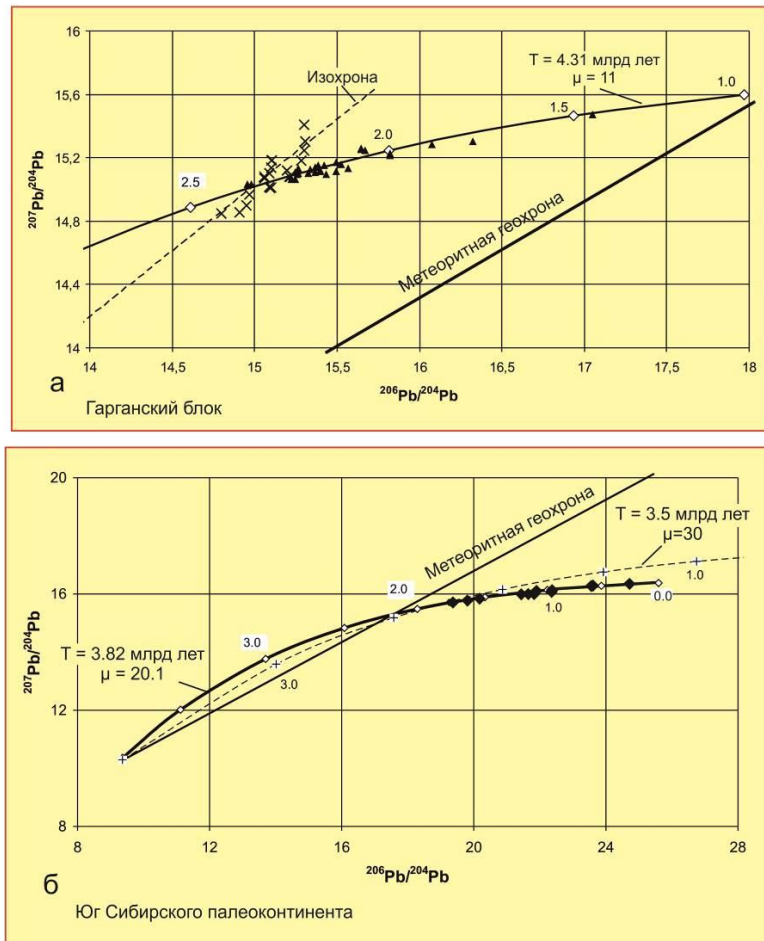


Рис. 24. Интерпретация отторженного Pb из галенитов рудных месторождений Гарганского блока (а) и из галенитов рудных месторождений южного края Сибирского кратона (северо-западное побережье оз. Байкал) (Rasskazov et al., 2010). На панели а точки галенитов разных месторождений (черные треугольники) аппроксимируются дискордией сопряженной модели Холмса–Хаутерманса – конкордии–дискордии с параметрами $T = 4.31$ млрд лет и $\mu = 11$. Точки галенитов Водораздельного месторождения (косые крестики) распределяются вдоль изохроны (штриховая линия). На панели б точки галенитов разных месторождений (черные ромбы) аппроксимируются дискордией сопряженной модели Холмса–Хаутерманса – конкордии–дискордии с параметрами $T = 3.82$ млрд лет и $\mu = 20.1$. Для сравнения показана дискордия с параметрами $T = 3.5$ млрд лет и $\mu = 30$ (штриховая линия). Ее пересечение тренда точек галенитов соответствует наиболее ранним отторженным свинцам. Подобным образом можно рассчитать линию с параметрами $T > 3.82$ млрд лет и $\mu < 30$, которая будет пересекать тренд галенитов в той же точке, но будет располагаться ниже его. Компиляция данных из работы (Тверитинов и др., 2006).

Fig. 24. Interpretation of rejected Pb from galenas in ore deposits of the Gargan block (a) and from those in ore deposits of the southern edge of the Siberian craton (northwestern coast of Lake Baikal) (Rasskazov et al., 2010). In panel a, data points of galenas from different deposits (black triangles) are approximated by the discordia of the conjugated Holmes–Houtermans model – concordia–discordia with parameters $T = 4.31$ Ga and $\mu = 11$. The points of galenas in the Vodorazdelnoye deposit (oblique crosses) are distributed along the isochron (dashed line). In panel b, data points of galenas from different deposits (black diamonds) are approximated by the discordia of the conjugated Holmes–Houtermans model – concordia–discordia with parameters $T = 3.82$ Ga and $\mu = 20.1$. For comparison, discordia is shown with parameters $T = 3.5$ Ga and $\mu = 30$ (dashed line). Its intersection with the trend of galena points corresponds to the earliest rejected lead. Similarly, it is possible to calculate a line

with parameters $T > 3.82$ Ga and $\mu < 30$, which will intersect the galena trend at the same point, but will be located below it. Data compilation from (Tveritinov et al., 2006).

