

The Ryasan district is subdivided into five geomorphological regions and numerous subregions, corresponding to local morphological complexes. The scheme of regionalisation and its description are given in the paper.

УДК 551.435.7:523.43

© 1997 г. А.Г. МАРЧЕНКО, А.А. ПРОНИН, А.Т. БАЗИЛЕВСКИЙ,
Г. НОЙКУМ, Э. ХАУБЕР, Х. ХОФФМАНН

ОПЫТ ДАТИРОВКИ ЭОЛОВЫХ ФОРМ НА МАРСЕ

О том, что на Марсе существуют формы рельефа, образованные и образуемые деятельностью ветра, мы можем судить по телескопическим наблюдениям с Земли марсианских глобальных и локальных пыльных бурь, а также по съемкам из космоса и с посадочных аппаратов, показавшим наличие форм рельефа, подобных земным эоловым (рис. 1). Однако принципиальное отличие условий на поверхности Марса от земных (прежде всего, в 100–200 раз меньшее атмосферное давление), очевидно, определяет индивидуальные особенности эолового морфолитогенеза этой планеты. Современное проявление дефляции и аккумуляции очень тонких пылевых покровов не вызывает сомнения. Однако дискуссионным остается время (возраст) образования крупных эоловых форм и интенсивность эоловой аккумуляции и денудации. Проблему можно сформулировать так: образуются ли крупные эоловые формы рельефа на Марсе сейчас, или то, что мы видим на снимках, это реликты предыдущих геологических эпох, когда атмосферные условия, возможно, были ближе к земным? Ниже мы попытаемся ответить на этот вопрос.

Условия эолового морфолитогенеза на Марсе

Необходимыми условиями для развития эолового рельефа являются наличие несвязного (рыхлого) пылеватого или песчаного *материала*, а также наличие *среды переноса* – атмосферы с приповерхностными ветрами, достаточными для отрыва и перемещения частиц.

При давлении у поверхности Марса 5–10 мбар и почти в три раза меньшем, чем на Земле, ускорении свободного падения частицы размером 0,115 мм вовлекаются в движение при наименьшей скорости ветра – около 2 м/с у поверхности (на Земле отрыв частиц размером 0,075 мм происходит при пороговой скорости 0,25 м/с) [1]. Измеренные спускаемыми аппаратами "Викинг" скорости ветров на высоте 1,6 м над поверхностью колебались в интервале от 2 до 10 м/с в течение большей части марсианского года (627 марсианских суток¹) и достигали 14–26 м/с во время пыльных бурь (40 марсианских суток) [2, 3]. По имеющимся оценкам, в зависимости от шероховатости поверхности, пороговая скорость ветра 2 м/с у поверхности достигается тогда, когда скорость на высоте 1,6 м составляет 20–60 м/с [4]. Следовательно, отрыв и передвижение песчаных и пылевых частиц, вероятно, должны происходить только во время пыльных бурь.

Рыхлые поверхностные отложения на Марсе – в отличие от Земли – сухие: в условиях такого давления они могут содержать воду только в твердой фазе и в форме пара. На Марсе отсутствует растительность, которая могла бы препятствовать дефляции или продвижению аккумулятивных форм – дюн. Поэтому эоловые процессы, очевидно, должны быть в настоящее время важным фактором в формировании нано-, микро- и мезорельефа планеты.

Неясно, откуда изначально поступил материал, необходимый для образования крупных дюнных массивов на Марсе. На Земле главный источник песка – аллювиальные отложения

¹ Одни сутки на Марсе составляют 24,6 часа.

