

УДК 523

ЛУННЫЙ КРАТЕР ИНА: АНАЛИЗ МОРФОЛОГИИ ВНУТРИКРАТЕРНЫХ ФОРМ РЕЛЬЕФА

© 2021 г. А. Т. Базилевский^{a, **, **}, Г. Г. Майкл^b

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

^bОтдел планетных наук и дистанционного зондирования, Свободный университет Берлина, Берлин, Германия

*e-mail: atbas@geokhi.ru

**e-mail: Alexander_Basilevsky@Brown.edu

Поступила в редакцию 14.07.2020 г.

После доработки 12.08.2020 г.

Принята к публикации 05.09.2020 г.

В работе приведены результаты геолого-морфологического анализа LROC NAC снимков небольшого (2.9×1.9 км) D-образной в плане формы вулканического кратера Ина и его ближайшего окружения. Этот кратер находится на вершине очень пологосклонного щитового вулкана, склоны которого, судя по плотности наложенных малых кратеров, сформировались ~3.5 млрд лет назад. Внутри кратера находятся местность с неровным рельефом и невысокие холмы, плотность малых кратеров на которых соответствует возрасту <100 млн лет. В ряде работ образования внутри Ины считаются проявлениями очень молодого вулканизма, в то время как в других работах холмы с кажущимся возрастом <100 млн лет считаются сложенными “магматической пеной” типа массивной пемзы, что могло влиять на образование на них малых кратеров, уменьшая их диаметры и тем занижая их измеренную пространственную плотность. Соответственно, кратер Ина может быть древним, одно-возрастным склонам щитового вулкана. В нашей работе изучалась степень морфологической “свежести” образований внутри структуры Ины и проводилось сравнение морфологии малых кратеров, наложенных на холмы внутри Ины и на примыкающие к структуре Ины склоны щитового вулкана. Кроме того, выполнены модельные расчеты толщины слоя реголита для случаев “нормальной” мишени и мишени, состоящей из “магматической пены”. Показано, что морфологическая “свежесть”, образований внутри кратера Ина не согласуется с предположением о древности этого кратера, а морфологически “свежие” малые кратеры на холмах внутри Ины практически не отличаются от таковых на склонах щитового вулкана. Эти наблюдения, по-видимому, противоречат гипотезе “магматической пены” и поддерживают вывод о молодом возрасте структуры Ины.

Ключевые слова: вулканический кратер, базальт, магматическая пена, реголит, латеральный перенос

DOI: 10.31857/S0320930X21010023

ВВЕДЕНИЕ

Ина (Ina) это депрессия D-образной в плане формы размером 2.9×1.9 км и глубиной около 60 м, расположенная вблизи центра видимой стороны Луны между Морями Дождей, Ясности и Паров (Maria Imbrium, Serenitatis and Vaporum) в так называемом Озере Счастья (Lacus Felicitatis) (18.66° N 5.30° E; напр., Garry и др., 2012) (рис. 1). Несмотря на необычность формы, Международный Астрономический Союз относит Ину к категории малых лунных кратеров. Название Ина – дано по латинскому женскому имени. Ина была впервые обнаружена на снимках, полученных с орбитального блока Аполлона 15 (Whitaker, 1972). Затем изучалась по снимкам, полученным с орбитального блока Аполлона 17 (Evans, El-Baz, 1973). Но наилучшие ее изображения были получены ТВ камерой LROC NAC KA Lunar Reconnaissance Or-

biter (Robinson и др., 2010a) и, соответственно, наиболее детальный анализ ее строения выполнен в результате изучения этих снимков (Robinson и др., 2010b; Garry и др., 2012; Braden и др., 2014; Qiao и др., 2017; 2019; 2020).

Из результатов этого анализа следует, что кратер Ина находится на вершине очень пологосклонного щитового базальтового вулкана и, очевидно, является вулканической кальдерой. Внутри кратера наблюдаются невысокие (5–25 м) плосковершинные крутосклонные холмы и разделяющая их местность с очень неровным рельефом с перепадом высот в несколько метров (рис. 2). Соответственно, кратер Ина и находящиеся внутри него образования считаются возникшими в результате базальтового вулканизма и это общее заключение процитированных выше работ.

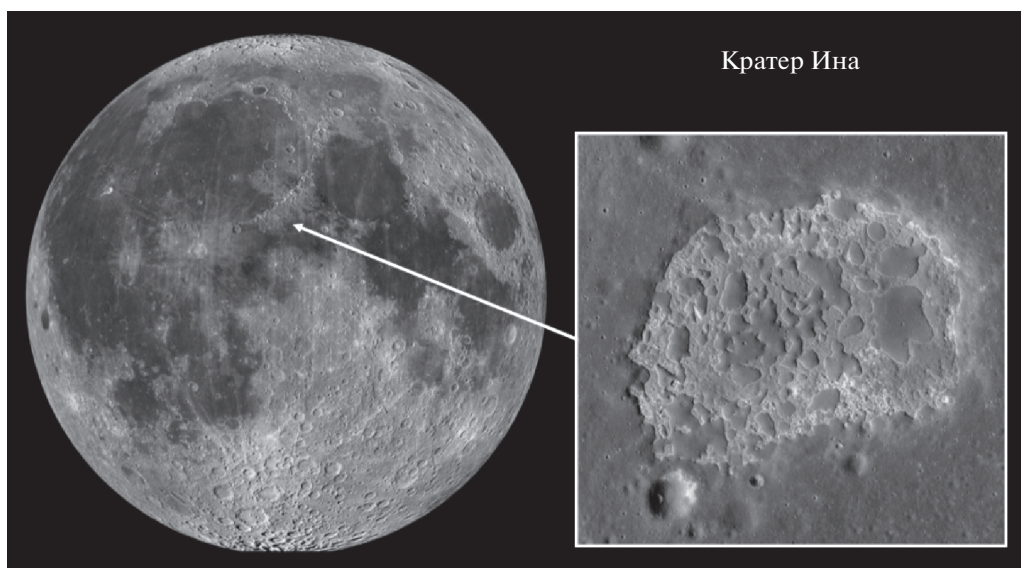


Рис. 1. Местоположение кратера Ина на Луне. Слева мозаика LROC WAC снимков на видимую сторону Луны; справа фрагмент мозаики LROC NAC снимков M119815703LE и RE.

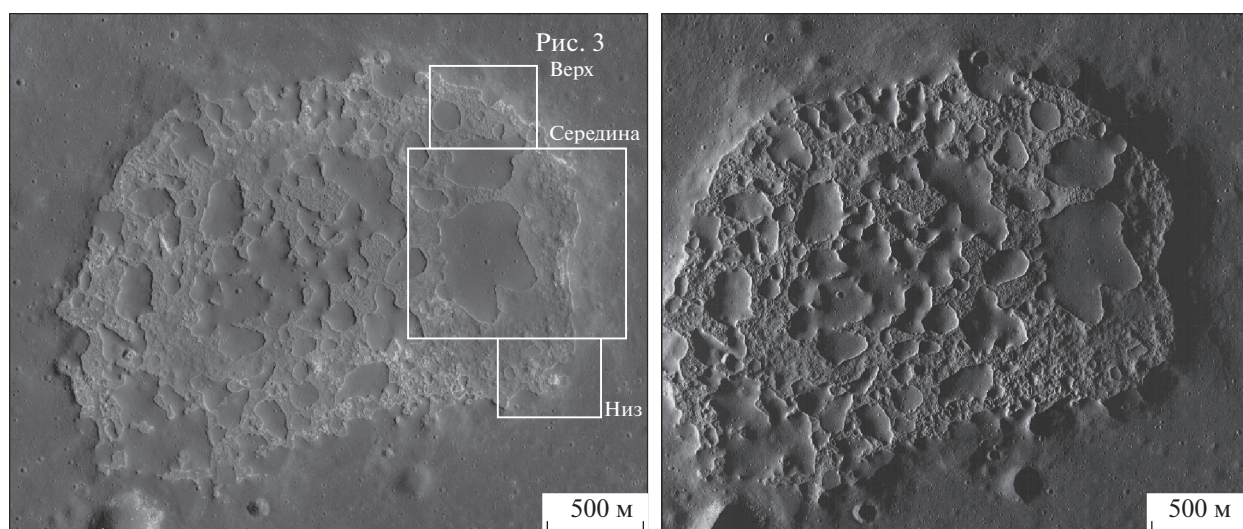


Рис. 2. Кратер Ина. Слева – фрагмент мозаики LROC NAC снимков M119815703LE и RE. Высота Солнца 34°. Справа – фрагмент мозаики LROC NAC снимков M116282876LE и RE. Высота Солнца 6.5°. Белые прямоугольники в левой части – положение частей рис. 3.

