

УДК 523.3:52–468

ОЦЕНКА ТЕМПА СКЛОНОВЫХ ПРОЦЕССОВ И МОРФОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ КИЛОМЕТРОВЫХ УДАРНЫХ КРАТЕРОВ НА ЛУНЕ

© 2024 г. К. Кочубей^{a, *}, М. А. Иванов^b

^a Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия

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

* E-mail: kochubey.ksenia@yandex.kz

Поступила в редакцию 08.08.2023 г. После доработки 29.08.2023 г. Принята к публикации 17.09.2023 г.

Для того чтобы оценить темп склоновых процессов на Луне, мы изучили морфологию и топографическую конфигурацию 24-х кратеров в интервале диаметров 5–15 км, располагающихся в Морях Ясности, Кризисов и Изобилия, а также в материковой местности гор Апеннины. Изученные кратеры формировались в трех типах мишеней: (1) двуслойная (материк, перекрытый морем), (2) однослойная морская и (3) однослойная материковая. Для каждого кратера была установлена его топографическая конфигурация и определено частотно-размерное распределение наложенных кратеров на стенках и в зоне сплошных выбросов. По плотности кратеров в зоне выбросов был оценен возраст изученных кратеров (от 0.31 до 3.83 млрд лет), а сравнение этой плотности с плотностью на стенках позволило оценить темп склоновых процессов. Темп склоновых процессов (E , мм/млн лет) на Луне нелинейный и описывается степенной функцией $E = 4.39A^{-1.03}$, где A — возраст (млрд лет). Оценки темпа склоновых процессов, полученные в нашем исследовании, меняются от ~17 мм/млн лет для наиболее молодого кратера до ~0.8 мм/млн лет для наиболее древнего кратера. Изученные кратеры представляют собой стабильные формы рельефа и практически не меняют своей конфигурации на протяжении миллиардов лет. Тип мишени не оказывает существенного влияния ни на темп склоновых процессов, ни на изменения формы кратеров с течением времени.

Ключевые слова: Луна, ударные кратеры, склоновые процессы, темп склоновых процессов, форма кратеров

DOI: 10.31857/S0320930X24010041, **EDN:** OHVVKX

ВВЕДЕНИЕ

Темп денудации форм рельефа и, в частности, деградации ударных кратеров на Луне представляет собой актуальную и нерешенную проблему. Ее научная важность имеет, по крайней мере, два аспекта. Во-первых, это проблема оценки эффективности массопереноса на безатмосферных телах, т. е. массопереноса, происходящего без участия главных земных эрозионных агентов — ветра и воды. Во-вторых, это проблема оценки длительности существования на поверхности морфологически различных ударных кратеров, что играет ключевую роль в определениях абсолютного модельного возраста геологических образований.

Очевидно, что главную роль в процессах эволюции ландшафтов на поверхности Луны играют метеоритная бомбардировка и склоновые процессы. После окончания поздней метеоритной бомбардировки морской поток ударников, которые могли производить различные изменения на

поверхности, практически постоянен и мал, а их частотно-размерное распределение (ЧРР) смещено в сторону малых тел (см., например, Neukum и др., 2001). Напротив, на Луне есть неисчислимое количество склонов разной крутизны и протяженности. В подавляющем большинстве случаев они представляют собой стенки кратеров.

Хотя склоновые и метеоритные факторы деградации рельефа на Луне в большинстве случаев действуют совместно, наблюдаемый результат эрозионных процессов, связанных с метеоритной бомбардировкой и склоновыми (гравитационными) процессами, должен быть разным. Например, склоновые процессы оказываются более эффективны в местном массопереносе на Луне, связанном с обрушением стенок кратеров и оползанием реголитового слоя (Mahanti и др., 2018; Wang и др., 2020).

Как влияют эти процессы на изменение (выполаживание) наклона стенок кратеров и, соответственно, на их деградацию и переход от более

выразительных морфологических категорий (кратеры класса А) к более зрелым (кратеры класса С)? Каков возможный темп денудации на Луне за счет склоновых процессов? Менялся ли темп денудации с течением времени по мере старения кратеров? Влияет ли тип мишени, морской или материковой, на темп склоновых процессов? Под темпом денудации здесь и далее подразумевается скорость сноса материала с наклонной поверхности, которая выражается как толщина сносимого слоя в единицу времени.

Для того чтобы оценить темп склоновых процессов необходимы точные данные о рельефе поверхности и возрасте изучаемых кратеров. В одной из первых работ, посвященных деградации субкилометровых кратеров (Basilevsky, 1976), кратеры были разделены на морфологические классы, А, АВ, В, ВС, С, а характерные уклоны стенок этих кратеров были оценены по величине отношения глубина/диаметр, определенного по распределению теней. Возраст кратеров разных морфологических категорий был оценен по данным о морфологической выраженности кратеров с известным возрастом. В результате была получена оценка темпа деградации лунных субкилометровых кратеров, которая, вероятно, на три порядка величины ниже скорости деградации земных ударных кратеров.

В работе (Craddock, Howard, 2000) была предпринята попытка оценить темп склоновых процессов на Луне с помощью данных, полученных в экспедиции КА Clementine (Nozette и др., 1994). Авторы работы реконструировали рельеф кратеров с помощью методов фотоклинометрии и калибровали полученные топографические профили по кратерам известного возраста с мест посадки КА Apollo. В результате была получена оценка скорости денудации для кратеров в регионе бассейна Аполлон на днище бассейна Южный полюс — Эйткен, равная 0.2 мм/млн лет (Craddock, Howard, 2000).

В другом исследовании (Fassett, Thomson, 2014) использовалась цифровая модель рельефа, составленная по данным ТС (Terrain Camera, КА Kaguya) с пространственным разрешением 10 м/пиксель (Nagayama и др., 2012). С помощью этих данных авторы моделировали топографический профиль свежего (лучевого) кратера, используя полином третьей степени. Вид полинома был определен по топографическим замерам свежих кратеров лазерным альтиметром LOLA (Lunar Orbiter Laser Altimeter) на борту КА LRO (Lunar Reconnaissance Orbiter) (Werner, Medvedev, 2010). На основе этой модели моделировалась дальнейшая эволюция кратеров за счет диффузной деградации. Оценки возраста моделируемых кратеров не проводились. В результате была по-

лучена оценка темпа денудации 0.4 мм/млн лет, хотя авторы работы отмечают, что реальная скорость денудации может быть как значительно выше, так и значительно ниже этой оценки (Fassett, Thomson, 2014).

В нашем исследовании мы применили другой подход и в попытке ответить на сформулированные выше вопросы предприняли изучение случайной выборки кратеров диаметром более 5 км, которые характеризуют разные типы мишеней: двуслойную (материк, перекрытый морскими отложениями) и однослойную, морскую и материковую. Для того чтобы максимально возможным способом оценить вклад склоновых процессов в деградацию поверхности, мы рассматривали две контрастные ситуации, представленные стенками кратеров и зоной их сплошных выбросов. Субгоризонтальные поверхности закратерных выбросов находятся под доминирующим воздействием метеоритной бомбардировки. Внутренние склоны кратеров, наряду с метеоритной бомбардировкой, дополнительно модифицируются склоновыми процессами.

