

И.А. Комаров
В.С. Исаев

КРИОЛОГИЯ МАРСА И ДРУГИХ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ



Научный мир

И.А. Комаров, В.С. Исаев

**КРИОЛОГИЯ МАРСА
И ДРУГИХ ПЛАНЕТ
СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ**

Москва
Научный мир
2010

УДК 551.34; 523.4

ББК 26.36

К63

Комаров И.А., Исаев В.С.

К63 КРИОЛОГИЯ МАРСА И ДРУГИХ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ. – М.: Научный мир, 2010. – 232 с., 64 с. цв. вкл.

ISBN 978-5-91522-138-2

Проведено обобщение опубликованной информации по криологическим условиям и проявлениям криогенных процессов на планетах Солнечной системы и их спутниках. Основное внимание уделено сравнительному анализу данных по проявлениям криогенных процессов на Земле и Марсе, который стал в настоящее время центральным объектом многих международных исследовательских программ. Приводятся сведения о научных целях различных миссий к Марсу и основных полученных результатах. Рассмотрены достижения и мировой опыт в области применения современной измерительной аппаратуры, ее технические характеристики. В монографии используются и развиваются оригинальные разработки авторов по вопросам физического и математического моделирования криогенных процессов; математическому моделированию температурных и массовых полей в верхних горизонтах Марса, а также полей напряжений и деформаций; методикам экспериментального изучения теплофизических и механических свойств земных образцов – аналогов выявления временной и пространственной изменчивости составляющих радиационно-теплового баланса поверхности Марса, температур поверхности и их амплитуд; интерпретации наблюдаемой с орбитальных станций информации по характеру и динамике проявлений криогенных процессов в верхних горизонтах Марса. На основе гипотез о наличии в недрах мерзлых пород и высокоминерализованных рассолов, результатов последних наблюдений величина мощности мерзлых пород и криосферы Марса скорректирована в сторону ощутимого уменьшения по сравнению с более ранними расчетами.

Книга рассчитана на исследователей в области сравнительной планетологии, широкий круг геокриологов, а также специалистов, занимающихся разработкой методов геологической съемки и мониторинга территории с использованием данных дистанционных измерений с орбиты. Монография может быть рекомендована в качестве учебного пособия для студентов соответствующих специальностей вузов.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований
(проект № 09-05-07045)

Комаров И.А., Исаев В.С.

CRYOLOGY OF MARS AND OTHER SOLAR SYSTEM PLANETS. – Moscow: Scientific World, 2010. – 232 p.

A synthesis of information on cryological conditions and cryogenic processes manifestations on the Solar system planets and theirs satellites has been carried out. This work is focused on the comparative analysis of cryogenic processes on the Earth and Mars as it became a central point of interest in many international programs. It was summarized all information on scientific purposes of different mission on Mars and the main results obtained; last achievements and worldwide experience in high technology development of modern measuring apparatus. In this monograph it was used and developed some original investigations of authors on the subjects: physical and mathematical modeling of cryogenic processes; mathematical modeling of temperature and mass fields in the upper horizons of Mars; fields of stress and deformations; methods of experimental study of thermal-physical and mechanical properties of earth sample-analogous; detection of variability of radiation-thermal components of the surface balance in time and in space; mean annual, mean seasonal and average daily of surface temperatures and its amplitudes; using of typification of the surface based on the correlation of thermal-physical (thermal inertia) and optical characteristics (albedo) of rocks; interpretation of the orbital stations data on the character and dynamics of cryogenic processes in the upper horizons of Mars. Total thickness of frozen rocks and cryosphere of Mars has been corrected significantly to reduced values based on the hypothesis of frozen rocks and high mineral brines existence in the depth of Mars than it was considered earlier. This book is devoted to researches in the field of comparative planetology and to a wide circle of geocryologists. It is also oriented on specialists working on methods of geological survey and territory monitoring with distant orbital data assisted.

The monograph can be recommended to students of appropriate specialties as a tutorial or as a reference book.

ISBN 978-5-91522-138-2

© Комаров И.А., Исаев В.С., 2010

© Научный мир, 2010

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	9
Глава 1. Планеты Солнечной системы, их спутники как объекты изучения криологии планет	17
1.1. Основные характеристики планет криогенного типа и их спутников	17
1.2. Краткий обзор криологических условий и проявлений криогенных процессов на планетах и их спутниках	21
1.2.1. Планеты земной группы и Луна	21
1.2.2. Юпитер и его спутники	27
1.2.3. Сатурн и его спутники	37
1.2.4. Уран, Нептун и их спутники.....	43
1.2.5. Кометы	45
Глава 2. Общие сведения об атмосфере, рельефе поверхности и внутреннем строении Марса.....	48
2.1. Атмосфера Марса	51
2.1.1. Химический состав атмосферы	51
2.1.2. Особенности температурного режима и атмосферной динамики	52
2.2. Рельеф поверхности Марса	54
2.3. Внутреннее строение Марса.....	57
2.3.1. Строение коры и мантии.....	57
2.3.2. Состав пород коры и мантии.....	61
2.4. Краткие сведения о геологической истории Марса	64
Глава 3. Методы изучения Марса	73
3.1. История и методы изучения Марса с помощью орбитальных космических аппаратов и спускаемых модулей	73
3.2. Методы физического и математического моделирования криогенных процессов.....	83
3.2.1. Методика экспериментального определения теплофизических и механических свойств земных пород–аналогов в широком диапазоне отрицательных температур	84

