

УДК 523.43-834

ГРУНТ МАРСА: РАЗНОВИДНОСТИ, СТРУКТУРА, СОСТАВ, ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА, БУРИМОСТЬ И ОПАСНОСТИ ДЛЯ ПОСАДОЧНЫХ АППАРАТОВ

© 2015 г. Н. Э. Демидов^{1, 2}, А. Т. Базилевский², Р. О. Кузьмин²

¹Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН, Пушкино, Россия

²Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, Россия

e-mail: nikedemidov@mail.ru

Поступила в редакцию 27.11.2014 г.

Статья представляет собой сводку данных по различным свойствам грунтов планеты Марс, которые могут представлять интерес для тех, кто разрабатывает приборы и космические аппараты для исследования этой планеты. Эти данные рассеяны в многочисленных и не всегда легко доступных публикациях различных лет, и поэтому наличие такой сводки облегчает их розыск и работу с ними. Показано, что многообразие грунтов Марса в первом приближении можно свести к четырем разновидностям сухого реголита, а также к мерзлому реголиту, полускальным и скальным грунтам. На основе анализа данных орбитального зондирования, данных семи посадочных аппаратов данных земных грунтов-аналогов приводятся сведения о структуре и составе грунтов Марса их физическим, теплофизическим и механическим свойствам. Отдельно рассмотрены буримость марсианских грунтов и опасности для посадочных аппаратов.

Ключевые слова: грунт Марса, посадочный аппарат, взеземное бурение.

DOI: 10.7868/S0320930X15040027

ВВЕДЕНИЕ

Космические аппараты, достигшие поверхности Марса, — неподвижные посадочные станции и марсоходы — проводят изучение и взаимодействуют с грунтом или грунтами этой планеты. В большинстве случаев это слабосвязный рыхлый грунт, который подстилается коренными скальными и полускальными породами. Условная граница между скальными и полускальными грунтами принимается по прочности на одноосное сжатие: >5 МПа — скальные грунты, <5 МПа — полускальные грунты (ГОСТ 25100-95). Местами коренные породы обнажаются на поверхности и нередко их в различной степени измененные фрагменты образуют включения в рыхлых породах. Рыхлый материал поверхности планет, спутников и малых тел нередко называют ¹реголитом¹, в случае Марса — реголитом Марса.

Коренные породы Марса — это, в основном, вулканические и ударно-метаморфические породы, по прочности, в большинстве случаев, они относятся к категории скальных, а по составу они ма-

фические, т.е. породы основного состава — содержат 45–53% SiO₂ (Bandfield и др., 2000; Wyatt, McSween, 2002; Christensen и др., 2008). Орбитальные приборы OMEGA и CRISM выявили на Марсе ряд районов распространения осадочных горных пород (Bibring и др., 2005; Mustard и др., 2008), в последствии сульфатосодержащие песчаники и аргиллиты (литифицированные филосиликаты) были детально исследованы марсоходом Opportunity на плато Меридиана (Meridiani Planum) и марсоходом Curiosity в кратере Гейл (Gale) (Rieder и др., 2004; Grotzinger и др., 2014). Они по прочности в большинстве случаев относятся к полускальным грунтам. Их химический состав более разнообразен, чем у базальтов и ударно-метаморфических пород.

Образование относительно однородного дисперсного ²реголита, который слагает большую часть поверхности Марса, связано с разрушением коренных пород и перемешиванием продуктов разрушения под воздействием ударно-метеоритного, криогенного и эолового факторов вместе с химическим выветриванием. Наличие сравнительно

¹ * Вместе с термином реголит в англоязычной литературе активно используется термин *soil*, под которым согласно (Herkenhoff и др., 2008) понимают “любой дисперсный материал отличный от камней, скального основания или сцементированных осадков безотносительно наличия/отсутствия органики или жизни”.

² Под дисперсными грунтами согласно (ГОСТ 25100) понимают грунты, обладающие естественными физическими, физико-химическими и/или механическими связями, характерными для раздельно зернистых грунтов.

однородного в химическом отношении реголита следует из данных анализа грунта в местах посадки Viking-1, -2, Pathfinder, Spirit, Opportunity, Phoenix и Curiosity (Rieder и др., 2004; Gellert и др., 2004; Meslin и др., 2013) и подтверждается данными орбитального картирования приборами GRS (Boynton и др., 2007) и TES (Christensen и др., 2008). В качестве аналогов реголита Марса различными исследователями предлагались реголит Луны (Мороз, 1978; Johnson, Carrier, 1971) и палагонитизированный вулканический пепел гавайского вулкана Мауна-Kea (Mericallio и др., 2013; Allen и др., 1997; 1998).

О наличии определенных вариаций в физических свойствах реголита Марса свидетельствуют результаты анализа карт альbedo и тепловой инерции. Так в работе Putzig и др. (2005) на основании измерений тепловой инерции и альbedo прибором TES выделены и закартированы (с пространственным разрешением 3 км) три основных типа грунта, для которых характерны: А — низкая тепловая инерция и высокое альbedo, В — высокая тепловая инерция и низкое альbedo, С — высокая тепловая инерция и промежуточные значения альbedo. Авторы этой работы считают, что грунт типа А — это неконсолидированная пыль, грунт типа В — это пески, скальные (и полускальные) породы и сцементированный грунт, а грунт типа С — это, в основном, сцементированный материал с небольшим количеством скальных пород.

Однако в качестве главного фактора, определяющего резкое изменение физико-механических свойств реголита, следует рассматривать наличие в реголите льда воды, что характерно для полярных областей. Согласно данным температурных моделей и данным орбитальных нейтронных измерений (Schorghofer, Aharonson, 2005, Митрофанов и др., 2004; Демидов и др., 2008), льдосодержащий (далее по тексту *мерзлый**) грунт появляется на Марсе примерно с широты 40° (к северу и югу от экватора) на глубине около 1 м. По направлению к полюсам граница раздела между сухими морозными породами и льдосодержащими мерзлыми приближается к поверхности. В месте посадки аппарата Phoenix в северном полушарии на широте 68° мощность сухого слоя составила 2–10 см (Keller и др., 2009; Mellon и др., 2009a; 2009b). Таким образом, в первом приближении, все многообразие приповерхностных грунтов Марса с точки зрения их физико-механических свойств может быть описано следующим рядом моделей: (1) моделью практически сухого реголита, (2) моделью реголита с варьирующим содержанием льда воды (модель мерзлого реголита), (3) моделью скальных и полускальных грунтов, а также рядом более сложных моделей, когда грунтовая толща представлена набором из 2–3 слоев, каждый из которых соответствуют (1), (2) и (3) модели.

Физические свойства сухого реголита в данной сводке приводятся, главным образом, по результатам изучения грунтов в местах работы посадочных аппаратов и в меньшей степени по результатам орбитального зондирования и свойствам грунтов-аналогов. В отличие от советских лунных посадочных аппаратов, где имелись специальные инструменты для определения плотности, угла внутреннего трения и сцепления, на марсианских аппаратах NASA подобные устройства не устанавливались. В то же время, на каждом из спускаемых аппаратов имелись устройства, осуществлявшие механическое воздействие на грунт: манипуляторы, абразивные и буровые устройства, а также колеса марсоходов или опоры посадочных аппаратов. По результату этого воздействия оценивались механические свойства реголита. Физические свойства мерзлого реголита Марса к настоящему моменту *in situ* практически не изучены, поэтому их оценка в данной работе приводится, в основном, путем привлечения данных о свойствах земных мерзлых грунтов-аналогов (мерзлых песков и пылеватых грунтов). Из экспериментов по определению физических свойств скальных и полускальных грунтов на поверхности Марса проводилось только измерение их тепловой инерции и устойчивости к воздействию абразивного инструмента, поэтому в данном обзоре описание свойств этих грунтов также делается с привлечением данных о свойствах земных грунтов-аналогов.

ТИПЫ И СТРУКТУРА РЕГОЛИТА В МЕСТАХ ПОСАДКИ КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ

История изучения поверхности Марса спускаемыми автоматическими аппаратами насчитывает 7 успешных американских миссий: посадочные аппараты Viking-1 и -2 (1976–1982 гг.), марсоход Sojourner с посадочного аппарата Pathfinder (1997 г.), марсоходы Spirit (2004–2010 гг.) и Opportunity (с 2004 г.), посадочный аппарат Phoenix (2008 г.) и марсоход Curiosity (с 2012 г.). Все эти аппараты имели ТВ-камеры, передававшие изображения, на которых была видна структура поверхности и литолого-петрографические особенности реголита и коренных пород.

Посадочный аппарат Viking-1 осуществил посадку на западной оконечности относительно ровной кратерированной равнины Хриса (Chryse Planitia) (рис. 1). На панорамах района посадки (рис. 2.1) были обнаружены небольшие дюны и пятна из тонкодисперсных эоловых наносов (*drift material*), наложенные на усеянный камнями реголит (Moore и др., 1987). Грунт между камнями, получившим название каменистый материал (*blocky material*), представляет собой смесь грунта с обломочным материалом (размером с гальку и гравий). Это наиболее прочный тип реголита, который под действием ковша разламывался на отдельные призматические агрегаты размером 2–4 см, что свидетельствовало о

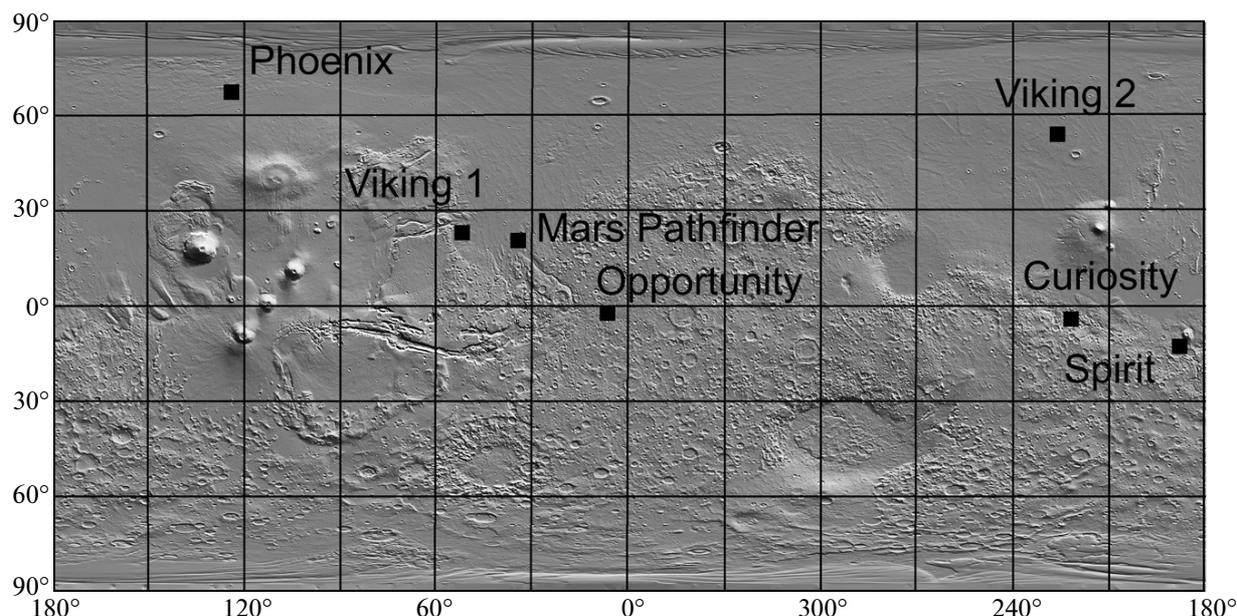


Рис. 1. Карта рельефа Марса по данным лазерного альтиметра MOLA с указанием мест посадок космических аппаратов.

значительной цементации этого материала солями. Эоловые наносы и каменистый грунт, очевидно, образуют чехол на субгоризонтальной поверхности коренных пород (предположительно базальтов). Обнажения коренных пород располагаются на некотором удалении от станции.

Посадочный аппарат Viking-2 осуществил посадку на равнине Утопия (Utopia Planitia), где также обнаружил сильно каменистую поверхность (рис. 2.2). На участках ветрового выдувания между камнями наблюдался грунт имеющий местами корку и комковатую структуру (*crusty to cloddy material*), который при воздействии ковша-манипулятора имел тенденцию разламываться на агрегаты размером 0.5–1 см. Считается, что агрегированность грунта с коркой, комковатого и каменистого грунтов вызвана цементирующим воздействием солей, которое несколько выше у каменистого грунта. При работе грунтозаборного устройства было обнаружено, что под грунтом с коркой и комковатой структурой залегал грунт с меньшим сцеплением. Выходы коренных пород в месте посадки Viking-2 не обнаружены. Наименования типов грунта Марса в терминах *drift material*, *crusty to cloddy material*, *blocky material* (перечислены в направлении увеличения прочности), данные в ходе миссий Viking, использовались в описании грунтов, исследованных в последующих миссиях.