Мы ограничили свой выбор объектов исследования сравнительно крупными кратерами, которые, однако, имеют простую чашеобразную форму и гладкие, не террасированные склоны. Отсутствие террас позволяет исключить из рассмотрения смещения крупных блоков и оценить изменения формы кратеров за счет перемещения реголитового слоя. Протяженные склоны кратеров, которые мы изучали, позволяют определить плотность наложенных кратеров и сравнить ее с плотностью на субгоризонтальных поверхностях в зоне сплошных выбросов. Сравнение этих плотностей позволяет оценить вклад склоновых процессов в комплексную денудацию.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для изучения вариаций плотности наложенных кратеров на внутренних склонах и закратерных выбросов нами были выбраны 24 кратера диаметром 5–14 км (табл. 1, рис. 1).

Подавляющее большинство из них (83%) расположено на поверхности морей Изобилия (13 кратеров), Ясности (3 кратера), Кризисов (4 кратера). Четыре кратера расположены на поверхности сплошных выбросов из бассейна Моря Дождей.

В нашем исследовании мы использовали традиционный метод фотогеологического анализа, который позволяет надежно идентифицировать объекты изучения (в данном случае — более крупные ударные кратеры и малые кратеры, наложенные на их стенки и зону сплошных выбросов). Основой для проведения этого анализа послужи-

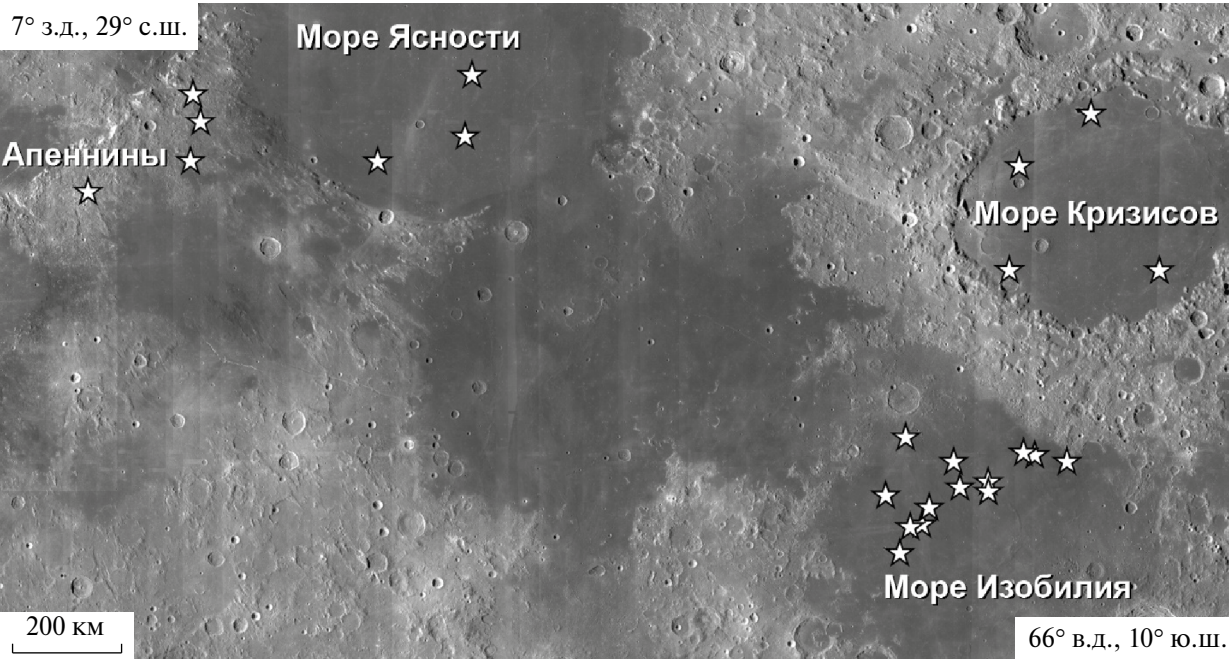


Рис. 1. Расположение изученных кратеров (звездочки).

Таблица 1. Изученные кратеры

Кратер	Долгота, град	Широта, град	Диам., км	Регион	Мишень
Сарабхай	21.01	24.75	6.9	М. Ясности	1 сл., море
Дезейини	20.59	21.12	5.8	М. Ясности	1 сл., море
Бобилье	15.44	19.62	5.7	М. Ясности	1 сл., море
Клеомед Н	57.64	22.42	6.3	М. Кризисов	1 сл., море
Свифт	53.45	19.62	9.9	М. Кризисов	1 сл., море
Гривз	52.79	13.17	14.4	М. Кризисов	2 сл., море/материк
Фаренгейт	61.7	13.11	6.1	М. Кризисов	1 сл., море
Тарунций Б	46.67	3.27	7.1	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Смитсон	53.65	2.36	6.1	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Тарунций О	54.33	2.22	6.2	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Уэбб У	56.23	1.85	5.7	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Анвиль	49.51	1.84	10.4	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Тарунций К	51.57	0.62	5.9	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Тарунций Н	49.87	0.34	8.6	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Тарунций Р	51.57	0.06	6.8	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Секки К	45.49	−0.17	6	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Мессье В	48.06	−0.9	6.7	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Мессье	47.7	−1.92	11.1	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Мессье А	46.96	−2	10.3	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Мессье Д	46.32	−3.6	7.8	М. Изобилия	2 сл., море/материк
Арат	4.52	23.57	9.8	Апеннины	1 сл., материк
Гален	4.98	21.95	8.7	Апеннины	1 сл., материк
Конон А	4.39	19.69	6.2	Апеннины	1 сл., материк
Марко Поло Н	−1.69	17.8	5.5	Апеннины	1 сл., материк

ли мозаики утренних и вечерних изображений с КА Kaguya (Japan Aerospace Exploration Agency) с пространственным разрешением 7.4 м/пкс. Для определения топографической конфигурации исследуемых кратеров мы использовали топографическую карту, построенную по данным лазерного альтиметра LOLA (Lunar Orbiter Laser Altimeter) с пространственным разрешением 60 м/пиксель (Smith и др., 2010). Такое разрешение карты позволяет адекватно оценить топографические характеристики кратеров диаметром несколько километров.

Для оценки абсолютного модельного возраста (АМВ) кратеров мы применяли многократно проверенный метод, в основе которого лежит определение ЧРР первичных кратеров (Neukum и др., 2001; Michael, Neukum, 2010), наложенных на зону выбросов тех кратеров, возраст которых мы оценивали. Мы рассматривали в качестве зоны выбросов кольцевую область, внутренний диаметр которой совпадал с диаметром самого кратера (по валу), а внешний был равен двум диаметрам. Такой способ оценки возраста успешно применялся для кратеров как на Марсе (Lagain и др., 2020), так и на Луне (Williams и др., 2022), хотя к оценкам АМВ, сделанным на основе подсчета кратеров в зоне выбросов, надо относиться с осторожностью из-за специфических свойств этой мишени (van der Bogert и др., 2017).

В пределах этой кольцевой зоны наложенные кратеры подсчитывались в четырех сегментах к северу, востоку, югу и западу от картера (рис. 2). Оценки ЧРР на внутренних склонах кратера проводились в двух областях на его северной и южной стенках, для которых во всех случаях освещенность позволяла достоверно идентифицировать наложенные кратеры (рис. 2). Очевидные облас-

ти вторичных кратеров исключались из области определения ЧРР. Диаметр наложенных кратеров меняется в интервале от 15 до 1200 м. Суммарная площадь, на которой определялась плотность наложенных кратеров, составляла от 8 до 40 км² на стенках и от 26 до 90 км² в зоне сплошных выбросов крупных кратеров. Размеры этих площадей подсчета кратеров позволяют проводить надежные определения АМВ (van der Bogert и др., 2015).