3.2.2. Особенности механизма, кинетики и термодинамического описания процессов фазовых переходов и переноса H_2O в марсианских условиях	87
3.2.3. Математическое моделирование полей температуры и массы верхних горизонтов Марса	110
3.2.4. Методика оценки линейных размеров марсианских полигонов морозобойного растрескивания	122
Глава 4. Криологические условия планеты Марс	132
4.1. Климатические условия Марса	132
4.1.1. Температура нижних слоев атмосферы и амплитуда ее колебаний	134
4.1.2. Сезонные, суточные колебания давления и ветровой режим	134
4.1.3. Широтные и сезонные изменения содержания водяных паров в приповерхностном слое атмосферы	138
4.2. Радиационно-тепловой баланс и температура поверхности Марса	141
4.2.1. Широтные и сезонные изменения составляющих радиационно-теплого баланса поверхности	141
4.2.2. Специфика климата и радиационно-теплого баланса в полярных областях	143
4.2.3. Средняя температура поверхности и амплитуда ее суточных, сезонных и годовых колебаний	146
4.3. Состав и свойства пород приповерхностного горизонта Марса	152
4.3.1. Гранулометрический состав, плотность и влажность пород	152
4.3.2. Химико-минеральный состав пород	157
4.3.3. Теплофизические, оптические и механические характеристики марсианских пород	159
4.4. Температурный режим приповерхностных горизонтов Марса	164
4.5. Мощность криолитосферы Марса	168
4.5.1. Криолитосфера Марса	168
4.5.2. Мощность мерзлых пород и криолитосферы Марса	173
Глава 5. Экзогенные криогенные процессы на Марсе	181
5.1. Проявления экзогенных криогенных процессов	181
5.1.1. Особенности планетарного распространения признаков проявления мерзлоты в рельефе Марса	181
5.1.2. Следы флювиальной деятельности и приповерхностные источники воды	183
5.1.3. Провально-просадочные образования	186
5.1.4. Формы рельефа, образованные криогенными склоновыми процессами	189
5.2. Проявления и механизм образования полигональных форм рельефа в высоких широтах Марса	192
5.2.1. Полигональные сети, наблюдаемые в высоких широтах Марса	192

5.2.2. Карта распространения полигонов и их классификация	193
5.2.3. Результаты совместного морфометрического и статистического анализа полигонального рельефа на Марсе и Земле.....	198
5.2.4. Сопоставление результатов математического моделирования линейных размеров полигонов с данными дистанционных наблюдений с орбиты	202
5.2.5. Механизм развития и эволюции форм марсианских трещин	205
5.3. Полярные шапки Марса	208
5.3.1. Топография и стратиграфия полярных шапок Марса.....	208
5.3.2. Состав и формирование полярных шапок	215
5.3.3. Сезонная динамика содержания CO ₂ и H ₂ O в отложениях полярных шапок	217
Список литературы и основных информационных ресурсов.....	222

CONTENTS

Introduction.....	13
<i>Chapter 1. Planets of solar system and theirs satellites as objects</i>	
of cryology planets research	17
1.1. Main characteristics of cryogenic type planets and theirs satellites.....	17
1.2. Overview of cryologic conditions and some manifestations	
of cryogenic processes on the planets and theirs satellites	21
1.2.1. Planets of the earth group and the Moon	21
1.2.2. Jupiter and their satellites.....	27
1.2.3. Saturn and their satellites	37
1.2.4. Uranus, Neptune and theirs satellites	43
1.2.5. Comets.....	45
<i>Chapter 2. General information on atmosphere, relief of the surface</i>	
and internal structure of the Mars	48
2.1. Atmosphere of Mars	51
2.1.1. Chemical composition of atmosphere.....	51
2.1.2. Particular features of temperature regime and dynamics	
of the atmosphere.....	52
2.2. Relief of the surface	54
2.3. Internal structure.....	57
2.3.1. Geology aspects of the crust and the mantle	57
2.3.2. Rock composition of the crust and the mantle	61
2.4. Introduction to the geological history of Mars.....	64
<i>Chapter 3. Methods of the study of Mars</i>	73
3.1. History and methods of Mars exploration with the help of measuring	
apparatus of orbital spacecrafts and launching modules.....	73
3.2. Methods of physical and mathematic modelling of cryogenic processes	
3.2.1. Methodology of experimental definition of thermophysical	83
and mechanical characteristics of earth rock-analogues in the wide	
range of negative temperatures	84
3.2.2. Some peculiarities of mechanism, kinetics and thermodynamical	
description of phase transition processes and H ₂ O transport	
in the Marsian conditions.....	87

3.2.3. Mathematical modelling of temperature fields and masses of top horizons of Mars	110
3.2.4. Methodology of linear sizes evaluation of Martian frost fracturing polygons.	122
Chapter 4. Cryologic conditions of Mars planet	132
4.1. Climate conditions of Mars	132
4.1.1. Temperature of bottom layers of the atmosphere and the amplitude of its oscillations	134
4.1.2. Seasonal and diurnal fluctuations of the atmosphere pressure, and the wind regime.....	134
4.1.3. Latitude and seasonal changes of water vapours and CO ₂ content in the subsurface atmosphere.....	138
4.2. Radiative-thermal balance and the temperature of the surface	141
4.2.1. Latitude and seasonal changes of components of the radiative – thermal balance of the surface	141
4.2.2. Specific character of the climate and radiative – thermal balance in the polar areas.....	143
4.2.3. Average temperature of the surface and amplitude of the seasonal, daily and annual fluctuations	146
4.3. Composition and rock characteristics of the subsurface horizons	152
4.3.1. Grain size composition, density and humidity of rocks.....	152
4.3.2. Chemical and mineral composition of rocks.....	157
4.3.3. Thermophysical, optical and mechanical characteristics of Martian rocks.....	159
4.4. Temperature regime of the subsurface horizons of Mars	164
4.5. Thickness of the cryolithosphere of Mars	168
4.5.1. Cryolithosphere of Mars	168
4.5.2. Thickness of the frozen rocks and cryolithosphere of Mars	173
Chapter 5. Exogenous processes on the Mars	181
5.1. Manifestations of the exogenous cryogenic processes.....	181
5.1.1. Specific character of planetary widespreading of the permafrost features in the Mars relief.....	181
5.1.2. Traces of fluvial activity and subsurface sources of water.....	183
5.1.3. Funnel types of topography of Mars	186
5.1.4. Forms of relief created by slope cryogenic processes.....	189
5.2. Manifestations and the formation mechanism of polygonal forms of relief in high latitudes of the Mars	192
5.2.1. Polygonal nets in the high latitude of Mars	192
5.2.2. Map of the polygons distribution and its classification.....	193
5.2.3. Results of combined morphometric and statistic analysis of polygonal relief of the Mars and Earth.....	198
5.2.4. Comparison of results of linear size polygons mathematical modelling with the data of remote orbital observations and reconnaissance modules.....	202

5.2.5. Mechanism of formation and evolution of ice wedge forms on Mars.....	205
5.3. Polar caps of Mars.....	208
5.3.1. Topography and stratigraphy of polar caps of Mars	208
5.3.2. Composition of polar caps	215
5.3.3. Seasonal dynamics of content of CO ₂ and H ₂ O in deposition of the polar caps.....	217
Literature.....	222

ВВЕДЕНИЕ

Криология планет – естественно-историческая наука, которая изучает законы существования, формирования и развития во времени и пространстве мерзлых горных пород, содержащих H_2O , CO_2 , CH_4 и ряд других веществ в твердом, жидком и газообразном состояниях; их состав, строение и свойства, криогенные процессы и явления. Областью существования и развития мерзлых горных пород является криолитосфера, представляющая оболочку ряда планет Солнечной системы и их спутников, комет и астероидов, в которой одновременно могут существовать вода, метан, аммиак, углекислый газ в твердом, жидком и газообразном состояниях. Объектом исследования криологии планет являются мерзлые горные породы, включая под- и надповерхностные скопления снега и льда из H_2O (различных модификаций), CO_2 , CH_4 и т.д.

