

МИКРОБИОЛОГИЯ КРИОСФЕРЫ

УДК 523.43-1/8

КРИОБИОСФЕРА ЗЕМЛИ И ПОИСК ЖИЗНИ НА МАРСЕ

Н.Э. Демидов, Д.А. Гиличинский, В.А. Миронов, Л.А. Шмакова

*Институт физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,  
142290, Московская обл., Пушкино, ул. Институтская, 2, Россия; nikedemidov@mail.ru*

На раннем этапе истории в ноахидское время (4,6–3,7 млрд лет назад) Марс развивался по сценарию, сходному с Землей, что могло означать зарождение на нем жизни. Дальнейшая эволюция жизни в гесперейское и амазонийское время происходила в условиях глобального промерзания. В постноахидский период на промерзшей поверхности временно могли возникать оазисы, связанные с районами активного вулканизма и местами разгрузки подземных вод, где жизнь из подмерзлотных водоносных горизонтов могла попасть на поверхность. Прямая экстраполяция опыта изучения криобиосферы Земли на Марс затруднена в силу огромной разницы возраста земных и марсианских мерзлых отложений, а также того, что формирование большей части мерзлых отложений и ледников на Марсе происходило в отрыве от подземных вод, т. е. в безжизненной среде. Наиболее перспективным объектом для поисков жизни являются мерзлые отложения Полярной Вулканической провинции, включающей ряд молодых шлаковых конусов и щитовых вулканов на периферии северной полярной шапки. В качестве земного аналога Полярной Вулканической провинции Марса следует рассматривать мерзлые вулканические отложения на Камчатке и в Антарктиде, из которых выделены термофильные бактерии. Для поисков жизнеспособных термофильных бактерий в Полярной Вулканической провинции требуется неглубокое бурение (2–3 м), что означает принципиальную осуществимость подобного проекта с помощью автоматических станций.

*Марс, криобиосфера, термофилы, вечная мерзлота, вулканы*

CRYOBIOSPHERE OF EARTH AND THE SEARCH OF LIFE ON MARS

N.E. Demidov, D.A. Gilichinsky, V.A. Mironov, A.L. Shmakova

*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science, RAS,  
142290, Moscow region, Pushchino, Institutskaya str., 2, Russia; nikedemidov@mail.ru*

At the early Noachian time (4.6–3.7 billion years ago) Mars was evolving in a scenario similar to Earth, that could imply the appearance of life on early Mars. At Hesperian and Amazonian time the global freezing took place on Mars. In the post-Noachian time geothermal oases could be formed on the frozen surface. Those oases could be related to tectonic and volcanic activity and located in ground water effusion areas. Underground microorganisms could be transported to the surface in such locations. It is hard to extrapolate the experience of terrestrial cryobiosphere explorations to Martian analogs because of the great difference in the age of permafrost. Furthermore, most of Martian permafrost was formed without any connection with ground water and in lifeless conditions. The most promising location for the search of life could be permanently frozen sediments of the Polar Volcanic Province. This region includes several young cinder cones and shield-volcanoes at the edge of polar ice cap. There are several Terrestrial analogues of Martian Polar Volcanic Province such as permanently frozen volcanic sediments at Kamchatka peninsula and Antarctic volcanoes. Thermophilic microorganisms have been isolated from the permafrost in both locations. It is necessary to perform shallow drilling (2–3 m) in Polar Volcanic Province on Mars for searching of signs of life. It is possible to realize this project by interplanetary automatic stations even nowadays.

*Mars, cryobiosphere, thermophilic microorganisms, permafrost, volcanoes*

ВВЕДЕНИЕ

Впервые жизнеспособные микроорганизмы в мерзлых породах были обнаружены в конце XIX в. в Сибири [Омельянский, 1911], а спустя 80 лет в ледниковой толще Антарктиды [Абызов и др.,

1979]. В настоящее время установлено, что микроорганизмы присутствуют в мерзлых отложениях разного возраста и генезиса в широком интервале среднегодовых температур: от околонулевых

значений у границ криолитозоны до  $-18^{\circ}\text{C}$  в высоких широтах Арктики и до  $-28^{\circ}\text{C}$  в Сухих долинах Антарктиды [Gilichinsky et al., 2007; Steven et al., 2007]. Во льду локусы с микроорганизмами встречены в скважине Восток [Petit et al., 1999; Bulat et al., 2009], в ледниковом покрове Гренландии [Skidmore et al., 2000; Margesin, Miteva, 2011], в ледниках Тибета [Yao et al., 2008; Zhang et al., 2008] и в полигонально-жильных льдах Арктики [Wilhelm et al., 2011]. При отрицательных температурах вечной мерзлоты и ледниковых покровов скорости биохимических реакций и метаболических процессов становятся предельно малыми. Это приводит к тому, что микробные сообщества в криосфере Земли сохраняют жизнеспособность намного дольше, чем в любых других местообитаниях. Криосфера и адаптированные к ней микроорганизмы представляют собой часть биосферы – криобиосферу, где реализуется еще не вполне изученная стратегия самосохранения и криоконсервации.

В космосе существование криосферы – явление обычное: семь из девяти планет Солнечной системы, а также их спутники относятся к криогенному типу. Поэтому обнаруженные в криосфере Земли жизнеспособные клетки и продукты их жизнедеятельности представляют собой возможный аналог внеземных экосистем. Если на ранних стадиях развития планет жизнь на них существовала, то следы ее могли сохраниться и могут быть обнаружены в мерзлых толщах и ледниковых покровах. Самым интригующим объектом для поисков жизни и ее следов является Марс.

В данной работе рассмотрены перспективы поиска жизни на Марсе с позиций, основанных на истории развития планеты, представлении о ее гидро- и криосфере, а также на опыте изучения палеомикробных сообществ в криосфере Земли. Возможность зарождения жизни на Марсе в раннюю эпоху, близкую по условиям к земной, наряду с обнаружением в марсианском грунте значительных запасов льда  $\text{H}_2\text{O}$  [Boynton et al., 2002; Feldman et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002], делает, по нашему мнению, экстраполяцию земных аналогов на Марс вполне допустимой.

#### АСТРОБИОЛОГИЧЕСКИЙ АСПЕКТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ МАРСА

**Ноахидский период (4,6–3,7 млрд лет назад).** Согласно космогонической гипотезе, вода на планете земной группы попала после образования Солнечной системы, между 4,6 и 3,7 млрд лет назад. Это эпоха интенсивной метеоритной бомбардировки Марса ледяными телами из-за “снеговой линии”, к которой он наиболее близок [Kasting, 2003; Baker et al., 2005; Oro, 2005]. Падение астероидов и комет разогрело поверхность планеты –

климат стал влажным и теплым [Kargel, 2004], способствуя формированию гидросферы. В этот период ранний Марс развивался по сходному с ранней Землей сценарию. Круговорот воды был подобен земному: в северном полушарии существовал океан, а в южном образовывались речные долины [Baker et al., 1991; Carr, 2000]. И хотя доказательств зарождения жизни на Марсе в ноахидское время нет, это единственный этап в истории планеты, который не исключает принципиальной возможности ее появления.

Если говорить о ранних этапах развития земной жизни, то, согласно анализу генов рРНК представителей всех царств живых организмов, наиболее древними ветвями филогенетического дерева являются гипертермофильные микроорганизмы как среди бактерий, так и среди архей [Stetter, 2006]. Такие организмы адаптированы к жизни в температурном диапазоне от  $80$  до  $120^{\circ}\text{C}$  и не способны размножаться при более низких температурах. Это свидетельствует о том, что на ранних этапах эволюции жизнь на Земле была представлена организмами, населяющими геотермальные места обитания. И только в процессе дальнейшей эволюции при остывании Земли появились организмы, адаптированные к более холодным условиям. В этот период на поверхности раннего Марса и ранней Земли можно предполагать сходные пути возникновения и развития жизни.

**В гесперийский период (3,7–3,0 млрд лет назад)** на Марсе произошла глобальная климатическая перестройка. Она привела к потере плотной атмосферы, началу промерзания и формированию криосферы [Carr, 2000]. Перестали выпадать осадки в виде дождей, исчезли водоемы, прекратилось образование речных систем и формирование филосиликатов – свидетелей активного взаимодействия поверхности с водой [Bibring et al., 2006]. Падение температур ниже  $0^{\circ}\text{C}$  и беспрепятственное облучение космическими лучами привели к разрушительным для биосферы последствиям. Условия на поверхности вышли за пределы выживаемости, и микроорганизмы могли или законсервироваться в мерзлых толщах, или “отжаться” в подмерзлотные водоносные горизонты. Пространственно разобщенные, пригодные для жизни оазисы могли сохраняться за счет геотермального подогрева в результате тектоновулканической активности, основные этапы которой приурочены к областям Тарсис, Элизиум и патера Альба [Carr, 2006], а также при формировании марсианских каналов – гигантских долин истечения. Образование последних, по-видимому, связано с глобальным промерзанием, приведшим к криогенному давлению и катастрофической разгрузке подмерзлотных водоносных горизонтов на экваторе, где мощность мерзлоты была наименьшей [Carr, 2000]. В каньоне Маринера, дающем начало долине исте-

чения Касей, сформировался комплекс отложений с сульфатами, свидетельствующими о длительном накоплении в водной среде [Bibring et al., 2006]. С прекращением эндогенной активности в оазисах, очевидно, прерывалась и биологическая активность, а ее продуценты консервировались в мерзлоте.

**В амазонийский период (от 3 млрд лет назад до настоящего времени)** постепенно затухала эндогенная активность, благодаря которой в гесперийское время в отдельных районах сохранялись благоприятные для жизни условия. К редким оазисам, существовавшим в этот период, можно отнести лишь северный склон патеры Альба, где обнаружены флювиальные формы, некоторые вулканы Тарсиса, включая Олимп, Элизиум, и площадные излияния лав, сформировавшие равнину Церберус [Berman, Hartmann, 2002; Neukum et al., 2004]. Холодный и сухой климат эпизодически сменялся влажным, что выразилось в покровном оледенении южного полушария (ледниковые формы отмечены вплоть до 45° ю.ш.) и горном оледенении экваториальной зоны, в частности вулканов Тарсиса [Carr, 2006]. На Земле оледенения также периодически на десятки и сотни миллионов лет покрывали поверхность. Так, глобальные оледенения происходили в раннем и позднем протерозое (2,4–2,1 и 1,0–0,6 млрд лет назад), в раннем и позднем палеозое (460–420 и 330–230 млн лет назад) [Лисицын, 1994; Chumakov, 1981].

Подводя итог краткому описанию истории развития Марса, можно утверждать, что условия для зарождения жизни на этой планете существовали лишь в ноахидский период. Значительная часть поверхности южного полушария сложена породами ноахидского времени, что открывает перспективы для будущих палеонтологических и биогеохимических исследований. Сами микроорганизмы и их метаболиты могли с тех пор сохраниться в законсервированном состоянии в криосфере. Как отмечалось выше, в гесперийское и амазонийское время условий для возникновения жизненных форм в целом не было, однако могли сохраниться редкие оазисы, в которых существовали жизнеспособные ноахидские микроорганизмы.