Во всех случаях для подсчета кратеров использовалось приложение Crater Tools для среды ArcGIS (Kneissl и др., 2011). Определение АМВ осуществлялось при помощи программного обеспечения CraterStat 2 (Michael и др., 2012; Michael, 2013).

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ КРУПНЫХ КРАТЕРОВ

Мы изучали кратеры в пределах трех морских районов (Море Изобилия, Море Ясности, Море Кризисов) и в зоне сплошных выбросов из бассейна Дождей (горы Апеннины (рис. 1, табл. 1).

Море Изобилия (Mare Fecunditatis) представляет собой плоскую базальтовую равнину площадью около 310 тыс. кв. км (Zhao и др., 2022). Бассейн Моря Изобилия относится к сильно измененным многокольцевым бассейнам (McCauley, Scott, 1972; Флоренский и др., 1974), сформированным в донектарианский период (более 3.92 млрд лет назад). Бассейн частично заполнен выбросами из более молодых соседних бассейнов Нектара и Кризисов и перекрыт морскими базальтовыми покровами (McCauley, Scott, 1972). Пик излияний морских базальтов пришелся на имбрийский период, 3.2–3.85 млрд лет назад (Wilhelms, McCauley, 1971; Wilhelms и др., 1987; Hiesinger и др., 2006; Иванов и др., 2023). Мощность базальтовых покровов в Море Изобилия весьма изменчива и колеблется от первых сотен метров до нескольких километров (Rajmon, Spudis, 2004; Du и др., 2019; Ivanov и др., 2023), но в основном составляет примерно 500 м (De Hon, 1979; De Hon, Waskom, 1976). Оценки содержания FeO в реголите Моря Изобилия, полученные по данным экспедиций КА Clementine (Lucey и др., 2000) и Kaguya (Lemelin и др., 2016), показывают, однако, что внутри изученных нами кратеров практически всегда присутствует материал с низким содержанием железа. Это свидетельствует о наличии неморского реголита на глубинах экскавации и, следовательно, изученные кратеры формировались в двуслойной мишени, состоящей из более глубокого слоя материкового реголита и перекрывающего его морского материала.

Море Ясности (Mare Serenitatis) расположено в одноименном многокольцевом бассейне диаметром около 750 км (Frey, 2011) и глубиной 2 км

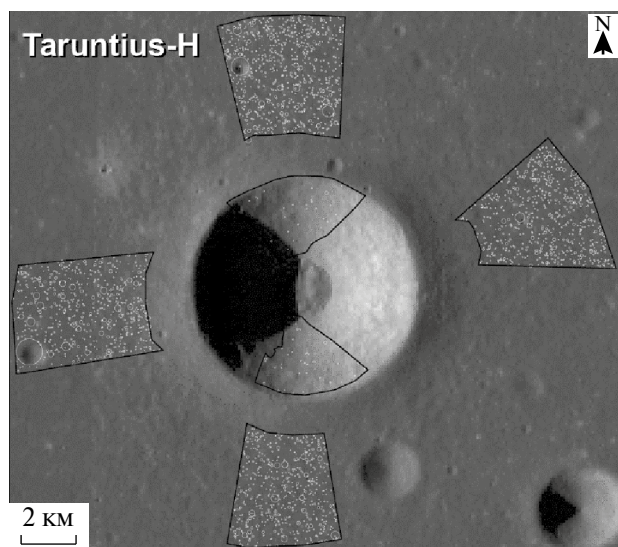


Рис. 2. Области подсчета наложенных кратеров.

(Родионова и др., 2021; Rodionova и др., 2021). Ударный бассейн сформировался либо в донектарианский (Wilhelms и др., 1987), либо в нектарианский период (Fassett и др., 2012). Возраст его морского заполнения варьируется в широком диапазоне от 3.8 до 2.4 млрд лет, но основная фаза вулканизма произошла в относительно узком интервале 3.5–3.4 млрд лет назад (Hiesinger и др., 2000; 2011a). Мощность базальтовых покровов оценивается величиной 2.5–3 км (Hackwill, 2010; Arkani-Named, 1998; Bratt и др., 1982). Предположительно, базальты подстилаются ударным расплавом. Для изученных нами кратеров Моря Ясности спектральные данные, полученные КА Clementine (Lucey и др., 2000), показывают отсутствие неморского материала. Это дает основание считать, что эти кратеры были образованы в однослойной мишени, состоящей из базальтов морского заполнения.

Море Кризисов (Mare Krisium) расположено внутри крупного многокольцевого бассейна нектарианского возраста диаметром 1000 км (Wilhelms и др., 1987; Frey, 2011; Fassett и др., 2012). Возраст морского заполнения варьируется от 3.6 до 2.7 млрд лет (Hiesinger и др., 2011b). Как и в Море Ясности, все изученные нами кратеры, кроме одного, формировались в однослойной мишени морского заполнения. Кратер Гривз (13.17° с. ш., 52.79° в. д., 29.9 км диаметром) расположен на юго-западной окраине Моря Кризисов и показывает наличие большого количества низкожелезистого неморского материала. Очевидно, что этот кратер был образован в двуслойной мишени, состоящей из базальтовых покровов морского заполнения, которые перекрывают материковый реголит.

Горы Апеннины – самая крупная горная цепь, расположенная на видимой стороне Луны. Горы являются остатками внешнего кольца ударного бассейна Моря Дождей диаметром 1160 км. Относительная высота гор составляет 3–6 км, про-

тяженность около 600 км. На востоке горы граничат с многокольцевым бассейном Моря Ясности. Ударный бассейн сформировался в имбрийский период, его абсолютный модельный возраст оценивается величиной 3.85–3.92 млрд лет (Hiesinger, Head, 2006; Alexander, Kahl, 1974). Кратеры, изученные нами, расположены в пределах геологической формации Апеннинских гор (Wilhelms, McCauley, 1971), которая представляет собой сплошные выбросы бассейна Дождей. Мощность выбросов оценивается в 1–2 км (Carr и др., 1971; Spudis, Head, 1977). Кратеры, изученные нами в этом регионе, формировались в однослойной мишени, состоящей из материкового реголита.

Таким образом, в наше исследование были включены кратеры трех категорий: (1) кратеры в двуслойной мишени (Море Изобилия и кратер Гривз в Море Кризисов), (2) кратеры в однослойной морской мишени (Моря Ясности и Кризисов) и (3) кратеры в однослойной материковой мишени (Апеннинские горы).

РЕЗУЛЬТАТЫ

Абсолютный модельный возраст
крупных кратеров

Проведенные нами измерения частотно-размерного распределения кратеров, наложенных на вал первичных кратеров, и его аппроксимация калибровочной функцией (Neukum и др., 2001) с помощью программы CraterStat (Michael, Neukum, 2010) позволили оценить абсолютный модельный возраст (АМВ) изучаемых кратеров (рис. 2, табл. 2).