Геокриология представляет собой часть науки криологии планет, которая в свою очередь входит в состав сравнительной планетологии. Мерзлые, морозные или переохлажденные породы не являются чем-то исключительным, присущим только Земле. Они широко представлены в пределах других планет Солнечной системы и их спутников. Поэтому разработка этой проблемы имеет как самостоятельный интерес, так и даст новые импульсы для понимания и, возможно, переосмысления ряда представлений о процессах, протекающих в криолитозоне Земли.

Криология планет в развитии теории и практики базируется на достижениях таких наук, как астрономия, астрофизика, геология, физика, химия и др. Ее структура во многом повторяет структуру геокриологии, в рамках которой в виде самостоятельных научных направлений выступают динамическая, литогенетическая и историческая геокриология. Важное место занимают физико-химия и механика мерзлых пород, являющаяся теоретическим фундаментом рассмотрения процессов в мерзлых и промерзающих породах. В задачи последней входят исследования с молекулярно-кинетических и феноменологических позиций природы и закономерностей протекания в породах тепловых, физико-химических и механических процессов, с учетом существующих проработок по термодинамике равновесия фаз влаги и других веществ, в условиях повышенного или пониженного по сравнению с земным атмосферного давления и различной величины гравитационной постоянной. В частности, в случае разреженной атмосферы и пониженной гравитации возрастает роль поверхностных явлений и конвективных течений, индуцированных термокапиллярным и концентрационно-капиллярным эффектами; роль естественной конвекции снижается; изменяются границы устойчивости однофазных и многофазных жидких систем по отношению к возмущениям, обусловленным тепловыми, гидродинамическими, диффузионными процессами переноса; в силу изменения характера процессов тепломассообмена и возрастания роли межфазовых взаимодействий может измениться характер процессов фазообразования. Причем криолитогенез водного типа, представляющий преобразование верхних слоев коры, в том числе под влиянием фазовых переходов «вода – лед (разных модификаций) – пар», который развит на Земле, характерен для Марса, спутников Юпитера (Европа, Ганимед и Каллисто) и Сатурна (Мимас, Энцелад, Тефия, Дион, Рея,

Титан, Япет). Криолитогенез углекислотного типа развит в районах полярных шапок Марса, аммиачного типа – на спутниках Сатурна (Титан и Энцелад) и Нептуна (Тритон), метанового типа – на Нептуне и Тритоне.

В первой главе монографии сделана попытка обобщения существующей в литературе информации по криологическим условиям и проявлениям криогенных процессов на планетах Солнечной системы и их спутниках.

Основной объем книги посвящен сравнительному анализу данных по криологическим условиям и проявлениям криогенных процессов на Земле и Марсе. Марс – планетное тело земной группы с ощутимой атмосферой, мощной криосферой и постоянным присутствием льда в полярных шапках – стал в настоящее время центральным объектом многих международных исследовательских программ. Перечень марсианских миссий выглядит весьма внушительно: пролетные аппараты – Mariner 4 (1965 г.), Mariner 6 и 7 (1969 г.), «Марс 4» (1974 г.); искусственные спутники Марса – Mariner 9, «Марс 2» и «Марс 3» (1971 г.), «Марс 5» (1974 г.), Viking 1 и 2 (1976 г.), «Фобос 2» (1989 г.), Mars Global Surveyor (1997 г.); Mars Odyssey (2001 г.); посадочные аппараты – «Марс» 6 (1974 г.), Viking 1 и 2 (1976 г.), Phoenix (2008 г.); марсоходы: Sojourner (1997 г.), Spirit (2004 г.) и Opportunity (2004 г.). Полученные результаты легли в основу современных представлений о поверхности, внутреннем строении и атмосфере Марса. В частности данные климатического мониторинга планеты позволяют получать информацию о любой точке ее поверхности, с точностью, сопоставимой с земными данными. Это позволило вывести наши представления о Марсе из области гипотез на качественно новый уровень. Открылись возможности сопоставить эти данные с результатами аналогичных исследований по Земле.

В монографии приводится анализ и обобщение последних данных по этим вопросам. Суммируются: информация о научных целях различных миссий к Марсу и основных полученных научных результатах; достижения и мировой опыт в области применения современной измерительной аппаратуры и ее технических характеристик.

В монографии используются и развиваются оригинальные разработки авторов по вопросам физического и математического моделирования криогенных процессов, в том числе термодинамике процессов замерзания–оттаивания фаз H_2O и водных рассолов солей, а также сублимации–абликации фаз H_2O и CO_2 ; математическому моделированию температурных и массовых полей в верхних горизонтах Марса, а также полей напряжений и деформаций; методикам экспериментального изучения теплофизических свойств земных образцов–аналогов и коэффициента их линейного расширения в широком диапазоне отрицательных температур до $-125^\circ C$ и оценке пределов применимости для анализа криогенных процессов; выявления временной и пространственной изменчивости составляющих радиационно-теплового баланса поверхности, среднегодовых, среднесезонных и среднесуточных температур поверхности и их амплитуд; использования метода типизации поверхности на основе корреляции теплофизических характеристик (тепловая инерция) и оптических характеристик (альбедо) пород; интерпретации наблюдаемой с орбитальных станций информации по характеру и динамике проявлений криогенных процессов в верхних горизонтах Марса, включая области полярных шапок, которые свидетельствуют об активности мерзлотных процессов, имеющих место в прошлом и действующих в настоящее время.