Далее в интерпретациях данных начинаются различия. На примыкающих к кратеру Ина склонах щитового вулкана была определена пространственная плотность малых кратеров, соответствующая абсолютному возрасту 3.5 млрд лет (Qiao и др., 2017). Но на поверхности холмов внутри кратера пространственная плотность кратеров гораздо меньше и соответствует возрасту менее 100 млн лет (Braden и др., 2014; Schultz и др., 2006). Такие же низкие значения плотности кратеров и, соответственно, возраста были определены и для ряда специфических образований в лунных морях, по-

лучивших название “irregular mare patches (IMP)” (Braden и др., 2014; Valantinas и др., 2018). Это рассматривается как свидетельство того, что лунный вулканизм, в очень ограниченных по распространности проявлениях, продолжался почти до современной геологической эпохи. Холмы внутри кратера Ина считаются “куполами вспучивания” (inflation mounds) затвердевшего верхнего слоя лавового потока под давлением лавы снизу (Gaggy и др., 2012).

Существует и другая интерпретация образований внутри кратера Ина. В работах Qiao и др.

(2017; 2019; 2020) и Wilson, Head (2017) холмы внутри кратера Ина считаются результатом извержения на поверхность “магматической пены” (magmatic foam), образующейся из-за того, что насыщенная летучими компонентами лава извергается в практически безатмосферную среду. При охлаждении такой магматической пены может образоваться аналог массивной пемзы с пористостью более 75%. Как считают эти авторы, метеориты, ударяющие по такой пемзе, должны внедряться в нее с образованием относительно глубоких кратеров существенно меньшего диаметра, по сравнению с ударом по нормальной скальной породе или по слабо связному реголиту. Это, в свою очередь, должно приводить к сильному уменьшению пространственной плотности кратеров и, соответственно, к занижению оценки абсолютного возраста холмов. В этой интерпретации кратер Ина, а также находящиеся внутри него холмы и разделяющая их местность с неровным рельефом, древние, с возрастом около 3.5 млрд лет.

Пытаясь разрешить отмеченные выше противоречия относительно возраста внутрикратерных холмов и характера слагающего их материала, мы посмотрим на степень морфологической “свежести” холмов и местности с неровным рельефом внутри кратера, что может указывать на возраст кратера Ина, а также на морфологию малых кратеров, наложенных на внутрикратерные холмы, что может указать на характер слагающего эти холмы материала. При рассмотрении морфологической “свежести” внутрикратерных образований мы привлекаем оценки эффекта метеоритной бомбардировки поверхности Луны, приводящие к накоплению вещества реголита и его горизонтальному переносу.

МОРФОЛОГИЧЕСКАЯ ВЫРАЖЕННОСТЬ ВНУТРИКРАТЕРНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

Как следует из упоминавшихся выше публикаций, кратер Ина при размерах в плане 2.9×1.9 км имеет глубину от кромки окружающего его вала от 30 до 40 м, в центре кратера до 64 м. Примерно половину днища кратера занимает местность с неровным рельефом. Gagg и др. (2012) и Qiao и др. (2017) разделяют ее на два подразделения: с бугристой (1) и с блоковой (2) поверхностью. Вторую половину днища Ины занимают несколько десятков крутосклонных холмов с относительно плоской вершинной поверхностью поперечником от десятков до первых сотен метров и высотой над основанием от 5 до 25 м. Наиболее крупный в плане холм, имеет собственное название Mons Agnes (Агнесс). Его поперечник 470×650 м, но высота всего около 10 м (Gagg и др., 2012). На поверхности местности с неровным рельефом и холмов наблюдаются редкие малые (не более первых десятков метров) кратеры. Типичные примеры

местности внутри кратера Ина и примыкающей снаружи поверхности склонов щитового вулкана представлены на рис. 3.

Как видно на рис. 3, внешняя граница кратера Ина — это четкий уступ с резкой (в пределах разрешения снимков (0.55 м)) верхней кромкой. Нижняя граница уступа тоже резкая. Каких-то накоплений подсклоновых отложений не видно. По Gagg и др. (2012) крутизна внутреннего склона кратера Ина в большинстве случаев лежит в пределах 30° – 50° , а высота уступа склона 10–20 м.

Местность с неровным рельефом характеризуется наличием бугров поперечником от нескольких метров до первых десятков метров. Реже среди бугров видны маленькие гряды. На снимках, полученных при высоте Солнца 36° , теней на склонах бугров и гряд не видно или почти не видно. На снимках, полученных при высоте Солнца 6.5° , тени на склонах бугров и гряд видны, но не всегда. То есть бугры и гряды, в основном, довольно пологосклонные. На поверхности местности с неровным рельефом видны мелкие кратеры, но из-за бугристости поверхности их очертания, как правило, нечеткие. Характер местности с неровным рельефом и степень ее морфологической “резкости” около краев кратера и на удалениях в сотни метров от них примерно одинаковые.

Холмы внутри кратера Ина, как правило, имеют неправильную в плане форму с округлыми очертаниями. Склоны холмов выпуклые. На снимках, полученных при высоте Солнца 36° , склоны, обращенные от Солнца, обычно затенены. По измерениям Gagg и др. (2012) крутизна склонов обычно составляет 25° – 35° , иногда до 48° . Редко холмы окаймлены узкими линейными прогибами параллельными основанию склона. По Gagg и др. (2012) их глубина может достигать первых метров. Резкость контактов оснований холмов с окружающей холмы местностью с неровным рельефом примерно одинакова для всех холмов, а также для склонов холмов, обращенных к ближайшему краю кратера и склонов, противоположной ориентировки.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССА НАКОПЛЕНИЯ РЕГОЛИТА ДЛЯ СЛУЧАЕВ “НОРМАЛЬНЫХ” ПОРОД МИШЕНИ И “МАГМАТИЧЕСКОЙ ПЕНЫ”

Для интерпретации наблюдений о морфологической “свежести” образований внутри кратера Ина мы привлекаем результаты моделирования процесса накопления реголита для случаев “нормальных” пород мишени и “магматической пены”. Для магматической пены мы, вслед за Qiao и др. (2017, их рис DR5 и подпись к нему; см. также Housen и др. (2018) и Ivanov, Head (2019)), принимаем, что за счет очень высокой пористости ми-