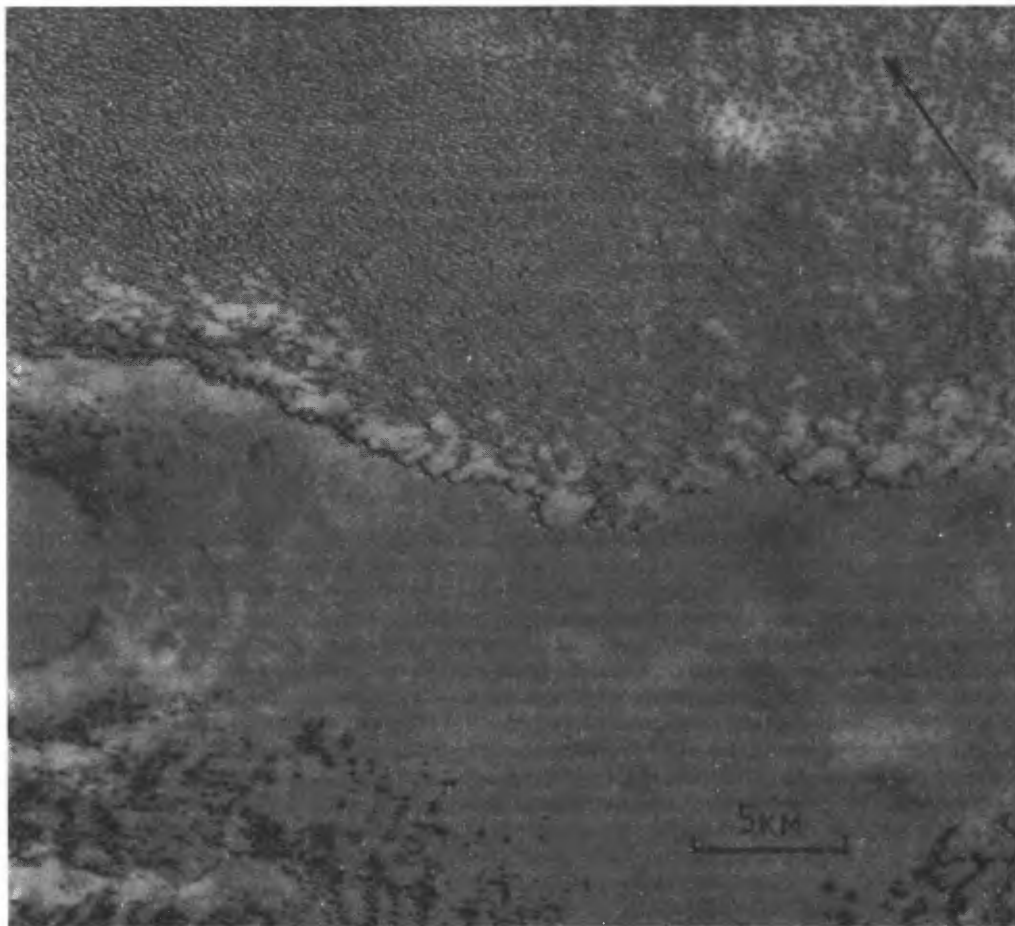


Рис. 1. Эоловые формы рельефа на Великой Северной равнине

В верхней части снимка расположено поле барханных цепей. Диффузные пятна неправильных очертаний на равнине в центральной части снимка могут соответствовать областям аккумуляции и дефляции материала разной крупности. Кольцевые пятна, вероятно, являются валами погребенных под эоловыми отложениями ударных кратеров. В нижней части снимка видны одиночные барханы. Эоловый рельеф был сформирован ветрами запад-северо-западного направления. Снимок с космического аппарата "Викинг" № 525В12. Центр изображения – 73° с.ш., 58° з.д. Север здесь и дальше показан стрелкой

[5]. На Марсе флювиальная эрозия, по-видимому, никогда не достигала таких масштабов, как на Земле [6]. Среди предполагаемых источников материала обычно называют физическое и химическое выветривание [7, 8], ударный процесс, дефляцию и коррозию [9]. Возможно, в эоловый процесс вовлекался вулcano-кластический материал [10]. Наблюдаемые следы современной эрозии слоистых полярных отложений свидетельствуют, что здесь может находиться источник значительной части песчаного материала [11]. Правда, сами слоистые полярные отложения считаются эоловыми и, таким образом, это наблюдение не добавляет ясности в проблему источника эоловых отложений на Марсе.

Типы и разновидности форм эолового рельефа

В настоящее время известно большое количество различных форм эолового рельефа на Марсе.

Денудационный рельеф. Поскольку поверхность материков Марса, подвергавшаяся воздействию экзогенных процессов более 4 млрд. лет, не несет следов значительной ветровой эрозии в масштабе разрешения снимков (10–100 метров на элемент изображения),