Марсоход Sojourner, доставленный на марсианскую поверхность аппаратом Pathfinder, явился первой передвижной марсианской лабораторией. Его посадка была проведена на относительно неровной поверхности в устье долины Арес (Ares Val-

lis) (рис. 2.3). Здесь также обнаружены разновидности эоловых наносов, под которыми залегает каменистый и комковатый грунт (Rover team, 1997). Особенностью поверхности места посадки явилась высокая каменистость (часть камней представлена округлой галькой) и наличие тонкого налета светлого пылевого материала — колея марсохода выделялась темным цветом. Отмечены участки, где реголит слагался хорошо сцементированными разностями, на которых марсоход не оставлял колеи.

Марсоход Spirit — первый из двух марсоходов-близнецов программы Mars Exploration Rovers (MER) совершил посадку в кратере Гусев вблизи границы между северными гипсометрически низкими равнинами и кратерированными возвышенностями юга (рис. 1). Здесь реголит заполняет многочисленные ударные депрессии коренного ложа. Реголит в месте работы этого марсохода наиболее схож с каменистым грунтом (Arvidson и др., 2004a). Как и в районе работы Pathfinder, реголит здесь оказался также покрыт субмиллиметровым налетом пыли. Марсоход Opportunity совершил посадку на противоположной стороне Марса на плато Меридиана (Meridiani Planum). Ландшафт вдоль траверса марсохода Opportunity представляет собой эоловую песчаную равнину с волнообразными дюнами, перекрывающими более древние слоистые осадочные толщи сульфатосодержащих песчаников (Arvidson и др., 2004b). Молодые кратеры, вскрывающие песчаники, подвержены ветровой эрозии и заполнены эоловым песком (*sand*), который выделяется в отдельный тип грунта. Поверхность волнообразных дюн осложнена песча-

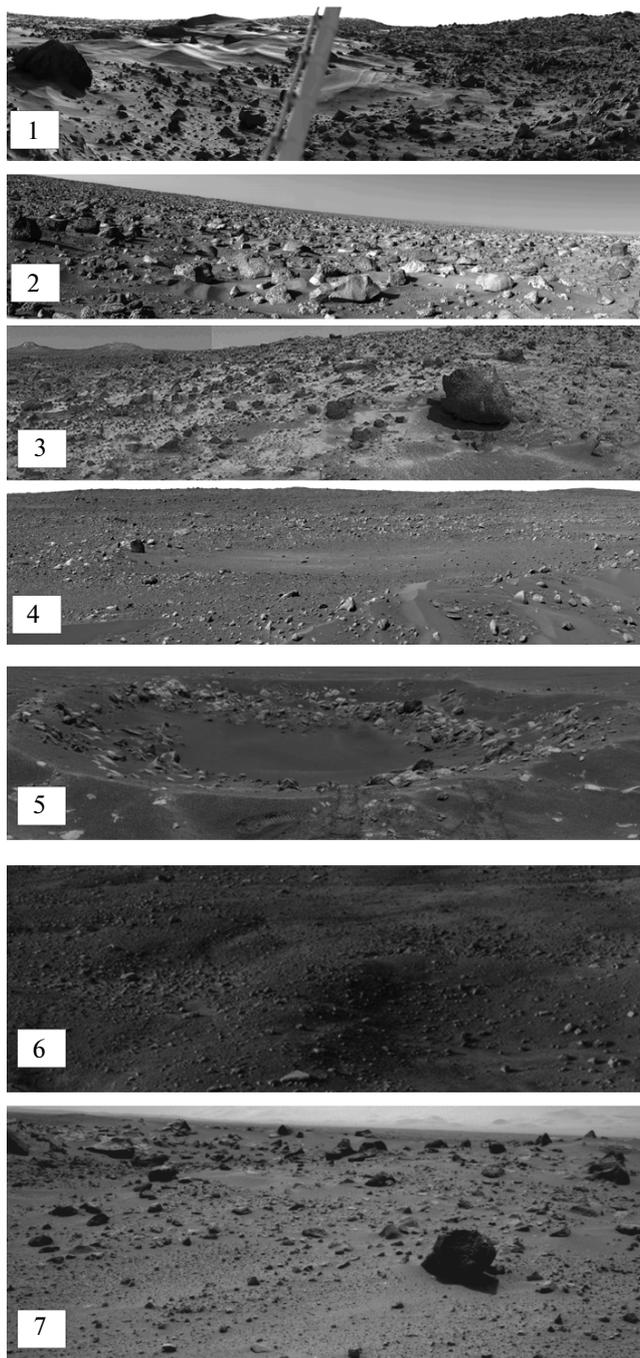


Рис. 2. Панорамы поверхности в местах посадок космических аппаратов: 1 – Viking-1; 2 – Viking-2; 3 – Mars Pathfinder; 4 – Spirit; 5 – Opportunity; 6 – Phoenix; 7 – Curiosity.

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/vl1_p17430.html

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/vl1_p17430.html

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/object_page/vl2_p17688.html

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/image/marspath_81205.gif

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/image/mera_laguna_pan.jpg

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/image/merb_fram.jpg

<http://www.jpl.nasa.gov/news/phoenix/images-all.php?fileID=13764>

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA17082>

ной рябью (высотой в первые сантиметры), покрытой сверху миллиметровым слоем агрегированных сульфатами частичек. С глубиной размер зерен здесь уменьшается, что связывают с выдуванием тонких частичек с поверхности. На поверхности песчаного реголита концентрируются многочисленные шарообразные конкреции гематита размером в несколько миллиметров. Марсоходы программы MER впервые детально изучили выходы коренных пород, которые в кратере Гусев оказались, в основном, базальтами, а на плато Меридиана — слоистыми осадочными сульфатосодержащими песчаниками.

Посадочный аппарат Phoenix — единственный на сегодняшний день из аппаратов, совершивших посадку в полярной зоне мерзлого льдосодержащего реголита (район посадки расположен на 68° с.ш.). Им была обнаружена двухслойная структура грунта, когда под слоем сухого грунта мощностью менее 10 см скрывался мерзлый грунт. Поверхность вблизи посадочного аппарата разбита морозобойными трещинами, образующими полигоны поперечником 3–5 м (Mellon и др., 2009b). Верхний слой оказался аналогичным грунту с коркой и с комковатой структурой, исследованному аппаратом Viking-2 (также на северных равнинах). Сцепление частичек здесь объясняют присутствием в грунте адсорбированной воды (Arvidson и др., 2009).

Марсоход Curiosity совершил посадку в кратере Гейл вблизи экватора Марса на границе между северными равнинами и южными кратерированными возвышенностями. Фактически, марсоход совершил посадку на периферии обширного конуса выноса из древней флювиальной долины, сложенной переслаивающимися толщами конгломератов, а местами песчаниками и аргиллитами, вскрытыми ветровой эрозией. Здесь выделены несколько разновидностей реголита — песчаный, разнозернистый и гравелистый (Meslin и др., 2013). Исследованные по траверсу марсохода Curiosity коренные породы типа песчаников имеют сходство с осадочными породами, обнаруженными в районе работ марсохода Opportunity. В настоящее время продолжается накопление информации о строении и составе грунта в этом месте и ее анализ.

Мощность реголита Марса известна плохо из-за отсутствия данных бурения и геофизических исследований верхней части разреза в масштабе от первых метров до первых десятков метров. На Луне мощность реголита, как правило, составляет 4–5 м на равнинах морей и может превышать 14–15 м на материках (McKay и др., 1991). На Марсе, исходя из наблюдаемого соотношения контактов реголита с коренными породами, типичная мощность реголита, по-видимому, также составляет первые метры, но из-за эолового переноса, а в прошлом и переноса вещества реголита с участии-

ем жидкой воды, изменяется в гораздо более широких пределах.

ЭЛЕМЕНТНЫЙ И МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ

Представления об элементном и минералогическом составе марсианских грунтов базируются на измерениях в месте посадки спускаемых аппаратов Viking-1, -2 (прибор XRF), марсоходов Pathfinder (прибор APXS), Opportunity (приборы MiniTes и APXS), Spirit (приборы MiniTes и APXS), Curiosity (комплекс ChemCam, APXS и CheMin), а также на орбитальных данных, полученных приборами GRS, TES, THEMIS, OMEGA и CRISM. Изучение коренных пород Марса *in situ* наиболее детально проведено марсоходами серии MER и проводится марсоходом Curiosity. Если Opportunity и Curiosity проводили исследования специфических выходов отложений, сформированных в водной среде, то марсоход Spirit в кратере Гусев провел изучение типичных для большей части планеты выходов базальтовых лав. Поэтому ниже приводится отдельно характеристика элементного и минералогического состава скальных пород, представленных базальтами и осадочными породами.

Коренные породы равнин кратера Гусев, — район работы марсохода Spirit — представлены оливиновыми базальтами, не имеющими следов глубокого химического выветривания или вторичной минерализации, вызванной взаимодействием с водой. Согласно данным орбитальных спектрометров TES и OMEGA аналогичные по составу породы развиты на большей части поверхности Марса (Hamilton, Christensen, 2000; Mustard и др., 2005). Спектрометр MiniTES марсохода Spirit показал следующий усредненный минералогический состав пород равнин кратера Гусев: Na-плагиоклаз 20%, клинопироксен 30%, оливин 40%, силкатное стекло 10% (Ruff и др., 2008). Средний элементный состав породы на зачищенных абразивным инструментом образцах по данным прибора APXS следующий: Si (21.4%), Fe (14.6%), Mg (6.23%), Al (5.69%), Ca (5.62%), Na (1.91%) (Bruckner и др., 2008).

Спектрометр MiniTES марсохода Opportunity показал, что в отличие от доминирующих на Марсе базальтов в осадочных сульфатосодержащих породах этого района отсутствуют пироксены и оливины. Осредненный минералогический состав сульфатосодержащих пород на плато Меридиана следующий: силикатное стекло 25%, магниевый сульфат 20%, плагиоклаз 15%, кальциевый сульфат 10%, ярозит 10%, нонтронит 10% (Ruff и др., 2008). Средний элементный состав породы на зачищенных абразивным инструментом образцах по данным прибора APXS следующий: Si (21.7%), Fe (13.7%), S (5.8%), Mg (4.38%), Al (3.98%), Ca (4.53%), Na (1.06%) (Rieder и др., 2004). К настоя-

щему моменту имеются также результаты минералогического анализа аргиллитов, исследованных Curiosity в кратере Гейл: плагиоклаз 22%, железистый форстерит (3–16%) и авгит (4–11%), пижонит (5–10%), кальциевые сульфаты (1–4%), аморфный материал 28–31% и до 18% смектитов (Vaniman и др., 2014).

Марсианский реголит примерно на три четверти сложен продуктами физического выветривания охарактеризованных выше пород основного состава и на одну четверть продуктами их химического выветривания и солями, осажденными из водной среды. Его формирование произошло в результате физического и химического выветривания под воздействием ветра, контакта со льдом и водой, температурных колебаний, механического дробления метеоритами, окислительно/восстановительных процессов в контакте с атмосферой (и, возможно, гидросферой в прошлом). В работе (Bell, 2008) обобщаются результаты элементного анализа в местах посадки аппаратов Pathfinder, Spirit и Opportunity и делается вывод о базальтовой коре Марса, которая, по сравнению с корой Земли, содержит вдвое больше FeO, больше относительно летучих элементов, таких как K, и значительно больше P. Минералогический анализ марсианского реголита приборами MiniTes, XRF (8), TES, OMEGA, ChemCam и CheMin подтвердил вывод об изначально вулканической природе основной части слагающих реголит минералов, среди которых преобладают плагиоклаз ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), пироксен ($(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$) и оливин ($(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4$) с примесью аморфных фаз (Bish и др., 2013; Yen и др., 2005; Bandfield и др., 2000; Christensen и др., 2000; 2008; Hamilton и др., 2003; Bibring и др., 2005; Wyatt, McSween, 2002; Meslin и др., 2013).