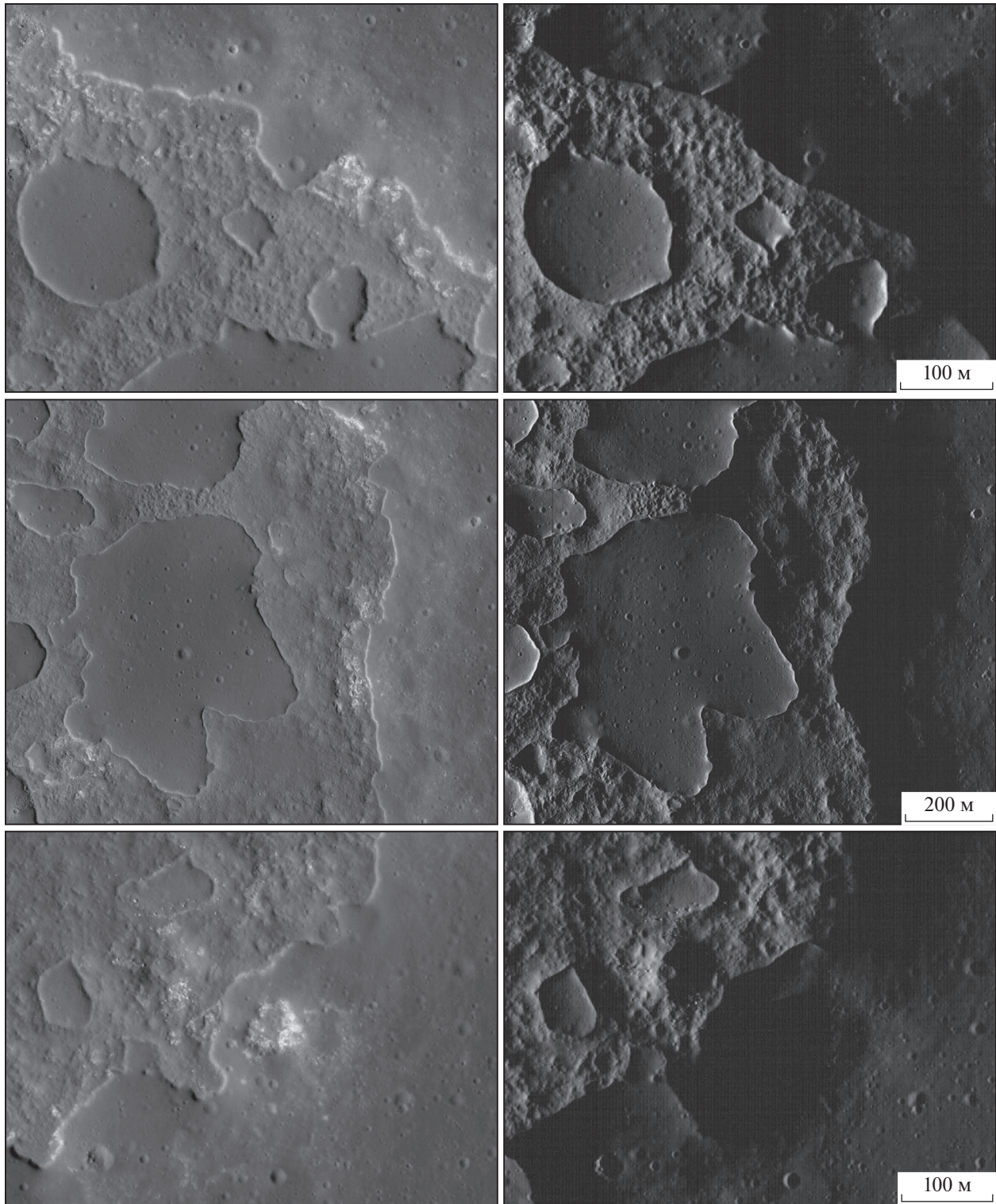


Рис. 3. Сверху — северо-восточная часть кратера Ина и прилегающая поверхность склона щитового вулкана, в середине — восточная и внизу юго-восточная части кратера тоже с прилегающей поверхностью склона щитового вулкана. Крупный холм, в средней части этого рисунка — это Mons Agnes. Слева — фрагменты мозаики LROC NAC снимков M119815703LE и RE. Солнце относительно высоко — 36° , светит слева. Справа — фрагменты мозаики LROC NAC снимков M116282876LE и RE. Солнца низко — 6.5° , светит справа.

шени значительная часть энергии удара будет потрачена на сжатие пор вместо выброса с преодолением силы тяжести и диаметр кратера будет в 3 раза меньше, по сравнению с ударом в непористую среду. Применяемый здесь метод моделирования был использован в работе Michael и др. (2018) для оценки накопления на поверхности Луны продуктов ударного плавления. В настоящем исследовании моделируется накопление вещества реголита без разделения его на продукты дробления и плавления. В нашем моделировании рассматривается образование кратеров диаметром более 10 м на площади 100 кв. км за время от 3.5 млрд лет назад до настоящего времени. Для каждого ударного события рассчитывались объем выбросов и их распределение по площади. Распределение кратеров по размерам и частотам их образования во времени взяты из работы Neukum (1983). Увеличение толщины слоя реголита с течением времени замедляется, так как более поздние удары должны проникнуть через ранее образованные выбросы из кратеров. Наши расчеты приводят к толщине накопившегося реголита в 10–20 м на нормальной поверхности и ~1 м на поверхности магматической пены. Во втором случае это несколько меньше, чем дает прямой расчет объема выбросов, $(1/3)^3 = 1/27$, что объясняется изменением степени рециклирования выбросов.

Оценка толщины накопившегося за 3.5 млрд лет (а эта дата примерно соответствует середине Имбрийского периода истории Луны) слоя реголита на нормальной мишени (10–20 м) превышает средние оценки толщины слоя реголита в лунных морях (4–5 м), основанные на радарных и оптических измерениях (Shkuratov, Bondarenko, 2001), а также на анализе снимков LROC NAC (Bart и др., 2011). Вероятно, это связано с тем, что немалая часть лунных морей сложена лавами Эратосфенского и даже Коперниковского возраста (см., напр., Hiesinger и др., 2003), а в эти периоды времени интенсивность метеоритной бомбардировки, которая и определяет толщину слоя реголита, была на 1–2 порядка величины ниже, чем в Имбрийский период (Neukum, 1983). Кроме того, оценки Shkuratov, Bondarenko (2001) и Bart и др. (2011) в некоторых конкретных случаях могут занижать толщину слоя реголита, принимая каменные прослойки в реголите за его основание.

Итак, если холмы внутри Ины имеют возраст 3.5 млрд лет и они сложены из “магматической пены” (гипотеза Qiao и др., 2017, и Wilson, Head, 2017), то, как показывают наши расчеты, средняя толщина реголита на них должна быть ~1 м. Примерно такой же толщины должен быть реголит в случае молодых (<100 млн лет) холмов, сложенных “нормальными” базальтами (гипотеза Garry и др., 2012 и Braden и др., 2014). Но в случае “магматической пены” степень зрелости этого фор-

мировавшегося в течение 3.5 млрд лет тонкого слоя реголита должна быть гораздо выше, чем в случае такого же тонкого слоя реголита, сформированного за время <100 млн лет. Более того, ударное сжатие пористых мишеней должно приводить к их аномальному разогреву и способствовать плавлению материала (Wünnemann и др., 2008), что должно приводить к увеличению зрелости (maturity) формирующегося реголита (см. напр., McKay и др., 1991). Очевидно, что в этом случае степень зрелости реголита на холмах внутри Ины должна быть выше, чем таковая на нормально базальтовом окружении этого кратера. Однако измерения с помощью прибора Moon Mineralogical Mapper на КА Chandrayaan-1 (Green и др., 2011) показали, что реголит на поверхности холмов внутри Ины менее зрелый, чем на базальтовом окружении этого кратера (Bennett и др., 2015; Grice и др., 2016). Это наблюдение согласуется с предположением о молодом возрасте кратера Ина и противоречит гипотезе “магматической пены”.