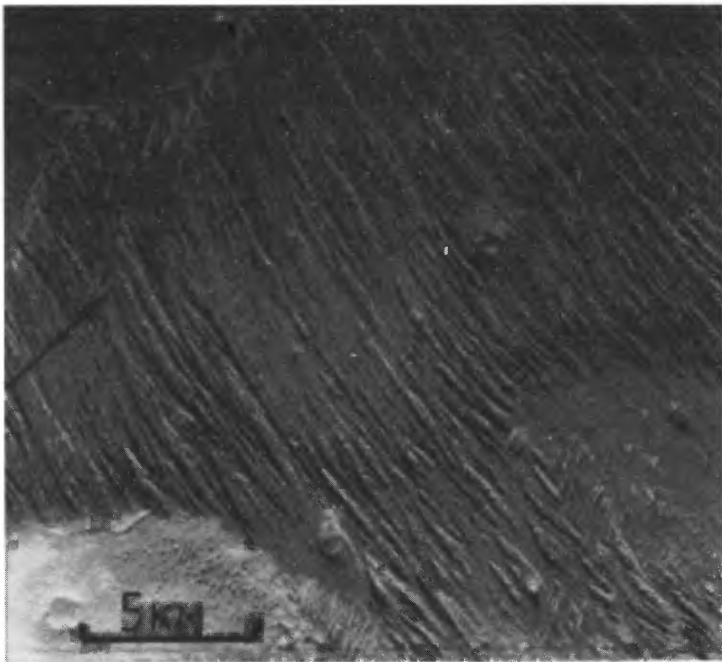


Рис. 2. Ярданги субмеридиональной ориентации на равнине Элизий

Ориентировка гряд, помимо направлений преобладающих ветров, могла определяться трещиноватостью эродлируемых пород [16]. Высота гряд, судя по отбрасываемым ими теням, достигает нескольких десятков метров. На равнинах за пределами ярдангов видны барханы и узкие извилистые гряды неясного происхождения. Снимок "Викинга" № 724A24. Центр изображения – 2° ю.ш., 210° з.д.

можно предположить, что, в целом, темпы дефляции на поверхности Марса были невысоки. Ветровая эрозия, скорее всего, была избирательной и ее темпы менялись, в зависимости от прочности пород, больше, чем в сто раз [9]. В то время, как в районе посадки космического аппарата "Викинг-1" поверхности валунов лишены следов ветровой эрозии, на панораме "Викинга-2" они испещрены округлыми впадинами, которые могут быть следами эоловых процессов – сотами [12]. В случаях, когда породы, по-видимому, отличались податливостью, деятельность ветра привела к появлению специфических комплексов форм рельефа. Некоторые участки поверхности в пределах древней кратерированной равнины характеризуются густорасчлененным рельефом: множеством плосковершинных останцов и западин с поперечником в сотни метров – первые километры [13]. Возможно, эродированные породы представлены здесь древними слоистыми эоловыми толщами.

В высоких широтах распространены так называемые кратеры на пьедесталах, то есть, ударные кратеры, окруженные платформой с отчетливым уступом на периферии платформы. Уступ достигает в поперечнике нескольких радиусов кратера и порядка ста метров в высоту. Кратеры на пьедесталах могли образоваться в результате ветровой эрозии межкратерных пространств, за счет того, что менее податливые для дефляции выбросы из кратеров играли роль бронирующего слоя [14].

Ярданги (рис. 2) – гряды, образующиеся в результате ветровой эрозии – известны на Марсе всего в нескольких регионах. Они могут достигать длины более 50 км и ширины около 1 км. Некоторые земные ярданги, например, в Республике Чад [15], аналогичны марсианским по форме и размеру. В исследованных нами районах на Марсе ярданги имели длину 3–4 км, ширину 100–200 м и высоту 10–30 м. Вероятно, подобные формы рельефа образуются на легко эродлируемых породах эолового или вулканического происхождения [16].

Аккумулятивный эоловый рельеф представлен на Марсе в основном дюнами. Большинство крупных дюнных полей приурочено к полярным областям. Это так называемое "северное дюнное море" на Великой Северной равнине (полоса дюн вокруг северной поляр-