В рамках сопряженной модели конкордии–дискордии и диффузионной дискордии (Rasskazov et al., 2010) установлено одностадийное отделение свинца В-типа Гарганского блока во временном интервале 2.3–1.4 млрд. лет назад из протолита ($\mu = 11.0$), консолидированного 4.31 млрд. лет назад, а свинца J-типа южного края Сибирского кратона 1.80–0.25 млрд. лет назад из протолита ($\mu = 20.1$), консолидированного 3.82 млрд. лет назад (рис. 19). Провинции свинцов В-типа и J-типа разделены между собой и имеют переходы к сопредельным провинциям многостадийных преобразований рудного материала.

Свинец разного типа имеет глобальное распределение в рудных месторождениях древних блоков Земли. Отторженный Pb В-типа маркирует кору ранней Земли, образовавшуюся после импактных событий, обозначивших поздний шпон планетарной аккреции, оставивший следы в верхнем (коровом) слое Земли в виде детритовых цирконов с преобладающими датировками около 4.31 млрд лет. Отторженный Pb J-типа маркирует кору более поздней эволюции Земли, сопровождавшейся импактными событиями, обозначившими поздний шпон около 3.82 млрд лет (рис. 25).

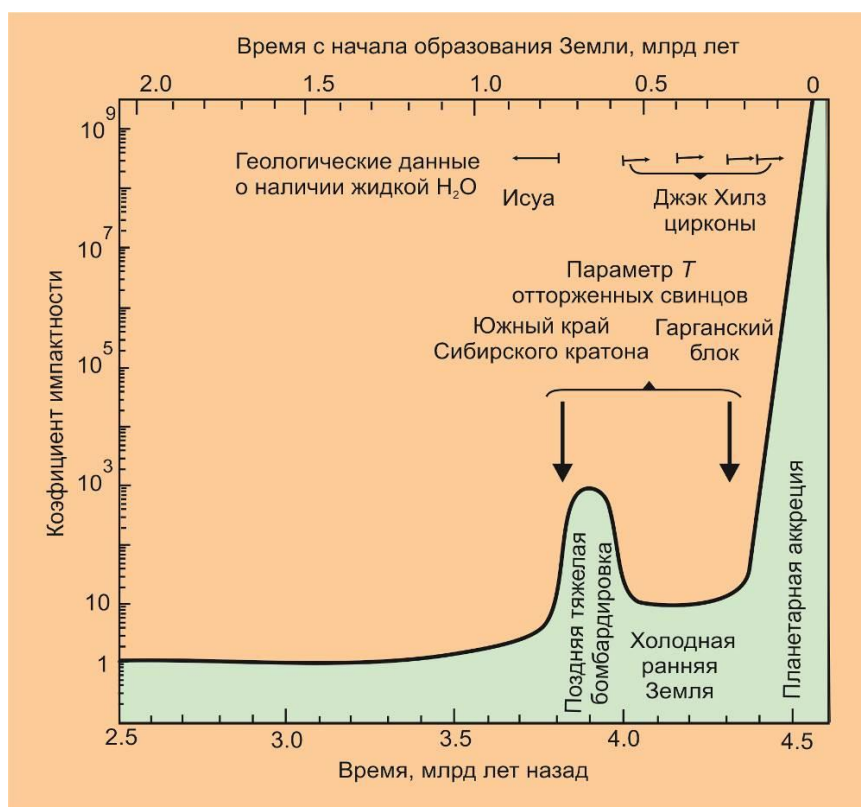


Рис. 25. Интерпретация главных импактных эпизодов ранней Земли с параметрами T , рассчитанными для отторженного свинца на древнем Гарганском блоке и южном крае Сибирского кратона. Коэффициент импактности обозначает уровень метеоритных бомбардировок Земли по отношению к современному. Оценки временных вариаций метеоритных событий, геологические и геохронологические данные, свидетельствующие о холодной ранней Земле. Вариации коэффициента импактности приведены по работе (Valley et al., 2000). Из работы (Rasskazov et al., 2010).

Fig. 25. Interpreting the main impact episodes of the early Earth with the T parameters calculated for rejected leads in the oldyst Gargan block and southern edge of the Siberian craton. The impact coefficient indicates the level of meteorite bombardment of the Earth in relation to the modern one. Estimates of temporal variations in meteorite events, geological and geochronological data indicate a cold early Earth. Variations in the impact coefficient are given according to (Valley et al., 2000). From (Raskazov et al., 2010).

Импактные структуры уничтожаются эрозионными процессами на поверхности Земли, но сохраняются на поверхности Луны. В двухэтапной модели формирования Земли ABEL (модель пришествия биоэлементов) (Maruyama, Ebisuzaki, 2017) сначала в ней аккрецируется восстановительный энстатитоподобный хондритовый материал, который около 4.56 млрд лет назад образует полностью сухую Землю. В то время на Земле отсутствует атмосфера и компоненты океана. Затем Землю бомбардируют ледяные астероиды, состоящие из углеродистых хондритов. Они поступают из внешней части пояса астероидов 4.4 млрд лет назад из-за гравитационного рассеяния материала Юпитером, Сатурном и исчезнувшим газовым гигантом «Черная овца» с добавкой атмосферы и океана на сухую Землю.