ЛАТЕРАЛЬНЫЙ ПЕРЕНОС МАТЕРИАЛА РЕГОЛИТА И ЕГО ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ОЦЕНКИ ВОЗРАСТА КРАТЕРА ИНА

Как видно из рис. 2 и 3, примыкающие к кратеру Ина склоны щитового вулкана выглядят как обычная морская поверхность. Это перекрытая слоем реголита слабонаклонная лавовая равнина, поверхность которой осложнена ударными кратерами диаметром в десятки и первые сотни метров. В формировании морских равнин на Луне важную роль играет горизонтальный (латеральный) перенос материала реголита выбросами из кратеров (см., напр., Arvidson и др. 1975; Базилевский и др., 2020). На поверхностях вдали от относительно крупных возвышенностей и депрессий баланс этого латерального переноса нейтральный (рис. 4 верх).

Около депрессий находятся зоны отрицательного баланса, а сами депрессии вмещают зоны положительного баланса (рис. 4 низ). Зоны отрицательного и положительного баланса были обнаружены в результате анализа наблюдений астронавтов Apollo-15 в районе Борозды Хэдли (Rima Hadley) (Swann и др., 1972) и, независимо, в результате анализа данных, полученных Луноходом-2 на краю Борозды Прямой (Fossa Recta) (Флоренский и др., 1976; Basilevsky и др., 1977) (рис. 5).

Борозда Хэдли — это лавовое русло на СЗ окраине Моря Дождей. Рядом с ней находится место посадки Apollo-15. Ее возраст, очевидно, близок к 3.3 млрд лет, что соответствует абсолютному возрасту базальтов этого района (Wasserburg, Parapanassiou, 1971). Здесь Борозда Хэдли имеет ширину 1500 м и глубину около 400 м. Крутизна внутренних склонов борозды — от 20° до 30°. В верхней части внутреннего склона борозды и на его кром-

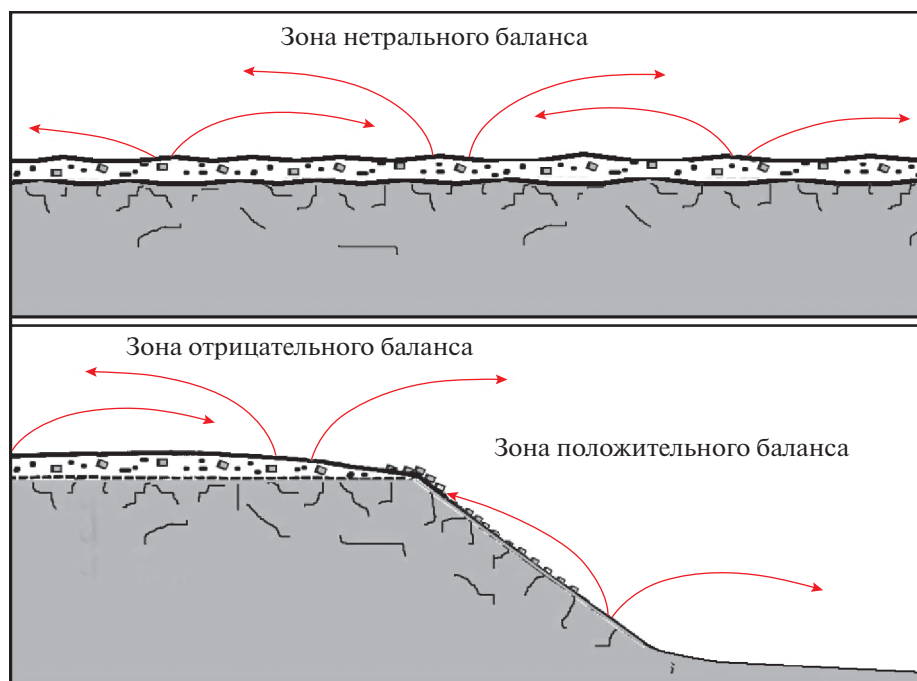


Рис. 4. Схема латеральной переброски материала реголита: показаны зоны нейтрального, отрицательного и положительного баланса.

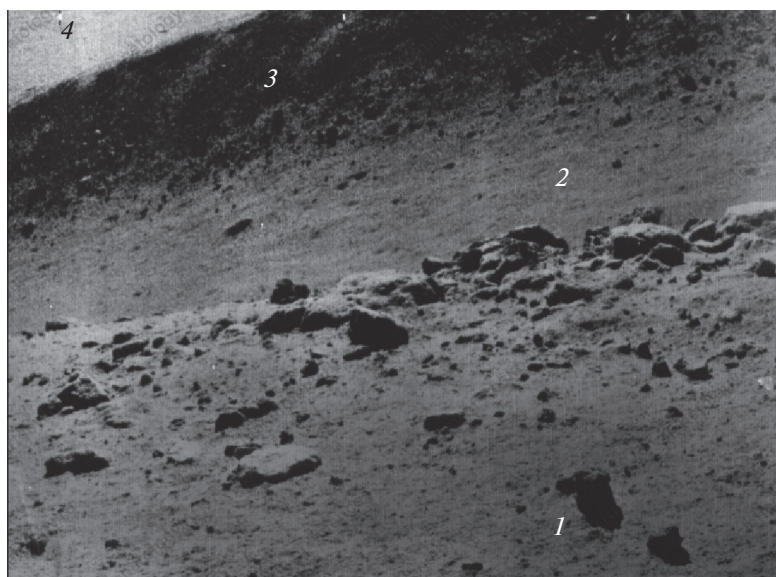


Рис. 5. Вид на Борозду Прямую с ее западного борта. 1 – западный край борозды – зона отрицательного баланса, 2 – ее днище и 3 – восточный внутренний склон борозды – зона положительного баланса, 4 – поверхность к востоку от борозды. Часть панорамы ТВ камеры Лунохода-2 2_d04_s11_p09m_18000_horiz_15.00.

ке наблюдаются обнажения коренных пород – базальтовых лав. По наблюдениям астронавтов (Swann и др., 1972), по мере приближения к борозде поверхность полого понижается, толщина реголита уменьшается от ~5 м до дециметров, и он становится более грубозернистым. Вблизи

края борозды камни встречаются чаще, чем на “нормальной” поверхности к востоку. Это увеличение каменности становится заметным примерно в 200–300 м от края борозды. По направлению к борозде увеличиваются и размеры наблюдаемых камней.

Swann и др. (1972) делают вывод, что наблюдаемое уменьшение толщины реголита и поглубение его размерного состава, по-видимому, вызвано тем, что около края борозды метеоритные удары разбрасывают материал во все стороны, в том числе и внутрь борозды. А приносится сюда только материал с востока, потому что удары в пределах борозды, то есть западнее, на рассматриваемый край борозды почти не забрасываются, и это есть упомянутая выше зона отрицательного баланса, а депрессия Борозды Хэдли — это зона положительного баланса.