Средний элементный состав реголита кратера Гусев несколько отличается от среднего состава коренных пород кратера. Реголит содержит больше P, S, Cl, K, Ti, Ni, Zn и меньшие количества Mg, Cr, Mn и Fe (Bruckner и др., 2008). Глобальное картирование Марса прибором GRS показало изменения содержания Si от 18 до 23%, что согласуется с базальтовым составом исследуемой поверхности. В то же время, концентрации K (0.2–0.6%), Th (0.2%–1 ppm), Cl (0.2–0.8%), H (2–8% H_2O) и Fe (10–20%) могут отличаться в два раза для районов размером порядка 1000 км в диаметре (Boynnton и др., 2007). Это еще раз доказывает первичную мафическую природу марсианского реголита, который в течение дальнейшей геологической истории претерпевал региональные изменения, связанные, в том числе, с деятельностью воды.

Свидетелями присутствия воды (осаждения в водной среде, выветривания в присутствии H_2O , гидротермальной деятельности и т.д.) являются обнаруженные в отдельных местах минералы: филлосиликаты и сульфаты (Bibring и др., 2005), хлориды

(Osterloo и др., 2008), гематит (Soderblom и др., 2004). Филлосиликаты, сульфаты и хлориды могут до настоящего времени содержать в своем составе химически связанную воду, которая вошла в структуру их кристаллической решетки в момент образования в водной среде. Кроме того, филлосиликаты способны эффективно адсорбировать воду. Прибором ChemCam в месте работы марсохода Curiosity выявлены аморфные гидратированные фазы (Meslin и др., 2013).

Оценки массовой доли воды в реголите низких широт Марса (суммы кристаллизационной, адсорбированной и свободной воды) к настоящему моменту проведены по данным комплекса GRS и приборов OMEGA и DAN. Согласно данным спектрометра OMEGA верхние микрометры поверхности Марса содержат порядка 1–5% H_2O по массе в экваториальной зоне и 5–15% H_2O выше 45° широты (Milliken и др., 2007). Орбитальные нейтронные и гамма-спектрометры, которые определяют содержание воды в слое мощностью от десятков сантиметров до полутора метров дают оценку 2–5%, а в аномальных районах до 9% (Maurice и др., 2011; Митрофанов и др., 2004). Эти данные согласуются с результатами измерений нейтронных потоков на марсоходе Curiosity прибором DAN, который показал содержание суммы разных форм воды в верхних 60 см реголита около 2–4% (Hardgrove и др., 2013). Следует подчеркнуть, что на низких широтах за редкими исключениями, жидкой воды и льда в количествах способных оказывать влияние на физико-механические свойства в реголите Марса нет.

СВОЙСТВА СУХОГО РЕГОЛИТА

Физические свойства сухого реголита

Гранулометрический состав. Согласно результатам исследования марсианского грунта посадочными аппаратами преобладающей фракцией являются мелкие песчаные и пылевые частицы. Так, в районах посадки аппаратов Viking-1, -2 материал эоловых наносов (*drift material*) характеризуется размером зерен 0.1–10 мкм, тогда как материал несдуваемого грунта с коркой и комковатого грунта (*cloddy to crusty material*), а также каменистого грунта (*blocky material*) имеет размер зерен от 0.1 мкм до 1.5 мм (Ballou и др., 1978; Christensen, Moore, 1992). В кратере Гусев доминируют частицы размером менее 1 мм, которые образуют эоловые формы (Arvidson и др., 2004a). Частицы, которые не переносятся ветром, здесь имеют размеры 2–16 мм. С поверхности эти зерна покрыты тонким налетом пыли. На плато Меридиана выявлено бимодальное распределение зерен по размеру, когда реголит состоит из крупного песка и гравия с диаметром частиц до 6 мм, а также из тонкой фракции размером <125 мкм (Soderblom и др.,

2004). В месте посадки Phoenix реголит сложен агломератами, состоящими из частиц с размерами менее 100–200 мкм (Keller и др., 2009). Оценивать гранулометрический состав интересующих нас областей представляется возможным и с помощью орбитальных карт тепловой инерции, полученных приборами TES (разрешение 3–6 км) и THEMIS (разрешение 20–100 м). В работе Golombek и др. (2008, стр. 478, табл. 21.1) обобщаются данные о доминирующем размере зерен различных типов грунта в местах посадки аппаратов Viking, Pathfinder и MER: эоловые наносы 0.001–0.01 мм, грунт с коркой и комковатый грунт 0.005–0.5 мм, каменистый грунт 0.05–3 мм, песок 0.06–0.2 мм. По классификации грунтов по размеру зерен drift soil – глина–мелкая пыль, crusty to cloddy soil – мелкая пыль–средний песок, blocky – тонкий песок–мелкий гравий, sand – тонкий–мелкий песок (ГОСТ 25100-95).

Каменистость. Наличие большого количества камней характерно для всех мест посадок, исключая место посадки Opportunity на плато Меридиана. Некоторые камни в непосредственной близости от посадочных аппаратов имеют поперечник более 1 м. Для всех мест посадки наблюдается экспоненциальная зависимость уменьшения частоты встречаемости камней на поверхности с увеличением их диаметра (Golombek и др., 2008). Форма этой кривой совпадает с аналогичной кривой для каменистых районов на Земле. Площадь, занимаемая камнями диаметром более 3.5 см, изменяется от 7% в месте посадки аппарата Viking-1, до 16% в месте посадки Viking-2, 19% в районе работ марсохода Pathfinder и 7–17% в районе работ марсохода Spirit (Golombek и др., 2008). Эти результаты измерения каменистости на поверхности хорошо согласуются с орбитальными результатами глобального картирования каменистости путем совместного анализа данных тепловых измерений, полученных приборами IRTM и TES (Christensen, 1986; Nowicki, Christensen, 2007).

Плотность (объемный вес) (ρ). Согласно радарным данным плотность реголита ρ оценивается в 1.2–1.5 г/см³, что согласуется с данными, полученными в месте посадки аппарата Pathfinder – среднее 1.520 г/см³ (Golombek и др., 2005; Rover Team, 1997) и данными, полученными в районе посадки аппарата Viking-1 – 1.2–1.6 г/см³ и Viking-2 – 1.4 г/см³ (Moore и др., 1987a; 1987b; Moore, Jakosky, 1989). В работе (Golombek и др., 2008) обобщаются данные о плотности различных типов грунта, полученные в местах посадки аппаратов Viking, Pathfinder и MER: материал эоловых наносов 1.0–1.3 г/см³, грунт с коркой и комковатый грунт 1.1–1.6 г/см³, каменистый грунт 1.2–2.0 г/см³, песок 1.1–1.3 г/см³. Эти значения плотности грунта получены путем кос-

венных расчетов с использованием измерений тепловой инерции и оценок величин сцепления.

Пористость (n). Пористость – объем пустот, отнесенный ко всему объему грунта в %. Пористость грунта может быть вычислена, исходя из вышеприведенных значений плотности грунта ρ и плотностей минеральной компоненты ρ_m (Трофимов, 2005, стр. 265): $n = (\rho_m - \rho) / \rho_m$. Марсианский реголит примерно на три четверти сложен продуктами физического выветривания пород типа базальтов и на одну четверть продуктами их химического выветривания и солями, осажденными из водной среды. Соответственно, среди минералов, слагающих частицы грунта, преобладают плагиоклаз $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ – $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$, пироксен $(\text{Ca, Mg, Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$ и оливин $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$ с примесью аморфных фаз, по составу приближающихся к глинам. Удельный вес этих минералов (ρ_m) находится в пределах 2.5–2.7 г/см³ (плагиоклазы), 3.1–3.5 г/см³ (пироксен и оливин) и 2.2–2.8 г/см³ (филлосиликаты). Отсюда для грунтов со значениями плотности (ρ) 1–2 г/см³ пористость должна составлять 35–65%.

Удельное электрическое сопротивление ρ_e . Удельное электрическое сопротивление ρ_e (Ом м) определяется способностью горных пород проводить электрический ток, т.е. их электропроводностью $\sigma = 1/\rho_e$ (Ом⁻¹ м⁻¹). Для реголита Марса электропроводность не измерялась. Удельное электрическое сопротивление земных воздушно-сухих песков составляет более 200 Ом м (Lucius и др., 2007).

Диэлектрическая проницаемость (ϵ). Диэлектрическая проницаемость пород определяет их способность поляризоваться под воздействием переменного электромагнитного поля. Для обезвоженных пород диэлектрическая проницаемость коррелирует с плотностью ρ (Мороз, 1978). Эту зависимость описывает следующая формула:

$$\rho = 2((\sqrt{\epsilon}) - 1).$$

При достаточно низких температурах значения диэлектрической проницаемости глин и песков мало отличаются друг от друга и стремятся к таковой диэлектрической проницаемости льда. Следовательно, диэлектрическую проницаемость типичного реголита можно в первом приближении принять равной таковой для сухого песка. Так, согласно (Ершов, 2002, стр. 248, рис. 8.2) диэлектрическая проницаемость на частоте 10^6 Гц песка с влажностью $W = 3\%$ при температуре -20°C $\epsilon = 3$. Результаты измерения диэлектрической проницаемости сухого грунта прибором ТЕСР в месте посадки аппарата Phoenix показали значения, аналогичные сухим земным грунтам-аналогам – 2.2–2.8 (Zent и др., 2009).

Теплофизические свойства сухого реголита

Теплопроводность (λ). Коэффициент теплопроводности (теплопроводность) λ Вт/мК характеризует породу в отношении ее способности переносить тепловую энергию и численно равен потоку тепла, проходящему через единицу площади породы в единицу времени при температурном градиенте равном единице.

Прибором ТЕСР в месте посадки аппарата Phoenix для сухого грунта было получено значение теплопроводности порядка 0.1–0.12 Вт/мК (Zent и др., 2009), что несколько ниже теплопроводности земных аналогов. По мнению разработчиков прибора ТЕСР такие значения согласуются с сухим марсианским грунтом в условиях низкого атмосферного давления. Пространственные вариации величин тепловой инерции, измеряемые на Марсе с помощью орбитальных термально-эмиссионных спектрометров, находятся в сильной корреляции с вариациями величин теплопроводности грунта (Jakosky и др., 2000). Поэтому карты тепловой инерции могут быть использованы для оценки пространственной изменчивости теплопроводности грунта. В.И. Мороз в книге “Физика планеты Марс”, исходя из значения тепловой инерции $I = 0.006 \text{ кал см}^{-2} \text{ с}^{-1/2} \text{ град}^{-1}$ и плотности грунта $\rho = 1.2 \text{ г/см}^3$, получил значение теплопроводности 0.07 Вт/мК.

Для земных дисперсных сухих пород показано (Комаров, 2003), что коэффициент теплопроводности практически не зависит от температуры. Теплопроводность газов очень мала (0.01–0.05 Вт/мК), поэтому газ оказывает значительное термическое сопротивление переносу тепла. Данных по теплопроводности газов при низких отрицательных температурах крайне мало. В первом приближении теплопроводность марсианского реголита можно аппроксимировать теплопроводностью земных воздушно-сухих песков $\lambda = 0.3\text{--}0.35 \text{ Вт/мК}$ и воздушно-сухих лёссовидных суглинков $\lambda = 0.19\text{--}0.22 \text{ Вт/мК}$ (Ершов, 2002, стр. 248, рис. 8.2).

Теплоемкость (С). Под теплоемкостью грунта понимается количество тепла, которое необходимо сообщить единице массы или объема породы, чтобы изменить ее температуру на 1°С. При этом разделяют удельную теплоемкость, единицей измерения которой является Дж/(г К), и объемную теплоемкость, измеряемую в Дж/(м³ К).

В месте посадки аппарата Phoenix значение теплоемкости грунта по данным измерений прибором ТЕСР составило около 1.05 Дж/(м³ К), что по данным авторов эксперимента означает наличие сильно разуплотненного грунта (Douglas и др., 2010).

В качестве опорных данных по теплоемкости можно использовать характеристики земных дисперсных пород-аналогов. В отличие от Земли, на

Марсе поровые газы представлены CO₂, но так как весовая доля газа в породе составляет доли процента, при вычислении теплоемкости влиянием газа можно пренебречь. Теплоемкость сухих песков, супесей и суглинков изменяется примерно от 0.6–0.8 – кДж/(кгК) при температуре 300 К до 0.4–0.5 кДж/(кг К) при 150 К (Комаров, 2003, стр. 154, рис 3.10).

Тепловая инерция (I). Тепловая инерция определяется как корень квадратный из произведения коэффициента теплопроводности, теплоемкости и плотности

$$I = (\lambda \rho C)^{-1/2}.$$

Она отражает способность грунта накапливать и отводить тепловую энергию от поверхности в течение дня и возвращать энергию к поверхности в течение ночи и таким образом определяет дневные и сезонные колебания температуры. Для большинства грунтов произведение ρC изменяется с фактором 2–4, тогда как теплопроводность различных грунтов λ варьирует на порядок. Таким образом, тепловая инерция грунта – физический параметр, который зависит от состава, но в большей мере от структуры: гранулометрического состава, наличия камней, пористости, плотности, слоистости, газовой фазы, наличия минерального или ледяного цемента. Тепловая инерция сухого реголита значительно меньше тепловой инерции скальных пород, льда и льдосодержавшего реголита, варьируя от 50 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2} у первых до более 2500 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2} у вторых.