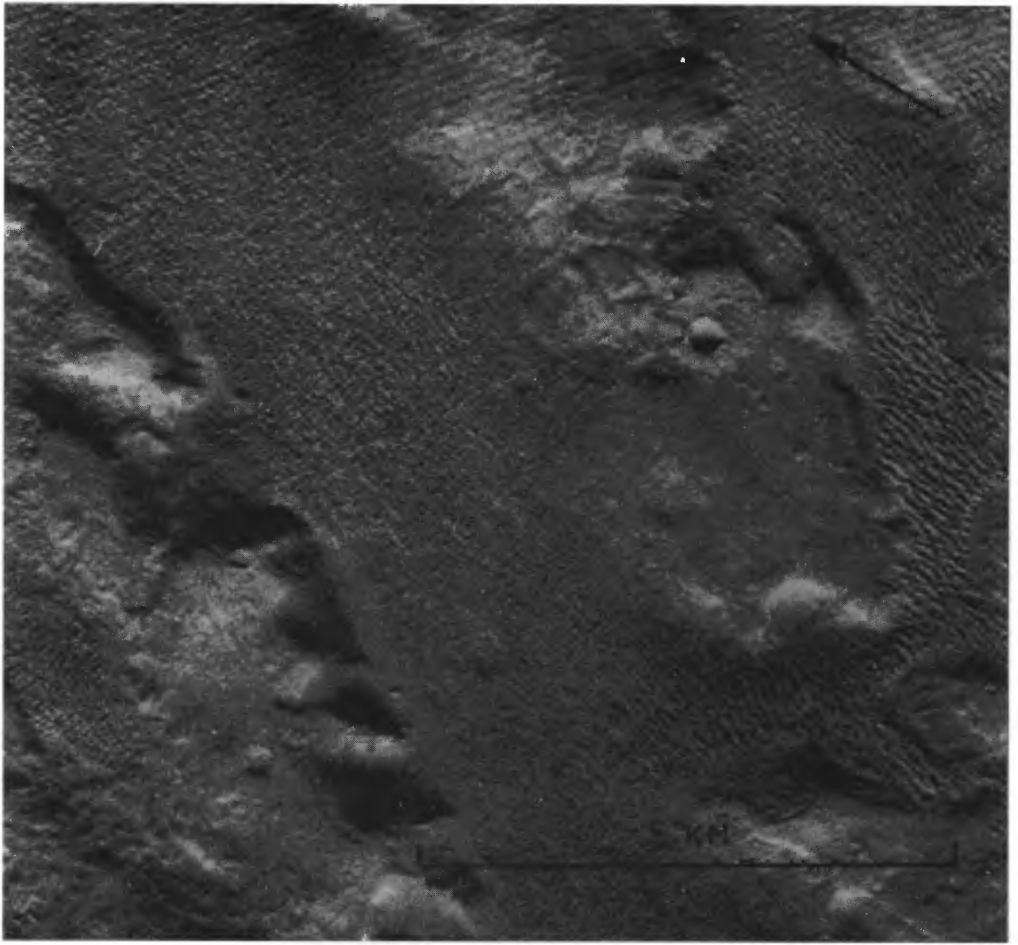


Рис. 3. Донные поля в бороздах Ахерон

Эоловая аккумуляция происходила здесь на днищах грабенов северо-восточной ориентации. Снимок "Викинга" № 442В10. Центр изображения – 38° с.ш., 135° з.д.

ной шапки), по площади примерно равное всем вместе взятым активным песчаным массивам Северной Африки [9], а также еще более широкая зона рассеянных дюнных полей в кратерах в южном полушарии и менее значительные по размерам области аккумуляции в низких широтах. Часто аккумуляция происходит или происходила во впадинах (рис. 3). Формы эолового рельефа могут быть представлены одиночными полумесяцевидными барханами, барханными цепями и полями субпараллельно расположенных барханных цепей, сложными барханными грядами [17, 18]. Эти формы перпендикулярны господствующему направлению эффективных ветров. Линейные гряды и пирамидальные дюны, описанные в работе Эджетта и Бламберга [19], по-видимому, очень редки на Марсе. Брид с коллегами [18] подсчитали среднюю длину и ширину марсианских дюн в нескольких районах и нашли, что эти формы близки по размерам наиболее крупным земным аналогам.

Светлые и темные полосы длиной от сотен метров до нескольких сотен километров известны по снимкам многих регионов Марса. Они образуются, вероятно, при взаимодействии ветрового потока с топографическими препятствиями. Полосы не являются в прямом смысле формами рельефа: одни могут представлять собой отображение на снимке зон аккумуляции пылевых частиц в ветровой тени или областей дефляции, другие при рассмотрении на более детальных изображениях оказываются скоплениями небольших барханов или барханных цепей [1].

Из изложенного выше следует, что эоловый рельеф на Марсе может быть как современным, т.к. в настоящее время существуют условия, необходимые для его развития, так и реликтовым. Естественно, что различные (в том числе, разномасштабные) формы могли быть созданы в разное время, так как для своего образования они требуют различных атмосферных условий и интервалов времени разной продолжительности (например, тонкие пылевые покровы и песчаные моря).

Существуют несколько способов решения проблемы времени образования эоловых форм.

Первый способ – определение соответствия наблюдаемого эолового рельефа современному ветровому режиму, то есть направлениям эффективных ветров и их скоростям. Если такое соответствие наблюдается – данные формы могли образоваться в течение недавнего времени, когда климатические условия были близки современным. В работе Томаса и Гираша [11] показано, что, поскольку в северных полярных широтах развиты эоловые формы, которые требуют разных интервалов времени для своего формирования (прислоненные дюны, барханы, пылевые покровы), они образовывались, вероятно, при одном ветровом режиме. Этот режим существует по крайней мере 10 000–100 000 лет. Однако скорости и режим приповерхностных ветров в масштабе планеты известны до сих пор довольно плохо [17, 20]. Выше было показано, что, по крайней мере, несколько дней в году, во время пыльных бурь, скорость ветра достаточна для отрыва и перемещения пылевых и песчаных частиц. Многими исследователями проводились эксперименты в аэродинамической трубе, которые показали, что при современных условиях передвижение песчаных частиц способом сальтации вполне возможно [21]. Пространственная ориентация многих эоловых форм совпадает с моделями атмосферной циркуляции [20].