Другая изученная депрессия, с которой связана зона отрицательного баланса, это Борозда Прямая в морском заполнении кратера Лемонье (Le Monier), где работал Луноход-2. Это тектонический грабен шириной 400–500 м и глубиной 50–60 м. Крутизна внутренних склонов борозды — от 20° до 30°. Луноход-2 подошел к южной части Борозды Прямой с запада (рис. 5). При приближении к борозде было замечено, что поверхность наклонена в сторону борозды. На расстояниях в десятки метров от борозды это уклон порядка первых градусов. Он постепенно возрастает до 10°–15° и на кромке борозды, наблюдаются многочисленные камни, представляющие выходы коренных пород (1 на рис. 5). Количество малых кратеров здесь меньше, чем вдали от борозды. По размерам кратеров ($D > 10$ м), в выбросах из которых наблюдаются камни, толщина реголита вдали от Борозды Прямой оценивалась величиной от 3 до 5 м, а на описываемом склоне камни наблюдаются в выбросах из кратеров диаметром 4–5 м, что указывает на заметное уменьшение толщины реголита (Флоренский и др., 1976; Basilevsky и др., 1977). Очевидно, это зона отрицательного баланса вещества, а депрессия Борозды Прямой (2 и 3 на рис. 5) — это зона положительного баланса.

Ширина зоны отрицательного баланса — это эффективная дальность латеральной переброски вещества реголита. На краю Борозды Хэдли — это не менее 200–300 м. На краю Борозды Прямой — это несколько десятков метров. И в том и в другом случае толщина затронутого этим процессом слоя реголита может достигать первых метров. Как показано Базилевским и др. (2020), разница в эффективной дальности латеральной переброски в этих двух местах вызвана существенно более молодым возрастом Борозды Прямой (первые сотни млн лет) по сравнению с возрастом Борозды Хэдли (3.3 млрд лет) и существенным (примерно на порядок величины) снижением за это время интенсивности метеоритной бомбардировки (Neukum, 1983; Neukum и др., 2001). Следует отметить, что латеральная переброска вещества реголита за счет выбросов из малых кратеров — это универсальный процесс. Он происходит везде, но около депрессий его действие приобретает описанные выше видимые проявления.

Если возраст примыкающих к кратеру Ина склонов щитового вулкана составляет 3.5 млрд лет и возраст кратера Ина такой же (Qiao и др., 2017), то, как показывают результаты описанного в предыдущем разделе моделирования, в рассматриваемой области должен был накопиться слой реголита толщиной не менее нескольких метров, и за счет латеральной переброски вещества реголита снаружи от краев кратера на валу кратера должна была образоваться зона отрицательного баланса, откуда внутрь кратера (в зону положительного баланса) должно было быть заброшено некоторое количество кратерных выбросов. Поскольку возраст склонов щитового вулкана (3.5 млрд лет) больше возраста лавовой равнины в районе Борозды Хэдли (3.3 млрд лет) ширина полосы эффективной дальности в случае кратера Ина должна быть не менее 200–300 м. В этом случае, внутри кратера в полосе шириной в несколько сотен метров от уступа его вала должен был накопиться слой привнесенных снаружи кратерных выбросов толщиной вблизи краев кратера до нескольких метров и меньшей толщины при удалении от краев. Это неизбежно должно было вызвать заметное снижение морфологической “резкости” внутрикратерной местности с неровным рельефом и очертаний внутрикратерных холмов. Поскольку, как было показано в предыдущем разделе статьи, такого снижения морфологической резкости не наблюдается, приходится признать, что кратер Ина и образования внутри него существенно моложе (<100 млн лет), чем окружающие его склоны щитового вулкана, что согласуется с результатами Gagg и др. (2012) и Braden и др., (2014).

МОРФОЛОГИЯ КРАТЕРОВ, НАЛОЖЕННЫХ НА ХОЛМЫ ВНУТРИ КРАТЕРА ИНА

Qiao др. (2017; 2019) и Wilson, Head (2017) предположили, что холмы внутри кратера Ина сложены магматической пеной типа массивной пемзы с пористостью более 75%. Опираясь на данные лабораторных экспериментов (напр., Schultz и др., 2002) и численного моделирования (напр., Wuenemann и др., 2006) они пришли к выводу, что по сравнению с образованием ударных кратеров в непористых базальтах или в реголите, удар в высокопористую мишень должен приводить “к раздавливанию и сжатию материала мишени, уменьшению диаметра кратеров примерно в 3 раза и намного меньшему количеству выбросов из кратера” (Qiao и др., 2017, стр. 457). Это, в свою очередь, должно приводить к уменьшению пространственной плотности кратеров и, как результат, к более низким оценкам абсолютного возраста. По Qiao и др. (2017, их рис. DR5), при истинном возрасте 3.54 млрд лет, возраст, определенный по плотности кратеров, должен составлять всего

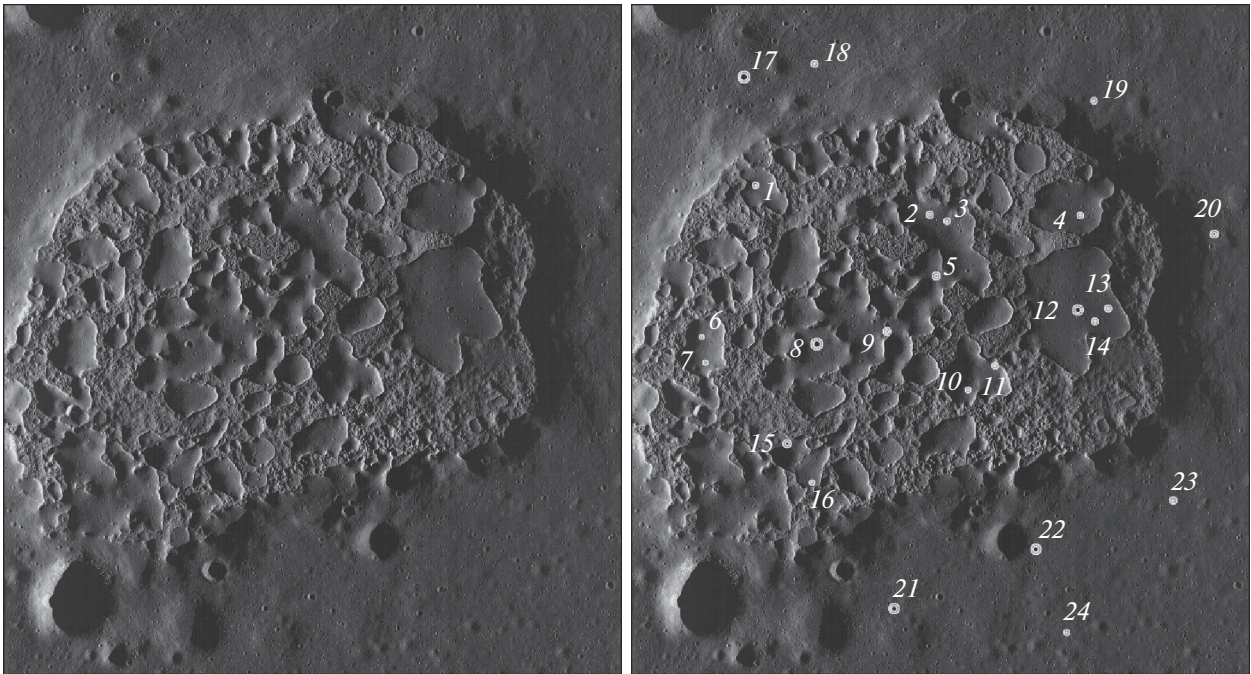


Рис. 6. Морфологически свежие малые кратеры на холмах внутри кратера Ина (1–16) и на прилегающих склонах щитового вулкана (18–24). Фрагмент мозаики LROC NAC снимков M116282876LE и RE.

85 млн лет. Влияние высокой пористости мишени на морфологию кратеров Qiao др. (2017) и цитируемые ими работы не обсуждают. Можно предположить, что какие-то различия в морфологии кратеров, образованных в высокопористых мишенях типа массивной пемзы и в “нормальных” мишенях - непористых породах и реголите, — могут быть, и ниже мы попробуем их поискать. При этом очевидно, что сравнивать надо морфологически “свежие” кратеры, т.к. при разрушении кратеров эти возможные различия должны уменьшаться.