На Марсе тепловая инерция определялась орбитальными приборами IRTM, TES и THEMIS, а также на марсоходах серии MER приборами MiniTES. Наблюдается хорошая сходимость данных между этими четырьмя приборами. В работе (Golombek и др., 2008, стр. 478, табл. 21.1) приводятся следующие значения тепловой инерции различных типов грунта Марса: материал эоловых наносов 40–125 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}, каменистый грунт 368–410 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}, грунт с коркой и комковатый грунт 200–326 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}, песок 60–200 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}.

Механические свойства сухого реголита

Механические (деформационные и прочностные) свойства пород выражаются через количественные показатели, которые устанавливают взаимосвязь между величиной и видом механического воздействия и реакцией породы на это воздействие.

Угол внутреннего трения (ϕ). В районе посадки аппарата Viking-1 диапазон изменения угла внутреннего трения составил от 18° у *drift* до 31° *blocky* (Moore и др., 1987a; 1987b; Moore, Jakosky, 1989). Угол внутреннего трения по данным аппарата Pathfinder изменяется от 32° до 41° при среднем значении 36.6° (Rover Team, 1997). Для марсохода Spirit от

20° до 25° (Arvidson и др., 2004). По данным (Golombek и др., 2008, стр. 478, табл. 21.1) разновидности реголита Марса характеризуются следующими значениями угла внутреннего трения: материал эоловых наносов 15°–21°, грунт с коркой и комковатый грунт 30°–40°, каменистый грунт 25°–33°, песок 30°.

Сцепление (C_s). В районе посадки аппарата Viking-1 *drift material* имеет сцепление в среднем 1.6 кПа при максимуме 3.7 кПа, *blocky* характеризуется средним значением сцепления 5.1 кПа (Moore и др., 1987a; 1987b; Moore, Jakosky, 1989). В районе посадки аппарата Viking-2 *crusty to cloddy* материал характеризуется сцеплением 1.1 кПа при максимуме 3.2 кПа (Moore и др., 1982). Величины сцепления в месте работы аппарата Pathfinder в среднем составили 0.238 кПа при диапазоне от 0.120 до 0.356 кПа (Rover Team, 1997). По результатам анализа величин проседания колес марсохода Spirit сцепление в зависимости от типа грунта оценивается величинами от 1 до 15 кПа (Arvidson и др., 2004). В работе (Golombek и др., 2008, стр. 478, табл. 21.1), обобщающей результаты измерений на аппаратах Viking, Pathfinder и MER, разновидности реголита Марса характеризуются следующими значениями сцепления: материал эоловых наносов 0–3 кПа, грунт с коркой и комковатый грунт 0–4 кПа, каменистый грунт 3–11 кПа, песок 0–1 кПа.

Прочность на сдвиг (τ). При сдвиге прочность грунта зависит от соотношения величин нормального сжимающего (σ) и касательного сдвигающего (τ) напряжений: чем больше вертикальная нагрузка на образец, тем большее сдвигающее напряжение должно быть приложено для его среза. Поэтому в данном случае прочность нельзя характеризовать критическими параметрами напряжений, так как они являются переменными (Трофимов, 2005, стр. 492). Взаимосвязь предельных нормальных и касательных напряжений описывается линейным уравнением Кулона:

$$\tau = \sigma \tan \varphi + C_s,$$

где φ – угол внутреннего трения, а C_s – сцепление. Для случая сухого дисперсного реголита на поверхности планеты, не нагруженного посадочным аппаратом ($\sigma = 0$), прочность на сдвиг оказывается равной сцеплению (C_s).

Предел прочности на одноосное сжатие (σ). Предел прочности на одноосное сжатие – отношение нагрузки, при которой происходит разрушение образца, к площади первоначального поперечного сечения (ГОСТ 25100-95). По результатам наблюдения за проседанием колес марсохода Spirit в кратере Гусев получен диапазон значений данного параметра от 5 до 200 кПа (Arvidson и др., 2004a).

СВОЙСТВА МЕРЗЛОГО РЕГОЛИТА

Физические свойства мерзлого реголита

Влажность (W). Под влажностью мерзлого грунта³ понимают отношение массы всех категорий воды, удаляемых высушиванием при температуре 100°C, к массе мерзлого грунта. Это основной физический показатель, от которого зависят свойства мерзлой породы. Согласно данным нейтронного картографирования Марса содержание воды (общее содержание кристаллизационной, адсорбированной и в форме льда) в реголите полярных районов изменяется в пределах от 20 до 55 весовых % (табл. 1). Исходя из этих значений влажности, можно сделать вывод, что мерзлый реголит Марса характеризуется как массивной криотекстурой, (когда лед занимает поровое пространство, не образуя шлиров), так и шлировой (когда лед образует в породе отдельные слои – шлиры).

Для места посадки аппарата Phoenix, вскрывшего льдосодержащий грунт на глубине 2–7 см, существует оценка объемного содержания льда воды 45% (Arvidson и др., 2009). Влажность мерзлых пород определяет их плотность. Заполнение пор льдом вызывает увеличение плотности. При замещении льдом скелета породы в процессе образования шлировой и атакситовой криотекстуры, которые могут объяснять высокие содержания воды в северном полярном районе, плотность породы снижается.

Удельное электрическое сопротивление (ρ). Основным токопроводящим элементом земных мерзлых пород являются пленки незамерзшей воды, так как газовая фаза, монокристаллы льда и порообразующие минералы являются диэлектриками и обладают значительным удельным электрическим сопротивлением. Содержание незамерзшей воды в мерзлой породе падает с понижением температуры и возрастает при наличии солей. Удельное электрическое сопротивление мерзлых песков и супесей составляет порядка 10^3 – 10^6 Ом м при температуре –10°C (Ершов, 2002, стр. 248, рис. 8.1). В условиях Марса мерзлые грунты имеют значительно более низкие температуры (–75°C и ниже), что должно обуславливать снижение содержания незамерзшей воды. Следовательно, приведенные значения удельного электрического сопротивления земных пород-аналогов можно рассматривать как верхнюю оценку электропроводности реголита Марса. Удельное электрическое сопротивление слабоминерализованных горных льдов на

³ Под мерзлыми грунтами согласно (Мерзлотоведение (краткий курс), 1981) понимаются “грунты ... имеющие отрицательную или нулевую температуру, в которых хотя бы часть воды перешла в кристаллическое состояние”. “Мерзлый грунт – грунт, в котором наряду со связями, существующими в немерзлых грунтах, присутствуют криогенные структурные связи.” (ГОСТ 25100).

Таблица 1. Модельные оценки содержания воды в приповерхностном слое грунта (1–2 м) различных областей Марса на основе нейтронных измерений прибором HEND (14) (Митрофанов и др., 2004)

Название района	Координаты	Содержание воды (в % по массе) согласно однородной модели	Вероятность принятия однородной модели	Содержание воды в % по массе согласно двухслойной модели	Вероятность принятия двухслойной модели	Мощность сухого слоя согласно двухслойной модели (г/см ²)
Северный полярный район	>80° с.ш.	44.1	0.6	—	—	
Южный полярный район	>80° ю.ш.	22.7	0.004	55.0	0.26	16.0
Южная Аравия	0° в.д. – 45° в.д. 20° ю.ш. – 0°	5.2	0.02	10.0	0.25	32.0
Мемнония	160° в.д. – 180° в.д. 25° ю.ш. – 0°	5.1	0.1	9.0	0.7	29.0

Земле составляет 10^5 – 10^7 Ом м, а морского льда – всего 30–100 Ом м. При этом сопротивление льда, как и мерзлых пород, падает с увеличением минерализации и температуры (Вахромеев и др., 1997).

Диэлектрическая проницаемость (ϵ). Диэлектрическая проницаемость мерзлых пород зависит от диэлектрических свойств составляющих ее компонент. Относительная диэлектрическая проницаемость газовой компоненты, как и вакуума, равна 1, а для большинства минералов не превышает 10 (Вахромеев и др., 1997). Для чистой воды ϵ равняется 81, т.е. на порядок выше, чем у породообразующих минералов, что определяет существенное влияние влажности на диэлектрическую проницаемость пород. Диэлектрическая проницаемость льда $\epsilon = 3.25$ существенно ниже, чем у воды. С уменьшением температуры диэлектрическая проницаемость породы уменьшается, что находится в соответствии с уменьшением количества незамерзшей воды. Мерзлый песок с влажностью $W = 3$ – 9% при температуре $T = -20^\circ\text{C}$ на частоте 10^6 Гц характеризуется значением диэлектрической проницаемости около 4 (Ершов, 2002, стр. 247, рис. 8.2).

Теплофизические свойства мерзлого реголита

Теплопроводность (λ). Согласно одним экспериментальным данным теплопроводность мерзлого льдонасыщенного песка существенно снижается при понижении температуры от -30 до -100°C . При влажности $W = 20.5$ – 22.0% , температуре -30°C она составляет примерно 3.2 Вт/мК, а при -100°C уже 1.2 Вт/мК (Комаров, 2003). В книге (Кудрявцев, 1974, стр. 224) отмечается, что четкой закономерности снижения коэффициента теплопроводности с понижением температуры не установлено, и понижение температуры от -20°C до -120°C вызывает различное изменение λ . У

пресного льда, напротив, наблюдается повышение теплопроводности примерно с 2.25 Вт/мК при 0°C до 3.5 Вт/мК при -100°C (Богородский, Гаврило, 1980).

Теплоемкость (C). Теплоемкость есть величина аддитивная, определяемая через теплоемкости составляющих пропорционально их весовой или объемной доле. Для случая мерзлого песка с влажностью $W = 35.8\%$ при температуре 225 К теплоемкость примерно равна 0.8 кДж/(кгК), повышаясь до 1.1 кДж/(кгК) при 273 К (Комаров, 2003, стр. 156, рис. 3.11).

Тепловая инерция (L). Прямых измерений тепловой инерции мерзлого реголита не существует, так как марсоходы, на которых устанавливались приборы для ее определения, не работали в приполярных районах, а в сигнал получаемый орбитальными приборами TES и THEMIS от мерзлого реголита вносит свой вклад верхний сухой слой реголита. Таким образом, орбитальные данные позволяют сделать нижнюю оценку величины тепловой инерции мерзлого реголита. На высоких широтах Марса (вне полярной шапки) тепловая инерция может в отдельных районах превышать $600 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$ (Mellon и др., 2000), что говорит о близповерхностном залегании мерзлоты. В работе (Mellon и др., 2008) дается оценка тепловой инерции мерзлого реголита $2290 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$.

Механические свойства мерзлого реголита

Механические свойства марсианских мерзлых пород не определялись. Для земных мерзлых пород установлено, что при повышении температуры и при переходе от грубодисперсных к тонкодисперсным одна и та же величина относительной деформации достигается при все более малом напряжении, что связано с увеличением содержания незамерзшей воды. Так, при повышении температуры от -20 до -5°C аналогичных величин

деформаций можно достичь при напряжениях меньших в 3–4 раза. Важным фактором является засоление мерзлых пород, которое существенно снижает их прочность. Как показывают опыты, предельно длительное сопротивление в несколько раз меньше временного сопротивления сжатию (Ершов, 2002, стр. 260).

Сцепление. Мерзлые породы характеризуются значительно более высокими значениями сцепления по сравнению с талыми грунтами. Так, мерзлая супесь при температуре -20°C характеризуется значением сцепления около 4×10^3 кПа при времени действия нагрузки 10 с и около 1.5×10^3 кПа при времени действия нагрузки 24 ч (Кудрявцев, 1974).

Модуль общей деформации (E). Отражает сжимаемость грунтов и являет собой коэффициент пропорциональности между давлением и относительной линейной деформацией. Он уменьшается с увеличением напряжения и длительности нагрузки. Для мерзлого песка ($W = 27\%$, $T = -2^{\circ}\text{C}$) $E = 213$ МПа при времени нагрузки 1 мин и нагрузке 0–0.5 МПа. При времени нагрузки 8 ч и аналогичной нагрузке 0–0.5 МПа $E = 78$ МПа (Ершов, 2002, стр. 261).