Если принять во внимание отсутствие в земных и лунных породах чуждых следов фракционирования изотопов (см. рис. 9), существенная добавка шпона из удаленной части Солнечной системы маловероятна. Материал позднего шпона должен принадлежать к единому газопылевому диску с общим изотопным фракционированием. Возможно, на ранней стадии эволюции Солнечной системы на земной орбите существовали астероиды – трояны, подобные телам, обнаруженным на орбите Юпитера. К этим астероидам в настоящее время отправлена миссия Lucy (<https://lucy.swri.edu/2023/04/13/ANewPerspective.html>). Трояны образуют две группы космических пород, которые попали в гравитационную ловушку на орбите Юпитера и вращаются вокруг Солнца. Одна группа троянов находится впереди Юпитера; другая следует за этим газовым гигантом. Подобные трояны могли попасть на раннюю Землю и Луну. Изотопная эволюция материала троянов, попавших в гравитационную ловушку на орбите прото-Земли, могла быть общей с ее ранней изотопной эволюцией.

Различные варианты ранних бомбардировок Луны представлены в работе (Hopkins, Mojzsis, 2015). Из синхронного существования магматических океанов неоднородности ASITA Земли и Луны от 4.53 до 4.4 млрд лет назад, а также эволюции рудного Pb в древ-

них коровых блоках Земли с датировками 4.31 и 3.82 млрд лет удовлетворительную интерпретацию получает только кривая вариаций коэффициента импактности из работы (Valley et al., 2000) (см. на рис. 25). Между тем, во вращающейся паре расплавленных тел будущей Земли и будущей Луны взаимное влияние могло привести к опережающему отвердеванию магматического океана мантии ASITA со стороны будущей Луны (см. рис. 21). Соответственно, на отвердевшей части магматического океана ASITA кора могла консолидироваться уже 4.31 млрд лет назад, тогда как на остальной части Земли, в которой магматический океан отвердевал позже, кора могла консолидироваться с некоторым запозданием. Датировка аномального рудного Pb 3.82 млрд лет может служить в качестве верхнего ограничения существования магматического океана Земли вне ASITA. Под этими территориями Земли магматический мантийный океан мог просуществовать до 4.0–3.9 млрд лет назад. Если это так, то в рамках модели генерации системы Земля–Луна из газопылевого облака изотопная эволюция рудного Pb определяется не только материалом позднего шпона, но в значительной мере опережающим и запаздывающим отвердеванием расплавленной массы магматического океана. Кора могла образоваться на отвердевшем магматическом океане ASITA и оставаться расплавленной продолжительное время на поверхности остальной Земли, контактирующей с конденсирующейся газопылевой средой.

Глобальные нижнемантийные неоднородности в истории Земли

Происхождение глобальных нижнемантийных неоднородностей имеет разное толкование в связи с гипотезами о сборке и распаде суперконтинентов. Так, при интерпретации глобального распределения скоростей сейсмических волн в глобальную Южно-Тихоокеанскую низкоскоростную аномалию помещается кладбище слэбов суперконтинента Родиния (Maruyama et al., 2007), а глобальная конфигурация аномалий скоростей сейсмических волн объясняется движениями в нижней мантии, сопровождавшими ис-

ключительно распад Пангеи в последние 240 млн лет (Le Pichon et al., 2019).

Pb-изотопные возрастные характеристики и вариации μ протолитов глобальных аномалий, однако, противоречат таким интерпретациям. Из сопоставления Pb-изотопных характеристик глобальных неоднородностей ASITA, SOPITA, AFITA и NAITA в эволюции Земли вырисовывается последовательная смена ранней, средней и поздней геодинамических эпох (Чувашова и др., 2022).

В раннюю геодинамическую эпоху (4.54–3.6 млрд лет) кристаллизовался планетарный магматический океан Земли, в процессе отвердевания которого под влиянием Луны образовалась неоднородность ASITA. В середине и ближе к концу этого временного интервала Луна испытывала многочисленные импактные события с относительным снижением интенсивности тяжелых бомбардировок.

Между изотопно-геохимическими построениями с оценками возраста образования SOPITA и AFITA около 2 млрд лет и интерпретациями моделей глобальной сейсмической томографии, в которых предполагается позднедокембрийское или позднефанерозойское оформление нижнемантийной структуры, существует противоречие. SOPITA и AFITA оформились в среднюю геодинамическую эпоху эволюции Земли, когда генерировалась мощная (200 км и больше) кратонная литосфера Земли со сборкой палеоконтинентов. Кроме того, мантийные протолиты, сгенерированные в это время, характеризуют современную океаническую литосферу, занимающую 2/3 всей поверхности Земли. Возрастная характеристика NHRL около 1.77 млрд лет (Basu et al., 1991) соответствует окончанию средней геодинамической эпохи, кульминация которой проявилась не только на Земле, но и на Луне, где в результате китайской миссии 2021 г. определены вулканические породы возрастом около 2 млрд лет, извергавшиеся из особого источника. Интересно, что в среднюю геодинамическую эпоху Земли бомбардировки Луны космическими телами менялись слабо, что отражает относительную стабилизацию процессов в Солнечной системе.