### ВОЗМОЖНЫЕ ЭКОНИШИ МАРСИАНСКОЙ ГИДРОСФЕРЫ И КРИОСФЕРЫ

**Подземные воды.** Из-за низких температур и давления на поверхности Марса невозможно длительное стабильное нахождение H<sub>2</sub>O в жидкой фазе [Haberle et al., 2001]. Однако, как показывает анализ геологической истории Марса, вода в жидкой фазе существовала и, вероятно, продолжает находиться под поверхностью, образуя водоносные горизонты. Подземные воды залегают на недоступных для современного исследования глуби-

нах, но в стратегии поиска жизни они должны играть важную роль. Жизнь в подземных водах могла сохраняться независимо от радикально менявшихся условий на поверхности и в результате ряда геологических процессов периодически попадать на поверхность планеты.

Теория подмерзлотных водоносных горизонтов Марса рассмотрена С. Клиффордом [Clifford, 1993], аргументировавшим наличие проницаемых для воды пористо-трещиноватых пород мощностью 8,5–11,0 км. Их формирование связано со столкновениями с астероидами в ноахидское время, что определило образование огромной массы ударного материала: импактов, подстилаемых интенсивно-трещиноватым фундаментом [Carr, 1979].

Анализ температурных моделей Марса показывает, что мощность пористо-трещиноватых пород больше мощности мерзлых толщ. Глубина подошвы последних рассчитывается для установившегося температурного поля исходя из среднегодовых температур и теплофизических свойств грунта на поверхности, а также значений теплового потока из недр [Кузьмин, 1982; Комаров, 2010; Clifford, 1993]. При этом измеряются только среднегодовые температуры, неопределенность оставшихся переменных составляет 20–50 %. С. Клиффорд приводит расчет мощности мерзлых пород Марса, основанный на решении стационарного одномерного уравнения теплопроводности:

$$z = k \frac{T_{mp} - T_{ms}}{Q_g},$$

где  $k$  – коэффициент теплопроводности;  $T_{mp}$  – температура плавления грунтового льда;  $T_{ms}$  – среднегодовая температура поверхности;  $Q_g$  – тепловой поток из недр.

В предложенной С. Клиффордом модели рассмотрены варианты  $T_{ms} = 273$  и  $210$  К (последний соответствует эвтектике многокомпонентных раскислов), для которых использованы величины  $Q_g = 45$  и  $15$  мВ/м<sup>2</sup>. В случае минимальной модели ( $Q_g = 45$  мВ/м<sup>2</sup>,  $k = 1,0$  мВ/(м·К),  $T_{mp} = 210$  К) мощность мерзлой толщи равна нулю на экваторе и 1,24 км на полюсах, в случае максимальной ( $Q_g = 15$  мВ/м<sup>2</sup>,  $k = 3,0$  мВ/(м·К),  $T_{mp} = 273$  К) мощность мерзлоты составляет 11,3 км на экваторе и 23,8 км на полюсах, а номинальная модель соответствует глубинам 2,27 и 6,53 км соответственно. Из сопоставления мощности мерзлых толщ и глубин распространения пористо-трещиноватых пород следует, что лишь в максимальной модели вся их толщина оказывается промерзшей. Минимальная и номинальная модели указывают на наличие под мерзлотой пористо-трещиноватых пород, в которых могут залежать водоносные слои.

Положительные температурные аномалии на современном Марсе не обнаружены, что исключает разгрузку вод на поверхность по таликовым зонам. Но в районах активного вулканизма, возможно, существовали геотермальные талики, по которым глубинные воды выносили микроорганизмы на поверхность. Впоследствии микробные клетки могли быть законсервированы в мерзлых толщах. На Земле тектонические разломы приводят к возникновению напорно-фильтрационных таликовых зон и разгрузке по ним подмерзлотных вод. Такие явления известны, например, на Колымской низменности, где среднегодовые температуры пород порядка  $-10\text{ }^{\circ}\text{C}$ , а мощность мерзлых толщ около 800 м. На Марсе разгрузка подземных вод по разломам маловероятна, так как для этого требуется постоянный источник питания разгружающегося водоносного горизонта, который в условиях повсеместного развития мерзлых пород отсутствует.

Температура подмерзлотных вод Марса в отсутствие масштабного конвективного переноса возрастает вглубь от поверхности в соответствии с геотермическим градиентом, который может составлять 25–50 % от геотермического потока Земли [Solomon, Head, 1990; Schubert et al., 1992]. При этом температуру кровли первого от поверхности водоносного горизонта (от  $-60$  до  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) определяет его соленость. Так как геотермический градиент равен  $10\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{км}$ , то на глубине нулевой пористости ( $\sim 10$  км) температура подземных вод составит порядка  $50\text{ }^{\circ}\text{C}$  в экваториальной зоне, уменьшаясь по направлению к полюсам.

**Многолетнемерзлые породы.** Концепция стабильности льда  $\text{H}_2\text{O}$  была предложена Р. Лейтоном и Б. Мурреем [Leighton, Murray, 1966] и развита в работах [Fanale, 1976; Farmer, Doms, 1979; Zent et al., 1986; Paige, 1992]. Атмосферное давление на Марсе ( $\sim 6$  мбар) на два порядка меньше, чем на Земле. При характерных для атмосферы Марса парциальных давлениях паров воды конденсация влаги в грунт происходит при температуре ниже  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$ . В условиях диффузионного контакта пары воды осаждаются в виде изморози, формируя грунтовой лед. При температуре выше  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$  идет обратный процесс сублимации льда  $\text{H}_2\text{O}$  в атмосферу.

Среднегодовая температура поверхности Марса возрастает от  $-120\text{ }^{\circ}\text{C}$  на полюсах до  $-50\text{ }^{\circ}\text{C}$  на экваторе [Paige, 1992], что обуславливает разделение Марса на экваториальную зону с морозными породами (сухими, не сцементированными льдом грунтами с отрицательной температурой) и высокоширотные зоны с мерзлыми породами. В мерзлотных областях до некоторой глубины от поверхности в течение года существуют промежутки времени, когда температура грунта оказывается выше температуры точки конденсации. Поэтому мерз-

лый грунт перекрыт сверху морозным, а кровля мерзлых пород находится на глубине, на которой температура в течение года не превышает температуру конденсации воды [Fanale, 1976; Farmer, Doms, 1979].

Д. Пейдж [Paige, 1992] провел модельные оценки максимальной температуры грунта в зависимости от широты, глубины залегания, теплофизических и отражательных характеристик грунта. Ход термоизогипсы  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$  указывает, что лед в грунте стабилен начиная с широты  $45^{\circ}$  в обоих полушариях. На полюсах стабильность льда  $\text{H}_2\text{O}$  достигается на глубине 10 см (где температура постоянно ниже  $-75\text{ }^{\circ}\text{C}$ ). На широте  $45^{\circ}$  лед  $\text{H}_2\text{O}$  должен существовать на глубине около 1 м. Модель меняется в зависимости от тепловой инерции и альбедо грунта конкретного района. Впоследствии модель Д. Пейджа получила развитие в работах [Mellon, Jakosky, 1993; Schorghofer, Aharonson, 2005], в которых описываются стабильность льда  $\text{H}_2\text{O}$  на Марсе и географические вариации его распределения на основе баланса плотности паров воды над поверхностью льдосодержащего грунта. Согласно модели, лед в грунте распространен до широты  $49^{\circ}$  (на склонах полярной экспозиции и ниже), а за счет диффузионной проницаемости реголита с широты  $30^{\circ}$  в грунте возможно формирование сезонного конденсата воды. Верхний слой по модели также оказывается сухим.

Подтверждение теоретических представлений о мерзлых отложениях на Марсе получено аппаратом Mars Odyssey. Измерениями гамма- и нейтронного излучения Марса американскими гамма-спектрометром GRS [Boynton et al., 2002] и нейтронным спектрометром NS [Feldman et al., 2002], а также российским нейтронным спектрометром HEND [Mitrofanov et al., 2002] впервые обнаружено высокое содержание льда  $\text{H}_2\text{O}$  в поверхностном слое грунта. Установлено и его региональное распределение: в обоих полушариях на широтах выше  $60^{\circ}$  грунт содержит более 30 % водяного льда по массе, а на низких широтах в нем содержится всего несколько процентов  $\text{H}_2\text{O}$  в форме химически связанной воды. Наиболее вероятным распределением льда в грунте является двухслойная модель, когда мерзлый грунт перекрыт морозными отложениями [Mitrofanov et al., 2007]. Глубина их раздела меняется от нескольких сантиметров до 1 м, возрастая по направлению к экватору и в районах с низким альбедо [Демидов и др., 2008].

При расчете мощности мерзлых пород Марса существует достаточно высокая степень неопределенности. Номинальная модель соответствует примерно 2,5 км на экваторе и 6,5 км на полюсах. На Марсе, как и на Земле, среднегодовая температура мерзлых пород линейно возрастает с глубиной в соответствии с геотермическим градиентом

от  $-120...-50$  °С на поверхности (в зависимости от широты) до  $-60...0$  °С на нижней границе мерзлоты.

**Морозные породы.** На поверхности Марса практически повсеместно, исключая полярные шапки, залегают морозные породы мощностью более 10 см на периферии шапок и около 1 м на широте  $40^\circ$  в обоих полушариях. Морозные породы перекрывают мерзлые, предохраняя их от сублимации путем уменьшения амплитуд колебаний температуры, которые вызывают отток влаги из породы. На низких широтах мощность морозных пород на порядки выше. Нейтронными и гамма-измерениями с борта аппарата Mars Odyssey вода в пределах первого метра от поверхности не обнаружена. Термодинамические модели показывают нестабильность воды на низких широтах, лед  $H_2O$  может сохраняться здесь лишь на глубине, достаточной для изоляции его от атмосферы. На основе анализа распространения кратеров с потоковидными выбросами граница между морозными и мерзлыми породами в экваториальной зоне может залегать на глубинах 350 м от поверхности [Кузьмин, 1982].

Результаты орбитального гамма-спектрометрического анализа прибором GRS и ИК-спектрометрии прибором TES, а также исследования в местах посадки аппаратов Viking, Pathfinder, Spirit, Opportunity и Phoenix показывают, что с поверхности планета сложена относительно однородным дисперсным грунтом – стандартным реголитом. Это базальтовый по составу продукт дезинтеграции вулканических пород, который в глобальном масштабе формируется за счет эолового перемешивания несцементированных льдом морозных грунтов [Mitrofanov et al., 2009]. Помимо пылевой и песчаной фракции в составе стандартного реголита участвуют крупные обломки базальта. Кроме стандартного реголита морозные породы представлены выходами импактитов, базальтовых лав и, локально, филосиликатами, сульфатами [Bibring et al., 2006] и хлоридами [Osterloo et al., 2008].