На рис. 6 показано положение 16 морфологически свежих кратеров на холмах внутри кратера Ина и 8 морфологически свежих кратеров на прилегающей к кратеру равнине. А на рис. 7 и 8 показаны изображения этих кратеров, а также приведены значения их диаметров D и оценки начальной глубины кратеров $d = D/5$ для случая их образования в “нормальной” мишени.

Как видно на рис. 7 и 8, обсуждаемые кратеры на холмах внутри структуры Ины и на примыкающей к Ине равнине имеют диаметры, соответственно, от 13 до 48 м и от 16 до 52 м, т.е. представлены одним и тем же диапазоном размеров. Их оцененные начальные глубины в обоих случаях варьируют от 3 до 10 м. Кратеры внутри Ины и снаружи от нее внешне очень похожи. На снимках с малой высотой Солнца над горизонтом (6.5°) практически у всех рассматриваемых кратеров виден приподнятый кольцевой вал. Кратеры внутри и вне Ины в диапазоне диаметров 13–15 до

25–30 м чашеобразные. Более крупные из рассматриваемых кратеров тоже почти все чашеобразные, но у некоторых из них (см. кратеры с номерами 5, 8, 11, 21, 22 и 23) на внутренних склонах видны узкие дугообразные в плане террасы, по-видимому, оползни. В кратере номер 12 на снимке с высоким Солнцем (36°) на днище видна небольшая центральная горка. Этот кратер находится внутри структуры Ины на вершинной поверхности холма Агнесс, высота которого, как упоминалось выше, около 10 м. Начальная глубина этого кратера, по-видимому, была около 8 м и, возможно, возникновение в нем центральной горки связано с проникновением растущей кратерной полости в материал, подстилающий материал холма Агнесс, т.е. с двуслойностью мишени. В кратере номер 17, который находится на равнине, окружающей кратер Ина, на снимке с высоким Солнцем видно, что он плоскодонный. Это наиболее крупный из рассматриваемых кратеров. Его начальная глубина оценивается в 10 м. Плоскодонность этого кратера, по-видимому, тоже связана с двуслойным характером мишени — реголит и скальное основание.

Получается, что рассмотренные морфологически “свежие” кратеры на холмах внутри структуры Ины практически ничем не отличаются от морфологически “свежих” кратеров на слабо наклонной равнине склонов увенчанной этой структурой щитового вулкана. Каких-то особенностей строения кратеров на холмах, которые можно бы-

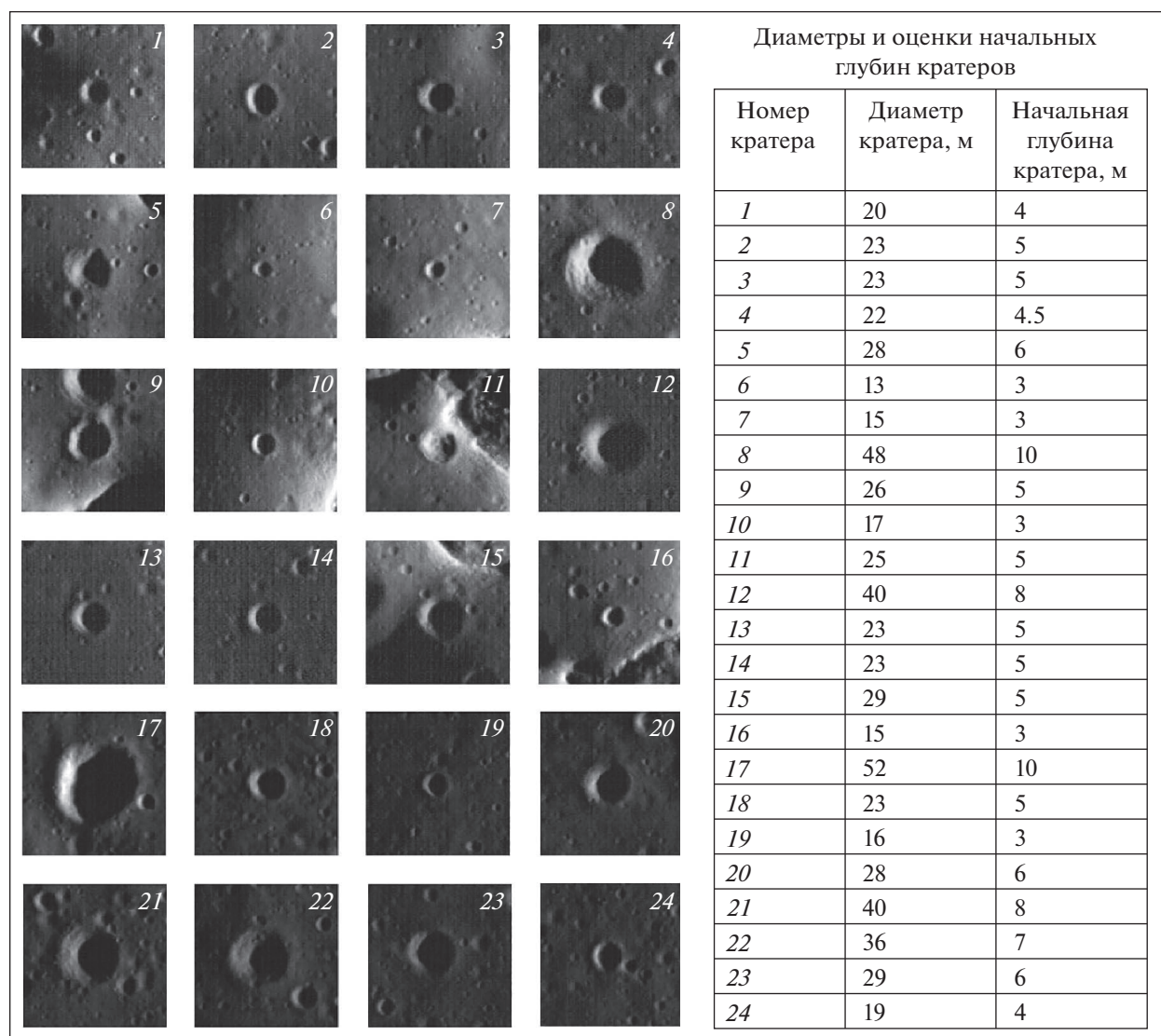


Рис. 7. Изображения морфологически свежих кратеров на холмах внутри кратера Ина (1–16) и на прилегающих склонах щитового вулкана (17–24). Фрагменты мозаики LROC NAC снимков M116282876LE и RE, разрешение 0.55 м.