В позднюю геодинамическую эпоху (<0.7 млрд лет) Земля характеризовалась развитием геологических процессов, существенно отличающимся от процессов ранней и средней геодинамических эпох. Это развитие продолжалось в условиях быстрого спада импактных событий на Луне.

Заключение

Потери ряда летучих элементов Луной объяснялись процессами испарения при мегаимпакте Земли с удалением ее первичной атмосферы (в случае Xe), миграцией Pb в ядро и другими геохимическими характеристиками. В настоящее время пришло понимание того, что эти объяснения противоречат сходному изотопному составу лунных и земных пород. Затруднения в обосновании мегаимпактной модели получили название «изотопного кризиса». Противоречия снимаются в конкурирующей модели происхождения двойной системы Земля–Луна из газопылевого облака (Галимов, 2005), которая предполагает длительную эволюцию этой системы в облаке, состоящем из пылевых частиц и газа. В этой конкурирующей модели решается проблема потери ряда летучих элементов Луны и Земли, в том числе Fe, Rb, Xe и Pb, в течение первых 100–130 млн лет после образования Солнечной системы.

Принимая гипотезу эволюционирующей газопылевой среды, мы предполагаем, что в результате опережающего отвердевания планетарного магматического океана с 4.54 до 4.44 млрд лет назад в мантии ранней геодинамической эпохи Земли, под влиянием Луны и одновременно с отвердеванием ее магматического океана, образовалась глобальная неоднородность ASITA. В мантии остальной части Земли магматический океан мог отвердевать позже. Соответственно, на отвердевшей части палеоокеана ASITA кора консолидировалась уже 4.31 млрд лет назад, тогда как на остальной части Земли – 3.82 млрд лет назад. Принятая схема эволюции двойной системы Земля–Луна с образованием глобальной неоднородности ASITA нуждается в дальнейшем обосновании фактическими материалами с использованием, кроме U–Pb изотопной системы, других изотопных

систем, информативных для ранней Земли и Луны.

Благодарности

Статья подготовлена при разработке дисциплины аспирантского курса ИГУ «История и методология геологических наук» и магистерского курса «Современные проблемы геологии».

Литература

Беличенко В.Г. и др. Геодинамическая карта Палеоазиатского океана. Восточный сегмент // Геология и геофизика. 1994. Т. 35. № 7–8. С. 29–40.

Беличенко В.Г. и др. Баргузинский микроконтинент (Байкальская горная область): к проблеме выделения // Геология и геофизика. 2006. Т. 47, № 10. С. 1049–1059.

Витязев А.В., Печерникова Г.В. Ранняя дифференциация Земли и проблема лунного состава // Физика Земли. 1996. № 6. С. 3–16.

Галимов Э.М. Происхождение Луны // Земля и Вселенная. 2005. № 6. Обзорная статья: <http://ziv.telescopes.ru/rubric/astronomy/index.html?pub=9>

Галимов Э.М. Анализ изотопных систем (Hf-W, Rb-Sr, J-Pu-Xe, U-Pb) применительно к проблеме формирования планет на примере системы Земля-Луна. Проблемы зарождения и эволюции биосферы (Под ред. Галимова Э.М.) М.: КРАСАНД, 2013. С. 47–59.

Галимов Э.М., Кривцов А.М., Забродин А.В., Легкоступов М.С., Энеев Т.М., Сидоров Ю.И. Динамическая модель образования системы Земля-Луна // Геохимия. (2005) № 11. С. 1139–1150.

Диденко А.Н. и др. Геодинамика палеозойских океанов Центральной Азии // Геология и геофизика. 1994. № 7–8. С. 59–75.

Ильин А.В. О Тувино-Монгольском массиве // Материалы по региональной геологии Африки и зарубежной Азии. М.: Недра, 1971. С. 67–73. (Тр. НИИ "Зарубежгеология"; вып. 22).

Левский Л.К., Столбов Н.М., Богомолов Е.С. и др. Sr-Nd-Pb изотопные системы базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геохимия. 2006. №4. С. 365–376.

Маров М.Я., Ипатов С.И. Формирование Земли и Луны: влияние малых тел // Геохимия. 2021.

Т. 66, № 11. С. 964–971. DOI: 10.31857/S0016752521110078

Сергеев В.Н., Печерникова Г.В. Современные модели происхождения Луны // Динамические процессы в геосферах. 2020. № 12. С. 130–137. DOI: 10.26006/IDG.2020.67.47.014

Тверитинов Ю.И. и др. Прогнозирование золотого оруденения на юге Восточной Сибири и Дальнего Востока: геологический и изотопно-геохимический аспекты. Иркутск: Институт земной коры СО РАН, 2006. 224 с.