Из-за малой мощности морозных пород их среднегодовая температура соответствует среднегодовой температуре поверхности. Морозные породы, залегающие с поверхности, испытывают значительные суточные и сезонные температурные колебания. Так, на  $55^\circ$  ю.ш. амплитуда на поверхности составляет около  $100$  °С, а на подошве морозных пород всего  $10$  °С [Mellon et al., 2003]. Как среда обитания морозные породы Марса принципиально отличаются от земных рядом факторов. Их поровая среда заполнена главным образом  $CO_2$ , а в условиях разреженной атмосферы высокоэнергетичные частицы космических лучей свободно проникают в грунт на глубину примерно 1,5 м [Boynton et al., 2002], вызывая повышенный радиационный фон.

В 1975 г. с борта американских посадочных аппаратов Viking был проведен эксперимент с радиоактивно мечеными субстратами для обнаружения биологической активности в морозных породах на поверхности Марса. Его результат в НАСА признали отрицательным, хотя авторы эксперимента с этой интерпретацией не согласились [Levin, 1997].

**Криопэги.** Криопэги – это единственно возможный вид свободной воды в мерзлых толщах Марса. В ноахидское время впадину его северного полушария занимал океан, многие ударные депрессии (как Аргир и Хелас) были заняты морями, при промерзании донных отложений в которых в гесперийское время могли формироваться криопэги. В постноахидский период морские осадки были перекрыты мощными покровами площадных излияний базальтов, что сделало их недоступными для исследований. Вплоть до позднегесперийского времени на северных равнинах могли периодически возникать прибрежные моря, подпитываемые каналами, но морские отложения здесь не обнаружены [Carr, 2006].

Образование криопэгов необязательно происходило синхронно с первым выходом морских осадков на поверхность. Вода могла проникать в древние солесодержащие отложения и, растворяя их, образовывать криопэги, например, в залежах сульфатов и хлоридов, обнаруженных приборами OMEGA [Bibring et al., 2005], THEMIS [Osterloo et al., 2008] и Mini-TES [Christensen et al., 2004].

С термодинамической точки зрения, существование линз свободной воды в виде рассола в верхней части разреза Марса маловероятно. Температура здесь ниже  $-75$  °С, а температура замерзания хлоридно-магниевого рассола составляет  $-68,6$  °С [Clifford, 1993; Marion et al., 2010]. Исходя из температурного градиента  $10$  °С/км, криопэги могут существовать в мерзлотных районах Марса только за пределами первого километра от поверхности. Кроме мерзлотных районов при определенных условиях возможно существование криопэгов и в экваториальной зоне. Свободная вода, как и лед, на экваторе нестабильна из-за низкого парциального давления паров воды в атмосфере. Если линза рассола изолирована от атмосферы достаточно мощным глинистым пластом (или иными отложениями с низкой диффузионной проницаемостью), создаются условия для ее сохранения. Но и в этом случае рассол должен быть предельно концентрированным, так как температура верхней части разреза на экваторе Марса не превышает  $-50$  °С [Paige, 1992].

В подмерзлотных водах Марса с наибольшей вероятностью можно ожидать наличия рассолов, формирующих не разобоченные линзы, а протяженные связанные водоносные горизонты. В этом случае при промерзании пресная вода кристалли-

зовалась в виде льда, образуя мерзлые породы, а соли отжимались в подмерзлотные горизонты. Это известный процесс криогенного концентрирования [Романовский, 1983], который в марсианских условиях может быть значительным за счет большого объема воды, подвергшейся промерзанию.

**Полярные шапки.** Марсианские полюсы покрыты постоянными ледяными шапками. Согласно спектральным, термальным, нейтронным и гамма-измерениям, они состоят из  $H_2O$  [Hvidberg, 2005] и сходны с ледниковыми покровами Антарктиды и Гренландии. В зимнюю полярную ночь соответствующего полушария их перекрывает сезонный покров конденсата  $CO_2$  толщиной до 2 м, выпадающий до широты  $60^\circ$  и сублимирующийся весной и летом. Лазерным высотомером MOLA (Mars Orbiter Laser Altimeter) были определены размеры полярных шапок [Smith et al., 1999]. Диаметр северной шапки около 800 км, ее толщина 3–4 км, а южной – 300 км при сравнимой толщине. Термальное картирование аппаратом Viking показало, что летние температуры у северной шапки доходят до  $-70^\circ C$ , намного превышая температуру сублимации  $CO_2$  [Kieffer et al., 1976]. Из-за эллиптичности орбиты на южной полярной шапке лето короче, и на поверхности частично сохраняется конденсат углекислоты [Hvidberg, 2005; Mitrofanov, 2005]. Обе шапки имеют выраженную слоистость перемежающихся слоев льда с примесью олового материала, а температура их намного ниже температур ледников на Земле и незначительно выше температуры конденсации  $CO_2$  ( $-124^\circ C$ ). Согласно моделированию температурного поля северной полярной шапки, средняя температура составляет  $-115^\circ C$ , максимальная  $-80^\circ C$ , минимальная  $-124^\circ C$ , а мощность слоя сезонных колебаний температур 10–20 м [Larsen, Dahl-Jensen, 2000]. С глубиной температура линейно растет в соответствии с геотермическим градиентом, составляя у ложа ледника  $-70^\circ C$  (параметры модели: мощность ледника 3 км, теплопроводность  $1,5 \text{ В/(м·К)}$ , тепловой поток  $0,03 \text{ В/м}^2$ ). Возраст полярных шапок на Марсе оценивают по числу и размерам импактных кратеров. На северной шапке больших кратеров нет, что указывает на молодой (не более 100 тыс. лет) возраст поверхности, а на южной шапке обнаружено 15 кратеров диаметром более 800 м, что позволяет датировать ее поверхность в 7–17 млн лет [Hvidberg, 2005]. В обоих случаях шапки формировались при отсутствии жизни на поверхности.

Условия для конденсации воды в форме ледников существуют не только на полюсах, но и на более низких широтах при условии затененности. Так, камерой высокого разрешения HRSC на борту аппарата Mars Express на  $70^\circ$  с.ш. на дне кратера обнаружен ледник. Ледник виден на снимках в те-

чение всего года, следовательно, не может состоять из  $CO_2$ , а состоит из  $H_2O$  ([http://www.esa.int/esaMI/Mars\\_Express/SEMGA808BE\\_0.html](http://www.esa.int/esaMI/Mars_Express/SEMGA808BE_0.html)).

## КРИОБИОСФЕРА ЗЕМЛИ КАК МОДЕЛЬ МАРСИАНСКИХ ЭКОСИСТЕМ

Земной моделью марсианских экосистем является криобиосфера (морозные слои, мерзлые толщи, ледниковые покровы, криопэги) и сохранившиеся в ней микроорганизмы [Gilichinsky, 2002b]. Сопоставляя параметры земных экосистем с марсианскими, можно оценить вероятность присутствия там жизни и определить местообитания, где ее обнаружение наиболее вероятно.

**Многолетнемерзлые толщи.** Общая численность микробных клеток составляет  $10^5$ – $10^6$  и  $10^7$ – $10^8$  кл на 1 г сухой навески мерзлых пород Антарктиды и Арктики соответственно. Число жизнеспособных клеток, выделяемых из мерзлых образцов, равно  $10^2$ – $10^4$  кл/г в Антарктиде и  $10^3$ – $10^8$  кл/г в Арктике [Vorobyova et al., 1997; Steven et al., 2007], что на несколько порядков больше, чем во льду. По сравнению со льдом мерзлые породы – более древняя и благоприятная среда для сохранения и обитания микроорганизмов и самая заселенная часть криобиосферы [Gilichinsky, 2002a].

В мерзлых отложениях обнаружен широкий спектр жизнеспособных организмов. Эукариоты представлены простейшими [Шамилович и др., 2005, 2010], зелеными водорослями [Vishnivetskaya, 2009], мицелиальными грибами [Кочкина и др., 2001; Lydolph et al., 2005] и дрожжами [Дмитриев и др., 1997; Faizutdinova et al., 2005], а также высшими растениями [Yashina et al., 2012]. Среди обнаруженных прокариот анаэробные и аэробные бактерии [Rivkina et al., 1998] и археи [Rivkina et al., 2007]. Огромная масса живой материи, сохранившаяся в течение геологически значимого времени в вечной мерзлоте, открывает окно в генетическое разнообразие древних эпох [Tiedje et al., 1994], позволяя сопоставить незатронутые человеком “доисторические” и современные микробные популяции [Gilichinsky et al., 2008].

Это сообщество выживших [Friedmann, 1994], “избранных” представителей исходного сообщества микроорганизмов, имеющих эффективный аппарат репарации [Ponder, 2005], для которых пребывание в условиях голода и холода является физиологической нормой [Morita, 1992]. Многие выделяемые микроорганизмы после долгого пребывания в мерзлоте имеют оптимум роста при  $20^\circ C$ , т. е. они психротолерантны [Gounot, 1986; Morita, 1997]. В то же время другие представители культивируемых микроорганизмов являются психрофильными [Shcherbakova et al., 2005] или, наоборот, термофильными, способными расти только при экстремально высоких температурах [Abramov et al., 2003; Mironov et al., 2010].

Помимо микроорганизмов в мерзлоте сохраняются и продукты их жизнедеятельности: ферменты [Vorobyova et al., 1997], хлорофилл [Ерохина и др., 1998], биогенные газы [Rivkina et al., 1992, 2007] и ДНК [Willerslev et al., 2004; Vishnivetskaya et al., 2006; Johnson et al., 2007]. Изучение микробных сообществ и ДНК после пребывания в мерзлых толщах тысячи и миллионы лет позволяет приблизиться к фундаментальной проблеме биологии: как долго может сохраняться жизнь и ее биомаркеры на Земле и других планетах?

Длительному сохранению жизнеспособности микроорганизмов способствуют отрицательные температуры, являющиеся фактором стабилизации экосистемы вечной мерзлоты. Постоянный физико-химический режим мерзлых толщ и криопротекторная роль пленок незамерзшей воды ( $W_{\text{нз}}$ ) обеспечивают сохранность клеточных структур. Толщина пленок  $W_{\text{нз}}$  составляет несколько ангстрем [Цытович, 1973; Nersesova, Tsytovich, 1966; Anderson, 1967], что на порядки меньше минимального размера микробной клетки. Обволакивая органоминеральные частицы, пленки предохраняют адсорбированные на их поверхности клетки и от физического разрушения кристаллами льда, и от “биохимической смерти” [Gilichinsky et al., 1993]. Различие в размерах клеток и пленок  $W_{\text{нз}}$  показывает, что миграция клеток в мерзлых толщах невозможна, и их положение *in situ*, зафиксированное последним промерзанием, сохраняется в течение всего периода пребывания в мерзлых породах.

В дисперсных осадках Арктики в температурном диапазоне  $-3...-12$  °C количество  $W_{\text{нз}}$  оценивается в 3–8 %, а в антарктических пустынях  $W_{\text{нз}}$  в кварц-полевошпатовых песках с массивной криогенной текстурой оно, как правило, близко к нулю, что определяет их как “биологически сухую” среду обитания. Это уменьшает криопротекторную роль пленок  $W_{\text{нз}}$  и ведет к сокращению числа жизнеспособных клеток [Gilichinsky et al., 1992]. Тем не менее в свободных ото льда оазисах Антарктиды, где так же, как на Марсе, широко представлена двухслойная модель криогенного строения, микроорганизмы присутствуют и в морозных, и в мерзлых грунтах. Однако для мерзлых пород на Земле есть данные, подтверждающие, что микроорганизмы сохраняются в них на протяжении геологически значимого времени, тогда как для морозных пород таких данных нет. Кроме того, морозные породы Марса являются лишь отдаленным аналогом земных морозных пород, так как они подвержены воздействию космических лучей и находятся в контакте с атмосферой, существенно отличающейся от земной.