Изученные нами кратеры имеют большой интервал возрастов от раннеимбрийского (кратеры Гален и Марко Поло Н) до коперниковского периода (кратер Мессье, рис. 3). Несмотря на большой разброс полученных значений АМВ, все изученные нами кратеры имеют схожую мор-

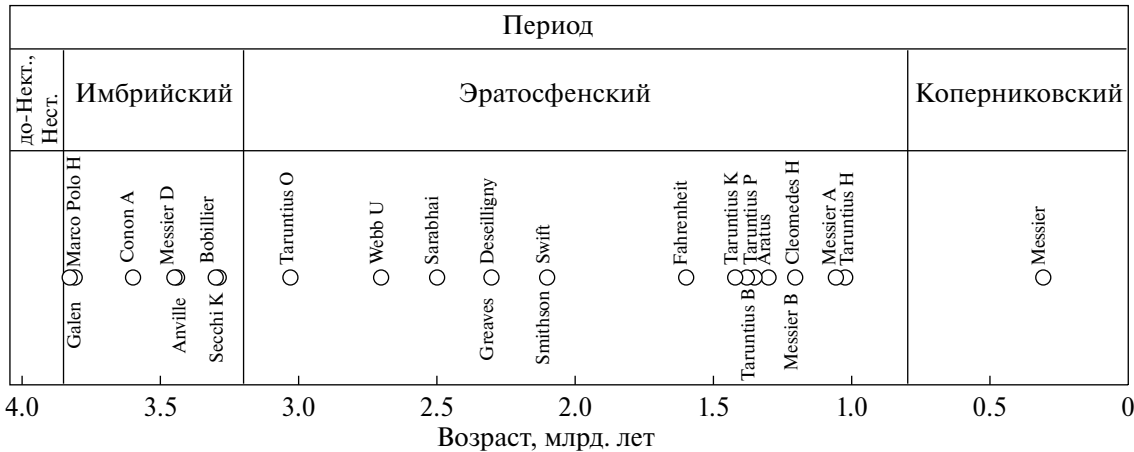


Рис. 3. Абсолютный модельный возраст изученных кратеров.

фологию и имеют близкие значения отношения глубина/диаметр (d/D), которые не зависят ни от возраста кратеров, ни от типа мишени (рис. 4). Средняя величина отношения $d/D = 0.167 \pm 0.018$. Это достаточно близко к отношению $d/D \approx 0.2$ для свежих кратеров диаметром от 1 до 15 км, полученному в работе (Pike, 1977), основанной на изучении морфологии импактных кратеров по данным фотоклинометрии.

Оценка темпа изменения крутизны внутренних склонов первичных кратеров

Полученные нами оценки АМВ и среднего наклона внутренних стенок кратеров позволяют оценить темп изменения крутизны стенок как функции возраста. Прежде всего следует отметить, что крутизна стенок всех изученных нами кратеров никогда не становится менее 24° (табл. 2).

В диапазоне значений уклонов от 24° до 33° крутизна стенок существенно зависит от возраста кратера (рис. 5). Разброс точек на диаграмме крутизна – возраст наилучшим образом аппроксимируется линейной функцией вида:

$$S = -1.86 \times A + 32.48, \quad (1)$$

где S – угол наклона внутренней стенки (град), A – абсолютный модельный возраст кратера (млрд лет); коэффициент корреляции между этими параметрами (r) примерно равен -0.75 (рис. 5), что является значимой величиной. Полученная нами зависимость (1) позволяет оценить темп выполаживания стенок кратеров с течением времени, он равен 1.85 град/млрд лет. Тип мишени не оказывает существенного влияния на изменения крутизны внутренних склонов кратера (рис. 5).

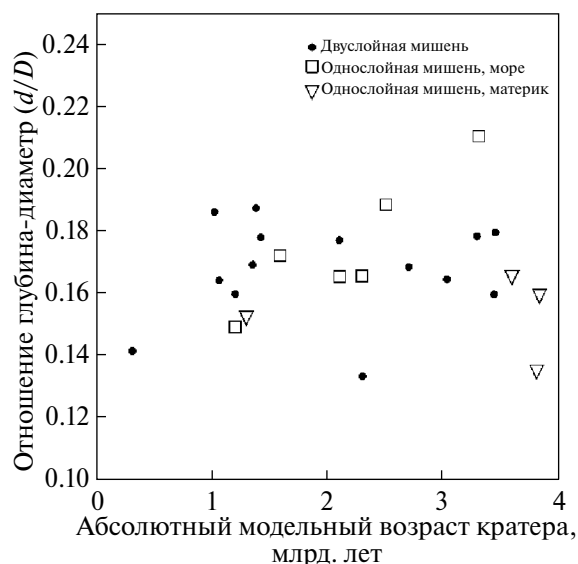


Рис. 4. Вариации отношения глубина/диаметр в зависимости от возраста кратера.

Таблица 2. Основные характеристики изученных кратеров

Кратер	Возраст, млрд лет	Погрешность определения АМВ (+/-), млрд лет	Крутизна стенки, град	D/D_w	Темп денудации, мм/млн лет
Сарабхай	2.5	0.5/0.5	27.6	7.34	1.45
Дезейини	2.3	0.4/0.3	24.8	4.76	2.27
Бобилье	3.3	0.8/0.2	26.1	4.14	1.64
Клеомед Н	1.2	0.2/0.2	30	7.03	4.41
Свифт	2.1	0.4/0.4	28.3	7.11	2.76
Гривз	2.3	0.2/0.2	29.6	6.68	2.82
Фаренгейт	1.6	0.1/0.1	29.4	6.94	2.79
Тарунций Б	1.38	0.24/0.24	28.6	6.99	2.70
Смитсон	2.1	0.25/0.25	25.5	4.01	1.88
Тарунций О	3.03	0.22/0.14	27.3	2.85	1.36
Уэбб У	2.7	0.49/0.38	25.6	2.97	1.36
Анвиль	3.44	0.22/0.09	29.5	5.76	1.16
Тарунций К	1.42	0.36/0.36	33	5.05	2.45
Тарунций Н	1.02	0.14/0.14	31.7	8.36	4.39
Тарунций Р	1.35	0.28/0.28	31.3	8.17	2.74
Секки К	3.29	0.67/0.16	27.6	2.95	1.21
Мессье В	1.2	0.34/0.34	27.7	8.61	3.31
Мессье	0.31	0.022/0.022	32.7	15.64	17.25
Мессье А	1.06	0.17/0.17	31	11.25	3.45
Мессье Д	3.45	0.09/0.06	27.5	3.65	1.36
Арат	1.3	0.4/0.4	30.6	5.30	2.95
Гален	3.81	0.05/0.04	24.4	1.63	0.83
Конон А	3.6	0.2/0.07	25.1	3.25	1.19
Марко Поло Н	3.83	0.09/0.08	25.1	4.99	1.20

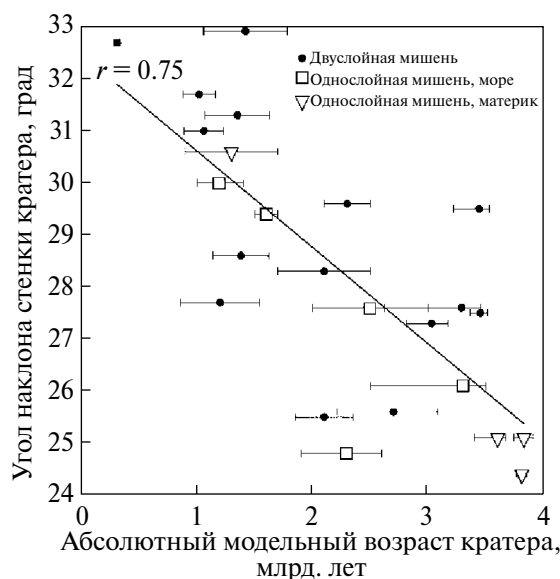


Рис. 5. Вариации крутизны стенок кратера в зависимости от возраста.