Другой способ – изучение динамики эолового рельефа на изображениях, полученных в разное время. Поверхность Марса была отснята неоднократно космическими аппаратами "Маринер", "Марс", "Викинг", "Фобос". В некоторых случаях при сравнении изображений, полученных с интервалом в несколько лет или после глобальных пыльных бурь, можно заметить изменения очертаний светлых и темных полос [22], что, по-видимому, указывает на переотложение пыли. В этом случае можно, особенно по отношению к маломощным пылевым покровам, уверенно говорить о современных эоловых процессах.

На двух снимках космического аппарата "Викинг" было обнаружено поле реверсионных дюн, как будто изменяющих асимметричный профиль на симметричный в зависимости от времен года [17]. Однако этот эффект может быть кажущимся, связанным с различным направлением съемки и разным освещением на изображениях [1].

Обнаруженные темные шлейфы за "рогами" барханов на светлом снежном покрове в пределах сезонной полярной шапки могут быть следами современного развевания и перемещения барханов [17].

Возникает вопрос, могут ли эоловые формы рельефа, образовавшиеся при иных атмосферных условиях, сохраняться на поверхности в течение длительного отрезка времени? Вероятно, эоловые толщи, как и на Земле, способны существовать на протяжении геологических периодов, но, если продолжают действовать какие-либо экзогенные процессы, морфология поверхности не может при этом оставаться неизменной. Постоянно действующим процессом переработки поверхности Марса было и остается ударное кратерообразование. Ударные кратеры размером от нескольких десятков сантиметров (порог отсекаания атмосферой) и больше накапливаются с течением времени на всех поверхностях, поэтому, чем поверхность древнее, тем больше на ней должно быть кратеров. Если дюны неподвижны, на них будут накапливаться кратеры, и их количество на единицу площади поверхности массива дюн должно зависеть от времени. Если дюны движутся, поверхность будет с той или иной скоростью обновляться. Количество кратеров в этом случае будет уменьшаться пропорционально интенсивности переработки поверхности. Очевидно, что морфологически свежие марсианские дюны без ударных кратеров на их поверхности должны представлять собой современные образования.

Помимо образования кратеров, древние дюны могут разрушаться при смене ветрового режима. В одном из районов северных песчаных морей Брид с коллегами [18] обнаружили следы эрозии (желоба), пересекающие барханные цепи. Этот факт может отражать смену направления ветров и означать, что между частицами в дюнах существует значительное сцепление, хотя процессы, способные в условиях Марса крепко цементировать песчаные формы, представить себе довольно трудно [17]. Существует предположение, что часть

оловых форм может образовываться путем накопления глинистых [23] или ледово-глинистых [24] агрегатов. Разрушаясь после аккумуляции, они могут образовывать формы, внешне схожие с песчаными, но трудно эродируемые. Однако в длительном процессе формирования обширных донных морей песчаные частицы вовлекаются в сальтацию много раз. При этом предполагаемые агрегаты вряд ли могли сохраняться [18]. Эджетт и Кристенсен [25] через определение тепловой инерции материала марсианских дюн получили оценки размеров частиц, соответствующие средне- и крупнозернистому песку, а не глинистым частицам.

Таким образом, подавляющее большинство признаков свидетельствует в пользу возможности современного образования и маломощных пылевых покровов, и песчаных дюн. Однако почти все эти признаки основаны на сравнении с Землей, что не может быть абсолютно корректно, поскольку условия эолового рельефообразования на Земле и Марсе никогда не были идентичными. Подобные соображения заставляют некоторых исследователей считать проблему современной эоловой активности на Марсе пока не решенной [1].

Оценка возраста эолового рельефа методом кратерной статистики

Наиболее употребляемый в планетологии метод определения возраста вообще – *кратерная статистика*. Ударные кратеры, образующиеся при ударах метеороидов, являются господствующими элементами рельефа на древних поверхностях безатмосферных тел или тел с относительно разреженной атмосферой. Число кратеров на поверхности определяется двумя процессами: во-первых, накоплением кратеров со временем, во-вторых, их разрушением [26]. Плотность кратеров, то есть их количество на единицу площади поверхности, определяется частотой метеоритной бомбардировки, возрастом поверхности и скоростью разрушения кратеров. Ударные кратеры могут уничтожаться различными процессами: образованием новых кратеров, перекрыванием лавами, эоловыми или иными отложениями, тектонической переработкой поверхности, флювиальной или эоловой денудацией. Существует много работ, посвященных определению возраста рельефа Марса по плотности кратеров [27, 28 и др.]. Поскольку абсолютные изотопные датировки образцов грунта с кратерированной поверхности существуют только для Луны, для других планет вычисляется эффективность метеоритной бомбардировки по отношению к Луне. Она определяется количеством метеороидов в "окрестностях" данного тела, их размерами и скоростями движения по орбите, а также массой планеты. В нашей работе для оценки возраста поверхностей мы использовали результаты работы Г. Нойкума и Б.А. Иванова [28].