Зависимость между деформациями и напряжениями в упругой области выражается модулем нормальной упругости – модулем Юнга (E , Па) и коэффициентом поперечной упругости (коэффициент Пуассона μ). Модуль Юнга мерзлого песка изменяется от 820 до 22500 МПа при переходе температуры от -0.2 до -10°C , что в десятки и сотни раз выше модуля Юнга немерзлых дисперсных пород и при низких температурах превышает модуль Юнга бетона (Ершов, 2002, стр. 261).

Предел прочности на одноосное сжатие (σ). Прочность мерзлых пород на одноосное сжатие увеличивается с уменьшением температуры. Мгновенная прочность мерзлого песка с влажностью 10–15% при температуре -50°C составляет около 22 МПа (Ершов, 2002, стр. 268, рис. 8.14). При этом, как показывают опыты предельно длительная прочность мерзлой породы на одноосное сжатие в несколько раз (иногда в 5–10 раз) ниже мгновенной прочности.

СВОЙСТВА СКАЛЬНЫХ И ПОЛУСКАЛЬНЫХ ПОРОД

К скальным породам Марса следует отнести как собственно коренные породы, слагающие основание реголита, так и крупные обломки, залегающие на поверхности и внутри реголита⁴. К настоящему моменту спускаемыми аппаратами проведены

⁴ Осадочные породы, исследованные марсоходами Opportunity и Curiosity, исходя из имеющихся оценок их плотности и буримости, согласно грунтоведческой классификации (Грунтоведение, 2005) более точно называть полускальными грунтами.

лишь измерения тепловой инерции и абразивной сопротивляемости скальных пород Марса, поэтому ниже вместе с данными прямых измерений на поверхности приводятся свойства земных пород-аналогов. Панорамы и спектральные изображения свидетельствуют о том, что среди скальных выходов и отдельных обломков доминируют плотные мелкозернистые мафические породы – базальты. На их поверхности может наблюдаться выветрелый слой, но обычно он крайне маломощен (McSween и др., 2006). При этом в качестве их аналогов будут рассматриваться соответствующие земные породы в воздушно-сухом состоянии. Это допущение справедливо для внеполярных областей, а в пределах полярных областей для плотных нетрещиноватых пород и для верхних дециметров разреза, если они находятся вне зоны стабильного существования льда воды или сезонного конденсата. Значительно меньшее распространение на Марсе имеют осадочные полускальные породы. Однако так как эти породы несут в себе важную информацию о прошлом Марса, они являлись и будут являться притягательной целью для будущих миссий. Свойства этих пород рассмотрены отдельно.

Физические свойства скальных и полускальных пород

Плотность (ρ). Оценки плотности марсианских камней проводились косвенно, путем анализа измерений их тепловой инерции, по результатам экспериментов по шлифовке камней на марсоходах MER, а также путем привлечения данных по плотности земных пород-аналогов. В результате плотность вулканических пород в районе работ аппаратов Viking, Pathfinder и Spirit оценивается в 2.6–2.8 г/см³, плотность пирокластических и импактных обломочных пород в районе холмов Колумбия (Columbia Hills) в кратере Гусев оценивается в 2 г/см³, а плотность слоистых эвапоритов на плато Меридиани может составлять менее 2 г/см³ (Moore, Jakosky, 1989; Arvidson и др., 2004a; 2004b).

Удельное электрическое сопротивление (ρ) и диэлектрическая проницаемость (ϵ). Удельное электрическое сопротивление сухих (газонасыщенных) базальтов в среднем составляет 3×10^7 Ом м при вариациях 2×10^5 – 6×10^8 Ом м (Дортман, 1984, стр. 160, табл. V.2). Диэлектрическая проницаемость сухих основных и ультраосновных пород изменяется в пределах 6–20 на частотах от 10 до 10^7 Гц (Вахромеев и др., 1997, стр. 186, рис. 5.14.). Диэлектрическая проницаемость сухих песчаников на частотах 10^3 – 10^5 составляет 4.6–5.9 (Дортман, 1984, стр. 173, табл. V.11).

*Теплофизические свойства скальных
и полускальных пород*

Тепловая инерция (I). Тепловая инерция плотных вулканических обломков, характерных, например, для районов работ аппаратов Viking, Pathfinder и Spirit, составляет по данным исследований в кратере Гусев с помощью прибора MiniTES порядка $1200\text{--}2500 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$ (Golombek и др., 2008, стр. 478, табл. 21.1). Породы в районе холмов Колумбия характеризовались значениями $620\text{--}1100 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$, а осадочных породах на плато Меридиана $>400\text{--}1100 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$. Тепловая инерция камней может использоваться для оценки их плотности и пористости.

Теплопроводность (λ) и теплоемкость (C). Теплопроводность базальтов изменяется в пределах $1.4\text{--}2.8 \text{ Вт/мК}$, теплоемкость в пределах $2270\text{--}2770 \text{ кДж/(м}^3\text{К)}$ (Ершов, 2002, стр. 250, табл. 82). Теплопроводность песчаников изменяется в широких пределах, составляя $0.7\text{--}5.8 \text{ Вт/мК}$, у сланцев она лежит в пределах $1.74\text{--}2.33 \text{ Вт/мК}$. Теплоемкость песчаников изменяется от 1130 до 2250 кДж(м³К), а у сланцев от 1850 до 1920 кДж(м³К).

*Физико-механические свойства скальных
и полускальных пород*

Угол внутреннего трения (ϕ) и сцепление. В качестве оценок данных параметров для базальтов можно использовать предложенные (по аналогии с земными породами) в работах (Moore и др., 1987a; 1987b; Moore, Jakosky, 1989) значения для камней в районе посадки аппаратов Viking: углы внутреннего трения $40^\circ\text{--}60^\circ$ и сцепление $10^3\text{--}10^4 \text{ кПа}$. Значения данных параметров для песчаников и алевритов составляют $48^\circ\text{--}54^\circ$ и $5 \times 10^3\text{--}12 \times 10^3 \text{ кПа}$, соответственно и $39^\circ\text{--}45^\circ$ и $300\text{--}400 \text{ кПа}$ для аргиллитов (Кларк, 1969, стр. 257, табл. 11-4).

Предел прочности на одноосное сжатие. Предел прочности свежих и слабыветрелых базальтов на одноосное сжатие составляет $64\text{--}132 \text{ мПа}$ (Трофимов, 2005, стр. 599, табл. 17.7). Для земных песчаников, алевритов и аргиллитов с плотностью 2 г/см^3 и меньше данный параметр значительно меньше такового для базальтов и составляет менее $5\text{--}10 \text{ мПа}$ (Трофимов, 2005, стр. 607–608).

Буримость породы (SGE). С целью изучения неветрелых поверхностей скальных пород на марсоходах серии MER имелись установки для абразии RAT. Сопоставление энергии, затраченной на абразию поверхности камней, и объема выбранной породы позволяет рассчитать буримость или параметр, названный авторами эксперимента SGE “specific grind energy” (Herkenhoff и др., 2008).

$$SGE = E/V,$$

где E — энергия, затраченная на абразию пород (Дж), V — объем выбранной породы (мм³). Породы

в кратере Гусев имели значения параметра SGE $40\text{--}60 \text{ Дж/мм}^3$, тогда как сульфатосодержащие осадочные породы на плато Меридиана имели значения SGE $0.45\text{--}3.7 \text{ Дж/мм}^3$ (Arvidson и др., 2004b). Тестирование установки на Земле показало наличие слабой корреляции между параметром SGE и прочностью на одноосное сжатие — породы с высокими значениями параметра SGE, как правило, характеризовались высокими значениями прочности на одноосное сжатие. Бурение аргиллитов в кратере Гейл показало, что буримость этих пород аналогична таковой для земных аргиллитов и алевритов (Grotzinger и др., 2014).

**ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ
ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ГРУНТА МАРСА**

Суммируя вышеприведенный обзор данных, можно построить обобщенную петрофизическую модель верхней части разреза Марса. Под петрофизической моделью понимают “объемное распределение в геологическом пространстве различных физических параметров, характеризующих главные петрофизические структурно-вещественные комплексы ... изучаемого геологического объекта” (Вахромеев и др., 1997).

При изучении будущих районов посадки спускаемых аппаратов на Марс петрофизические модели могут быть представлены в виде геологических разрезов, построенных на основе геоморфологической интерпретации снимков высокого разрешения, на которых выделяются различные типы грунта, и таблицы, в которой для каждого типа грунта приведены пределы изменения физических свойств (табл. 2).

**ОПАСНОСТИ ДЛЯ ПОСАДОЧНЫХ
АППАРАТОВ И МАРСОХОДОВ**

К настоящему моменту накопился опыт работы на поверхности Марса четырех марсоходов и четырех посадочных аппаратов, показывающий, что с точки зрения физических и механических свойств реголита определенную опасность представляет возможность посадки/наезда на крупные камни, увязание марсохода в рыхлых несвязных разностях грунта и загрязнение солнечных панелей и приборов налетом пыли. Американские марсианские научно-исследовательские посадочные аппараты имеют клиренс от 0.20 до 0.75 м . Одна из ног аппарата Viking-1 при посадке ушла в drift material на глубину 16.5 см , тогда как другая, попавшая на blocky material, погрузилась всего на 3.5 см . Согласно подсчетам каменистости в районе посадки марсоходов Opportunity и Spirit вероятность попадания платформы на камень с диаметром более 1 м составила <3 и $<5\%$ соответственно (Golombek и др., 2003). На этих двух марсоходах зарегистрированы пробуксовка и практически полное

Таблица 2. Сводная таблица физических свойств различных грунтов Марса

	Сухой реголит					Мерзлый реголит	Полускальный грунт	Скальный грунт
	Эоловые наносы (drift)	Грунт с коркой и комковатый грунт (crusty-cloddy)	Каменистый грунт (blocky)	Песок (sand)				
Размер зерен, мм	0.001–0.01 (1)	0.005–0.5 (1)	0.05–3 (1)	0.06–0.2 (1)				
Плотность, г/см ³	1.0–1.3 (1)	1.1–1.6 (1)	1.2–2 (1)	1.1–1.3 (1)		0.9–1.6 (2)	<2.0 (1)	2.6–2.8 (1)
Пористость, %		35–65 (2)						
Диэлектрическая проницаемость	2.2–2.8 (3)					4 (4)	4.6–5.9 (5)	6–20 (6)
Удельное электрическое сопротивление, Ом м	>200 (7)					10 ³ – 10 ⁶ (4)		2 × 10 ⁵ – 6 × 10 ⁸ (5)
Влажность, %	0 (2)					20–55% (8)	0 (2)	0 (2)
Теплопроводность, Вт/мК	0.1–0.35 (3, 4)					1.2–3.2 (9)	0.7–5.8 (4)	1.4–2.8 (4)
Удельная теплоемкость, кДж/(кгК)	0.4–0.5 (9)					0.8 (9)	0.6–1.1 (4)	0.9–1.1 (4)
Тепловая инерция, Дж м ⁻² К ⁻¹ с ^{-1/2}	40–125 (1)	200–326 (1)	368–410 (1)	60–200 (1)		2290 (10)	>400–1100 (1)	1200–2500(1)
Угол внутреннего трения, °	15–21 (1)	30–40 (1)	25–33 (1)	30 (1)			39–54 (11)	40–60 (12, 13, 14)
Сцепление, кПа	0.18–1.6 (1)	1.1 ± 0.8 (1)	5.1 ± 2.7 (1)	0–1 (1)		1.5 × 10 ³ – 4 × 10 ³ (15)	0.3 × 10 ³ – 12 × 10 ³ (11)	10 ³ –10 ⁴ (12, 13, 14)
Предел прочности на одноосное сжатие, кПа		5–200 (16)				<22 × 10 ³ (4)	<10 × 10 ³ (17)	64 × 10 ³ – 132 × 10 ³ (17)

Список ссылок в табл. 2: (1) Golombek и др., 2008; (2) Допущения и обобщения, сделанные в настоящей работе; (3) Zent и др., 2009; (4) Ершов, 2002; (5) Дортман, 1984; (6) Вахрамеев и др., 1997; (7) Lucius и др., 2007; (8) Митрофанов и др., 2004; (9) Комаров, 2003; (10) Mellon и др., 2008; (11) Кларк, 1969; (12) Moore и др., 1987a; (13) Moore и др., 1987b; (14) Moore, Jakosky, 1989; (15) Кудрявцев, 1974; (16) Arvidson и др., 2004a; 2004b; (17) Трофимов, 2005.

увязание колес в грунте, для марсохода Spirit это послужило причиной окончания миссии. Отмечается, что пробуксовка колес в большей степени характерна для тонкодисперсных разностей реголита и при движении марсоходов по склонам (Li и др., 2008).