*Плотность наложенных кратеров
на склонах крупных кратеров*

Для всех изученных нами кратеров были определены плотности наложенных кратеров на внутренних склонах (D_w) ($1/\text{км}^2$). Наложённые кратеры подсчитывались во всем доступном интервале диаметров, лимитированном пространственным разрешением используемых снимков. Кратерная полость и выбросы формировались одновременно, однако деградация наложенных кратеров в этих областях происходит с разной скоростью за счет склоновых процессов. Крутизна склонов изученных кратеров меняется в диапазоне от 24.4° (кратер Гален) до 33.0° (кратер Тарунций К) (табл. 2). Мы определяли эту величину путем аппроксимации склона линейной функцией в области выше делювиального шлейфа у дна и ниже выполаживающейся поверхности у вала кратера. В этой же области производился подсчет наложенных кратеров. Между величиной угла наклона стенки и плотностью кратеров на ней существует отчетливая связь (рис. 6), которая выражается степенной функцией вида:

$$D_w = 1.36 \times 10^9 \times S^{-5.74}, \quad (2)$$

где S — угол наклона стенки, градусы; коэффициент детерминации, $R^2 = 0.52$.

По мере увеличения крутизны стенки, плотность наложенных на нее кратеров снижается, но в наблюдаемом диапазоне от 24° до примерно 28° разброс значений D_w очень велик (рис. 6). Для более крутых уклонов разброс величин резко снижается (рис. 6). Очевидно, это связано с тем, что плотность наложенных кратеров в основном регулируется склоновыми процессами для поверхностей, наклоненных более чем на 28° , что

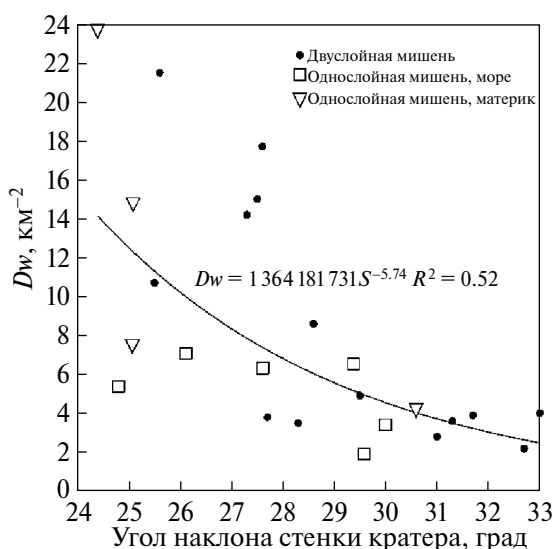


Рис. 6. Изменения плотности кратеров, наложенных на стенки, в зависимости от угла наклона стенок.

близко к углу естественного откоса. Для более пологих поверхностей скорость стирания наложенных кратеров в меньшей степени контролируется склоновыми процессами и их плотность зависит от местных условий накопления кратеров, которые в основном определяются особенностями мишени: строением и гранулометрическим составом реголита, мощностью слагающих слоев, наличием или отсутствием перерыва накоплений вулканических материалов на морских территориях.

*Изменения плотности наложенных кратеров
в зоне выбросов и на стенках первичных
кратеров*

Определения частотно-размерного распределения наложенных кратеров позволяет оценить вариации отношения D_r/D_w , где D_r — плотность наложенных кратеров в зоне сплошных выбросов ($1/\text{км}^2$). Величина этого отношения показывает эффективность стирания малых наложенных кратеров на наклонных поверхностях стенок по сравнению с субгоризонтальными поверхностями зоны выбросов. Значения отношения D_r/D_w приведены в табл. 2; они меняются от 1.63 (кратер Гален) до 15.64 (кратер Мессье). Величина отношения явно зависит от возраста первичного кратера и связана с ним степенной зависимостью вида:

$$D_r/D_w = 8.46 \times A^{-0.68}, \quad (3)$$

где A — возраст первичного кратера; коэффициент детерминации $R^2 = 0.64$. Тип мишени не оказывает влияния на величину отношения (рис. 7).

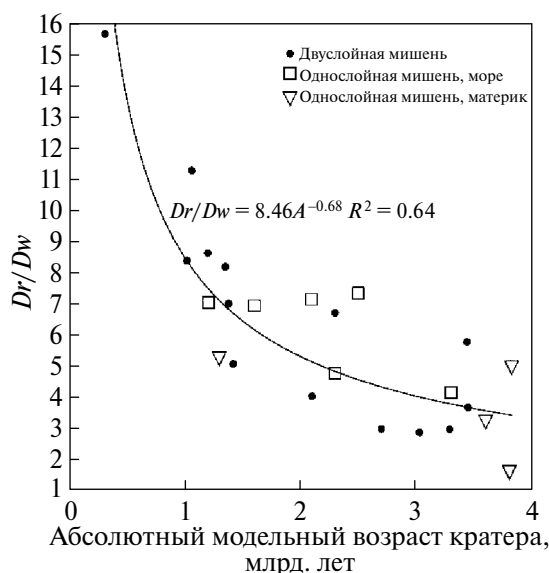


Рис. 7. Вариации отношения плотностей кратеров, наложенных на зону сплошных выбросов и на стенки крупных кратеров в зависимости от возраста.

ОБСУЖДЕНИЕ

Оценка темпа склоновых процессов на Луне

Сравнение плотностей наложенных кратеров в зоне выбросов и на стенках крупных кратеров позволяет оценить темп склоновых процессов на Луне.

Очевидно, что вариации величин D_r/D_w отражают совокупное действие метеоритной бомбардировки и склоновых процессов. Из-за случайности процесса кратерообразования увеличение количества наложенных кратеров в зоне выбросов и на стенках должно быть одинаковыми, следовательно, возраст кратера не контролировал бы величину отношения D_r/D_w , если бы не действие склоновых процессов, в результате которых популяция кратеров на стенках постоянно стирается.

Для оценки темпа склоновых процессов мы определяли текущий возраст экспозиции стенок по наблюдаемому частотно-размерному распределению наложенных на них кратеров (D_w) и определяли разницу между этим возрастом и возрастом кратера, оцененного по плотности наложенных кратеров в зоне сплошных выбросов (D_r). Полученная разница возрастов определяет промежуток времени, в течение которого склоновые процессы действовали в том или ином кратере. Затем мы оценивали толщину слоя, удаленного со стенок кратера за время его существования. Для этого мы использовали медианный диаметр наложенных кратеров на стенках, который определялся как медианное значение диаметра совокупности наложенных кратеров для каждого “крупного” кратера-хозяина. Мы умножали его на 0.1, что, вероятно, представляет собой оценку глубины экскавации при формировании кратера (Melosh, 1989).

Таким образом, темп склоновых процессов определялся по формуле:

$$E = (0.1 \times D_m) / (A_r - A_w), \quad (4)$$

где D_m — медианный диаметр наложенных кратеров, A_r и A_w — абсолютный модельный возраст в зоне сплошных выбросов и на стенках соответственно.