Целью нашего исследования являлось решение вопроса, являются ли эоловые формы, наблюдаемые в девяти районах Марса, останцами древних геологических эпох или же они образовались недавно. Исследование выполнено на основе фотогеологического анализа 67 изображений поверхности, полученных космическими аппаратами "Викинг-1 и 2". Выбор районов исследования определялся наличием в районе эоловых форм и наличием снимков высокого разрешения на этот район – от 8 до 29 м на элемент изображения. Суммарная площадь исследований составила 13 230 км².

Определение возраста по плотности кратеров в областях эолового рельефа на Марсе связано с определенными трудностями. Малы площади, занятые дюнными полями, поэтому трудно набрать достаточное для достоверной оценки плотности количество кратеров. Разрешение снимков часто не позволяет различить формы рельефа различного происхождения, в результате чего, например, даже на относительно крупномасштабных снимках эоловые дефляционные котловины могут быть приняты за кратеры. Однако несмотря на это, если сравнивать плотности кратеров в областях распространения эоловых форм рельефа с таковыми на близлежащих поверхностях, лишенных следов эоловой активности, можно сделать определенные выводы. Ни в одном из изученных районов мы не нашли свежих ударных кратеров, чьи выбросы с очевидностью перекрывали бы барханы или ярданги [29, 30]. Однако то, что такие кратеры не наблюдаются, может быть объяснено недостаточным разрешением снимков. Мы обнаружили небольшое количество мелких (100–300 метров) ударных кратеров в пределах областей распространения дюн и ярдангов. Эти кратеры могут быть молодыми, наложенными на эоловые формы, однако разрешение снимков не позволяет увидеть выбросов из кратеров, перекрывающих дюны или ярданги.

В целом ситуация с плотностями кратеров в районах наших наблюдений может быть охарактеризована следующим образом.

Если в исследуемом районе существуют ясно видимые и разделенные в пространстве

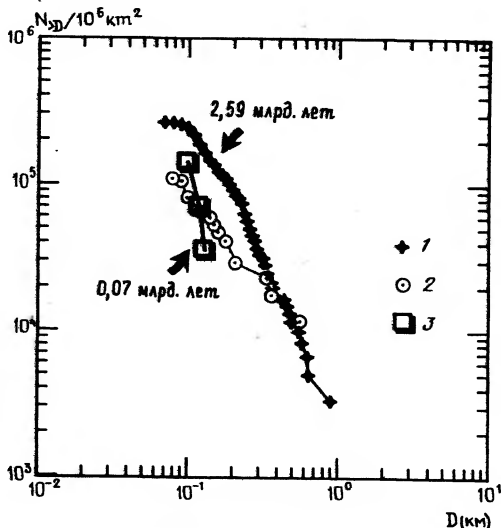


Рис. 4. График кумулятивной плотности ударных кратеров на различных образованиях для района площадью около 880 км^2 с центром на 38° с.ш. , 135° з.д. (борозды Ахерон)

Показаны рассчитанные возрасты возвышенностей и барханных цепей. По осям обозначены: D — диаметры кратеров, $N_{>D}/10^6 \text{ км}^2$ — количество ударных кратеров на площади 10^6 км^2 , диаметр которых превышает D .

1 — плотности кратеров на возвышенностях, лишенных следов эоловой активности, 2 — на равнинах со следами эоловой аккумуляции, 3 — на полях субпараллельных барханных цепей. Картографирование и подсчет кратеров проводились по снимкам "Викинга" 442B21-28

области с эоловым рельефом и области без заметной эоловой переработки, первые имеют более низкую плотность кратеров, чем вторые (рис. 4).

Если в изучаемых районах все выделяемые при картографировании подразделения имеют следы эоловой переработки, ситуация становится неоднозначной. Наиболее кратерированными обычно являются гладкие равнины со следами незначительной аккумуляции, что, возможно связано с недостаточным для того, чтобы захоронить кратеры количеством эоловых отложений, и недостаточно интенсивной эоловой денудацией, чтобы эродировать кратеры. Случаи, когда гладкие равнины характеризуются низкой плотностью кратеров, могут быть объяснены присутствием эоловых аккумулятивных форм, не различимых на изображениях данного разрешения.

Нами были обнаружены кратеры, которые имели очевидные следы эоловой переработки. В северных приполярных областях наблюдались различные стадии погребения ударных кратеров, вероятнее всего, в результате эоловой аккумуляции. Примером могут служить несколько почти полностью разрушенных кратеров диаметром около 1 км и один кратер — более 5 км (рис. 1).

В пределах областей распространения ярдангов были найдены кратеры с явными следами ветровой эрозии валов. Плотность кратеров диаметром менее километра здесь также значительно ниже, чем на соседних равнинах, сложенных, вероятно, более устойчивым материалом и поэтому не подвергавшихся столь значительной денудации.