Районы посадки марсианских исследовательских аппаратов выбирались по критерию научной значимости, а также исходя из инженерных требований по безопасности (помимо требований по грунту — это высота поверхности, широта, скорость ветра и углы наклона поверхности). Посадочные аппараты и марсоходы работали в двух (В, С) из трех глобальных подразделений, выделенных на карте *The Mars Surface Unit Map* (Putzig и др., 2005). Следует предполагать, что не изученная до сих пор *in situ* поверхность третьего подразделения (А), характеризующегося низкой тепловой инерцией и высоким альбедо, имеет высокую степень опасности. Опасность в отношении возможного глубокого “увязания” посадочных модулей, застревания марсоходов и засорения солнечных панелей обусловлена наличием здесь достаточно мощного слоя рыхлого пылеватого материала. Географически данные грунты слагают две обширные области в поясе широт 10° ю.ш.— 40° с.ш. с центрами в Земле Аравия и на тектоно-вулканическом поднятии Тарсис.

БУРИМОСТЬ ПРИПОВЕРХНОСТНЫХ ГРУНТОВ МАРСА

В планах ближайших миссий к Марсу осуществление бурения на глубину до 1–2 м с целью изучения стратификации реголита и отбора проб мерзлого реголита для геологических и биологических анализов. Опыт бурения реголита Луны советскими автоматическими станциями и астронавтами NASA, а также современные технологии для внеземного бурения подробно рассмотрены в работе (Bar-Cohen and Zaslav, 2009). Сухой реголит на основании гранулометрического состава, незначительной прочности на одноосное сжатие и сцепления должен быть отнесен к минимальной 1 категории по буримости (Воздвиженский и др., 1979). Наибольшей работой разрушения при этом будет характеризоваться blocky material, так как этот тип грунта обладает наибольшей плотностью и наибольшим размером зерен (вплоть до мелкого щебня). При этом необходимо учитывать, что в разрезе сухого реголита буровой снаряд может встретить крупные камни плотных базальтов. Вероятность такого события в первом приближении может быть рассчитана на основе имеющихся оценок каменистости (см. выше). Наиболее распространенный способ бурения подобных грунтов на Земле — шнековый, при котором разрушаемая долотом порода поднимается на поверхность одновременно с углублением забоя с помощью вращающихся шнеков, на которые винтообразно на-

вита стальная лента. Эффективность шнекового способа бурения достигается при соблюдении условия, что размер крупных включений в грунте, во первых, меньше разницы:

$$(D - d)/2,$$

где D — диаметр шнека, d — диаметр трубы, а вторых, меньше шага ленты. Описание скважины проводится по разрушенной породе, доставляемой шнеками к устью скважины. Для взятия образцов в виде кернов может использоваться шнековый инструмент со съемной грунтоносной, который обеспечивает отбор керна без подъема шнековой колонны на поверхность. Бурение шнековым способом сыпучих пород, подобных реголиту Марса, на Земле осуществляется без принудительной осевой нагрузки с частотой вращения около $n \times 100$ об./мин. Для проходки камней в разрезе реголита можно рекомендовать переходить на вибровращательное бурение, когда помимо осевого усилия и крутящего момента передается и вибрационное усилие.

Земные мерзлые грунты относятся к 4 категории по буримости (наравне с каменной солью и твердыми углями). Более высокая относительно талых грунтов категория буримости вызвана повышением величин сцепления и предела прочности на одноосное сжатие. При бурении мерзлая порода раскалывается долотом или коронкой по плоскостям спайности льда, давая крупный обломочный шлам (Марамзин, Рязанов, 1971). Скорость вращения бурового снаряда выбирается исходя из средней окружной скорости коронки или долота, которая для мерзлых четвертичных отложений (суглинки и пески) должна быть в пределах 0.8–1.2 м/с. Усилие подачи инструмента на забой при бурении в мерзлоте скважин шнековым или колонковым способом с диаметром 76–112 мм должно составлять не менее 100 кг с. Наличие в мерзлом реголите прослоев низкотемпературного мономинерального льда (температура мерзлоты Марса $<75^\circ\text{C}$) может значительно снизить скорость проходки, потребовать значительно большего давления на забой и применения специальных породоразрушающих инструментов (Богородский и др., 1983). Из опыта бурения мерзлых пород на Земле необходимо также помнить, что при бурении мерзлого реголита Марса возможны аварии, вызванные обвалом породы со стенок скважины в случае растепления ствола, и примерзанием снаряда к стенкам скважины в случае его длительной остановки. Если ставится задача получения мерзлых кернов, необходимо учитывать, что при прохождении буровым снарядом каменных обломков происходит значительное нагревание колонковой трубы (на сотни градусов), которое должно приводить к плавлению и сублимации мерзлоты.

При бурении базальтов, относящихся к 9 категории буримости, следует исходить из значений пре-

дела прочности на одноосное сжатие 64–132 мПа и величин SGE 40–60 Дж/мм³ (см. выше). Значительная прочность базальтов не позволяет проводить их бурение шнековым способом, а колонковое бурение базальтов требует большой осевой нагрузки на породоразрушающий инструмент и высокой частоты вращения. Так, при бурении земных базальтов алмазными коронками с диаметром 76 мм с промывкой осевая нагрузка на коронку выбирается равной около 800 кг с, а частота вращения не менее 400 об/мин. (Воздвиженский и др., 1979). При этом в условиях марсианской атмосферы применимы земные технологии выноса с забоя шлама и охлаждения коронки путем промывки или продувки.

Известные к настоящему времени на Марсе осадочные породы — сульфатосодержащие песчаники, алевролиты и аргиллиты — должны оказывать значительно меньшее сопротивление бурению по сравнению с базальтами, что следует из оценок их плотности (менее 2 г/см³) и опыта неглубокого бурения инструментом RAT (параметр SGE 40–60 Дж/мм³). Земные аналоги таких пород характеризуются 3–4 категорией буримости. Особенность марсианских осадочных пород, связанная с отсутствием зерен кварца, также должна положительно сказываться на их буримости, так как кварц обладает значительной крепостью и истирает породоразрушающий инструмент. Из осложняющих характеристик следует отметить наличие в данных породах конкреций, так процессе бурения пород на плато Меридиана на забой попали 2 конкреции с высокой крепостью из-за чего бурение пришлось остановить (Arvidson и др., 2004b). Для бурения подобных пород на земле применяется не только колонковое, но и шнековое бурение, однако последнее требует значительных осевых нагрузок на забой, которые трудно обеспечить малогабартными установками, тем более в условиях низкой гравитации.

ВЫВОДЫ

1. Многообразие грунтов Марса, с которыми происходит взаимодействие посадочных аппаратов, можно свести к трем основным типам, резко отличающимся по физическим свойствам: сухой реголит, мерзлый реголит и скальные породы.

2. Скальные породы (обнажения и отдельные камни) в основном представлены мафическими по составу вулканическими (в основном базальтами) и ударно-импактными породами. Это плотные слабовыветрелые породы, физические свойства которых на современном уровне знания следует принимать близкими к физическим свойствам земных базальтов. Значительные вариации свойств базальтов Марса возможны в случае, если имеются сильнотрещиноватые разности, которые в припо-

лярных районах могут содержать лед. Осадочные породы представлены сульфатосодержащими песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Существующие оценки плотности и буримости данных пород показывают, что данные породы имеют полускальный характер, занимая промежуточное положение между реголитом и базальтами.

3. Реголит сформирован в результате физического и химического выветривания скальных пород под воздействием ветра, контакта со льдом и водой, температурных колебаний, механического дробления ударами метеоритов, окислительно-восстановительных процессов в контакте с атмосферой (и, возможно, гидросферой в прошлом). Примерно на три четверти он сложен продуктами физического выветривания скальных пород основного состава и на одну четверть продуктами их химического выветривания и солями, осадившимися из водной среды. За исключением крупных обломков и редких выходов коренных пород, реголит слагает практически всю поверхность Марса. Мощность реголита, вероятно, как правило, составляет в среднем от первых дециметров до нескольких метров.

4. Основной фактор, влияющий на свойства реголита Марса — присутствие льда воды в реголите приполярных областей. Модель сухого реголита применима к области отсутствия мерзлоты, которая нестабильна в широтном поясе $\pm 40^\circ$, и к верхнему сухому слою толщиной от первых дециметров до 1 м, перекрывающему мерзлоту в приполярных областях. Модель мерзлого реголита работает в полярных широтах ниже слоя сухого реголита.

5. Сухой реголит в целом аналогичен земным разуплотненным песчано-пылеватым грунтам. Изучение сухого реголита *in situ* посадочными аппаратами Viking-1, -2, Phoenix и марсоходами Pathfinder, Spirit и Opportunity показало, что для поверхности Марса характерны четыре его разновидности: эоловые наносы (drift material), грунт с коркой и комковатый грунт (crusty to cloddy material), каменный грунт (blocky material), песок (sand). В табл. 2 приведены физические свойства данных грунтов.

6. Мерзлый реголит характеризуется влажностью 20–50%, свидетельствующей о массивной и шлировой криотекстуре. Физические свойства мерзлого реголита изучены слабо, поэтому в табл. 2 эти свойства приводятся, в основном, исходя из свойств земных пород-аналогов, в качестве которых могут рассматриваться мерзлые песчаные и пылеватые грунты. При таком подходе необходимо помнить, что свойства мерзлых пород являются функцией температуры, и правомерно использовать только те свойства, которые были определены при температурах близких к марсианским.

7. Опыт работы трех посадочных станций и четырех марсоходов показывает, что основные опас-

ности, связанные с грунтами, следующие: 1) посадка/наезд на крупные камни высотой более клиренса аппарата, 2) увязание аппаратов в грунтах с низким сцеплением и несущей способностью и 3) запыление солнечных батарей и приборной нагрузки. Учитывая наличие корреляционной связи между каменностью, механическими свойствами грунтов и тепловой инерцией, представляется возможным оценивать опасность интересующих эллипсов посадки по орбитальным данным. В этом отношении особое внимание необходимо к районам, слагаемым сыпучим грунтом (drift material), которые на картах, полученных на орбитах, выделяются низкой тепловой инерцией и высоким альбедо. Значения физических и механических свойств, приведенные в табл. 2 данной работы, могут служить отправной точкой для проведения инженерных расчетов взаимодействия марсоходов и посадочных модулей с грунтом Марса.

8. С точки зрения буримости сухой реголит относится к 1 категории, мерзлый реголит к 4, осадочные породы к 3–4, а базальты к 9 категории. Бурение сухого реголита можно проводить шнековым способом без значительной осевой нагрузки, при этом одним из критериев для выбора места является отсутствие в разрезе крупных камней. При бурении полыми шнеками или колонковой трубой с целью отбора проб мерзлого реголита необходимо учитывать следующее: 1) проходка отдельных камней приводит к значительному разогреву керна и нарушению его мерзлого состояния, 2) проходка мономинеральных прослоев льда может потребовать значительного давления на забой, 3) длительная остановка вращения бурового снаряда может привести к его приморозке. При выборе способов и режима бурения следует исходить из свойств, приведенных в табл. 2.

СПИСОК ПРИБОРОВ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ МАРСА

OMEGA (Картирующий спектрометр в видимом и ближнем ИК-диапазонах)

CRISM (Картирующий спектрометр в видимом и ближнем ИК-диапазонах)

GRS (Гамма-спектрометр)

TES (Термоэмиссионный спектрометр)

XRF (Рентгеновский флуоресцентный анализатор)

APXS (Альфа-протон-рентгеновский спектрометр)

MiniTES (Миниатюрный термоэмиссионный спектрометр)

ChemCam (Спектрометр на базе лазерной пушки в комбинации с дистанционной микрокамерой)

CheMin (Рентгеновский флуоресцентный спектрометр-дифрактометр)

THEMIS (Картирующая система теплового излучения)

DAN (Динамическое Альbedo Нейтронов)

IRTM (Картирующая система в тепловом ИК-диапазоне)

TECP (Зонд для измерения теплопроводности и электропроводности)

HEND (Детектор нейтронов высоких энергий)

RAT (Инструмент для абразии обломков пород)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Богородский В.В., Гаврило В.П. Лед. Физические свойства. Современные методы гляциологии. Л.: Гидрометеоздат, 1980. 383 с.

Богородский В.В., Гаврило В.П., Недошивин О.А. Разрушение льда. Методы, технические средства. Л.: Гидрометеоздат, 1983. 232 с.

Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика. Изд-во Томского университета, 1997. 462 с.

Воздвиженский Б.И., Голубинцев О.Н., Новожилков А.А. Разведочное бурение. М.: Недра, 1979. 510 с.