ло бы связать с тем, что слагающий эти холмы материал высокопористый (магматическая пена), например, аномально большие глубины кратеров, выявить не удалось. Можно, конечно предположить, что изначально кратеры на холмах были гораздо глубже, но за время их существования обычные процессы разрушения малых кратеров Луны привели к существенно меньшим значениям их глубин. При этом, однако, эти процессы разрушения прежде всего должны были уничтожить и кольцевые валы этих кратеров, а они есть, что опровергает это предположение.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе приведены результаты геолого-морфологического анализа LROC NAC снимков не-

большого (2.9×1.9 км) D-образного кратера Ина и его ближайшего окружения. Кратер Ина находится на вершине очень пологосклонного щитового, вероятно, базальтового вулкана, склоны которого, судя по пространственной плотности наложенных малых кратеров, сформировались ~ 3.5 млрд лет назад. А внутри кратера находятся местность с неровным рельефом и невысокие плосковершинные крутосклонные холмы, плотность малых кратеров на которых соответствует возрасту < 100 млн лет. В ряде работ образования внутри Ины считаются проявлениями очень молодого вулканизма (Gaguy и др., 2012; Braden и др., 2014), в то время как в других работах холмы с кажущимся возрастом < 100 млн лет считаются сложенными “магматической пеной”, что могло влиять на образование малых кратеров, сильно уменьшая их диаметры и тем занижая их

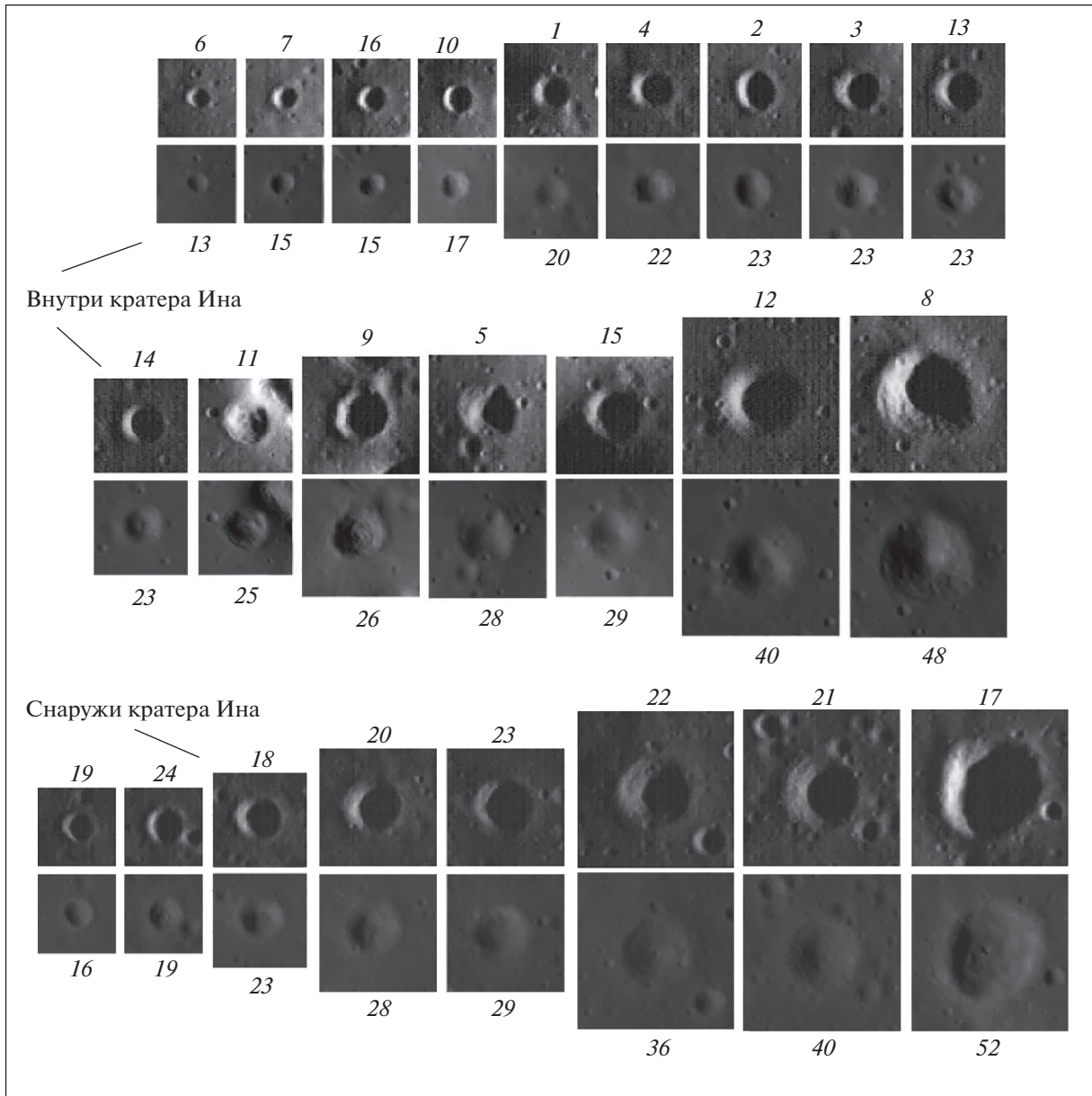


Рис. 8. Изображения морфологически свежих кратеров на холмах внутри кратера Ина (два верхних ряда) и на прилегающей к кратеру поверхности склонов щитового вулкана (нижний ряд). Цифры над изображениями кратеров соответствуют номерам кратеров на рис. 6, а под изображениями – диаметрам кратеров в метрах. Верхние ряды – фрагменты мозаики LROC NAC снимков M116282876LE и RE, нижние – фрагменты мозаики LROC NAC снимков M119815703LE и RE, разрешение 0.55 м. У изображений нижних рядов для лучшей видимости был усилен контраст. В переконтрастном виде теней внутри рассматриваемых кратеров не видно.

пространственную плотность, и, соответственно, кратер Ина может быть древним, одновозрастным склонам щитового вулкана (Qiao др., 2017; 2019; 2020; Wilson, Head, 2017). В нашей работе изучались степень морфологической “свежести” образований внутри структуры Ины и проводилось сравнение морфологии малых кратеров, наложенных на холмы внутри Ины и на примыкающие к ней склоны щитового вулкана. Показано, что морфологическая “свежесть” кратера Ина и

образований внутри него, в том числе резкость контактов холмов и отсутствие заметных накоплений отложений под внутренними склонами кратера Ина, свидетельствуют о молодости этого кратера, а морфологически “свежие” малые кратеры на холмах внутри Ины практически не отличаются от таковых на склонах щитового вулкана, что, по-видимому, противоречит гипотезе “магматической пены” и согласуется с выводами о молодом возрасте структуры Ины.

В тоже время, как показал анализ данных, полученных спектрометром Diviner КА Lunar Reconnaissance Orbiter, материал поверхности описываемых холмов обладает пониженной тепловой инерцией (Elder и др., 2017), как если бы он был зрелым реголитом, что противоречит обсуждавшимся выше данным измерений прибором Moon Mineralogical Mapper (Bennett и др., 2015; Grice и др., 2016). Более того, кратеры, диаметром в десятки метров, образованные на молодых лавах или лавоподобных материалах, например, на молодых (~100 млн лет) потоках застывшего ударного расплава на валу кратера Тихо (Tycho) отличаются от тех, что показаны на наших рис. 7 и 8. Эти ассоциирующиеся с Тихо малые кратеры характеризуются неровностью их очертаний в плане и присутствием камней (см., например снимок LROC NAC M185954551R). Очевидно, для более уверенной интерпретации описанных выше наблюдений необходимы дальнейшие исследования, в том числе, специальный анализ процесса образования ударных кратеров в высокопористых мишенях типа массивной пемзы.