Модельные абсолютные возрасты поверхностей различного происхождения были рассчитаны для случаев, когда имелось статистически достаточное количество ударных кратеров. На рис. 4 показаны результаты для одного из таких районов. Они свидетельствуют либо о том, что, несмотря на значительное понижение плотности кратеров на полях барханных цепей, эти поверхности древние (70 млн. лет), либо плотность кратеров отражает здесь не абсолютный возраст поверхности, а равновесие между накоплением кратеров и их уничтожением за счет эоловой аккумуляции и денудации. В последнем случае, сравнивая плотности кратеров на возвышенностях, лишенных следов эоловой активности (расчетный возраст 2,6 млрд. лет), и на полях барханных цепей, мы получили продолжительность жизни одного кратера диаметром 200 м около 150 млн. лет. Время жизни подобного кратера на Луне — около 700 млн. лет [31].

Заклучение

Обнаруженные на поверхности Марса формы рельефа, внешне сходные с земными золовыми, очевидно, образовывались и образуются сейчас в результате деятельности ветра. Пониженные плотности ударных кратеров в областях распространения исследованных нами золовых форм, отсутствие абсолютно надежных наблюдений наложения кратеров на эти формы, многочисленные наблюдения наложения золовых форм на кратеры свидетельствуют в пользу геологической молодости исследованных золовых форм рельефа, в том числе крупных.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Greeley R., Iversen J.D.* Wind as a Geological Process on Earth, Mars, Venus and Titan. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 1985. 333 p.
2. *Hess S.L., Henry R.M., Leovy C.B. et al.* Meteorological results from the surface of Mars: Viking 1 and 2 // *J. Geophys. Res.* 1977. Vol. 82. P. 4559–4574.
3. *Ryan J.A., Henry R.M.* Mars atmospheric phenomena during major dust storms as measured at the surface // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 2821–2829.
4. *Greeley R., White B., Leach R. et al.* Mars: Wind friction speeds for particle movement // *Geophys. Res. Lett.* 1976. Vol. 3. P. 417–420.
5. *Петров М.П.* Пустыни земного шара. Л.: Наука, 1973. 433 с.
6. *Baker V.R.* The channels of Mars. Austin, Univ. of Texas Press, 1982. 198 p.
7. *Malin M.C.* Salt weathering on Mars // *J. Geophys. Res.* 1974. Vol. 79. P. 3888–3894.
8. *Gooding J.L.* Chemical weathering on Mars (Thermodynamic stabilities of primary minerals (and their alteration product) from mafic igneous rocks) // *Icarus.* 1978. Vol. 33. P. 483–513.
9. *Carr M.H.* The surface of Mars. New Haven and London, Yale Univ. Press, 1981. 231 p.
10. *Zimbelman J.R., Edgett K.S.* Mafic magnetic volcanoclastic dunes: A possible Mars analog in the Andes of Ecuador // Abstracts of papers submitted to the 25th Lunar Planet. Sci. Conf. Houston, 1994. P. 1555–1556.
11. *Thomas P.C., Gierasch P.J.* Polar margin dunes and wind on Mars // *J. Geophys. Res.* 1995. Vol. 100. P. 5397–5406.
12. *McCauley J.F., Breed C.S., El Baz F. et al.* Pitted and fluted rocks in the western desert of Egypt: Viking comparisons // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 8222–8232.
13. *Sharp R.P.* Mars: South polar pits and etched terrain // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 4222–4230.
14. *McCauley J.F.* Mariner 9 evidence for wind erosion in the equatorial and mid-latitude regions of Mars // *J. Geophys. Res.* 1973. Vol. 78. P. 4123–4137.
15. *Mainguet M.* Le Borkou, aspects d'un modelé éolien // *Ann. de Géog.* 1968. Vol. 77. P. 296–322.
16. *Ward A.W., Burns J.A., Toon O.B.* Past obliquity oscillations of Mars: the role of the Tharsis uplift // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 243–259.
17. *Tsoar H., Greeley R., Peterfreund A.R.* Mars: The polar sand sea and related wind patterns // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 8167–8180.
18. *Breed C.S., Groillier M.G., McCauley J.F.* Morphology and distribution of common "sand" dunes on Mars: Comparison with the Earth // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 8183–8204.
19. *Edgett K.S., Blumberg D.G.* Star and linear dunes on Mars // *Icarus.* 1994. Vol. 112. P. 448–464.
20. *Greeley R., Lancaster N., Lee S., Thomas P.* Martian aeolian processes, sediments and features // Mars. Tucson, Univ. of Arizona Press, 1992. P. 730–766.
21. *Greeley R., Leach R., White R. et al.* Threshold wind speeds for sands on Mars: Wind tunnel simulations // *Geophys. Res. Lett.* 1980. Vol. 7. P. 121–124.
22. *Thomas P., Veverka J.* Seasonal and secular variations of wind streaks on Mars: An analysis of Mariner 9 and Viking data // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 8131–8146.
23. *Greeley R.* Silt-clay aggregates on Mars // *J. Geophys. Res.* 1979. Vol. 84. P. 6248–6254.
24. *Saunders R.S., Blewett D.T.* Mars north polar dunes: Possible formation from low-density sediment aggregates // *Solar System Research.* 1987. Vol. 21. P. 113–117.
25. *Edgett K.S., Christensen P.R.* The particle size of martian aeolian dunes // *J. Geophys. Res.* 1991. Vol. 96. P. 22765–22776.
26. *Hartmann W.K., Strom R.G., Weidenschilling S.J. et al.* Cronology of planetary volcanism by comparative studies of planetary cratering // Basaltic volcanism on the terrestrial planets. New York, Pergamon press, 1981. P. 1050–1129.
27. *Neukum G., Hiller K.* Martian ages // *J. Geophys. Res.* 1981. Vol. 86. P. 3097–3121.
28. *Neukum G., Ivanov B.A.* Crater size distributions and impact probabilities on Earth from lunar, terrestrial-planet, and asteroid cratering data // Hazards due to comet and asteroids. Tucson and London, The Univ. of Arizona Press, 1994. P. 359–416.