Ключевым является вопрос о метаболическом статусе микроорганизмов, находящихся в вечной мерзлоте. Сами по себе отрицательные температу-

ры не запрещают биогеохимические и метаболические реакции [Russell et al., 1990; Russell, 2000]. В криптоэндолитических сообществах Антарктиды рост микроорганизмов отмечался при температурах до  $-10$  °C [Vestal, 1988; Friedmann et al., 1993], а в антарктических лишайниках фотосинтетическая активность наблюдалась при  $-17$  °C [Kappen et al., 1996]. В экспериментах с  $^3\text{H}$ -тимидином и  $^3\text{H}$ -лейцином установлена способность микроорганизмов из антарктического льда к новообразованию ДНК и белков до  $-17$  °C [Carpenter et al., 2000]. Теми же методами показано, что представители рода *Psychrobacter*, выделенные из льда, могут размножаться при температуре  $-15$  °C [Christner, 2002]. При инкубации на твердых питательных средах с добавлением глицерина в качестве криопротектора рост бактерий, выделенных из мерзлых пород, был зафиксирован в диапазоне  $-5...-8$  °C [Gilichinsky et al., 1993].

До 20 % микробного сообщества мерзлых пород может расти при температурах ниже  $-10$  °C [Steven et al., 2006]. Ряд фактов, в частности наличие в мерзлоте метастабильных сульфидов железа [Zuzep, 1987] и нитритов [Janssen, Bock, 1994], указывает на возможность участия микроорганизмов в биогеохимических реакциях при температурах ниже  $0$  °C, а низкое соотношение  $\delta(\text{O}_2/\text{Ar})$  во льду говорит о потреблении кислорода за счет дыхания аэробных психрофильных гетеротрофных микроорганизмов. Включение меченого углерода ( $^{14}\text{C}$ ) ацетата в липиды показало, что в мерзлых породах при температурах до  $-20$  °C возможен метаболизм, приводящий к формированию микробных липидов [Rivkina et al., 2000]. С использованием меченых субстратов ( $^{14}\text{CH}_3\text{CO}_2^-$  и  $\text{H}^{14}\text{CO}_3^-$ ) установлено образование  $\text{CH}_4$  при температурах  $-16,5$  и  $-28$  °C, осуществлявшееся популяцией метаногенов из вечной мерзлоты [Rivkina et al., 2007]. Тем самым для минимальных среднегодовых температур пород Арктики и Антарктиды показана способность клеток к окислительно-восстановительным реакциям *in situ*, а обобщение данных о микробном метаболизме при температурах ниже  $0$  °C говорит о том, что они могут быть активными вплоть до  $-40$  °C [Price, Sowers, 2004].

Микробные клетки в толще пород на Земле подвергаются облучению, источником которого являются радиоактивные минералы. С биологической точки зрения, фоновая радиация ( $1-2$  мГр/год), исходящая из минералов [McKay, Marinova, 2001; Gilichinsky, 2002a], недостаточна для полной стерилизации даже древнейших микробных комплексов. Не являясь фатальной, суммарная доза излучения способна вызвать селекцию и значительное повреждение ДНК клеток, несмотря на то что в мерзлоте они значительно более устойчивы к радиации, чем в талых породах [Gilichinsky et al., 2008]. Рост клеток после пребывания в вечной

мерзлоте позволяет предположить, что в мерзлых толщах происходит репарация ДНК *in situ*, т. е. скорость разрушения ДНК в мерзлоте должна быть сопоставима или меньше скорости ее репарации [Rivkina et al., 2005; Gilichinsky et al., 2007]. Такой же вывод о сохранении жизнеспособности в связи с метаболической активностью и репарацией ДНК как механизмом ее поддержания сделан при использовании молекулярно-генетических методов и измерении продукции  $\text{CO}_2$  в мерзлых пробах [Johnson et al., 2007]. Мы полагаем, однако, что микробный метаболизм в мерзлых породах не сопровождается делением клеток.

Допуская, что микробные клетки не мигрируют и не делятся, мы можем считать их возраст равным длительности криоконсервации, т. е. возрасту мерзлоты в синкриогенных толщах и времени последнего промерзания в эпикриогенных толщах. Самые древние мерзлые породы Арктики, из которых выделены микроорганизмы, датируются на северо-востоке Евразии поздним плиоценом (около 3 млн лет назад). При этом численность и биоразнообразие культивируемых микроорганизмов уменьшается с увеличением возраста мерзлоты, но в позднелиоценовых осадках выходит на асимптоту ( $\sim 10^3$ – $10^4$  кл/г) и остается постоянной [Гилчинский и др., 1989]. Самые древние на Земле (более 5 млн лет назад) микробные сообщества выделены из мерзлых пород Антарктиды [Gilichinsky et al., 2007].

В Сухих долинах Антарктиды, где среднегодовые температуры воздуха ниже  $0^\circ\text{C}$ , а зимние могут падать до  $-60^\circ\text{C}$ , в отсутствие снежного и растительного покровов уровень солнечной радиации интенсивен, из-за чего первые сантиметры от поверхности обеднены микроорганизмами [Cameron et al., 1970; Horowitz et al., 1972]. В поверхностном слое отмечаются минимумы содержания хлорофилла, биоразнообразия и численности бактерий [Gilichinsky et al., 2007; Bakermans, Skidmore, 2011]. Но благодаря солнечной радиации температуры на поверхности пород на короткие периоды достигают положительных значений [Llano, 1962; Campbell et al., 1997], в результате чего под минеральной коркой песчаников формируются криптоэндолитные микробные сообщества [Friedmann, 1982]. Сходные условия есть и на Марсе (на широтах до  $75^\circ$  в южном полушарии и до  $50^\circ$  в северном), где максимальные температуры поверхности в течение года поднимаются выше  $-20^\circ\text{C}$ , а в течение нескольких часов даже выше  $20^\circ\text{C}$  [Tokano, 2003].

Таким образом, многие параметры марсианских мерзлых пород не исключают возможность сохранения микробных клеток, таких как хемолитотрофные анаэробные психро- и галотолерантные микроорганизмы, способных выжить в условиях Марса.

Главное различие между вечной мерзлотой планет – это возраст: первые миллионы лет на Земле и первые миллиарды на Марсе. Длительность сохранения микроорганизмов в мерзлых породах Земли позволяет считать, что продолжительность транспортировки метеоритов с Марса на Землю не противоречит теории панспермии – переноса жизни с одной планеты на другую. Вместе с тем принципиальная разница в возрасте мерзлоты на планетах делает криобиосферу Земли лишь отдаленным аналогом марсианской [Gilichinsky, 2002b]. Для разрешения этой проблемы необходимы поиски на Земле более древней, а на Марсе более молодой мерзлоты.

Самой близкой по возрасту к марсианской мерзлоте является мерзлота Антарктиды, где криосфера начала формироваться 40–35 млн лет назад [Чумаков, 1984; Луцицын, 1994; Webb, Harwood, 1991; DeConto, Pollard, 2003], а климат начиная с эоцена благоприятствовал формированию и сохранению синкриогенных толщ на свободных ото льда участках. В Сухих долинах Антарктиды, которые не перекрывались ледниковым щитом в течение миллионов лет, должны находиться самые древние мерзлые толщи Земли [Абрамов и др., 2011; Gilichinsky et al., 2007]. Обнаружение этих реликтов и изучение их палеомикробных сообществ позволяют определить максимальный срок сохранения жизни при криоконсервации. В случае, если жизнеспособные микроорганизмы не будут выявлены, будет установлен временной предел длительности сохранения клеток в условиях постоянных отрицательных температур и бесперспективность их поисков в мерзлых породах Марса, а их присутствие сделает земные аналоги более релевантными, значительно приблизив их к марсианским.

Важным моментом в изучении Марса является отсутствие в его атмосфере кислорода, что при поиске земных моделей ориентирует на анаэробные микроорганизмы [Иванов, Лейн, 1991; Rivkina et al., 1992]. Анаэробы используют для получения энергии окислительно-восстановительные реакции и широко распространены в криогенных толщах Земли: сульфат- и железоредукторы, денитрификаторы, ацетогены [Иванов, Лейн, 1991; Rivkina et al., 1992; Shcherbakova et al., 2011]. Важную роль могут играть сероредукторы [Gilichinsky et al., 2010b] и метаногены [Rivkina et al., 2007; Krievushin et al., 2010], способные восстанавливать углекислый газ. Метаногены представляют особый интерес в свете обнаружения в атмосфере Марса примесей метана [Formisano et al., 2004]. Альтернативной гипотезой является поступление метана вследствие продолжающейся тектоновулканической активности на планете.

В связи с обнаружением на Марсе районов с высокой концентрацией соединений хлора [Oster-

loo et al., 2008] можно предположить наличие в марсианских мерзлых породах достаточного количества  $W_{\text{из}}$  в виде высокоминерализованных пленок, которые, как и на Земле, могут играть роль криопротекторных ниш для микробных клеток. Один из механизмов образования таких пленок был предложен при изучении минералов и процесса накопления грунтового льда в формации Сириус в Трансантарктических горах [Dickinson, Rosen, 2003]. Следует отметить, что даже микроорганизмы, выделенные из пресных терригенных отложений, являются галотолерантными, так как при промерзании в породах формируются зоны повышенной солености, которые являются микробными эконисами. Показано, что в Сухих долинах Антарктиды при повышенной концентрации солей количество  $W_{\text{из}}$  составляет 2 % при  $-20^{\circ}\text{C}$  и 1,5 % при  $-30^{\circ}\text{C}$  [Gilichinsky et al., 2007].

**Криопэги.** В линзах арктических криопэгов присутствуют жизнеспособные микроорганизмы, наиболее подробно изученные на Колымской низменности [Gilichinsky et al., 2007] и подтвержденные исследованиями на п-ове Варандей [Печерицына и др., 2007], на Ямале и мысе Барроу (Аляска) [Khokhlova et al., 2011]. Изученные криопэги голоцен-плейстоценового возраста (10–120 тыс. лет) залегают на глубинах от 5 до 120 м при среднегодовой температуре вмещающих пород от  $-3$  до  $-10^{\circ}\text{C}$ . Из них выделен ряд штаммов, которые часто обнаруживают в морских водах Арктики и Антарктиды, и идентифицированы несколько новых аэробных (*Psychrobacter cryohalolentis* sp. nov. [Bakermans et al., 2006] и *Psychrobacter muriicola* sp. nov. [Щербаклова и др., 2009]) и анаэробных (*Clostridium alboriphilum* [Shcherbakova et al., 2005]) видов. В криопэгах, где нет дефицита свободной воды, наблюдалось включение радиоактивной метки из  $^{14}\text{C}$ -глюкозы в биомассу при отрицательных температурах до  $-15^{\circ}\text{C}$  [Rivkina et al., 2005], что подтверждает метаболическую активность. Фактический рост микроорганизмов, выделенных из криопэгов, отмечался при  $-10^{\circ}\text{C}$  [Bakermans et al., 2003]. В криопэгах максимальная численность анаэробных групп микроорганизмов была выявлена при температуре культивирования  $5^{\circ}\text{C}$ , что указывает на психрофильный, в отличие ото льда и мерзлых пород, характер сообщества [Гиличинский и др., 2003]. Ряд выделенных штаммов относится к галофильным и экстремально галофильным видам. Галофилы, не имея конкурентов, адаптированных к высокой солености, свободно эволюционировали на протяжении всей истории развития жизни на Земле.