Авторы признательны М.А. Креславскому и второму анонимному рецензенту, чьи комментарии и предложения помогли существенно улучшить эту работу.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Базилевский А.Т., Майкл Г.Г., Красильников С.С., Козлова Н.А. Механизмы разрушения малых кратеров Луны // *Астрон. вестн.* 2020. Т. 54. № 5. С. 387–396. (Basilevsky A.T., Michael G.G., Krasilnikov S.S., Kozlova N.A. Mechanisms of destructions of small craters of the Moon // *Sol. Syst. Res.* 2020. V. 54. № 5. P. 361–371.)
- Флоренский К.П., Базилевский А.Т., Бобина Н.Н., Бурба Г.А., Гребенник Н.Н., Кузьмин Р.О., Полосухин В.П., Попович В.Д., Пронин А.А. Процессы преобразования поверхности Луны в районе Лемонье по результатам детального изучения на “Луноходе-2” // *Тектоника и Структурная Геология. Планетология.* М.: Наука, 1976. С. 205–234.
- Arvidson R., Drozd R.J., Hohenberg C.M., Morgan C.J., Poupeau G. Horizontal transport of the regolith, modification of features, and erosion rates on the lunar surface // *Moon.* 1975. V. 13. P. 61–79.
- Bart G.D., Nickerson R.D., Lawder M.T., Melosh H. Global survey of lunar regolith depths from LROC images // *Icarus.* 2011. V. 215(2). P. 485–490.
- Basilevsky A.T., Florensky C.P., Ronca L.B. A possible lunar outcrop: A study of Lunokhod-2 data // *Moon.* 1977. V. 17. P. 19–28.
- Bennett K.A., Horgan B.H.N., Bell J.F. III, Meyer H.M., Robinson M.S. Moon Mineralogy Mapper investigation of the Ina irregular mare patch // *The 46th Lunar and Planet. Sci. Conf.* 2015. Abs. 2646.
- Braden S.E., Stopar J.D., Robinson M.S., Lawrence S.J., van der Bogert C.H., Hiesinger H. Evidence for basaltic volcanism on the Moon within the past 100 million years // *Nature Geoscience.* 2014. V. 7. P. 787–791.
- Elder C.M., Hayne P.O., Bandfield J.L., Ghent R.R., Williams J.P., Donaldson Hanna K.L., Paige D.A. Young lunar volcanic features: Thermophysical properties and formation // *Icarus.* 2017. V. 290. P. 224–237.
- Evans R.E., El-Baz F. Geological observations from lunar orbit // *Apollo 17 Preliminary Sci. Rep. NASA SP 330.* 1973. P. 28-1–28-32.
- Garry W.B., Robinson M.S., Zimbelman J.R., Bleacher J.E., Hawke B.R., Crumpler L.S., Braden S.E., Sato H. The origin of Ina: Evidence for inflated lava flows on the Moon // *J. Geophys. Res.* 2012. V. 117. E00H31.
- Green R.O., Pieters C.V., Mouroulis P., and 51 coauthors. The Moon Mineralogy Mapper (M³) imaging spectrometer for lunar science: Instrument description, calibration, on-orbit measurements, science data calibration and on-orbit validation // *J. Geophys. Res. Planets.* 2011. V. 116. V. E10. E00G19.
- Grice J., Donaldson Hanna K.L., Bowles N.E., Schultz P.H., Bennett K.A. Investigating young (<100 million years) Irregular Mare Patches on the Moon using Moon Mineralogy Mapper observations // *The 47th Lunar and Planet. Sci. Conf.* 2015. Abs. 2106.
- Hiesinger H., Head J. III, Wolf W.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. № E7.5065.
- Housen K.R., Sweet W.J., Holsapple K.A. Impacts into porous asteroids // *Icarus.* 2018. V. 300. P. 72–96.
- Ivanov B.A., Head J.W. Impacts into magmatic foam and the age of irregular mare patches: Experimental data, interpretations, and outstanding questions // *The 50th Lunar and Planet. Sci. Conf.* 2019. Abstract 1243.
- McKay D.S., Heiken G., Basu A., Blanford G., Simon S., Reedy R., French B.M., Papike J. 7. The lunar regolith. 7.3. Regolith evolution and maturity / *Lunar Source Book. A User's Guide to the Moon.* Cambridge Univ. Press, 1991. 307–321.
- Michael G., Basilevsky A., Neukum G. On the history of the early meteoritic bombardment of the Moon: Was there a terminal lunar cataclysm? // *Icarus.* 2018. V. 302. P. 80–103.
- Neukum G. Meteoriten bombardement und Datierung planetarer Oberflächen // *Habilitation Thesis for Faculty Membership.* Univ. of Munich, 1983. 186 p. (English translation, 1984: Meteorite bombardment and dating of planetary surfaces).
- Neukum G., Ivanov B., Hartmann W.K. Cratering records in the inner solar system in relation to the lunar reference system // *Space Sci. Rev.* 2001. V. 96. P. 55–86.
- Qiao L., Head J. W., Ling Z., Wilson L., Xiao L., Dufek J.D., Yan J. Geological characterization of the Ina shield volcano summit pit crater on the Moon: Evidence for extrusion of waning-stage lava lake magmatic foams and anomalously young crater retention ages // *J. Geophys. Res.: Planets.* 2019. V. 124. 1100–1140.
- Qiao L., Head J.W., Wilson L., Ling Z. The Cauchy 5 small, low-volume lunar shield volcano: Evidence for volatile exsolution-eruption patterns and Type 1/Type 2 hybrid

- Irregular Mare Patch formation // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2020. V. 125. № 2, e2019JE006171.
- Qiao Le, Head J., Wilson L., Xiao L., Kreslavsky M., Dufek J.* Ina pit crater on the Moon: Extrusion of waning-stage lava lake magmatic foam results in extremely young crater retention ages // *Geology*. 2017. V. 45. № 5. P. 455–458.
- Robinson M.S., Brylow S.M., Tschimmel M., and 20 coauthors.* Lunar Reconnaissance Orbiter Camera (LROC) instrument overview // *Space Sci. Rev.* 2010a. V. 150. Iss. 1–4. P. 81–124.
- Robinson M.S., Thomas P.C., Braden S.E., Lawrence S.J., Garry W.B.* High resolution imaging of Ina: Morphology, relative ages, formation // *Lunar Planet. Sci.* XLI. 2010b. Abstract 2592.
- Schultz P.H., Anderson J.L.B., Heineck J.T.* Impact crater size and evolution: Expectations for Deep Impact // 33rd Lunar and Planet. Sci. Conf. 2002. abs. 1875.
- Schultz P.H., Staid M.I., Pieters C.M.* Lunar activity from recent gas release // *Nature*. 2006. V. 444. P. 184–186.
- Shkuratov Yu.G., Bondarenko N.V.* Regolith layer thickness mapping of the Moon by radar and optical data // *Icarus*. 2001. V. 149(2). P. 329–338.
- Swann G.A., Bailey N.G., Batson R.M., and 14 coauthors.* 3. Preliminary geologic investigations of the Apollo 14 landing site // *Apollo 14 Preliminary Science Report*. NASA SP-272. 1971. P. 39–85.
- Valantinas A., Kinch M., Bridžius A.* Low crater frequencies and low model ages in lunar maria: Recent endogenic activity or degradation effects? // *Meteorit. and Planet. Sci.* 2018. V. 53. 826–838.
- Wasserburg G.J., Papanastassiou D.A.* Age of Apollo 15 mare basalt: Lunar crust and mantle evolution // *Earth Planet. Sci. Letters*. 1971. V. 1. P. 97–104.
- Whitaker E.A.* An unusual mare feature. *NASA Spec. Publ.* V. 289. 1972. P. 25–84–25–85.
- Wilson L., Head J.W.* Eruption of magmatic foams on the Moon: Formation in the waning stages of dike emplacement events as an explanation of “irregular mare patches” // *J. Volcanology and Geotherm. Res.* 2017. V. 335. P. 113–127.
- Wünnemann K., Collins G.S., Melosh H.J.* A strain-based porosity model for use in hydrocode simulations of impacts and implications for transient crater growth in porous targets // *Icarus*. 2006. V. 180. P. 514–527.
- Wünnemann K., Collins G.S., Osinski G.R.* Numerical modelling of impact melt production in porous rocks // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 2008. V. 269. P. 530–539.