Чувашова И.С., Рассказов С.В., Ясныгина Т.А., Саранина Е.В. Радиоизотопные исследования позднекайнозойских вулканических пород Азии и Северной Америки: источники вулканизма глобального, регионального и локального значения // Геология и окружающая среда. 2022. Т. 2, № 3. С. 64–102. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.64

Albarède F. Volatile accretion history of the terrestrial planets and dynamic implications // Nature. 2009. Vol. 461. P. 1227–1233.

Albarède F., Ballhaus C., Blichert-Toft J., Lee C-T., Marty B., Moynier F., Yin, Q-Z. Asteroidal impacts and the origin of terrestrial and lunar volatiles // Icarus. 2013. Vol. 222. P. 44–52. doi:10.1016/J.ICARUS.2012.10.026

Allègre C.J., Manhès G., Göpel C. The Age of the Earth // Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. Vol. 59. P. 1445–1456.

Allègre C.J., Manhès G., Göpel C. The major differentiation of the Earth at 4.45 Ga // Earth Planet. Sci. Lett. 2008. Vol. 267. P. 368–398.

Anders E., Grevesse N. Abundances of the elements: meteoritic and Solar // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. Vol. 53. P. 197–214.

Barboni M., Boehnke P., Keller B., Kohl I.E., Schoene B., Young E.D., McKeegan K.D. Early formation of the Moon 4.51 billion years ago // Science Advances. 2017. Vol. 3. P. e1602365.

Basu A.R.; Junwen W.; Wankang H.; Guanghong X.; Tatsumoto M. Major element, REE, and Pb, Nd and Sr isotopic geochemistry of Cenozoic volcanic rocks of eastern China: implications for their origin from suboceanic-type mantle reservoirs // Earth Planet. Sci. Letters. 1991. Vol. 105. P. 149–169.

Borg L.E. et al. Mechanisms for incompatible-element enrichment on the Moon deduced from the lunar basaltic meteorite Northwest Africa 032 // Ge-

ochimica et Cosmochimica Acta. 2009. Vol. 73. P. 3963–3980.

Cameron A.G.W., Ward W. The origin of the Moon // Proc. 7th Lunar Sci. Conf., 1976. P. 120–122

Carlson R.W., Lugmair G.W. The age of ferroan anorthosite 60025: oldest crust on a young Moon? // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. Vol. 90. P. 119–130. doi:10.1016/0012-821X(88)90095-7

Castillo P. The Dupal anomaly as a trace of the upwelling lower mantle // Nature. 1988. Vol. 336. P. 667–670.

Che X., Nemchin A., Liu D., Long T., Wang C., Norman M.D., Joy K.H., Tartese R., Head J., Jolliff B., Snape J.F., Nea C.R., Whitehouse M.J., Crow C., Benedix G., Jourdan F., Yang Z., Yang C., Liu J., Xie S., Bao Z., Fan R., Li D., Li Z., Webb S.G. Age and composition of young basalts on the Moon, measured from samples returned by Chang'e-5 // Science. 2021. 10.1126/science.abl7957.

Connelly J.N., Bizzarro M. Lead isotope evidence for a young formation age of the Earth–Moon system // Earth and Planetary Science Letters. 2016. Vol. 452. P. 36–43. <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2016.07.010>

Connelly J.N., Bizzarro M., Krot A.N., Nordlund Å., Wielandt D., Ivanova M.A. The Absolute chronology and thermal processing of solids in the Solar protoplanetary disk // Science. 2012. Vol. 338. P. 651–655.

Davies G.F. Dynamic Earth: Plates, Plumes and Mantle Convection / G. F. Davies. Cambridge: Cambridge University Press, 1999. 458 p.

Doe B.R. Lead isotopes; Springer-Verlag, Berlin, 1970. 137 p.

Galimov E.M. Formation of the Moon and the Earth from a Common Supraplanetary Gas–Dust Cloud (Lecture Presented at the XIX All-Russia Symposium on Isotope Geochemistry on November 16, 2010) // Geochemistry International, 2011. Vol. 49, No. 6. P. 537–554. DOI: 10.1134/S0016702911060048

Galimov E.M., Krivtsov A.M. Origin of the Earth–Moon system // J. Earth Syst. Sci. 2005. Vol. 114, №6. P. 593–600.

Gorkavyi N. Origin of the Moon and lunar water // Earth and Planetary Science. 2023. Vol. 02, Issue 02. P. 86–99. DOI: <https://doi.org/10.36956/eps.v2i2.940>.

Elardo S.M. et al. The origin of young mare basalts inferred from lunar meteorites Northwest Africa 4734, 032, and LaPaz Icefield 02205 // Meteoritics & Planetary Science. 2014. Vol. 49. P. 261–291.

Fernandes V.A., Burgess R., Turner G. ⁴⁰Ar–³⁹Ar chronology of lunar meteorites Northwest Africa 032 and 773 // Meteor. Planet. Sci. 2003. Vol. 38. P. 555–564.