На основе гипотез о наличии в недрах мерзлых пород и высокоминерализованных рассолов, последних наблюдаемых данных и оригинальных разработок авторов по физическому и математическому моделированию криологических условий скорректирована в сторону ощутимого уменьшения, чем считалось ранее [Красс, Мерзликин, 1990; Кузьмин, 1983; Clifford et

al., 1987], величина мощности мерзлых пород и криосферы Марса. Хотя гипотеза о том, что наблюдаемые в верхних широтах полигональные формы рельефа – это проявления процесса морозобойного растрескивания, выдвигалась рядом авторов [Mahaney et al., 2001; Kuzmin et al., 2003], в их работах она носила качественный характер. В предлагаемой работе эта гипотеза находит, в сильнейшей степени, и свое количественное подтверждение на основе результатов сравнительного морфометрического и статистического анализа размеров и форм полигонов на Марсе и Земле (Антарктида, Новосибирские острова, архипелаг Новая Земля, Тазовский полуостров и т.д.); математического моделирования линейных размеров полигонов; корреляции районов проявления полигонов с районами, в которых по данным нейтроно- и гаммаскопии отмечается наличие в приповерхностных горизонтах стабильного льда H_2O , а по данным оптической спектроскопии – «соляных корочек» на поверхности и флюидизированных выбросов от импактов. Следует отметить, что при анализе марсианских полигональных сетей могут с успехом применяться методики, разработанные для земных условий, например М.В. Рац и Т.Н. Каплиной [Каплина, Рац, 1972] для обработки данных по морфометрии полигональных сетей, Н.Н. Романовского [Романовский, 1977] для построения классификации процесса. В монографии приводится созданная классификация форм проявления процесса морозобойного растрескивания, включающая 4 типа и 4 подтипа, и на ее основе составлена соответствующая карта. Авторами предложено качественное и количественное объяснение факта значительного несоответствия видимой ширины раскрытия морозобойных трещин, наблюдаемых на Марсе, ее характерным значениям для земных условий, что делало обсуждаемую гипотезу уязвимой.

Затронутым в книге вопросам посвящено достаточно большое число публикаций. Авторы старались использовать по возможности более или менее признанную информацию, что в условиях крайне интенсивного поступления новых данных и быстрого переосмысления старых представлений достаточно сложно. Поэтому ряд положений являются точкой зрения авторов.

Названия основных форм рельефа были приняты нами в соответствии с работой Г.А. Бурбы «Номенклатура деталей рельефа Марса» [Бурба, 1981]. Поскольку в литературе, посвященной марсианской тематике, используются равноправные термины, например, «ареологическое строение» (от гр. *Арес* – бог войны) или «геологическое строение Марса», а также их различные производные, мы в работе использовали спектр последних.

В монографии изложены результаты ряда исследований, выполненных авторами вместе со своими коллегами, а также студентами, и опубликованных в совместных работах. В частности: экспериментальные результаты по дифференциальной сканирующей калориметрии образцов земных пород в диапазоне низких температур получены совместно с Л.В. Мельчаковой, по низкотемпературной дилатометрии – с А.В. Брушковым; по обработке данных земных полигонов морозобойного растрескивания – с А.Н. Козловым; по расчетной оценке температурных полей – с Г.П. Пустовойтом. В поиске соответствующей информации принимали участие студенты В.С. Наумова, М.Н. Хорс, Д.Г. Песоцкий, а также аспирант О.Н. Абраменко. О.Н. Абраменко оказал большую помощь при проведении расчетных и графических работ и подготовке рукописи к изданию. В графической подготовке иллюстраций участвовала И.Ю. Исаева. Всем им авторы выражают свою большую благодарность.

Отдельные аспекты работы обсуждались с отечественными и зарубежными коллегами: В.Т. Басилевским, С.Н. Булдовичем, А.Д. Гиличинским, С.Е. Гречишевым, К.А. Кондратьевой, В.П. Мельниковым, И.Г. Митрофановым, В.В. Роговым, Ж.Ф. Родионовой, А.В. Родиным, Н.Н. Романовским, И.И. Смольским, Д. Хэдом (США), М. Креславским (США). Их советы и замечания на различных этапах работы способствовали улучшению ее качества, за что авторы глубоко им признательны. Авторы с прискорбием вспоминают коллег по исследованию,

которых уже нет с нами, В.Е. Афанасенко и А.Н. Козлова, а также заведующего кафедрой гео-криологии Геологического факультета МГУ Э.Д. Ершова, который оказал поддержку исследованиям на всех их стадиях. Особую благодарность хочется выразить Р.О. Кузьмину, который ввел авторов в тематику исследований Марса и с которым опубликован ряд совместных работ.

Авторы крайне признательны Р.И. Назыровой за тщательное редактирование рукописи.

Монография является логическим завершением определенного этапа работы, которая была выполнена, в том числе, благодаря поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ, проект 04-05-65110).

INTRODUCTION

Cryology of planets is a naturally-historical science which studies the rules of existence, formation and development in time of frozen rocks contained H_2O , CO_2 , CH_4 and some others elements occurring in a solid, liquid and gaseous states as well as their composition, structure, and characteristics, cryogenic processes and its phenomena.

Frozen rocks appear to exist in cryolithosphere presented as one of the envelopes of the solar system planets and their satellites where simultaneously H_2O , CO_2 , CH_4 and NH_3 can co-exist in solid, liquid and gaseous states. The matter of the cryology of planets research is frozen rocks including surface and subsurface accumulations of H_2O snow and ice (of different modifications), CO_2 , CH_4 etc. Geocrylogy is a part of cryology of planets science which is in its turn a subdivision of comparable planetology.

Frozen, frost-bound and cooled rocks are not an exclusive attribute of the Earth but it also widespread phenomena throughout the solar system planets and their satellites. Thus, the study of this problem can be set as a subject of an independent interest; however it can initiate a new- or re-understanding of concepts about the processes taking part in cryogenic horizons of the Earth.

The planets cryology from the theory and practice point of view is based on such scientific fields as astronomy, astrophysics, geology, physics, chemistry, mathematics etc. Its structure reminds to a large extend the build-up of geocrylogy in the framework of which a dynamics, lithogenetics, history, physic-chemistry and mechanics of frozen rocks set up as a number of independent subdivisions appearing as theoretic basis of frozen and congealed rocks research.