**Ледниковые покровы.** На Земле возраст льда в северном полушарии составляет 120 тыс. лет в Гренландии и более 500 тыс. лет в леднике Гулия на Тибетском плато [Thompson et al., 1997; Christner et al., 2003]. В южном полушарии, на подошве лед-

никового покрова в скважине Восток возраст льда определен примерно в 420 тыс. лет [Барков, Лупенков 1996], а под Куполом Конкордия – 800 тыс. лет. Возраст озерного льда на забое скважины Восток составляет около 2 млн лет [Salamatin et al., 2004], а в долине Бикон возраст погребенного ледника, возможно, превышает 8 млн лет [Sugden et al., 1995]. То есть можно считать, что возраст льдов на Земле и на полярных шапках Марса одного порядка.

Результаты микробиологических исследований ледяного ядра скважины Восток инициировали аналогичные исследования ледникового щита Гренландии, а в последние годы и ледников Тибета. Основываясь на знании о современном состоянии биоты ледяных образований, изложенных в обзорах [Priscu, Christner, 2004; Miteva, 2008] и монографии “Life in Ancient Ice” [Rivkina et al., 2005], можно сделать следующие выводы:

1) большинство обнаруженных во льду жизнеспособных микроорганизмов представлено наноформами [Miteva et al., 2004], попавшими в толщу воздушным путем [Abyzov, 1993];

2) численность микроорганизмов в ледниковых щитах Гренландии и Антарктиды крайне мала ( $10^1$ – $10^2$  кл/мл), но резко возрастает в случае запыления льда грунтовыми частицами [Abyzov, 1993; Margesin, Miteva, 2011];

3) локусы с жизнеспособными клетками встречены по всему стволу скважины Восток на глубину более 3 км и, предположительно, находятся в тончайших прожилках соленой воды во льду [Priscu, Sowers, 2004];

4) самой заселенной является верхняя, самая молодая (до 12 тыс. лет), часть ледникового щита, несмотря на самые низкие температуры  $-50^{\circ}\text{C}$  [Абызов, Белякова, 1982];

5) с глубиной, с повышением температуры и увеличением возраста льда численность микроорганизмов убывает.

Наряду с микроорганизмами в ледниковых покровах обоих полушарий хорошо сохраняется и геномная ДНК [Willerslev et al., 1999; Christner et al., 2001; Willerslev, Cooper, 2005; Xiang et al., 2005; Bidle et al., 2007].

## СТРАТЕГИЯ ПОИСКА ЖИЗНИ В КРИОСФЕРЕ МАРСА

Все составляющие криосферы Марса – многолетнемерзлые и морозные породы, ледники и отрицательно-температурные воды – имеют свои аналоги в криобиосфере Земли, содержащие жизнеспособные микроорганизмы. Возможность обнаружения в них жизни ограничена рядом факторов, важнейшим из которых является фактор времени. Очевидно, что жизнь в криосфере может сохраняться ограниченное время. С практических позиций важна досягаемость эконис для исследо-

ваний, определяемая главным образом глубиной их залегания.

Ледниковые щиты и ледники являются земными аналогами марсианских полярных шапок и ледников в днищах кратеров, а выделенные изо льда жизнеспособные микроорганизмы – репрезентативными аналогами потенциальных обитателей марсианских ледников, хотя вероятность обнаружения в них жизни минимальна в силу того, что северная и южная полярные шапки Марса имеют позднеамазонийский возраст, т. е. были образованы путем конденсации воды из безжизненной на тот момент атмосферы.

Небольшой шанс в поиске оставляют прослойки пеплов в северной полярной шапке, которые могли образоваться из вулканических выбросов, имевших место в северном полушарии также в позднеамазонийское время. Можно предположить, что вместе с выбросом пеплов и сопутствующих газов могли быть выброшены и микроорганизмы, обитающие в подмерзлотных водах.

К факторам, благоприятствующим сохранению жизнеспособности клеток во льдах, следует отнести уровень фоновой радиации, который в них в несколько раз меньше, чем в мерзлых породах.

Криопэги представляют вероятный прототип водных экосистем под поверхностью Марса, где аборигены могут быть представлены метаболически активным психро- и галофильным микробным сообществом, способным существовать при отрицательных температурах и высокой солености неопределенно долгое время. В настоящее время местоположения криопэгов на Марсе не зафиксированы, а теоретические построения показывают, что они могут быть обнаружены лишь на значительных глубинах, т. е. вне зоны досягаемости современными техническими средствами.

Подмерзлотные водоносные горизонты залегают на недоступных для отбора образцов глубинах и поэтому не могут пока рассматриваться как первоочередной объект для выделения марсианских форм жизни. При этом в подземных водах с ноахидского времени до наших дней независимо от климатических катаклизмов поддерживались непрерывные условия для сохранения и развития низших форм жизни. Эпизодически под действием эндогенных факторов (вулканизм и тектоника) подземные воды по таликовым зонам и разломам в районах активного вулканизма могли попадать на поверхность планеты в амазонийское время. Вместе с ними могли попасть на поверхность и законсервироваться в мерзлых отложениях микроорганизмы.

В настоящее время районы продолжающейся разгрузки подземных вод достоверно не известны. Поэтому стратегия поиска жизни на Марсе должна основываться на поиске как можно более молодых вулканических образований или флювиаль-

ных выбросов в полярных районах, где жизнь, попадая на поверхность из геотермальных оазисов или подмерзлотных водоносных горизонтов, могла консервироваться в мерзлых отложениях. Ноахидские и гесперийские мерзлые породы на три порядка древнее изученных земных аналогов и на два порядка древнее предполагаемых в Антарктиде многолетнемерзлых пород эоценового возраста. Следовательно, на них не могут быть экстраполированы результаты сохранения жизнеспособных форм на Земле. С этих позиций более перспективны породы позднеамазонийского подраздела, начавшегося 550–300 млн лет назад [Hartmann, Neukum, 2001]. Из флювиальных отложений этого возраста известны долины истечения Mangala, Marte, Grjota, Athabasca, но все они расположены ниже широты 60°, вне зоны стабильного нахождения льда H<sub>2</sub>O с учетом осцилляции орбиты Марса.

Аналогичная ситуация с большинством позднеамазонийских вулканических отложений. Отдельные лавовые поля вулканов Олимп, патеры Альба, Элизиум и равнины Церберус имеют оценки возраста всего в несколько десятков миллионов лет, но все находятся на широтах экваториальнее 60°.

Таким образом, единственными из известных на настоящий момент геологических образований Марса, к которым может быть полностью применена модель консервации жизни в мерзлоте, является ряд небольших вулканических образований в арктической зоне Марса. К ним в первую очередь следует отнести молодые шлаковые конусы на периферии северной полярной шапки, обнаруженные стереокамерой высокого разрешения HRSC на европейском космическом аппарате Mars Express в пределах 79–81° с.ш. и 261–295° в.д. [Neukum, Gasselt, 2006]. Вторую группу перспективных молодых вулканических образований в северном полярном районе представляют щитовые вулканы, впервые обнаруженные аппаратами Viking [Hodges, Moore, 1979], более детально исследованные с помощью лазерного высотомера MOLA. Вулканы имеют размеры в поперечнике 10–60 км и координаты: 73,5–77,9° с.ш., 202,0–293,5° в.д., т. е. пространственно локализованы в одну область со шлаковыми конусами и, вероятно, имеют сходный возраст. По оценкам [Garvin et al., 2000], возраст щитовых вулканов составляет 1–20 млн лет. Ближайшим геологическим и биологическим аналогом Полярной Вулканической провинции следует считать вулканические постройки в области распространения мерзлых пород на Земле, в которых присутствуют жизнеспособные термофильные бактерии [Gilichinsky et al., 2010a].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Сопоставление возможных марсианских экосистем с их земными аналогами (см. таблицу) приво-

**Перспективность обнаружения жизни  
в эконишах Марса с точки зрения геологических и биологических факторов**

Экониши	Геологические факторы		Биологические факторы	
	Положительные	Отрицательные	Положительные	Отрицательные
Подмерзлотные воды	Единственная экониша, в которой на протяжении всей геологической истории поддерживались условия, необходимые для жизни	1. Достоверно не обнаружены. 2. Недоступны для изучения	1. Наиболее благоприятные условия для развития микроорганизмов (температура выше 0 °С, наличие воды в жидкой фазе). 2. Земные аналоги с высокой численностью микроорганизмов	
Многолетнемерзлые породы	Доступны для изучения в пределах Полярной Вулканической провинции; могут быть обнаружены молодые мерзлые отложения, генетически связанные с подмерзлотными водами	Большая часть многолетнемерзлых пород Марса имеет возраст на порядки больше земных аналогов	1. Благоприятные условия для сохранения микроорганизмов (низкие температуры, криопротекторная роль пленок незамерзшей воды). 2. Земные аналоги с относительно высокой численностью жизнеспособных микроорганизмов 10–10 <sup>6</sup> кл/г (многолетнемерзлые породы Арктики, Антарктиды и высокогорных районов)	
Морозные породы	Доступны для изучения	Облучение верхних 1,5 метров грунта космическими лучами		1. Низкая доступность воды для микроорганизмов. 2. Наличие перхлоратов в поверхностных слоях. 3. Отрицательный результат миссии Viking: морозные породы на Земле не могут являться в полной мере аналогом морозных пород Марса
Криопэги		1. Достоверно не обнаружены. 2. Недоступны для изучения	1. Известны земные аналоги, населенные уникальными галофильными и психрофильными микроорганизмами. 2. Доступная для микроорганизмов вода	
Полярные шапки	Доступны для изучения	Образованы из атмосферного конденсата в эпоху отсутствия жизни на поверхности		Чрезвычайно низкая численность микроорганизмов (0–10 <sup>2</sup> кл/мл) в земных аналогах (полярных шапках Антарктиды и Гренландии)

дит нас к выводу, что в наибольшей степени земная модель криоконсервации может быть экстраполирована на молодые мерзлые вулканические отложения Полярной Вулканической провинции. Данная экониша имеет сходный генезис и возраст с изученными на Земле вулканическими постройками в области распространения мерзлых пород, в которых выделены жизнеспособные организмы. Это позволяет определить стратегию проведения экспериментов по поиску их аналогов на Марсе.