Fischer R.A., Zube N.G., Nimmo F. The origin of the Moon's Earth-like tungsten isotopic composition from dynamical and geochemical modeling // Nature Communications. 2021. Vol. 12. P. 35. <https://doi.org/10.1038/s41467-020-20266-1>

Jackson M.G.; Becker T.W.; Konter J.G. Evidence for a deep mantle source for EM and HIMU domains from integrated geochemical and geophysical constraints // Earth Planet. Sci. Lett. 2018. Vol. 484. P. 154–167.

Jacobsen S.B., Ranen M.C., Petaev M.I., Remo J.L., O'Connell J.O., Sasselov D.D. Isotopes as clues to the origin and earliest differentiation history of the Earth // Philos. Trans. Royal Soc. 2008. Vol. A 366. P. 4129–4162.

Jones H.J., Palme H. Geochemical constraints on the origin of the Earth and Moon // Origin of the Earth and Moon (eds) Canup R M and Righter K Univ. Arizona Press: Tucson, 2000. P. 197–216.

Halliday A.N. Hf–W chronometry and inner solar system accretion rates // Space Sci. Rev. 2000. Vol. 92. P. 355–370.

Halliday A.N. Mixing, volatile loss and compositional chance during impact-driven accretion of the Earth // Nature. 2004. Vol. 427. P. 505–509.

Halliday A.N. A young Moon-forming giant impact at 70–110 million years accompanied by late-stage mixing, core formation and degassing of the Earth // Phil. Trans. R. Soc. A. 2008. Vol. 366. P. 4163–4181. doi:10.1098/rsta.2008.0209

Halliday A.N., Canup R.M. The accretion of planet Earth // Nature Reviews Earth & Environment. 2023. Vol. 4. P. 19–35. <https://doi.org/10.1038/s43017-022-00370-0>

Halliday A.N., Wood B.J. The composition and major reservoirs of the Earth around the time of the Moon-forming giant impact // Treatise on Geophysics: Evolution of the Earth. 2007. Vol. 9. Ed. D. Stevenson. P. 13–50. Chapter 9.02.

Hanan B.B., Tilton G.R. 60025: relict of primitive lunar crust? // Earth Planet. Sci. Lett. 1987. Vol. 84. P. 15–21. doi:10.1016/0012-821X(87)90171-3

- Hart S.R.; Gaetani G.A. Mantle paradoxes: the sulfide solution // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2006. Vol. 152. P. 295–308.
- Hartmann W.K., Davis D.R. Satellite-sized planets and lunar origin // *Icarus.* 1975. Vol. 24. P. 504–515.
- Hiesinger H., Head III J.W., Wolf U., Jaumann R., Neukum G. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts in Mare Frigoris and other nearside maria based on crater size-frequency distribution measurements // *J. Geophys. Res. Planets.* 2010. Vol. 115. P. E03003.
- Homrighausen S.; Hoernle K.; Hauff F.; Geldmacher J.; Wartho J.-A.; Van Den Bogaard P.; Garbe-Schönberg D. Global distribution of the HIMU end member: Formation through Archean plume-lid tectonics // *Earth-Science Reviews.* 2018. Vol. 182. P. 85–101.
- Hopkins M.D., Mojzsis S.J. A protracted timeline for lunar bombardment from mineral chemistry, Ti thermometry and U–Pb geochronology of Apollo 14 melt breccia zircons // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 2015. Vol. 169. P. 1–18.
- Hunten D.M., Pepin R.O., Walker J.C.G. Mass fractionation in hydrodynamic escape // *Icarus.* 1987. Vol. 69. P. 532–549.
- Humayun M., Clayton R.N. Potassium isotope cosmochemistry: genetic implications of volatile element depletion // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 1995. V. 59. P. 2131–2148.
- Kemp A.I.S., Wilde S.A., Hawkesworth C.J., Coath C.D., Nemchin A., Pidgeon R.T., Vervoort J.D., DuFrane S.A. Hadean crustal evolution revisited: new constraints from Pb–Hf isotope systematics of the Jack Hills zircons // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2010. Vol. 296. P. 45–56.
- Kleine T., Walker R.J. Tungsten isotopes in planets // *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 2017. Vol. 45. P. 389–417. DOI: 10.1146/annurev-earth-063016-020037
- Kleine T., Munker C., Mezger K., Palme H. Rapid accretion and early core formation on asteroids and the terrestrial planets from Hf–W chronometry // *Nature.* 2002. Vol. 418. P. 952–955.
- Kleine T., Mezger K., Palme H., Münker C. The W isotope evolution of the bulk silicate Earth: constraints on the timing and mechanisms of core formation and accretion // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2004. V. 228. P. 109–123.
- Lammer H., Brasser R., Johansen A., Scherf M., Leitzinger M. Formation of Venus, Earth and Mars: Constrained by isotopes // *Space Sci. Rev.* 2021. Vol. 217. P. 7. <https://doi.org/10.1007/s11214-020-00778-4>.
- Le Pichon X., Şengör A.M.C., İmren C. Pangea and the lower mantle // *Tectonics.* Vol. 38. doi: 10.1029/2018TC005445
- Li Q.-L., Zhou Q., Liu Y., Xiao Z., Lin Y., Li J.-H., Ma H.-X., Tang G.-Q., Guo S., Tang X., Yuan J.-Y., Li J., Wu F.-Y., Ouyang Z., Li C., Li X.-H. Two billion-year-old volcanism on the Moon from Chang'E-5 basalts // *Nature.* 2021. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-04100-2>
- Lustrino M.; Wilson M. The circum-Mediterranean anorogenic Cenozoic igneous province // *Earth-Science Reviews.* 2007. V. 81. P. 1–65.
- Maruyama S.; Santosh M.; Zhao D. Superplume, supercontinent, and postperovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary // *Gondwana Research* 2007. Vol. 11. P. 7–37.
- Melosh H.J. New approaches to the Moon's isotopic crisis // *Phil. Trans. R. Soc.* 2014. Vol. A 372. P. 20130168.
- Merle R.E. et al. Pb–Pb ages and initial Pb isotopic composition of lunar meteorites: NWA 773 clan, NWA 4734, and Dhofar 287 // *Meteo. Planet. Sci.* 2020. V. 55. P. 1808–1832.
- Morota T. et al. Timing and characteristics of the latest mare eruption on the Moon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2011. Vol. 302. P. 255–266.
- Neal C., Taylor L. Modeling of lunar basalt petrogenesis – Sr isotope evidence from Apollo 14 high-alumina basalts // *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings.* 1990. Vol. 20. P. 101–108.
- Nielsen S.G., Bekaert D.V., Auro M. Isotopic evidence for the formation of the Moon in a canonical giant impact // *Nature Communications.* 2021. Vol. 12. P. 1817. <https://doi.org/10.1038/s41467-021-22155-7>
- Nimmo F., Kretke K., Ida S., Matsumura S., Kleine T. Transforming dust to planets // *Space Sci. Rev.* 2018. Vol. 214. P. 101. <https://doi.org/10.1007/s11214-018-0533-2>
- Norman M.D., Borg L.E., Nyquist L.E., Bogard D.D. Chronology, geochemistry, and petrology of a ferroan noritic anorthosite clast from Descartes breccia 67215: clues to the age, origin, structure, and impact history of the lunar crust // *Meteorit. Planet. Sci.* 2003. Vol. 38. P. 645–661.