ГОСТ 25100-95. Грунты. Классификация. М., 1996.

Демидов Н.Э., Бойнтон У.В., Гиличинский Д.А., Зубер М., Козырев А.С., Литвак М.Л., Митрофанов И.Г., Санин А.Б., Саундерс Р.С., Смит Д., Третьяков В.И., Хамара Д. Закономерности распределения воды в мерзлотных районах Марса по результатам совместного анализа данных прибора ХЕНД (Марс Одиссей) и МОЛА (Марс Глобал Сервейор) // Письма в Астрон. журн. 2008. Т. 34. № 10. С. 1–13.

Дортман Н.Б. Справочник геофизика. М.: Недра, 1984. 455 с.

Еришов Э.Д. Общая геокриология. Учебник. М.: изд-во МГУ, 2002. 687 с.

Кларк С. Справочник физических констант горных пород. М.: МИР, 1969. 543 с.

Комаров И.А. Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003. 608 с.

Кудрявцев В.А. Основы мерзлотного прогноза при инженерно-геологических исследованиях. М.: Изд-во МГУ, 1974. 430 с.

Марамзин А.В., Рязанов А.А. Бурение разведочных скважин в районах распространения многолетнемерзлых пород. М.: Недра, 1971. 148 с.

Митрофанов И.Г., Литвак М.Л., Козырев А.С., Санин А.Б., Третьяков В.И., Гриньков В.Ю., Бойнтон У.В., Шинохара К., Хамара Д., Саундерс Р.С. Оценка содержания воды в грунте Марса по данным нейтронных измерений прибора ХЕНД на борту космического аппарата "2001 Mars Odyssey" // Астрон. вестн. 2004. Т. 38. № 4. С. 253–265. (*Mitrofanov I.G., Litvak M.L., Kozyrev A.S., Sanin A.B., Tretyakov V.I., Grin'kov V.Yu., Boynton W.V., Shinohara C., Hamara D., Saunders S.* Soil water content on Mars as estimated from neutron measurements by the

- HEND instrument onboard the 2001 Mars Odyssey spacecraft // *Sol. Syst. Res.* 2004. V. 38. № 4. P. 253–265.)
- Мороз В.И. Физика планеты Марс. М.: Наука, 1978. 352 с.
- Трофимов В.Т. Грунтоведение. М.: Изд-во МГУ, 2005. 1024 с.
- Allen C.C., Morris R.V., Lindstrom D.J., Lindstrom M.M., Lockwood J.P. JSC MARS-1: Martian regolith stimulant // 28th Lunar and Planet. Sci. Conf. 1997. Abstract № 1797.
- Allen C.C., Griffin C., Steele A., Wainwright N., Stansbery E. Microbial life in martian regolith simulant JSC MARS-1 // 31th Lunar and Planet. Sci. Conf. 1998. Abstract № 1287.
- Arvidson R.E., Anderson R.C., Bartlett P., Bell III J.F., Blaney D., Christensen P.R., Chu P., Crumpler L., Davis K., Ehlmann B.L., Fergason R., Golombek M.P., Gorevan S., Grant J.A., Greeley R., Guinness E.A., Haldemann A.F.C., Herkenhoff K., Landis G., Li R., Lindermann R., Ming D.W., Myrick T., Parker T., Richter L., Seelos F.P., Soderblom L.A., Squyres S.W., Sullivan R.J., Wilson J. Localization and physical properties experiments conducted by Spirit at Gusev Crater // *Science*. 2004a. V. 305. № 5685. P. 821–824.
- Arvidson R.E., Anderson R.C., Bartlett P., Bell III J.F., Christensen P.R., Chu P., Ehlmann B.L., Golombek M.P., Gorevan S., Guinness E.A., Haldemann A.F.C., Herkenhoff K.E., Jhonson J., Landis G., Li R., Lindermann R., McSween H., Ming D.W., Myrick T., Richter L., Seelos F.P., Squyres S.W., Sullivan R.J., Wang A., Wilson J. Localization and physical properties experiments conducted by Opportunity at Meridiani Planum // *Science*. 2004b. V. 306. № 5702. P. 1730–1733.
- Arvidson R.E., Bonitz R.G., Robinson M.L., Carsten J.L., Volpe R.A., Trebi-Ollnu A., Mellon M.T., Chu P.C., Davis K.R., Wilson J.J., Shaw A.S., Greenberger R.N., Siebach K.L., Stein T.C., Cull S.C., Goetz W., Morris R.V., Ming D.W., Keller H.U., Lemmon M.T., Sizemore H.G., Mehta M. Results from the Mars Phoenix Lander Robotic Arm experiment // *J. Geophys. Res.* 2009. V. 114. № E1. Doi: 10.1029/2009JE003408.
- Ballou E.V., Wood P.C., Wydeven T., Lehwalt M.E., Mack R.E. Chemical interpretation of Viking Lander 1 life detection experiment // *Nature*. 1978. V. 271. P. 644–645.
- Bandfield J.L., Hamilton V.E., Christensen P.R. A global view of Martian surface compositions from MGS-TES // *Science*. 2000. V. 287. № 5458. P. 1626–1630.
- Bar-Cohen Y., Zacny K. Drilling in Extreme Environments: Penetration and Sampling on Earth and other Planets. Darmstadt: Wiley-VCH, 2009. 827 p.
- Bell III J.F. The Martian surface: composition, mineralogy and physical properties. Cambridge Univ. Press, 2008. 688 p.
- Bibring J.-P., Langevin Y., Gendrin A., Gondet B., Poulet F., Berthe M., Soufflot A., Arvidson R., Mangold N., Mustard J., Drossart P., the OMEGA team. Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations // *Science*. 2005. V. 307. P. 1576–1581.
- Bish D.L., Blake D.F., Vaniman D.T., Chipera S.J., Morris R.V., Ming D.W., Treiman A.H., Sarrazin P., Morrison S.M., Downis R.T., Achilles C.N., Yes A.S., Bristow T.F., Crisp J.A., Morookian J.M., Farmer J.D., Rampe E.B., Stolper E.M., Spanovich N., MSL Science Team. X-ray diffraction results from Mars Science Laboratory: Mineralogy of rocknest at Gale Crater // *Science*. 2013. V. 341. № 6153. Doi: 10.1126/science.1238932.
- Boynton W.V., Taylor G.J., Evans L.G., Reedy R.C., Starr R., Janes D.M., Kerry K.E., Drake D.M., Kim K.J., Williams R.M.S., Crombie M.K., Dohm J.M., Baker V., Metzger A.E., Karunatillake S., Keller J.M., Newsom H.E., Arnold J.R., Bruckner J., Englert A.J., Gasnault O., Sprague A.L., Mitrofanov I., Squyres S.W., Trombka J.I., d'Uston L., Wanke H., Hamara D.K. Concentration of H, Si, Cl, K, Fe, and Th in the low- and mid-latitude regions of Mars // *J. Geophys. Res.* 2007. V. 112. № E12. Doi:10.1029/2007JE002887.
- Bruckner J.B., Dreibus G., Gellert R., Squyres S.W., Wanke H., Yen A., Zipfel J. Mars exploration rovers: chemical composition by the APXS // The Martian surface: composition, mineralogy and physical properties / Ed. Bell III J.F. Cambridge Univ. Press, 2008. P. 58–101.
- Christensen P.R. The spatial distribution of rocks on Mars // *Icarus*. 1986. V. 68. P. 217–238.
- Christensen P.R., Moore H.J. The Martian surface layer // Mars / Eds Kieffer H.H., Jakosky B.M., Snyder C.W. Tucson: Univ. Arizona Press, 1992. V. 1. P. 686–729.
- Christensen P.R., Bandfield J.L., Smith M.D., Hamilton V.E., Clark R.N. Identification of a basaltic component on the Martian surface from Thermal Emission Spectrometer data // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № E4. P. 9609–9622.
- Christensen P.R., Bandfield J.L., Rogers A.D., Glotch T.D., Hamilton V.E., Ruff S.W., Wyatt H.B. Global mineralogy mapped from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer // The Martian surface: Composition, mineralogy and physical properties / Ed. Bell III J.F. Cambridge Univ. Press, 2008. P. 195–220.
- Douglas R., Cobos A.B., Gaylon S., Campbell A., Colin S. Soil physical measurements by the Thermal and Electrical Conductivity Probe aboard NASA's Mars Phoenix Scout Mission // 19th World Congress of Soil Science, Soil Solutions for a Changing World. 2010. Published on DVD.
- Gellert R., Rieder R., Anderson R.C., Bruckner J., Clark B.C., Dreibus G., Economou T., Klingelhofer G., Lugmair G.W., Ming D.W., Squyres S.W., d'Uston C., Wanke H., Yen A., Zipfel J. Chemistry of rocks and soils in Gusev Crater from the Alpha Particle X-ray Spectrometer // *Science*. 2004. V. 305. № 5685. P. 829–832.
- Golombek M.P., Haldemann A.F.C., Forsberg-Taylor N.K., DiMaggio E.N., Schroeder R.D., Jakosky B.M., Mellon M.T., Matijevic J.R. Rock size-frequency distributions on Mars and implications for Mars Exploration Rover landing safety and operations // *J. Geophys. Res.* 2003. V. 108. № E12. Doi: 10.1029/2002JE002035.
- Golombek M.P., Arvidson R.E., Bell III J.F., Christensen P.R., Crisp J.A., Crumpler L.S., Ehlmann B.L., Fergason R.L., Grant J.A., Greeley R., Haldemann A.F.C., Kass D.M., Parker T.J., Schofield J.T., Squyres S.W., Zurek R.W. Assessment of Mars Exploration Rover landing site Predictions // *Nature*. 2005. V. 436. № 7047. P. 44–48.
- Golombek M.P., Haldemann A.F.C., Simpson R.A., Fergason R.L., Putzig N.E., Arvidson R.E., Bell III J.F.,