**Выбор района посадки.** Полярная Вулканическая провинция включает два типа геологических образований: щитовые вулканы и шлаковые конусы. Следует продолжить работы по обоснованию их вулканической природы, так как, например, для шлаковых конусов существует альтернативная гипотеза, связывающая их образование с эрозионным отступанием полярных слоистых от-

ложений [Warner, Farmer, 2008]. Необходимо оценить возраст каждой вулканической формы. В настоящее время для щитовых вулканов оценки возраста получены на основе подсчета степени их кратерированности. Подобная методика не может быть применена к шлаковым конусам в связи с их небольшими размерами. Определенные представления о возрасте вулканов могут быть получены с привлечением отработанной на земных шлаковых конусах методики оценки возраста по морфометрическим характеристикам [Gilichinsky et al., 2010a]. Приоритет должен быть отдан наиболее молодым образованиям. Верхние 1,5 метра могут оказаться безжизненными, так как с поверхности большая часть Марса перекрыта стандартным реголитом мощностью до 1,5 м. Это не коренная порода, а ветровой покров, генетически не связанный с исследуемыми вулканическими образованиями.

Кроме того, на эту глубину могут проникать губительные для живого космические лучи, и не исключено, что первый от поверхности метр отложенный претерпевал потерю льда  $H_2O$  при климатических изменениях, связанных с осцилляцией орбиты Марса. Таким образом, глубина бурения должна превышать 1,5 м.

Реализация эксперимента по поиску жизни может быть проведена либо путем доставки образцов на Землю, либо путем оснащения посадочного аппарата микробиологической лабораторией. Существенным недостатком первого варианта является возможность бактериологического загрязнения земной биосферы. Второй путь выглядит более предпочтительным, однако потребует разработки и доставки на поверхность Марса сложной в инженерном отношении лаборатории. Независимо от выбранной стратегии на основе опыта культивирования микроорганизмов из вечномерзлых отложений Земли могут быть даны рекомендации общего характера в отношении выделения форм жизни и их следов из мерзлоты Марса.

1. При транспортировке образцов на Землю они с момента отбора должны храниться в мерзлом состоянии, в том числе по причине бактериологической безопасности.

2. При исследовании проб в лабораториях на Земле или на борту спускаемого аппарата следует иметь в виду следующее.

Необходимо культивировать микроорганизмы, так как в мерзлоте лучше и дольше сохраняются жизнеспособные клетки микроорганизмов, чем биомакромолекулы вне клеток [Willerslev et al., 2004; Johnson et al., 2007].

Для выбора стратегии культивирования из мерзлых пород требуется подбор условий (тип питательной среды, температура и др.). Возможно обнаружение представителей любой из температурных групп микроорганизмов в марсианских мерзлых породах вулканического происхождения, что предполагает культивирование в широком диапазоне температур.

Следует также учесть, что лаг-фаза до первых проявлений живых организмов может достигать нескольких месяцев [Vorobyova et al., 1997].

Данные рекомендации основаны на опыте исследования обитателей земной криобиосферы. По мере поступления новых данных о современных и древних условиях на Марсе потребуются уточнение и корректировка возможных методов детекции живых организмов.

### Литература

Абрамов А.А., Слеттен Р.С., Ривкина Е.М. и др. Геокриологические условия Антарктиды // Криосфера Земли, 2011, т. XV, № 3, с. 3–19.

Абызов С.С., Белякова Л.А. Мицелиальные грибы из толщи ледника центральной Антарктики // Изв. АН СССР. Сер. биол., 1982, № 46, с. 1–3.

Абызов С.С., Бобин Н.Е., Кудряшов Б.Б. Микробиологические исследования ледниковой толщи центральной Антарктики // Изв. АН СССР. Сер. биол., 1979, № 6, с. 8–28.

Барков Н.И., Липенков В.Я. Накопление снега в районе станции Восток, Антарктида, в 1970–1992 гг. // Материалы гляциол. исслед., 1996, вып. 80, с. 87–88.

Гиличинский Д.А., Ривкина Е.М., Щербакова В.А. и др. Криопэги и их обитатели – модель для астробиологии // Криосфера Земли, 2003, т. VII, № 3, с. 73–84.

Гиличинский Д.А., Хлебникова Г.М., Звягинцев Д.Г. и др. Микробиологические характеристики при изучении осадочных пород криолитозоны // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1989, № 6, с. 114–126.

Демидов Н.Э., Бойнтон У.В., Гиличинский Д.А. и др. Закономерности распределения воды в мерзлотных районах Марса по результатам совместного анализа данных прибора ХЕНД (Марс Одиссей) и МОЛА (Марс Глобал Сервейор) // Письма в Астроном. журн., 2008, № 34, с. 10.

Дмитриев В.В., Гиличинский Д.А., Файзулдинова Р.Н. и др. Дрожжи в вечномерзлых отложениях Сибири позднелайстоценового–раннеплейстоценового возраста // Криосфера Земли, 1997, т. I, № 2, с. 67–70.

Ерохина Л.Г., Вишневская Т.А., Гиличинский Д.А. Состав и содержание фикобилиновых пигментов в клетках древних жизнеспособных цианобактерий из вечной мерзлоты Арктики // Микробиология, 1998, т. 67, № 6, с. 821–826.

Зигерт Х. Грегит и макинавит в четвертичных отложениях Центральной Якутии // Минерал. журн., 1987, т. 9, № 5, с. 75–80.

Иванов М.В., Лейн А.Ю. Метанобразующие микроорганизмы компонент биосферы Марса // Докл. АН СССР, 1991, т. 321, № 6, с. 1272–1276.

Комаров И.А. Криология Марса и других планет Солнечной системы / И.А. Комаров, В.С. Исаев. М., Научн. мир, 2010, 232 с.

Кочкина Г.А., Иванушкина Н.Е., Карасев С.Г. и др. Выживание микромицетов и актинобактерий в условиях длительной природной криоконсервации // Микробиология, 2001, т. 70, № 3, с. 412–420.

Кузьмин Р.О. Строение криолитосферы Марса и проявление ее в рельефе планеты // Проблемы криолитологии. М., Изд-во Моск. ун-та, 1982, № 10, с. 18–40.

Лисицын А.П. Ледовая седиментация в Мировом океане / А.П. Лисицын, Ю.А. Богданов. М., Наука, 1994, 448 с.

Омельянский В.Л. Бактериологическое исследование Санта-Юрхского мамонта и прилегающей почвы // Архив биол. наук, 1911, т. 16, № 4, с. 335.

Печерицына С.А., Щербакова В.А., Холодов А.Л. и др. Микробиологический анализ криопэгов Варандейского полуострова на побережье Баренцева моря // Микробиология, 2007, т. 76, № 5, с. 694–701.

Романовский Н.Н. Подземные воды криолитозоны. М., Изд-во Моск. ун-та, 1983, 231 с.

Цытович Н.А. Механика мерзлых грунтов. М., Высш. шк., 1973, 446 с.

Чумаков Н.М. Главные ледниковые события прошлого и их геологическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1984, № 7, с. 35–53.

- Шатилович А.В., Шмакова Л.А., Губин С.В. и др.** Жизнеспособные простейшие в позднеплейстоценовых и голоценовых многолетнемерзлых отложениях // Докл. РАН, 2005, т. 401, с. 715–717.
- Шатилович А.В., Шмакова Л.А., Губин С.В., Гиличинский Д.А.** Жизнеспособные простейшие в вечной мерзлоте Арктики // Криосфера Земли, 2010, т. XIV, № 2, с. 69–78.
- Щербакова В.А., Чувильская Н.А., Ривкина Е.М. и др.** Новая галотолерантная бактерия из криопэга в вечной мерзлоте: описание *Psychrobacter micola* sp. nov. // Микробиология, 2009, т. 78, № 1, с. 98–105.
- Abramov A., Shcherbakova V., Laurinavichius K. et al.** Frozen volcanic Tefra-new terrestrial Earth analog of Martian ecosystems // Proc. of the Third Eur. Workshop on Exo-Astrobiology. Madrid, 2003, vol. 545, p. 161–162.
- Abyzov S.S.** Microorganisms in the Antarctic ice // Antarctic Microbiol., 1993, vol. 1, No. 1, p. 265–296.
- Anderson D.M.** Ice nucleation and the substrate-ice interface // Nature, 1967, No. 216, p. 563–566.
- Baker L., Franchi I.A., Wright I.P.** The origins of Martian water: What we can learn from meteorites // Water on Mars and Life, 2005, vol. 4, p. 3–24.
- Baker V.R., Strom R.G., Gulick V.C. et al.** Ancient oceans, ice sheets and the hydrological cycle on Mars // Nature, 1991, vol. 352, p. 589–594.
- Bakermans C., Ayala-del-Rio H.L., Ponder M.A. et al.** *Psychrobacter cryohalolentis* sp. nov. and *Psychrobacter arcticus* sp. nov., isolated from Siberian permafrost // Intern. J. System. and Evolut. Microbiol., 2006, vol. 56, No. 6, p. 1285–1291.
- Bakermans C., Skidmore M.L.** Microbial metabolism in ice and brine at  $-5^{\circ}\text{C}$  // Environ. Microbiol., 2011, vol. 13, No. 8, p. 2269–2278.
- Bakermans C., Tsapin A.I., Souza-Egipsy V. et al.** Reproduction and metabolism at  $-10^{\circ}\text{C}$  of bacteria isolated from Siberian permafrost // Environ. Microbiol., 2003, vol. 5, No. 4, p. 321–326.
- Berman D.C., Hartmann W.K.** Recent fluvial, volcanic, and tectonic activity on the Cerberus plains of Mars // Icarus, 2002, vol. 159, No. 1, p. 1–17.
- Bibring J.P., Langevin Y., Gendrin A. et al.** Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/Mars Express observations // Science, 2005, vol. 307, No. 5715, p. 75–76.
- Bibring J.P., Langevin Y., Mustard J.F. et al.** Global mineralogical and aqueous Mars history derived from OMEGA/Mars Express data // Science, 2006, vol. 312, No. 5772, p. 400–404.
- Bidle K.D., Lee S.H., Marchant D.R., Falkowski P.G.** Fossil genes and microbes in the oldest ice on Earth // Proc. of the Nat. Acad. Sci. USA, 2007, vol. 104, No. 33, p. 13455–13460.
- Boynton W.V., Feldman W.C., Squyres S.W. et al.** Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits // Science, 2002, vol. 297, No. 5578, p. 80–81.
- Bulat S.A., Alekhina I.A., Lipenkov V.Y. et al.** Cell concentrations of microorganisms in glacial and lake ice of the Vostok ice core, East Antarctica // Microbiology, 2009, vol. 78, No. 6, p. 808–810.
- Cameron R.E., King J., David C.N.** Soil microbial ecology of Wheeler Valley, Antarctica // Soil Science, 1970, vol. 109, No. 2, p. 110–120.
- Campbell D.I., MacCulloch R.J.L., Campbell I.B.** Thermal regimes of some soils in the McMurdo Sound region, Antarctica // Ecosystem Processes in Antarctic Ice-Free Landscapes. Rotterdam, A.A. Balkema, 1997, p. 45–56.
- Carpenter E.J., Lin S., Capone D.G.** Bacterial activity in South Pole snow // Appl. and Environ. Microbiol., 2000, vol. 66, No. 10, p. 4514–4517.
- Carr M.H.** Formation of Martian flood features by release of water from confined aquifers // J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, p. 2995–3007.
- Carr M.H.** Martian oceans, valleys and climate // Astronomy and Geophys., 2000, vol. 41, No. 3, p. 3.20–23.26.
- Carr M.H.** The surface of Mars // Cambridge Planet. Sci. Ser. No. 6. Cambridge, Cambridge Univ. Press, 2006.
- Christensen P.R., Wyatt M.B., Glotch T.D. et al.** Mineralogy at Meridiani Planum from the Mini-TES experiment on the Opportunity Rover // Science, 2004, vol. 306, No. 5702, p. 1733.
- Christner B.C.** Incorporation of DNA and Protein Precursors into Macromolecules by Bacteria at  $15^{\circ}\text{C}$  // Appl. and Environ. Microbiol., 2002, vol. 68, No. 12, p. 6435–6438.
- Christner B.C., Mosley-Thompson E., Thompson L.G., Reeve J.N.** Isolation of bacteria and 16S rDNAs from Lake Vostok accretion ice // Environ. Microbiol., 2001, vol. 3, No. 9, p. 570–577.
- Christner B.C., Mosley-Thompson E., Thompson L.G., Reeve J.N.** Bacterial recovery from ancient glacial ice // Environ. Microbiol., 2003, vol. 5, p. 433–436.
- Chumakov N.M.** Upper Proterozoic glaciogenic rocks and their stratigraphic significance // Precambrian Res., 1981, vol. 15, No. 3–4, p. 373–395.
- Clifford S.M.** A model for the hydrologic and climatic behavior of water on Mars // J. Geophys. Res., 1993, vol. 98, No. E6, p. 10973–10911,10016.
- DeConto R.M., Pollard D.** Rapid Cenozoic glaciation of Antarctica induced by declining atmospheric  $\text{CO}_2$  // Nature, 2003, vol. 421, No. 6920, p. 245–249.
- Dickinson W.W., Rosen M.R.** Antarctic permafrost: An analogue for water and diagenetic minerals on Mars // Geology, 2003, vol. 31, No. 3, p. 199–202.
- Faizutdinova R.N., Suzina N.E., Duda V.I. et al.** Yeasts Isolated from Ancient Permafrost. Life in Ancient Ice. Princeton, Princeton Univ. Press, 2005, p. 118–126.
- Fanale F.P.** Martian volatiles: Their degassing history and geochemical fate // Icarus, 1976, vol. 28, No. 2, p. 179–202.
- Farmer C.B., Doms P.E.** Global seasonal variation of water vapor on Mars and the implications for permafrost // J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, No. B6, p. 2881–2888.
- Feldman W.C., Boynton W.V., Tokar R.L. et al.** Global distribution of neutrons from Mars: Results from Mars Odyssey // Science, 2002, vol. 297, No. 5578, p. 75–78.
- Formisano V., Atreya S., Encrenaz T. et al.** Detection of Methane in the Atmosphere of Mars // Science, 2004, vol. 306, No. 5702, p. 1758–1761.
- Friedmann E.I.** Endolithic microorganisms in the Antarctic cold desert // Science, 1982, vol. 215, No. 4536, p. 1045–1050.
- Friedmann E.I.** Permafrost as microbial habitat // Viable Microorganisms in Permafrost. Pushchino, Rus. Acad. Sci., 1994, p. 21–26.
- Friedmann E.I., Kappen L., Meyer M.A., Nienow J.A.** Long-term productivity in the cryptoendolithic microbial community of the Ross Desert, Antarctica // Microbial Ecol., 1993, vol. 25, No. 1, p. 51–69.
- Garvin J.B., Sakimoto S.E.H., Frawley J.J. et al.** Topographic evidence for geologically recent near-polar volcanism on Mars // Icarus, 2000, vol. 145, No. 2, p. 648–652.