- Nyquist L. Lunar Rb–Sr chronology // *Physics and Chemistry of the Earth*. 1977. Vol. 10. P. 103–142.
- Nyquist L.E., Shih C.Y. The isotopic record of lunar volcanism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1992. Vol. 56. P. 2213–2234.
- Nyquist L. et al. Rb–Sr systematics for chemically defined Apollo 15 and 16 materials // *Lunar and Planetary Science Conference Proceedings*. 1973. Vol. 4. P. 1823.
- Nyquist L.E. et al. ^{146}Sm – ^{142}Nd formation interval for the lunar mantle // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. Vol. 59. P. 2817–2837.
- Podosek F.A., Ozima M. The Xenon age of the Earth // *Origin of the Earth and Moon* / Eds R.M. Canap and K. Righter, Univ. Arizona, 2000. P. 63–74.
- Rasskazov, S.V.; Brandt, S.B.; Brandt, I.S. Radiogenic isotopes in geologic processes; Springer, 2010. 306 p.
- Rasskazov S., Chuvashova I., Yasnygina T., Saranina E. Mantle evolution of Asia inferred from Pb isotopic signatures of sources for Late Phanerozoic volcanic rocks // *Minerals*. 2020. Vol. 10, No. 9. P. 739. doi:10.3390/min10090739
- Ritsema J. Global seismic maps // *Plates, plumes, and paradigms* / Eds. G.R. Foulger et al., Geological Society of America, Boulder. 2005. P. 11–18.
- Rudge J.F., Kleine T., Bourdon B. Broad bounds on Earth's accretion and core formation constrained by geochemical models // *Nat. Geosci.* 2010. Vol. 3. P. 439–443.
- Snape J.F. et al. Lunar basalt chronology, mantle differentiation and implications for determining the age of the Moon // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2016. Vol. 451. P. 149–158.
- Snape J.F. et al. The timing of basaltic volcanism at the Apollo landing sites // *Geochim.Cosmochim. Acta*. 2019. Vol. 266. P. 29–53.
- Stöffler D., Ryder G., Ivanov A.V., Artemieva N.A., Cintala M.J., Grieve R.A. Creating history and lunar chronology // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2006. Vol. 60. P. 519–596.
- Tian H-C., Wang H., Chen Y., Yang W., Zhou Q., Zhang C., Lin H-L., Huang C., Wu S-T., Jia L-H., Xu L., Zhang D., Li X-G., Chang R., Yang Y-H., Xie L-W., Zhang D-P., Zhang G-L., Yang S-H., Wu F-Y. Non-KREEP origin for Chang'E-5 basalts in the Procellarum KREEP Terrane // *Nature*. 2021. <https://doi.org/10.1038/s41586-021-04119-5>
- Valley J.W. et al. A cool early Earth // *Geology*. 2002. Vol. 30. P. 351–354.
- Wood B.J., Halliday A.N. Cooling of the Earth and core formation after the giant impact // *Nature*. 2005. Vol. 437. P. 1345–1348.
- Yin Q., Jacobsen S.B. Does U–Pb date Earth's core formation? // *Nature*. 2006. Vol. 444. P. E1.
- Yu G., Jacobsen S.B. Fast accretion of the Earth with a late Moon-forming giant impact // *Proc. Natl. Acad. Sci.* 2011. Vol. 108. P. 17604.
- Yuan Q., Li M., Desch S.J., Ko B., Deng H., Garnero E.J., Gabriel T.S.J., Kegerreis J.A., Miyazaki Y., Eke V., Asimow P.D. Moon-forming impactor as a source of Earth's basal mantle anomalies // *Nature*. 2023. Vol. 623. P. 95–99. <https://doi.org/10.1038/s41586-023-06589-1>
- Zahnle K., Arndt N., Cockell C., Halliday A.N., Nesbit E., Selsis F., Sleep N.H. Emergence of a habitable planet // *Space Sci. Rev.* 2007. Vol. 129. P. 35–78. doi:10.1007/s11214-007-9225-z
- Zhou Y., Liu Y., Reinhardt C., Deng H. The core-merging giant impact in Earth's accretion history and its implications // *Acta Geochim.* 2022. Vol. 41, No. 4. P. 553–567 <https://doi.org/10.1007/s11631-021-00503-0>
- Zindler A.; Hart S.R. Chemical geodynamics // *Annual Reviews of Earth and Planetary Science*. 1986. Vol. 14. P. 493–571.