Оценка темпа склоновых процессов, полученная в нашем исследовании, меняется в широких пределах (табл. 2) от 0.8 мм/млн лет (кратер Гален) до почти 17 мм/млн лет (кратер Мессье) и сильно зависит от возраста кратера (рис. 8). Эта зависимость определяется степенной функцией вида:

$$E = 4.39 \times A^{-1.03}, \quad (5)$$

коэффициент детерминации $R^2 = 0.92$.

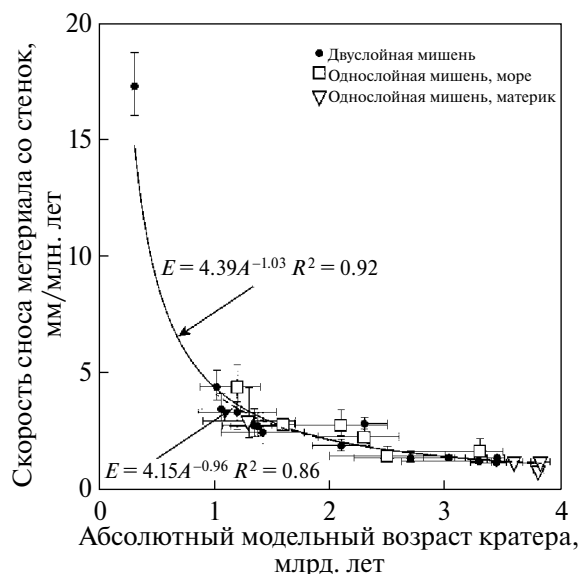


Рис. 8. Изменение темпа склоновых процессов в зависимости от возраста крупного кратера. Показаны две аппроксимирующие кривые: сплошная для всей выборки, пунктирная — для выборки без кратера Мессье.

Вид этой зависимости практически не меняется, если из рассмотрения вывести кратер Мессье с наивысшей оценкой темпа склоновых процессов (рис. 8). Тип мишени не оказывает существенного влияния на темп склоновых процессов.

Несмотря на то, что показатель степени у значения возраста близок к единице, зависимость темпа склоновых процессов от возраста значительно хуже описывается линейной функцией: коэффициент корреляции между величинами E и A , $r = -0.65$.

Очевидно, что темп склоновых процессов на Луне не может быть охарактеризован каким-нибудь одним значением. Он очень высок (по лунным стандартам) для молодых кратеров (кратер Мессье), что, вероятно, связано с быстрым сносом материала со стенок новообразованных кратеров. По мере старения темп склоновых процессов убывает и в нашем случае асимптотически приближается к величине примерно 0.8 мм/млн лет, начиная с возраста 2.5 млрд лет (рис. 8). Полученная нами оценка темпа денудации в два раза выше той, что приведена в работе (Fassett, Thompson, 2014) и в четыре раза больше оценки, полученной в работе (Craddock, Howard, 2000). Такие расхождения, возможно, связаны с неточностями в определении толщины слоя, удаленного со стенок, и в определениях возраста кратеров по измерениям частотно-размерного распределения наложенных кратеров в зоне сплошных выбросов (van der Bogert и др., 2017). Эти неопределенности, однако, носят систематический характер и не должны влиять на сте-

пенной вид зависимости темпа склоновых процессов от возраста.

Изменения морфологии километровых лунных кратеров с течением времени

Полученные нами оценки АМВ и среднего наклона внутренних стенок кратеров позволяют оценить темп изменения крутизны стенок как функции возраста. Прежде всего следует отметить, что крутизна стенок всех изученных нами кратеров никогда не становится менее 24° (табл. 2). В интервале значений уклонов от 24° до 33° крутизна стенок существенно зависит от возраста кратера (рис. 5).

По мере увеличения возраста кратера его стенки становятся более пологими, хотя и в незначительной степени (рис. 5), что должно приводить к снижению темпа деградации кратеров из-за уменьшения градиента уклона. Таким образом, следует ожидать снижения величины D_r/D_w по мере увеличения возраста первичного кратера, что и наблюдается в действительности (рис. 7). Согласно уравнению (1), угол наклона стенки снижается примерно в 1.07 раза ($\sim 6\%$) за миллиард лет. В первый миллиард лет жизни кратера угол наклона снижается примерно на 1.9° , во второй миллиард — на 1.8° , в третий — на 1.7° .

Уменьшение значения величины D_r/D_w с возрастом заметно более выражено, чем изменения наклона стенки: величина отношения снижается примерно в 1.5 раза ($\sim 32\%$) за каждый миллиард лет жизни кратера.

Крайне низкий темп уменьшения углов наклона стенок кратеров говорит о низкой эффективности склоновых процессов и, соответственно, о высокой морфологической стабильности кратеров диаметром первые километры. Все изученные нами кратеры в диапазоне возрастов от 3.83 млрд лет (Марко Поло Н) до 0.31 млрд лет (Мессье) характеризуются примерно одинаковой величиной отношения $d/D = 0.17 \pm 0.02$ (рис. 4), что говорит о неспособности склоновых процессов на стенках кратеров существенно уменьшить его глубину. Следовательно, чтобы заметно уменьшить отношение d/D , т. е. чтобы существенно уменьшить глубину кратера, необходимо заполнить его материалом извне. В условиях Луны такими могут быть либо вулканические отложения, либо выбросы из крупных кратеров, либо то и другое.

Эмпирические и числовые модели формирования выбросов из кратеров (McGetchin и др., 1973; Pike, 1974; Housen и др., 1983; Fassett и др., 2011; Sharpton, 2014) предсказывают быстрое уменьшение толщины выбросов по мере удаления от вала кратера. Слой выбросов толщиной примерно 1.3 км (средняя глубина изученных

нами кратеров) за валом кратеров может образоваться только для кратеров диаметром 80 км и более, согласно модели Pike (1974). Эта модель, однако, сильно переоценивает мощность выбросов, так как не учитывает структурного поднятия вала. В данной модели вал и более дальний покров сплошных выбросов представляют собой чисто аккумулятивное образование. Для более реалистичных моделей, например, Housen и др. (1983), выбросы толщиной более 1.3 км возможны только за валом бассейнов диаметром более 300 км.

Таким образом, существенное заполнение кратеров диаметром 5–15 км выбросами возможно только для древних кратеров, формировавшихся в период интенсивной метеоритной бомбардировки одновременно с формированием бассейнов. После ее окончания главным фактором изменения общей топографической конфигурации кратеров, в частности, уменьшения отношения d/D километровых кратеров, становится вулканизм. Действительно, в пределах морских территорий видно множество полузатопленных и полностью затопленных кратеров.

Важным следствием морфологической стабильности километровых кратеров является надежность оценок абсолютного модельного возраста, сделанных по измерениям их частотно-размерного распределения. Для того чтобы изменить его параметры, нужно весьма мощное событие (или события) обновления поверхности, связанное с формированием обширной вулканической провинции.