- Mellon M.T.* Martian surface properties from joint analysis of orbital, Earth-based, and surface observations // *The Martian surface: Composition, mineralogy and physical properties* / Ed. Bell III J.F. Cambridge Univ. Press, 2008. P. 468–498.
- Grotzinger J.P., Sumner D.Y., Kah L.C., Stack K., Gupta S., Edgar L., Rubin D., Lewis K., Schieber J., Mangold N., Milliken R., Conrad P.G., DesMarais D., Farmer J., Siebach K., Calef III F., Hurowitz J., McLennan S. M., Ming D., Vaniman D., Crisp J., Vasavada A., Edgett K.S., Malin M., Blake D., Gellert R., Mahaffy P., Wiens R.C., Maurice S., Grant J. A., Wilson S., Anderson R.C., Beege L., Arvidson R., Hallet B., Sletten R.S., Rice M., Bell III J., Griffes J., Ehlmann B., Anderson R.B., Bristow T.F., Dietrich W.E., Dromart G., Eigenbrode J., Fraeman A., Hardgrove C., Herkenhoff K., Jandura L., Kocurek G., Lee S., Leshin L.A., Leveille R., Limonadi D., Maki J., McCloskey S., Meyer M., Minitti M., Newsom H., Oehler D., Okon A., Palucis M., Parker T., Rowland S., Schmidt M., Squyres S., Steele A., Stolper E., Summons R., Treiman A., Williams R., Yingst A., MSL Science Team* A habitable fluvio-lacustrine environment at yellowknife bay, Gale Crater, Mars // *Science*. 2014. V. 343. Doi: 10.1126/science.1242777
- Hamilton V.E., Christensen P.R.* Detailed mineralogical analyses of Martian meteorite-like terrains using MGS TES and Odyssey THEMIS data // 34th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2003. Abstract № 1982.
- Hamilton V.E., Christensen P.R.* Determining the modal mineralogy of mafic and ultramafic igneous rocks using thermal emission spectroscopy // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № 97. P. 7–33. Doi: 10.1029/1999JE001113
- Hardgrove C., Moersch J., Drake D., Mitrofanov I., Litvak M., Behar A., Boynton W.V., Deflores L., Fedosov F., Golovin D., Jun I., Harshman K., Kozyrev A.S., Malakhov A., Milli-ken R., Kuzmin R.O., Mischna M., Mokrousov M., Nikiforov S., Sanin A.B., Tate C., Varenikov A., the MSL Science Team.* Chlorine and hydrogen contents from the first 90 SOLS of MSL DAN active measurements // 44th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2013. Abstract № 1752.
- Herkenhoff K.E., Golombek M.P., Guinness E.A., Johnson J.B., Kusack A., Richter L., Sullivan R.J., Gorvan S.* In situ observations of the physical properties of the Martian surface // *The Martian surface: Composition, mineralogy and physical properties* / Ed. Bell III J.F. Cambridge Univ. Press, 2008. P. 451–467.
- Jakosky B.M., Mellon M.T., Kieffer H.H., Christensen Ph.R., Varnes E.S., Lee S.W.* The thermal inertia of Mars from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer // *J. Geophys. Res.* 2000. V. 105. № E4. P. 9643–9652.
- Johnson S.W., Carrier W.D.* Lunar soil mechanics // *The Military Engineer*. 1971. V. 63. P. 324–328.
- Keller H.U., El Maarry M.R., Goetz I W., Hviid S.F., Markiewicz W.J., Hecht M., Madson M., Mellon M., Ming D.W., Pike W.T., Smith P., Staufer U., Zent A.* Physical properties of the icy soil at the Phoenix landing site // 40th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2009. Abstract № 1671.
- Li R., Di K., Angelova A., Arvidson R.E., Lee I.-C. Maimone M., Matthies L.H., Richer L., Sullivan R., Sims M.H., Greenberger R., Squyres S.W.* Characterization of traverse slip-page experienced by Spirit rover on Husband Hill at Gusev crater // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2008. V. 113. № E12. Doi: 10.1029/2008JE003097.
- Lucius J.E., Lauger W.H., Ellefsen K.J.* An introduction to using surface geophysics to characterize sand and gravel deposits // US Department of the Interior, US Geological Survey Circular. 2007. 33 p.
- Maurice S., Feldman W., Diez B., Gasnault O., Lawrence D.J., Pathare A., Prettyman T.* Mars Odyssey neutron data: 1. Data processing and models of water-equivalent-hydrogen distribution // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2011. V. 116. № E11. Doi: 10.1029/2011JE003810.
- McKay D.S., Heiken G., Basu A., Blanford G., Simon S., Reedy R., French B.M., Papike J.* The lunar regolith // *Lunar Sourcebook: A user's guide to the Moon* // Eds Heiken G.H., Vaniman D.T., French B.M. Cambridge Univ. Press, 1991. P. 285–356.
- McSween H.Y., Wyatt M.B., Gellert R., Bell III J.F., Morris R.V., Herkenhoff K.E., Crumpler L.S., Milam K.A., Stockstill K.R., Tornabene L.L., Arvidson R.E., Bartlett P., Blaney D., Cabrol N.A., Christensen P.R., Clark B.C., Crisp J.A., Des Marais D.J., Economou T., Farmer J.D., Farrand W., Ghost A., Golombek M., Gorevan S., Greeley R., Hamilton V.E., Jhonson J.R., Joliff B.L., Klingelhofer G., Knudson A.T., McLennan S., Ming D., Moersch J.E., Riederer R., Ruff S.W., Schroder C., de Souza P.A., Squyres S.W., Wanke H., Wang A., Yen A., Zipfel J.* Characterization and petrologic interpretation of olivine-rich basalts at Gusev crater, Mars // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2006. V. 111. № E2. Doi: 10.1029/2005JE002477.
- Mellon M.T., Jakovsky B.M., Kieffer H.H., Christensen Ph.R.* High-resolution thermal inertia mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer // *Icarus*. 2000. V. 148. № 2. P. 437–455.
- Mellon M.T., Ferguson R.L., Putzig N.E.* The thermal inertia of the surface of Mars // *The Martian surface: Composition, mineralogy and physical properties* / Ed. Bell III J.F. Cambridge Univ. Press, 2008. P. 399–427.
- Mellon M.T., Arvidson R.E., Sizemore H.G., Searls M.L., Blaney D.L., Cull S., Hecht M.H., Heet T.L., Keller H.U., Lemmon M.T., Markiewicz W.J., Ming D.W., Morris R.V., Pike W.T., Zent A.P.* Ground ice at the Phoenix landing site: stability state and origin // *J. Geophys. Res.: Planets*. 2009a. V. 114. № E1. Doi: 10.1029/2009JE003417.
- Mellon M.T., Arvidson R.E., Malin M.C., Heet T.L., Sizemore H.G., Searls H.G., Lemmon M.T., Keller H.U., Phoenix Science Team.* Permafrost and polygons at the Phoenix landing site // 40th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2009b. Abstract № 1904.
- Merikallio S., Nousiainen T., Kahnert M., Harri A.-M.* Light scattering by the Martian dust analog, palagonite, modeled with ellipsoids // *Optic express*. 2013. V. 21. № 15. P. 17972–17985.
- Meslin P.Y., Gasnault O., Forni O., Schroder S., Cousin A., Berger G., Clegg S.M., Lasue J., Maurice S., Sautter V., Le Mouélic S., Wiens R.C., Fabre C., Goetz W., Bish D., Mangold N., Ehlmann B., Lanza N., Harri A.-M., Anderson R., Rampe E., McConnochie T.H., Pinet P., Blaney D., Léveillé R., Archer D., Barraclough B., Bender S., Blake D., Blank J.G., Bridges N., Clark B.C., DeFlores L., Delapp D., Dromart G., Dyar M.D., Fisk M., Gondet B., Grotzinger J., Herkenhoff K., Johnson J., Lacour J.-L., Langevin Y,*

- Leshin L., Lewin E., Madsen M.B., Melikechi N., Mezzacappa A., Mischna M.A., Moores J.E., Newsom H., Ollila A., Perez R., Renno N., Sirven J.-B., Tokar R., de la Torre M., d'Uston L., Vaniman D., Yingst A., MSL Science Team. Soil diversity and hydration as observed by ChemCam at Gale Crater, Mars 27 // Science. 2013. V. 341. № 6153. P. 1238670.
- Milliken R.E., Mustard J.F., Poulet F., Jouglet D., Bibring J.-P., Gondet B., Langevin Y. Hydration state of the Martian surface as seen by Mars Express OMEGA: 2. H₂O content of the surface // J. Geophys. Res.: Planets. 2007. V. 112. E08S07. Doi:10.1029/2006JE002853.
- Moore H., Clow G., Hutton R. A summary of Viking sample-trench analyses for angles of internal friction and cohesions // J. Geophys. Res. 1982. V. 87. P. 10043–10050.
- Moore H.J., Hutton R.E., Scott R.F., Spitzer C.R., Shorthill R.W. Surface materials of the Viking landing sites // J. Geophys. Res. 1987a. V. 82. № 28. P. 4497–4523.
- Moore H.J., Clew G.D., Hutton R.E., Spitzer C. Physical properties of the surface materials at the Viking landing sites on Mars US Geol // Survey Prof. Paper. 1987b. V. 1389a. P. 222.
- Moore H.J., Jakosky B.M. Viking landing sites, remote-sensing observations, and physical properties of martian surface materials // Icarus. 1989. V. 81. № 1. P. 164–184.
- Mustard J.F., Poulet F., Gendrin A., Bibring J.-P., Langevin Y., Gondet B., Mangold N., Bellucci G., Altieri F. Olivine and pyroxene diversity in the crust of Mars // Science. 2005. V. 307. № 5715. P. 1594–1597.
- Mustard J. F., Murchie S.L., Pelkey S.M., Ehlmann B.L., Miliken R.E., Grant J.A., Bibring G.P., Poulet F., Bishop J., Noe Dobrea E., Roach L., Seelos F., Arvidson R.E., Wiserman S., Green R., Hash C., Humm D., Malaret E., McGovern J.A., Seelos K., Clancy T., Clark R., Marais D.D., Izenberg N., Knudson A., Langevin Y., Martin T., McGuire P., Moriss R., Robinson M., Roush T., Smith M., Swayze G., Taylor H., Titus T., Wolf M. Hydrated silicate minerals on Mars observed by the Mars Reconnaissance Orbiter CRISM instrument // Nature. 2008. V. 454 P. 305–309.
- Nowicki S.A., Christensen P.R. Rock abundance on Mars from the Thermal Emission Spectrometer // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. E05007. Doi:10.1029/2006JE002798.
- Osterloo M.M., Hamilton V.E., Bandfield J.L., Glotch T.D., Baldridge A.M., Christensen P.R., Tornabene L.L., Anterson F.S. Chloride-bearing materials in the southern highlands of Mars // Science. 2008. V. 319. № 5870. P. 1651–1654.
- Putzig N.E., Mellon M.T., Arvidson R.E., Kretke K.A. Global thermal inertia and surface properties of Mars from the MGS mapping mission // Icarus. 2005. V. 173. № 2. P. 325–341.
- Rieder R., Gellert R., Anderson R.C., Bruckner J., Clark B.C., Dreibus G., Economou T., Klingelhofer G., Lugmair G.W., Ming D.W., Squyres S.W., d'Uston C., Wanke H., Yen A., Zipfel J. Chemistry of rocks and soils at Meridiani Planum from the Alpha Particle X-ray spectrometer // Science. 2004. V. 306. № 5702. P. 1746–1749.
- Rover Team. Characterization of the Martian surface deposits by the Mars Pathfinder rover, Sojourner // Science. 1997. V. 278. № 5344. P. 1765–1768.
- Ruff S.W., Christensen P.R., Glotch T.D., Blaney D.L., Moresch J.L., Wyatt M.B. The mineralogy of Gusev crater and Meridiani Planum derived from the Miniature Thermal Emission Spectrometers on the Spirit and Opportunity rovers // The Martian surface: Composition, mineralogy and physical properties / Ed. Bell III J.F. Cambridge Univ. Press, 2008. P. 315–338.
- Schorghofer N., Aharonson O. Stability and exchange of subsurface ice on Mars // J. Geophys. Res.: Planets. 2005. V. 110. № E5. Doi:10.1029/2004JE002350.
- Soderblom L.A., Anderson R.C., Arvidson R.E., Bell III J.F., Cabrol N.A., Calvin W., Christensen P.R., Clark B.C., Economou T., Ehlmann B.L., Farrand W.H., Fike D., Gellert R., Glotch T.D., Golombek M.P., Greeley R., Grotzinger J.P., Herkenhoff K.E., Jerolmack D.J., Johnson R., Joliff B., Klingelhofer G., Knoll A.H., Learner Z.A., Li R., Malin M.C., McLennan S.M., McSween H.Y., Ming D.W., Morris R.V., Rice J.W., Richter L., Rieder R., Rodionov D., Schroder C., Seelos IV F.P., Soderblom J.M., Squyres S.W., Sullivan R., Watters W.A., Weitz C.M., Wyatt M.B., Yen A., Zipfel J. Soils of Eagle Crater and Meridiani Planum at the Opportunity Rover landing site // Science. 2004. V. 306. № 5702. P. 1723–1726.
- Vaniman D.T., Bish D.L., Ming D.W., Bristow T.F., Morris R.V., Blake D.F., Chipera S.J., Morrison S.M., Treiman A.H., Rampe E.B., Rice M., Achilles C.N., Grotzinger J.P., McLennan S.M., Williams J., Bell III J.F., Newsom H.E., Downs R.T., Maurice S., Sarrazin P., Yen A.S., Morookian J.M., Farmer J.D., Stack K., Milliken R.E., Ehlmann B.L., Sumner D.Y., Berger G., Crisp J.A., Hurowitz J.A., Anderson R., Des Marais D.J., Stolper E.M., Edgett K.S., Gupta S., Spanovich N., MSL Science Team. Mineralogy of a Mudstone at Yellowknife Bay, Gale Crater, Mars // Science. 2014. V. 343. № 6169. Doi: 10.1126/science.1243480.
- Wyatt M.B., McSween Jr. H. Y. Spectral evidence for weathered basalt as an alternative to andesite in the northern lowlands of Mars // Nature. 2002. V. 417. № 6886. P. 263–266.
- Yen A.S., Gellert R., Schroder C., Morris R.V., Bell III J.F., Knudson A.T., Clark B.C., Ming D.W., Crisp J.A., Arvidson R.E., Blaney D., Bruckner J., Christensen P.P., Des Marais D.J., de Souza P.A., Economou T.E., Ghosh A., Hahn B.C., Herkenhoff K.E., Haskin L.A., Hurowitz J.A., Joliff B.L., Johnson J.R., Klingelhofer G., Madsen M.B., McLennan S.M., McSween H.Y., Richter L., Rieder R., Rodionov D., Soderblom L., Squyres S.W., Tosca N.J., Wang A., Wyatt M., Zipfel J. An integrated view of the chemistry and mineralogy of martian soils // Nature. 2005. V. 436. № 7047. P. 49–54.
- Zent A.P., Hudson T.L., Hecht M.H., Cobos D., Wood S.E. Mars regolith thermal and electrical properties: Initial results of the Phoenix thermal and electrical conductivity probe (TECP) // 40th Lunar and Planet. Sci. Conf. 2009. Abstract number 1125.