Geocryology deals with the investigations from the nature's molecular-kinetics and phenomenological perspectives and objective laws of thermal, physical-chemical and mechanical processes taking a place in rocks with the evaluation of now-days approaches in thermodynamic of phase equilibrium of humidity and other matter in the conditions of elevated or lowered atmospheric pressure (in comparison with the Earth atmospheric pressure) and different gravitational constants.

Among other factors, in case of rarefied atmosphere and low gravitation a role of surface processes and convective currents induces by thermo-capillary and concentrate-capillary effects increases. At the same time, a role of a natural convection decreases and stability bounds of mono- and multi-phased liquid systems changes in respect of perturbations caused by thermal, hydrodynamic and diffusive processes of transfer; so that of variations of heat-mass-exchange character and increasing of phase interaction role, a character of phase forming can be also changed.

Moreover, among planets of the water type, cryolithogenesis which is a transformation of upper crust layers including those under the influence of phase transition water-ice (different modifications)-vapour characterised for the Earth is also characteristic for the Mars, Jupiter satellites (Callisto, Europa, and Ganymede) and Saturn (Mimas, Enceladus, Tethys, Dione, Rhea, Titan, Iapetus).

The cryolithogenesis of CO_2 -type is presented on the polar caps of Mars; the NH_3 -type is on Saturn satellites (Titan and Enceladus) and Neptune (Triton); CH_4 -type is also characteristic for the Neptune and Triton.

In the first chapter of the book authors made an attempt to analyze and to summarize all information existing in the literature up to present on cryological conditions and occurrences of cryogenic processes throughout the Solar System planets and their satellites.

The majority of the book devoted to comparative analysis of data on cryologic conditions and cryogenic processes manifestations on the Earth and Mars. Mars – is a planetary body of the Earth group with the appreciable atmosphere, thick cryosphere and permanent ice presence on the polar caps. This planet is a central point in many research programs. The list of Martian missions is more than impressive, it includes: spacecrafts Mariner-3 and Mariner-4 (1964), Mariner-6 and Mariner-7 (1969), Mariner-8 and Mariner-9 (1971); Orbiter-Lander pairs Viking-1 and Viking-2 (1976); Mars Observer (1992); Mars Pathfinder Rover consisting of a lander and the Sojourner rover (1996), Mars Climate Orbiter (1998); Mars Polar Lander/Deep Space 2 (1999); Mars Odyssey (2001), Mars Global Surveyor (1996); Mars Odyssey (2001); Mars exploration rovers Spirit (2004) and Opportunity (2004); Phoenix (2008); Mars Express (2003) etc.

The data obtained lay down the foundations of modern conceptions on the internal structure and atmosphere of Mars. Climate monitoring data of Mars allow receiving information about any point on the Martian surface with the accuracy comparable to the Earth data. Last technologies combined to scientific approaches set up a new level of knowledge about Mars and lead it out from the hypothetical sphere. A method of Martian data comparison with the identical investigations on the Earth discovers new possibilities for researches.

This monograph gives an overview and general conclusion to the last data on the subjects above discussed. Information on scientific purposes of different missions to Mars and the main results obtained, achievements and worldwide experiences integrated in the field of high technological measuring facilities and its technical characteristics was here summarized.

In this monograph it was used and developed some original investigations of authors on the subjects: physical and mathematical modeling of cryogenic processes including those related to the thermodynamics of freezing–melting processes H_2O phases and water brines, and sublimation–ablimation of H_2O and CO_2 phases; mathematical modeling of temperature and mass fields in the upper horizons of Mars; fields of stress and deformations; methods of experimental study of thermal-physical properties of earth sample-analogous and its linear expanding in the wide range of negative temperatures down to $-125^\circ C$ and evaluation of validity range for the cryogenic processes analyses; detection of variability of radiation-thermal components of the surface balance in time and in space; mean annual, mean seasonal and average daily of surface temperatures and its amplitudes; using of typification of the surface based on the correlation of thermal-physical (thermal inertia) and optical characteristics (albedo) of rocks; interpretation of the orbital stations data on the character and dynamics of cryogenic processes in the upper horizons of Mars including those areas of polar caps which evident on the activity of cryogenic processes in the past and in the present.

Total thickness of frozen rocks and cryosphere of Mars has been corrected significantly to reduced values than it was considered earlier [Crass, Merzlikin, 1990; Kuzmin, 1983; Clifford, 1987] thanks to recent data analysis and original works of authors on physical and mathematical modeling compiled to the hypothesis on the frozen rocks and high mineral brines existence in the depth of Mars.

Though it was hypothesized by the number of authors [Mahaney et al., 2001; Kuzmin et al., 2003] that specific polygonal forms of relief observed in high latitudes are consequence of frost cracking these works can be attributed more exactly to the quantitative analysis.

The monograph supports this assumptions and confirm it quantitatively on the basis of morphometric and statistical analysis of sizes and polygonal forms on the Earth and Mars (Antarctica,

Novosibirsk islands, archipelago Novaya Zemlya, Tazov peninsula etc.), mathematical modeling of polygonal linear sizes, and correlation of polygonal areas with the areas where according to the neutron- and gamma-spectroscopy persistent H_2O ice exists in subsurface horizons. These areas are characterized by the optical spectroscopy as salt crust manifestations on the surface and fluidized eruption in impacts surroundings.

It should be noted that such works as methods of morphometric polygonal net data processing by M.V. Ratz and T.N. Kaplina [Kaplina, Ratz, 1972] as well as classification process construction by N.N. Romanovskii [Romanovskii, 1977] commonly used for the Earth conditions can be successfully applied to Martian polygonal nets analysis.

Recently proposed classification of frost cracking forms contained 4 types and 4 subtypes is cited here to be the base for the equal map. A reasonable explanation on lack of correspondence of visible frost cracks width on the Mars and on the Earth was given by authors in the monograph.

Questions touched upon in the book have been discussed in numerous publications. In the conditions of intensive influx of new information and fast reanalyzing of previous data it is difficult to give fully recognized conceptions and to be objective. However, authors propose their own propositions on the questions raised in discussions.

Titles of the main relief forms were admitted by authors in accordance to the work of G.A. Burba "Nomenclature of Martian relief features" [Burba, 1981]. Since there is a spectrum of terms in the modern Martian terminology as, for example, "areological structure" (Ares is a god of bloodlust in Greek mythology) and equal to this "geological structure" we used in the book most common terms and its derivatives.

The monograph gives an overview on the results published by authors individually or in cooperation with colleagues, students and PhD students in the frameworks of joint projects.