К оценкам возраста морских поверхностей, сделанных путем измерения малых кратеров (< 1 км), следует относиться с осторожностью, так как такие кратеры могут быть значительно более чувствительными к внешнему воздействию не только вулканического, но и ударного характера. В частности, малые кратеры гораздо легче могут быть заполнены материалом выбросов из соседних кратеров. Например, в одном из районов Моря Изобилия, где поверхность в наименьшей степени загрязнена поздними выбросами, среднее расстояние до ближайшего кратера равно примерно 840 м, а средний диаметр кратеров равен примерно 340 м. Согласно модели отложения выбросов из километровых кратеров, разработанной Sharpton (2014) путем тщательного топографического анализа таких кратеров, толщина выбросов на середине расстояния между такими кратерами равна примерно четырем метрам. Это составляет примерно 12% их исходной глубины, если принять глубину экскавации равной $1/10$ диаметра кратера (Melosh, 1989).

Для надежного определения возраста становления вулканической провинции или ее частей требуются измерения частотно-размерного рас-

пределения кратеров в пределах больших площадей в сотни-тысячи квадратных километров (Hiesinger и др., 2000; 2003; 2006; 2011a; van der Bogert и др., 2015), на которых будет достаточное количество кратеров километровых размеров, определяющих возраст формирования поверхности. Если малые кратеры, подсчитанные в той же области, лежат на одной изохроне с большими, они существенно усиливают надежность оценки абсолютного модельного возраста. Если же частотно-размерное распределение малых кратеров определяет более молодую изохрону, то такие кратеры отражают возраст какого-нибудь обновляющего поверхность события, не обязательно вулканического.

ВЫВОДЫ

Результаты, полученные в нашем исследовании, позволяют сделать следующие выводы.

1. Темп склоновых процессов на Луне имеет выраженный нелинейный характер и хорошо описывается степенной функцией вида $E = 4.39 \times A^{-1.03}$; коэффициент детерминации $R^2 = 0.92$, где E — темп склоновых процессов (мм/млн лет), A — возраст (млрд лет).

2. Темп склоновых процессов вскоре после формирования крупного кратера весьма высок по лунным стандартам и может составлять первые десятки миллиметров за миллион лет. В нашем исследовании наибольшая величина темпа склоновых процессов составила примерно 17 мм/млн лет.

3. После примерно 2.5 млрд лет существования кратера темп склоновых процессов асимптотически приближается к величине примерно 1 мм/млн лет. В нашем исследовании была получена оценка темпа склоновых процессов для наиболее древних кратеров, которая составляет 0.8 мм/млн лет.

4. Крупные лунные кратеры в интервале диаметров 5–15 км представляют собой морфологически стабильные образования; наклон их стенок менялся очень медленно, примерно 1.85 град/млрд лет, а отношение глубина/диаметр меняется незакономерно и становится меньше с течением времени.

5. Склоновые процессы не в состоянии заметно заполнить многокилометровый кратер рыхлым материалом и изменить его глубину.

6. После окончания эпохи формирования ударных бассейнов главным фактором изменения топографической конфигурации многокилометровых кратеров являлся вулканизм.

7. Тип мишени (двуслойная типа материк/море или однослойная, морская или материковая) не оказывает существенного влияния ни на темп

склоновых процессов, ни на изменение конфигурации многокилометровых кратеров.

8. Многокилометровые кратеры представляют собой структуры, позволяющие надежно определять возраст подстилающей поверхности по их частотно-размерному распределению, которое не подвержено существенным изменениям за счет локальных событий обновления поверхности.

Работа была выполнена при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 21–17–00035: Оценка темпов экзогенного обновления поверхности Луны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Родионова Ж.Ф., Жаркова А.Ю., Гришакина Е.А., Шевченко В.В. Топографические особенности лунных морей и бассейнов // Астрон. вестн. 2021. Т. 55. № 3. С. 195–212. (Rodionova Z.F., Zharkova A.Y., Grishakina E.A., Shevchenko V.V. Topographic features of the lunar maria and basins // Sol. Syst. Res. 2021. T. 55. P. 183–199.)
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Пронин А.А. Геолого-морфологическая характеристика района посадки автоматической лунной станции “Луна-16” // Лунный грунт из Моря Изобилия. М: Наука, 1974. С. 19–22.
- Alexander E.C., Kahl S.B. 40Ar-39Ar studies of lunar breccias // Proc. Lunar Sci. Conf. 5th. 1974. P. 1353–1373.
- Arkani-Hamed J. The lunar mascons revisited // Journal of Geophysical Research: Planets. 1998. V. 103. № E2. P. 3709–3739.
- Basilevsky A.T. On the evolution rate of small lunar craters // Proc. Lunar Sci. Conf. 7th. 1976. V. 1. P. 1005–1020.
- Bratt S.R., Solomon S.C., Head J.W., Thurber C.H. The deep structure of lunar basins: Implications for excavated cavity volumes // Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 13th. 1982. V. 13. P. 67–68.
- Carr M.H., Howard K.A., El-Baz F. Geologic maps of the Apennine-Hadley Region of the Moon Apollo 15 pre-mission maps // U.S. Geol. Survey Map I-723. Washington, D.C., USA, 1971. 2 P.
- Craddock R.A., Howard A.D. Simulated degradation of lunar impact craters and a new method for age dating farside mare deposits // J. Geophys. Res. 2000. V. 105. № E8. P. 20387–20401.
- De Hon R.A. Thickness of the western mare basalts // Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf. 10th. 1979. V. 3. P. 2935–2955.
- De Hon R.A., Waskom J.D. Geologic structure of the eastern mare basins // Proc. Lunar Sci. Conf. 7th. 1976. V. 7. P. 2729–2746.
- Du J., Fa W., Wiczeorek M.A., Xie M., Cai Y., Zhu M.-H. Thickness of lunar mare basalts: New results based on modeling the degradation of partially buried craters // J. Geophys. Res. 2019. V. 124. № 9. P. 2430–2459.