- Gilichinsky D.A.** Permafrost as a microbial habitat // Encyclopedia of Environmental Microbiology. N.Y., Wiley, 2002a, p. 932–956.
- Gilichinsky D.A.** Permafrost model of extraterrestrial habitat // Astrobiology / G. Horneck, C. Baumstark-Khan. Berlin, Springer, 2002b, p. 125–142.
- Gilichinsky M., Melnikov D., Melekestsev I. et al.** Morphometric measurements of cinder cones from digital elevation models of Tolbachik volcanic field in central Kamchatka // Can. J. Remote Sensing, 2010a, vol. 36, No. 4, p. 287–300.
- Gilichinsky D.A., Rivkina E.M., Vishnivetskaya T.V. et al.** Habitability of Mars: hyperthermophiles in permafrost // 38th COSPAR Sci. Assembly in Bremen. Bremen, 2010b, 11 p.
- Gilichinsky D.A., Soina V.S., Petrova M.A.** Cryoprotective properties of water in the Earth cryolithosphere and its role in exobiology // Origins of Life and Evolut. of Biosph., 1993, vol. 23, No. 1, p. 65–75.
- Gilichinsky D.A., Vishnivetskaya T.A., Petrova M.A. et al.** Bacteria in permafrost // Psychrophiles: from biodiversity to biotechnology / Eds. R. Margesin et al. Berlin, Rosa Springer, 2008, p. 83–102.
- Gilichinsky D.A., Vorobyova E.A., Erokhina L.G. et al.** Long-term preservation of microbial ecosystems in permafrost // Adv. Space Res., 1992, vol. 12, No. 4, p. 255–263.
- Gilichinsky D.A., Wilson G.S., Friedmann E.I. et al.** Microbial populations in Antarctic permafrost: biodiversity, state, age, and implication for astrobiology // Astrobiology, 2007, vol. 7, No. 2, p. 275–311.
- Gounot A.M.** Psychrophilic and psychrotrophic microorganisms // Cellular and Molecular Life Sci., 1986, vol. 42, No. 11, p. 1192–1197.
- Haberle R.M., McKay C.P., Schaeffer J. et al.** On the possibility of liquid water on present-day Mars // J. Geophys. Res., 2001, vol. 106, No. 23, p. 317–323.
- Hartmann W.K., Neukum G.** Cratering chronology and the evolution of Mars // Space Sci. Rev., 2001, vol. 96, No. 1, p. 165–194.
- Hodges C.A., Moore H.J.** The subglacial birth of Olympus Mons and its aureoles // J. Geophys. Res., 1979, vol. 84, No. B14, p. 8061–8074.
- Horowitz N.H., Cameron R.E., Hubbard J.S.** Microbiology of the dry valleys of Antarctica // Adv. Sci., 1972, vol. 176, No. 4032, p. 242–245.
- Hvidberg C.S.** Polar caps // Water on Mars and Life, 2005, vol. 1, p. 129.
- Janssen H., Bock E.** Profiles of ammonium, nitrite and nitrate in the permafrost soils // Viable microorganisms in permafrost. Pushchino Res. Pushchino, Centre Rus. Acad. Sci., 1994, p. 27–36.
- Johnson S.S., Hebsgaard M.B., Christensen T.R. et al.** Ancient bacteria show evidence of DNA repair // Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 2007, vol. 104, No. 36, p. 14401.
- Kappen L., Schroeter B., Scheidegger C. et al.** Cold resistance and metabolic activity of lichens below 0 °C // Adv. Space Res., 1996, vol. 18, No. 12, p. 119–128.
- Kargel J.S.** Mars: A Warmer, Wetter Planet. London, Praxis-Springer, 2004, 557 p.
- Kasting J.** The origins of water on Earth // Scientific Amer. Spec. ed., 2003, p. 28–33.
- Khokhlova G.V., Spirina E.V., Petrovskaya L.E., Gilichinsky D.A.** Microbial biodiversity of Yamal Peninsula overcooled water brines within permafrost // Geophys. Res. Abstr., 2011, No. 13, p. 799.
- Kieffer H.H., Chase S.C., Martin T.Z. et al.** Martian north pole summer temperatures: Dirty water ice // Science, 1976, vol. 194, No. 4271, p. 1341–1344.
- Krivushin K.V., Shcherbakova V.A., Petrovskaya L.E., Rivkina E.M.** Methanobacterium veterum sp. nov., from ancient Siberian permafrost // Intern. J. System. and Evolut. Microbiol., 2010, vol. 60, No. 2, p. 455–459.
- Larsen J., Dahl-Jensen D.** Interior temperatures of the northern polar cap on Mars // Icarus, 2000, vol. 144, No. 2, p. 456–462.
- Leighton R.B., Murray B.C.** Behavior of carbon dioxide and other volatiles on Mars // Science, 1966, vol. 153, No. 3732, p. 136.
- Levin G.V.** The Viking labeled release experiment and life on Mars // Proc. of SPIE – The Intern. Soc. for Optical Eng., Instrum., Methods, and Missions for the Investig. of Extraterrestrial Microorganisms. San Diego, California, 1997, p. 29.
- Llano G.A.** The terrestrial life of the Antarctic // WH Freeman and Co. Science of America, 1962, vol. 207, p. 212–230.
- Lydolph M.C., Jacobsen J., Arctander P. et al.** Beringian paleoecology inferred from permafrost-preserved fungal DNA // Appl. and Environ. Microbiol., 2005, vol. 71, No. 2, p. 1012.
- Margesin R., Miteva V.** Diversity and ecology of psychrophilic microorganisms // Res. Microbiol., 2011, vol. 162, No. 3, p. 346–361.
- Marion G.M., Mironenko M.V., Roberts M.W.** FREZCHEM: A geochemical model for cold aqueous solutions // Computers and Geosci. Workshop on Modeling Martian Hydrous Environ. (2009), 2010, vol. 36, No. 1, p. 10–15.
- McKay C.P., Marinova M.M.** The physics, biology, and environmental ethics of making Mars habitable // Astrobiology, 2001, vol. 1, No. 1, p. 89–109.
- Mellon J.T., Feldman W.C., Prettyman T.H.** The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars // Icarus, 2003, No. 169, p. 324–340.
- Mellon M.T., Jakosky B.M.** Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars // J. Geophys. Res., 1993, vol. 98, No. E2, p. 3345–3364.
- Mironov V.A., Rivkina E.M., Vishnivetskaya T.A. et al.** Thermophilic life inside the permafrost // LPI Contributions, 2010, No. 1538, p. 5507.
- Miteva V.** Bacteria in snow and glacier ice // Psychrophiles: from Biodiversity to Biotechnology. Berlin, Springer, 2008, p. 31–50.
- Miteva V.I., Sheridan P.P., Brenchley J.E.** Phylogenetic and physiological diversity of microorganisms isolated from a deep Greenland glacier ice core // Appl. and Environ. Microbiol., 2004, vol. 70, No. 1, p. 202–213.
- Mitrofanov I.G.** Global distribution of subsurface water measured by Mars Odyssey // Water on Mars and Life, 2005, vol. 4, p. 99–128.
- Mitrofanov I., Anfimov D., Kozyrev A. et al.** Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector, Mars Odyssey // Science, 2002, vol. 297, No. 5578, p. 78–81.
- Mitrofanov I., Boynton W., Demidov N. et al.** Distribution of standard regolith and water at moderate latitudes of Mars: data analysis from GRS and HEND instruments on Mars Odyssey // Eur. Planet. Sci. Congress (EPSC) Abstr., 2009, vol. 4, p. 427–428.
- Mitrofanov I.G., Zuber M.T., Litvak M.L. et al.** Water ice permafrost on Mars: Layering structure and subsurface distribution according to HEND/Odyssey and MOLA/MGS data // Geophys. Res. Lett., 2007, vol. 34, No. 18, p. L18102.