For example, experimental data on differential scanning colorimetry of earth rock samples in the range of negative temperatures have been obtained with the help of Melchakova, L.V.; Brushkov, A.V. helped with the low-temperature dilatometry data; A.N. Kozlov was involved to the processing of frost-cracking Earth polygons data; temperature fields calculating evaluation was made with the help of G.P. Pustovoi.

Students V. Naumova, M. Hors, D. Pesotskii and PhD student O. Abramenko took active part in gathering of scientific information. O. Abramenko was also involved to the all data processing work and along with I. Issaeva they helped with the graphics and this book to be prepared to the publication. Authors are grateful for this contribution.

Authors would like to express their gratitude to V.T. Bassilevskii, S.N. Buldovich, A.D. Gilichinskii, S.E. Grechishev, K.A. Kondratieva, V.P. Melnikov, I.G. Mitrofanov, V.V. Rogov, A.V. Rodin, Zh.F. Rodionova, N.N. Romanovskii, I.I. Smulskii, J. Head (USA), M. Kreslavskii (USA), for aid-ins, remarks and criticism made during discussions of the work different aspects. Thanks to these observations this book was significantly improved.

Valuable remarks and advices of R.O. Kuzmin co-author of many publications and opener of Mars question area for authors were especially appreciated by them.

Authors accord a particular thanks to the colleagues V.E. Afanasenko, A.N. Kozlov and E.D. Ershov a former chief of the Geocryological department of MSU who are not unfortunately among us today for the shown interest and support of all stages of the work.

Authors express tankfulness to R.I. Nazirova for detaul editing.

This monograph is a logical milestone completion of a definitive step of the work that was carried out also thanks to RFFI grant (04-05-65110).

This book is devoted to researches in the field of comparative planetology and to a wide circle of geocryologists. It is also oriented to specialists working on methods of engineering constructions space monitoring in the zone of seasonal or permafrost rock distribution including objects of oil and gas industry and geological survey which are based on distant orbital data particularly interesting for difficult of access mountain areas. Students of appropriate specialties can use the book as a tutorial or as a reference book.

Глава 1

ПЛАНЕТЫ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ, ИХ СПУТНИКИ КАК ОБЪЕКТЫ ИЗУЧЕНИЯ КРИОЛОГИИ ПЛАНЕТ

1.1. Основные характеристики планет криогенного типа и их спутников

В Солнечной системе существует восемь больших планет: четыре планеты, ближайшие к Солнцу, – Меркурий, Венера, Земля, и Марс – относятся к «земному» типу, поскольку у них твердая внешняя оболочка; четыре большие планеты за орбитой Марса – Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун – так называемые «газовые гиганты» (рис. 1-1, вклейка). Основные характеристики планет приведены в таблице 1-1. Почти все планеты и некоторые из лун имеют атмосферу. Земная атмосфера состоит в основном из азота и кислорода. Для Венеры характерна плотная атмосфера из углекислого газа, со следами токсичных газов, таких как двуокись серы. Марсианская атмосфера состоит в основном из тонкого слоя углекислого газа. Юпитер, Сатурн, Уран и Нептун имеют водород-гелиевые атмосферы.

Вокруг перечисленных планет нашей солнечной системы вращается 91 естественный спутник (так называемые «луны»), размером от небольших обломков пород до земной Луны и более. Часть из них открыта в ходе телескопических наблюдений, другие обнаружены межпланетными исследовательскими аппаратами. Некоторые из них имеют атмосферу (как спутник Сатурна Титан) и даже магнитные поля (как спутник Юпитера Ганимед). Луна Юпитера Ио – это наиболее вулканически активное тело в Солнечной системе. Океан может лежать под замерзшей поверхностью спутника Юпитера Европы, в то время как снимки спутника Юпитера Ганимеда показывают движение ледяных плит на поверхности этой луны. Некоторые планетные луны, такие как Феб у Сатурна, могут быть астероидами, которые были захвачены силами гравитации планеты. С начала наблюдений в 1610 по 1977 гг. Сатурн считался единственной планетой с кольцами. Сейчас известно, что Юпитер, Уран и Нептун также имеют кольцевые системы с размером составляющих от пылеватых частиц до глыб минерального, ледяного или смешанного состава. Большинство из планет имеют магнитные поля, которые простираются в космос и образуют магнитосферу вокруг каждой из планет. Эти магнитосферы вращаются вместе с планетами, захватывая заряженные частицы из космоса. Солнце имеет магнитное

Таблица 1-1

Основные характеристики планет (<http://stardate.org>)

Планета	Среднее гелиоцентрическое расстояние (большая полуось орбиты), а.е.	Эксцентриситет	Наклонение плоскости орбиты к эклиптике, град.	Сидерический период обращения (в земных годах)	Период вращения (в земных сутках (d) или в часах (h))	Экваториальный радиус (R_e), км
Меркурий	0,387	0,206	7,000	0,24	58,6 d	2439,00
Венера	0,723	0,007	3,400	0,62	243 d	6051,5
Земля	1,000 ($1,5 \cdot 10^8$ км)	0,017	0,000	1,00 (365,26 суток)	23,9 h	6378,00
Марс	1,524	0,093	1,880	1,880	24,6 h	3394,00
Юпитер	5,203	0,048	11,860	11,860	9,9 h	71398,00
Сатурн	9,539	0,056	29,460	29,460	10,2 h	60330,00
Уран	19,182	0,047	84,010	84,010	24 $\pm$ 4 h	25400,00
Нептун	30,058	0,009	164,800	164,800	17,8 h	24750,00

Планета	Объем (Земля=1)	Масса, M (Земля=1)	Плотность, г/см ³	Наклонение экватора к плоскости орбиты, град.	Направление вращения	Альбедо	Эффективная температура, K	Число спутников
Меркурий	0,05	0,05	5,440	<30	Прямое	0,09	435	Нет
Венера	0,90	0,82	5,240	177	Обратное	0,77	228	Нет
Земля	1,00 ($1,08 \cdot 10^{12}$ км ³)	1,00 ($5,98 \cdot 10^{24}$ кг)	5,520	23,5	Прямое	0,30	255	1
Марс	0,15	0,11	3,950	25,2	Прямое	0,20	216	2
Юпитер	1318,00	318,00	1,330	3,1	Прямое	0,42	134	16
Сатурн	755,00	95,10	0,690	26,4	Прямое	0,50	97	17
Уран	63,00	14,60	1,260	98	Обратное	0,50	54	14 (?)
Нептун	58,00	17,20	1,670	29	Прямое	0,50	38	2

поле – гелиосферу, которая полностью покрывает нашу солнечную систему. Поскольку космическое пространство Вселенной характеризуется очень низкими температурами, а планеты и другие космические объекты должны приходить в тепловое равновесие с окружающим пространством, можно сделать вывод, что они в большинстве должны являться криогенными, то есть характеризоваться существованием мерзлых, морозных или переохлажденных пород.