- Fassett C.I., Thomson B.J. Crater degradation on the lunar maria: Topographic diffusion and the rate of erosion on the Moon // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 2255–2271.
- Fassett C.I., Head J.W., Smith D.E., Zuber M.T., Neumann G.A. Thickness of proximal ejecta from the Orientale basin from Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) data: Implications for multi-ring basin formation // *Geophys. Res. Lett.* 2011. V. 38. № 17. L17201. P. 1–5.
- Fassett C.I., Head J.W., Kadish S.J., Mazarico E., Neumann G.A., Smith D.E., Zuber M.T. Lunar impact basins: Stratigraphy, sequence and ages from superposed impact crater populations measured from Lunar Orbiter Laser Altimeter (LOLA) data // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. № E00H06. P. 1–13.
- Frey H. Previously unknown large impact basins on the Moon: Implications for lunar stratigraphy // *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 2011. V. 477. P. 53–75.
- Hackwill T. Stratigraphy, evolution, and volume of basalts in Mare Serenitatis // *Meteoritics & Planetary Science.* 2010. V. 45. № 2. P. 210–219.
- Haruyama J., Hara S., Hioki K., Iwasaki A., Morota T., Ohtake M., Matsunaga T., Araki H., Matsumoto K., Ishihara Y., Noda H., Sasaki S. Lunar global digital terrain model dataset produced from Selene (Kaguya) Terrain Camera stereo observations // *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.* 43rd. 2012. Abstract #1200.
- Hiesinger H., Jaumann R., Neukum G., Head J.W. Ages of mare basalts on the lunar nearside // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № E12. P. 29239–29275.
- Hiesinger H., Head J.W. New views of lunar geoscience: An introduction and overview // *Rev. mineral. and geochem.* 2006. V. 60. № 1. P. 1–81.
- Hiesinger H., Head J.W., Wolf U., Jaumann R., Neukum G. Ages and stratigraphy of mare basalts in Oceanus Procellarum, Mare Nubium, Mare Cognitum, and Mare Insularum // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № E7. 1. P. 1–27.
- Hiesinger H., Head J.W., Wolf U., Jaumann R., Neukum G. New ages for basalts in Mare Fecunditatis based on crater size-frequency measurements // *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.* 37th. 2006. Abstract # 1151.
- Hiesinger H., Head J.W., Wolf U., Jaumann R., Neukum G. Ages and stratigraphy of lunar mare basalts: A synthesis // *Recent advances and current research issues in lunar stratigraphy.* 2011a. V. 477. P. 1–52.
- Hiesinger H., van der Bogert C.H., Reiss D., Robinson M.S. Absolute model ages of basalts in Mare Crisium // *EPSC-DPS joint meeting.* 2011b. V. 1. P. 1095.
- Housen K.R., Schmidt R.M., Holsapple K.A. Crater ejecta scaling laws' fundamental forms based on dimensional analysis // *J. Geophys. Res.* 1983. V. 88. № B3. P. 2485–2499.
- Ivanov M.A., Head J.W., Hiesinger H. New insights into the regional and local geological context of the Luna 16 landing site // *Icarus.* 2023. V. 400. id. 115579.
- Kneissl T., van Gasselt S., Neukum G. Map-projection-independent crater size-frequency determination in GIS environments – New software tool for ArcGIS // *Planet. and Space Sci.* 2011. V. 59. P. 1243–1254.
- Lagain A., Bouley S., Baratoux D., Costard F., Wieczorek M. Impact cratering rate consistency test from ages of layered ejecta on Mars // *Planet. and Space Sci.* 2020. V. 180. id. 104755.
- Lemelin M., Lucey P.G., Gaddis L.R., Hare T., Ohtake M. Global map products from the Kaguya multiband imager at 512 ppd: Minerals, FeO, and OMAT // *LPSC47.* 2016. Abstract # 2994.
- Lucey P.G., Blewett D.T., Jolliff B.L. Lunar iron and titanium abundance algorithms based on final processing of Clementine ultraviolet-visible images // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № E8. P. 20297–20305.
- Mahanti P., Robinson M.S., Thompson T.J., Henriksen M.R. Small lunar craters at the Apollo 16 and 17 landing sites-morphology and degradation // *Icarus.* 2018. V. 299. P. 475–501.
- McCauley J.F., Scott D.H. The geologic setting of the Luna-16 landing site // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1972. V. 13. P. 225–232.
- McGetchin T.R., Settle M., Head J.W. Radial thickness variation in impact crater ejecta: Implications for lunar basin deposits // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1973. V. 20. P. 226–236.
- Melosh H.J. *Impact Cratering: A Geologic Process.* New York: Oxford Univ. Press, 1989. 253 p.
- Michael G.G. Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Multiple resurfacing episodes and differential isochron fitting // *Icarus.* 2013. V. 226. № 1. P. 885–890.
- Michael G.G., Neukum G. Planetary surface dating from crater size-frequency distribution measurements: Partial resurfacing events and statistical age uncertainty // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 294. P. 223–229.
- Michael G.G., Platz T., Kneissl T., Schmedemann N. Planetary surface dating from crater size–frequency distribution measurements: Spatial randomness and clustering // *Icarus.* 2012. V. 218. № 1. P. 169–177.
- Neukum G., Ivanov B.A., Hartmann W.K. Cratering records in the inner Solar system in relation to the lunar reference system // *Chronology and Evolution of Mars.* 2001. V. 96. P. 55–86.
- Nozette S., Rustan P., Pleasance L.P., Kordas J.F., Lewis I.T., Park H.S., Priest R.E., Horan D.M., Regeon P., Lichtenberg C.L., and 24 co-authors. The Clementine mission to the Moon: Scientific overview // *Science.* 1994. V. 266. № 5192. P. 1835–1839.
- Pike R.J. Ejecta from large craters on the Moon: Comments on the geometric model of McGetchin et al. // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1974. V. 23. P. 265–274.
- Pike R.J. Size-dependence in the shape of fresh impact craters on the Moon // *Impact and explosion cratering: Planetary and terrestrial implications.* 1977. P. 489–509.

- Rajmon D., Spudis P.* Distribution and stratigraphy of basaltic units in Maria Tranquillitatis and Fecunditatis: A Clementine perspective // *Meteorit. and Planet. Sci.* 2004. V. 39. P. 1699–1720.
- Sharpton V.L.* Outcrops on lunar crater rims: Implications for rim construction mechanisms, ejecta volumes and excavation depths // *J. Geophys. Res.* 2014. V. 119. P. 154–168.
- Smith D.E., Zuber M.T., Jackson G.B., Cavanaugh J.F., Neumann G.A., Riris H., Sun X., Zellar R.S., Coltharp C., Connelly J., and 20 co-authors.* The Lunar Orbiter Laser Altimeter investigation on the Lunar Reconnaissance Orbiter Mission // *Space Sci. Rev.* 2010. V. 150. P. 209–241.
- Spudis P., Head J.W.* Geology of the Imbrium basin Apennine mountains and relation to the Apollo 15 landing site // *Proc. Lunar Sci. Conf.* 8th. 1977. V. 8. P. 2785–2797.
- van der Bogert C.H., Michael G., Kneissl T., Hiesinger H., Pasckert J.-H.* Effects of count area size on absolute model ages derived from random crater size-frequency distributions // *Proc. Lunar and Planet. Sci. Conf.* 46th. 2015. Abstract #1742.
- van der Bogert C.H., Hiesinger H., Spudis P.* The age of the Crisium impact basin // *New Views of the Moon 2 – Europe 2017 (LPI Contrib. № 1988)*. 2017. Abstarct. # 6009.
- Wang J., Kreslavsky M.A., Liu J., Head J.W., Zhang K., Kolenkina M., Zhang L.* Quantitative characterization of impact crater materials on the Moon: Changes in topographic roughness and thermophysical properties with age // *J. Geophys. Res.* 2020. V. 125. № 10. id. e2019JE006091.
- Werner S.C., Medvedev S.* The Lunar rayed-crater population characteristics of the spatial distribution and ray retention // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2010. V. 295. P. 147–158.
- Wilhelms D.E., McCauley J.F., Trask N.J.* The geologic history of the Moon // *US Geol. Surv. Spec. Pap.* Reston: USGS, 1987. № 1348. 302 p.
- Wilhelms D.E., McCauley J.F.* Geologic map of the near side of the Moon // *USGS Map I-703*. 1971.
- Williams J.-P., Pathare A.V., Costello E.S., Gallinger C.L., Hayne P.O., Ghent R.R., Paige D.A., Siegler M.A., Russell P.S., Elder C.M.* The effects of terrain properties upon the small crater population distribution at Giordano Bruno: Implications for lunar chronology // *J. Geophys. Res.* 2022. V. 127. id. e2021JE007131.
- Zhao S., Qian Y., Xiao L., Zhao J., He Q., Huang J., Wang J., Chen H., Xu W.* Lunar mare Fecunditatis: A science-rich region and a concept mission for long-distance exploration // *Remote Sensing.* 2022. V. 14. № 5. id. 1062.