- Morita R.Y.** Low-temperature environments // Encyclopedia. Microbiol., 1992, No. 2, p. 625–637.
- Morita R.Y.** Bacteria in oligotrophic environments. N.Y., Starvation-Survival Lifestyle Chapman & Hall, 1997, p. 193–246.
- Nersesova Z., Tsytovich N.** Unfrozen water in frozen soils // Permafrost: Proc. of the Intern. Conf. Washington, Nat. Acad. Sci. USA, 1966, p. 230–234.
- Neukum G., Jaumann R., Hoffmann H. et al.** Recent and episodic volcanic and glacial activity on Mars revealed by the High Resolution Stereo Camera // Nature, 2004, vol. 432, No. 7020, p. 971–979.
- Neukum G., van Gasselt S.** Recent volcanism at the Martian North pole // Geophys. Res. Abstr., 2006, vol. 8, p. 11103.
- Oro J.** Comets and the origin of life on the Primitive Earth // Origins, 2005, vol. 6, p. 549–565.
- Osterloo M.M., Hamilton V.E., Bandfield J.L. et al.** Chloride-bearing materials in the southern highlands of Mars // Science, 2008, vol. 319, No. 5870, p. 1651–1654.
- Paige D.A.** The thermal stability of near-surface ground ice on Mars // Nature, 1992, vol. 356, No. 6364, p. 43–45.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D. et al.** Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica // Nature, 1999, vol. 399, No. 6735, p. 429–436.
- Ponder M.A.** Characterization of physiological and transcriptome changes in the ancient Siberian permafrost bacterium *Psychrobacter arcticus* 273-4 with low temperature and increased osmoticity: Dis. Michigan State Univ., East Lansing, Michigan, 2005, 215 p.
- Price P.B., Sowers T.** Temperature dependence of metabolic rates for microbial growth, maintenance, and survival // Proc. Nat. Acad. Sci. USA, 2004, vol. 101, No. 13, p. 4631.
- Priscu J.C., Christner B.C.** Earth's icy biosphere // Microbial Diversity and Prospecting. Washington, ASM Press, 2004, p. 130–145.
- Rivkina E.M., Gilichinsky D.A., Wagener S. et al.** Biogeochemical activity of anaerobic microorganisms from buried permafrost sediments // Geomicrobiol. J., 1998, vol. 15, No. 3, p. 187–193.
- Rivkina E.M., Friedmann E.I., McKay C.P., Gilichinsky D.A.** Metabolic activity of permafrost bacteria below the freezing point // Appl. and Environ. Microbiol., 2000, vol. 66, No. 8, p. 3230–3233.
- Rivkina E.M., Laurinavichius K.S., Gilichinsky D.A.** Microbial life below the freezing point within permafrost // Life in Ancient Ice / Eds. S. Rogers, J. Castello. New Jersey, Princeton Univ. Press, 2005, p. 106–118.
- Rivkina E.M., Samarkin V.A., Gilichinskiy D.A.** Methane and permafrost soil of the Kolyma-Indigir lowland // Eur. Soil Sci., 1992, vol. 25, No. 1, p. 50–53.
- Rivkina E.M., Shcherbakova V.A., Laurinavichius K.S. et al.** Biogeochemistry of methane and methanogenic archaea in permafrost // FEMS Microbiol. Ecology, 2007, vol. 61, No. 1, p. 1–15.
- Russell N.J.** Toward a molecular understanding of cold activity of enzymes from psychrophiles // Extremophiles, 2000, vol. 4, No. 2, p. 83–90.
- Russell N.J., Harrison P., Johnston I.A. et al.** Cold adaptation of microorganisms [and discussion] // Philos. Trans. Roy. Soc. B: Biol. Sci., 1990, vol. 326, No. 1237, p. 595–611.
- Salamatin A.N., Tsyganova E.A., Lipenkov V.Y., Petit J.R.** Vostok (Antarctica) ice-core time-scale from datings of different origins // Ann. Glaciol., 2004, vol. 39, No. 1, p. 283–292.
- Schorghofer N., Aharonson O.** Stability and exchange of sub-surface ice on Mars // J. Geophys. Res., 2005, vol. 110, No. 10, p. E05003.
- Schubert G., Solomon S.C., Turcotte D.L. et al.** Origin and thermal evolution of Mars // Mars, 1992, No. 1, p. 147–183.
- Shcherbakova V.A., Chuvilskaya N.A., Rivkina E.M. et al.** Novel psychrophilic anaerobic spore-forming bacterium from the overcooled water brine in permafrost: description *Clostridium algorithilum* sp. nov. // Extremophiles, 2005, vol. 9, No. 3, p. 239–246.
- Shcherbakova V.A., Rivkina E.M., Pecheritsyna S. et al.** *Methanobacterium arcticum* sp. nov., a methanogenic archaeon from Holocene Arctic permafrost // Intern. J. System. and Evolut. Microbiol., 2011, vol. 61, No. 1, p. 144–147.
- Skidmore M.L., Foght J.M., Sharp M.J.** Microbial life beneath a high Arctic glacier // Appl. and Environ. Microbiol., 2000, vol. 66, No. 8, p. 3214–3220.
- Smith D.E., Zuber M.T., Solomon S.C. et al.** The global topography of Mars and implications for surface evolution // Science, 1999, vol. 284, No. 5419, p. 1495–1503.
- Solomon S.C., Head J.W.** Heterogeneities in the Thickness of the Elastic Lithosphere of Mars // J. Geophys. Res., 1990, vol. 95, No. B7, p. 11,073–11,083.
- Stetter K.O.** Hyperthermophiles in the history of life // Philos. Trans. Roy. Soc. B: Biol. Sci., 2006, vol. 361, No. 1474, p. 1837–1842.
- Steven B., Briggs G., McKay C.P. et al.** Characterization of the microbial diversity in a permafrost sample from the Canadian high Arctic using culture-dependent and culture-independent methods // FEMS Microbiol. Ecology, 2007, vol. 59, No. 2, p. 513–523.
- Steven B., Leveille R., Pollard W.H., Whyte L.G.** Microbial ecology and biodiversity in permafrost // Extremophiles, 2006, vol. 10, No. 4, p. 259–267.
- Sugden D.E., Marchant D.R., Potter J.N. et al.** Preservation of Miocene glacier ice in East Antarctica // Nature, 1995, vol. 376, No. 6539, p. 412–414.
- Thompson L.G., Yao T., Davis M.E. et al.** Tropical climate instability: The last glacial cycle from a Qinghai-Tibetan ice core // Science, 1997, vol. 276, No. 5320, p. 1821.
- Tiedje J.M., Smith G.B., Simkins S. et al.** Recovery of DNA, denitrifiers and patterns of antibiotic sensitivity in microorganisms from ancient permafrost soils of Eastern Siberia // Viable Microorganisms in Permafrost / Ed. D. Gilichinsky. Pushchino, Rus. Acad. Sci., 1994, p. 83–98.
- Tokano T.** Precession-driven migration of water in the surficial layers of Mars // Intern. J. Astrobiol., 2003, vol. 2, No. 3, p. 155–170.
- Vestal J.R.** Carbon metabolism of the cryptoendolithic microbiota from the Antarctic desert // Appl. and Environ. Microbiol., 1988, vol. 54, No. 4, p. 960–965.
- Vishnivetskaya T.A.** Viable cyanobacteria and green algae from the permafrost darkness // Permafrost Soils, 2009, vol. 16, p. 73–84.
- Vishnivetskaya T.A., Petrova M.A., Urbance J. et al.** Bacterial community in ancient Siberian permafrost as characterized by culture and culture-independent methods // Astrobiology, 2006, vol. 6, No. 3, p. 400–414.
- Vorobyova E.A., Soina V.S., Gorlenko M. et al.** The deep cold biosphere: facts and hypothesis // FEMS Microbiol. Rev., 1997, vol. 20, p. 277–290.
- Warner N.H., Farmer J.D.** The origin of conical mounds at the mouth of Chasma Boreale // J. Geophys. Res., 2008, vol. 113, p. E11008.

- Webb P.N., Harwood D.M.** Late Cenozoic glacial history of the Ross embayment, Antarctica // *Quatern. Sci. Rev.*, 1991, vol. 10, No. 2–3, p. 215–223.
- Wilhelm R.C., Niederberger T.D., Greer C., Whyte L.G.** Microbial diversity of active layer and permafrost in an acidic wetland from the Canadian High Arctic // *Can. J. Microbiol.*, 2011, vol. 57, No. 4, p. 303–315.
- Willerslev E., Cooper A.** Review Paper. Ancient DNA // *Proc. Roy. Soc. B: Biol. Sci.*, 2005, vol. 272, No. 1558, p. 3–16.
- Willerslev E., Hansen A.J., Christensen B. et al.** Diversity of Holocene life forms in fossil glacier ice // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 1999, vol. 96, No. 14, p. 8017–8021.
- Willerslev E., Hansen A.J., Poinar H.N.** Isolation of nucleic acids and cultures from fossil ice and permafrost // *Trends in Ecology and Evolut.*, 2004, vol. 19, No. 3, p. 141–147.
- Xiang S., Yao T., An L. et al.** 16S rRNA sequences and differences in bacteria isolated from the Muztag Ata Glacier at increasing depths // *Appl. and Environ. Microbiol.*, 2005, vol. 71, No. 8, p. 4619–4627.
- Yao T.D., Liu Y., Kang S. et al.** Bacteria variabilities in a Tibetan ice core and their relations with climate change // *Global Biogeochem. Cycles*, 2008, vol. 22, No. 4, p. GB4017.
- Yashina S., Gubin S., Maksimovich S. et al.** Regeneration of whole fertile plants from 30,000-y-old fruit tissue buried in Siberian permafrost // *Proc. Nat. Acad. Sci. USA*, 2012, vol. 109, No. 10, p. 4008–4013.
- Zent A.P., Fanale F.P., Salvail J.R., Postawko S.E.** Distribution and state of H<sub>2</sub>O in the high-latitude shallow subsurface of mars // *Icarus*, 1986, vol. 67, No. 1, p. 19–36.
- Zhang X.F., Yao T.D., Tian L.D. et al.** Phylogenetic and physiological diversity of bacteria isolated from Puruogangri ice core // *Microbial Ecology*, 2008, vol. 55, No. 3, p. 476–488.

*Поступила в редакцию  
9 апреля 2012 г.*