В зависимости от состояния ядра планеты или другого космического объекта, происходящих внутри физических и химических экзогенных или эндогенных процессов можно в первом приближении выделить планеты с практическим отсутствием или наличием потока тепла их недр к поверхности.

Применительно к температурным условиям, конкретно сформировавшимся на планетах или их спутниках, всегда найдется то или иное химическое соединение, которое окажется преобладающим в атмосфере и литосфере и будет способно одновременно существовать в трех фазовых состояниях: твердом, жидком и газообразном. Твердая фаза этого вещества на планете может образовывать либо отдельные крупные скопления или мономинеральные горные породы, либо входить в виде специфической минеральной компоненты в состав мерзлых пород.

Криолитогенез водного типа представляет собой преобразование верхних слоев коры или всего космического тела, вызванного появлением в нем фазовых переходов «вода $\leftrightarrow$ пар H_2O $\leftrightarrow$ лед H_2O ». Он развит на Земле, Марсе, спутниках Сатурна (Мимасе, Энцеладе, Тефии, Дионее, Рее, Титане, Япете) и на Уране [Мазно, 1988].

Криолитогенез углекислотного типа связан с переходом в твердое состояние CO_2 и развит в полярных областях Марса. Углекислотное льдообразование в сочетании с фазовыми переходами «пар H_2O $\leftrightarrow$ лед H_2O » привело к образованию обширных полярных шапок и обширных участков слоистых отложений, их окружающих. Последние представлены переслаиванием льда H_2O , твердой углекислоты, газогидратов и пылеватого материала преимущественно эолового происхождения [Кузьмин, 1983].

Криолитогенез аммиачного типа, представляющий собой формирование коры космического тела в результате затвердевания NH_3 , можно ожидать на спутниках Сатурна (Титане и Энцеладе) и Нептуна (Тритоне). Криолитогенез метанового типа, связанный с переходом в твердое состояние CH_4 , развит на Нептуне, Титане, Тритоне, Плутоне и его спутнике Хароне [Основы геокриологии..., 1996].

Лед H_2O существует на планетах в разных модификациях (табл. 1-2).

P - T (давление – температура) фазовая диаграмма для пара воды и льда H_2O в различных модификациях представлена на рисунке 1-2, а I - S (энтальпия – энтропия) на рисунке 1-3.

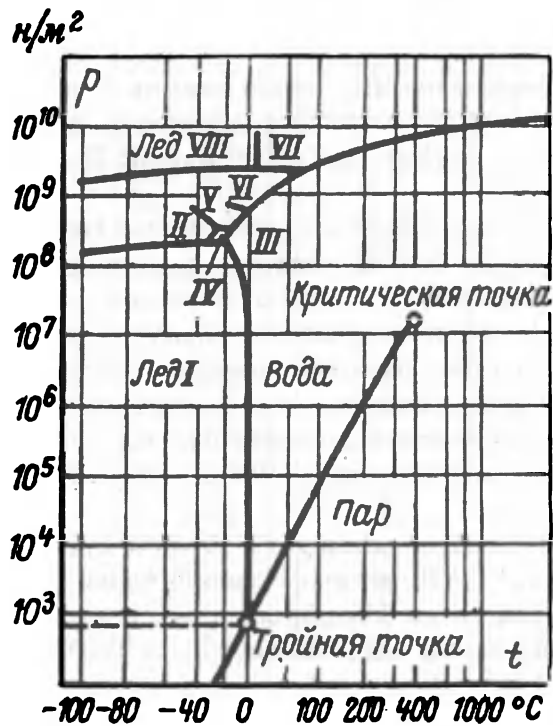
Как видно из рисунка 1-2 лед имеет различные кристаллические модификации, которые существенно различаются по своим термодинамическим свойствам. Модификация лед I реализуется в земных и марсианских условиях, а также на ряде других космических объектов. В гексагональной сингонии лед существует до температур $-80 \div -90^\circ C$. Для более низких значений характерна кубическая сингония, а ниже $-110^\circ C$ возможно образование аморфного (стеклообразного) льда.

При высоких давлениях, начиная примерно с 10^2 МПа, существуют модификации льда II–VIII. Области льда III, V, VI, VII граничат с жидкой фазой, а льда II и III примыкают к твердым фазам других модификаций. Модификации льда с порядковым номером II и более обладают большей плотностью, чем лед I. Например, при $T=0^\circ C$ плотности льда II, III и VI равны, соответственно, 1,2, 1,1 и 1,4 г/см³. Рентгеноскопическим путем установлено, что в модификациях льда II и III каждая молекула H_2O , как и в модификации льда I, имеет четыре

Таблица 1-2

Лед H_2O на планетах и спутниках Солнечной системы [Основы геофизиологии..., 1996]

Планета, спутник	Средний радиус, км	Средняя плотность ρ , г/см ³	Объем льда, $\times 10^6$ км ³	Масса льда, % от массы планеты	Форма льда
Земля	6378	5,52	38	$6 \cdot 10^{-4}$	I
Марс	3394	3,95	100	0,015	I
Плутон	1400	1,0–1,5	8500–11500	50–100	I, II, V(?)
Европа	1565	3,03	3000	1,3	I
Ганимед	2640	1,93	46000	31	I, II, VI
Каллисто	2420	1,79	40000	35	I, II, VI
Энцелад	250	1	62	83	I
Тефия	525	1,0	606	100	I, II
Диона	560	1,4	590	55	I
Рея	765	1,3	1600	63	I, II