References

Belichenko V.G. et al. Geodynamic map of the Paleasian Ocean. Eastern segment // *Geology and Geophysics*. 1994. Vol. 35. No. 7–8. P. 29–40.

Belichenko V.G. et al. Barguzin microcontinent (Baikal mountain region): to the problem of isolation // *Geology and Geophysics*. 2006. Vol. 47, No. 10. P. 1049–1059.

Chuvashova I.S., Rasskazov S.V., Yasnygina T.A., Saranina E.V. Radiogenic isotope studies of Late Cenozoic volcanic rocks from Asia and North America: Sources of volcanism of global, regional, and local significance // *Geology and Environment*. 2022. Vol. 2, No. 3. P. 64–102. DOI 10.26516/2541-9641.2022.3.64].

Galimov E.M., Krivtsov A.M., Zabrodin A.V., Legkostupov M.S., Eneev T.M., Sidorov Yu.I. Dynamic model of the formation of the Earth–Moon system // *Geochemistry*. 2005. No. 11. P. 1139–1150.

Ilyin A.V. About the Tuva-Mongolian massif // Materials on regional geology of Africa and foreign Asia. Moscow: Nedra, 1971. P. 67–73. (Proceedings of the Scientific Research Institute "Zarubezhgeology"; issue 22).

Levsky L.K., Stolbov N.M., Bogomolov E.S. et al. Sr-Nd-Pb isotope systems of basalts of the Franz Josef Land archipelago // Geochemistry. 2006. No. 4. P. 365–376.

Tveritinov Yu.I. et al. Forecasting gold mineralization in the south of Eastern Siberia and the Far East: geological and isotope-geochemical aspects. Irkutsk: Institute of the Earth's Crust SB RAS, 2006. 224 p.

Vityazev A.V., Pechernikova G.V. Early differentiation of the Earth and the problem of lunar composition // Physics of the Earth. 1996. No. 6. P. 3–16.

Рассказов Сергей Васильевич,

доктор геолого-минералогических наук, профессор,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

заведующий кафедрой динамической геологии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

заведующий лабораторией изотопии и геохронологии,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Rasskazov Sergei Vasilievich,

doctor of geological and mineralogical sciences, professor,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Head of Dynamic Geology Char,

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Head of Laboratory for Isotopic and Geochronological Studies,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: rassk@crust.irk.ru.

Чувашова Ирина Сергеевна,

кандидат геолого-минералогических наук,

664025 Иркутск, ул. Ленина, д. 3,

Иркутский государственный университет, геологический факультет,

доцент кафедры динамической геологии,

664033 Иркутск, ул. Лермонтова, д. 128,

Институт земной коры СО РАН,

старший научный сотрудник,

тел.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.

Chuvashova Irina Sergeevna,

candidate of geological and mineralogical sciences, Senior Researcher,

664025 Irkutsk, Lenin st., 3,

Irkutsk State University, Faculty of Geology,

Associate Professor of the Dynamic Geology chair,

664033 Irkutsk, Lermontov st., 128,

Institute of the Earth's Crust SB RAS,

Senior Researcher,

tel.: (3952) 51–16–59,

email: chuvashova@crust.irk.ru.