29. *Marchenko A.G., Pronin A.A.* Study of relations between small impact craters and dunes on Mars // Abstracts of papers submitted to the 22nd Russian-American Microsymposium on Planetology. Moscow, 1995. P. 63–64.
30. *Pronin A.A., Marchenko A.G., Basilevsky A.T. et al.* Photogeologic study of dune areas on Mars // *Annales Geophysicae*. 1995. Part III. Supplement 3 to Volume 13. P. C750.
31. *Basilevsky A.T.* On the evolution rate of small lunar craters // *Proc. Lunar Sci. Conf. 7th.* Houston, 1976. P. 1005–1020.

Институт геохимии и аналитической химии РАН,
Институт планетных исследований Немецкого
аэрокосмического управления, Германия

Поступила в редакцию
28.06.96

AN APPROACH TO DATING OF AEOLIAN LANDFORMS ON MARS

A.G. MARCHENKO, A.A. PRONIN, A.T. BAZILEVSKY, G. NOYKUM,
E. HAUBER, H. HOFFMANN

S u m m a r y

There are landforms on the surface of Mars, which morphology is similar to that of aeolian landforms on the Earth. Probably they were formed by wind, though at very low atmospheric pressure. Are such landforms relic or are they arising till now? Their morphology indicates the latter and data of crater statistics at the 9 regions of Mars gave an evidence of their recent geological age.

УДК 551.242.324(476)

© 1997 г. Л.А. НЕЧИПОРЕНКО

ВЛИЯНИЕ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЕЙ НА ФОРМИРОВАНИЕ ЛЕДНИКОВОГО РЕЛЬЕФА БЕЛОРУССИИ

Современная поверхность Белоруссии сформировалась в основном в результате деятельности материковых ледников, неоднократно надвигавшихся на территорию региона. Предполагалось, что при таком типе лито- и морфогенеза эндогенный фактор не имеет решающего значения. Исследования последних десятилетий позволили уточнить данную точку зрения [1–6].

Само развитие покровных материковых ледников – результат положительных тектонических движений Балтийского щита и Скандинавской горной системы. Новейшие колебательные движения в определенной степени повлияли и на характер динамики ледников. В частности, тектонически обусловленные особенности орографии предледниковой поверхности – причина максимального проникновения первого ледникового покрова (наревского) на территорию Белоруссии в западной части, где он продвинулся почти до ее южной границы. В связи с приподнятостью поверхности на крайнем юге и юго-востоке республики льды и водно-ледниковые потоки имели здесь ограниченное распространение. Результаты их геологической деятельности крайне скромны, хотя воздействие ледника и привело к оживлению тектонических движений, что содействовало некоторому расчленению доледникового рельефа.

В результате относительного подъема на западе региона и опускания юго-востока, происшедшего в конце беловежского межледниковья, создались более благоприятные условия для продвижения березинского ледника к югу. Перед наступанием днепровского покрова началось прогибание на стыке Белорусской антеклизы с Оршанской впадиной, а также на Жлобинской седловине, в восточной части Припятского прогиба и Брагинско-Лоевской седловине. Именно на этих территориях располагалась ось нисходящих движений, что обусловило наибольшее проникновение к югу льдов днепровского ледника и накопление мощных водно-ледниковых отложений в период наступания. У выступов коренных