Рис. 1-2. P-T-фазовая диаграмма для H_2O

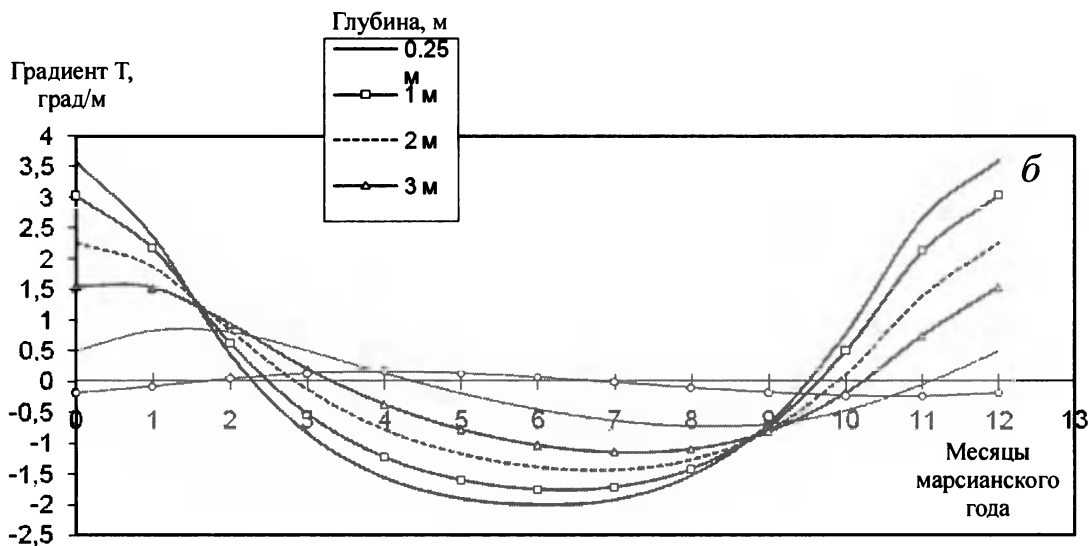
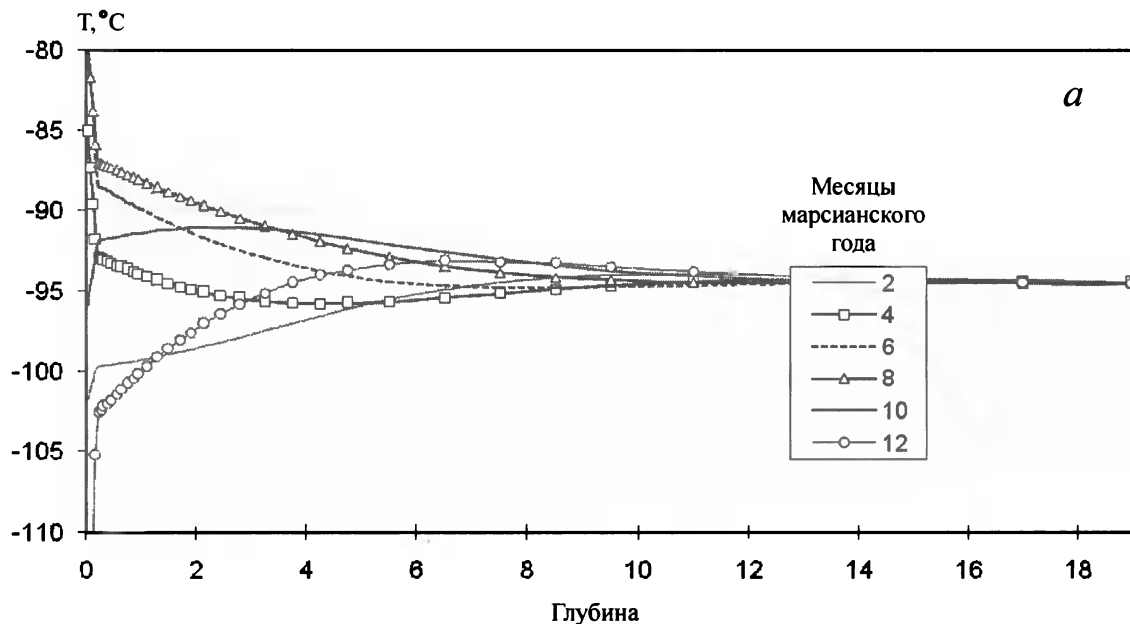


Рис. 4-38. Графики изменения температурных условий в массиве раздробленного базальта, перекрытого слоем реголита мощностью 20 см, на участке Великих Северных равнин, 43° с.ш.

а — динамика температурного профиля; *б* — динамика значений градиента температуры на разных глубинах

водороду поверхностных горизонтов Марса. Была предложена карта мощности слоя поверхностного реголита (см. рис. 4-24), которая от экватора к полюсам изменяется от 1,2 м до 20 см. Очевидно, что такое совпадение размеров слоя реголита является случайным. Однако, на наш взгляд, это свидетельствует о правильности исходных посылок, заложенных в используемые

достигает 467°C , но благодаря отсутствию какой-либо атмосферы ночные температуры падают до -183°C . До 1965 г. предполагалось, что Меркурий обращен к Солнцу лишь одной стороной. Однако позже было обнаружено, что он совершает три оборота вокруг своей оси за два полных оборота вокруг Солнца. Таким образом, продолжительность дня на Меркурии составляет 176 земных суток. Как и Луна, Меркурий имеет крайне незначительную атмосферу, существующую благодаря выбиванию солнечным ветром атомов с поверхности планеты. Этот эффект создает атмосферу с давлением менее чем одна миллионная от давления земной атмосферы на уровне моря, которая состоит из кислорода, натрия и гелия. Благодаря экстремальным температурам поверхности атомы этих элементов легко покидают планету и постоянно восполняются. Из-за практического отсутствия атмосферы не происходит эрозии ее поверхности вследствие воздействия ветра или воды, а метеориты не сгорают в атмосфере благодаря трению, как это происходит на планетах с плотной атмосферой.

Поверхность Меркурия напоминает поверхность Луны, иссеченной тысячами ударных кратеров, которые образовались в результате падения метеоритов (рис. 1–4). На поверхности существуют как выположенные равнины, так и уступы; некоторые из них образованы древними импактами и достигают высоты мили. Бассейн Caloris, одна из крупнейших морфологических форм на Меркурии, имеет 1300 км в диаметре. Эта структура сформировалась от удара астероида на начальных этапах развития Солнечной системы, что, возможно, повлекло за собой образование необычных форм поверхности на противоположной стороне планеты. После этого события в течение почти полумиллиарда лет Меркурий потерял в радиусе от 2 до 4 км, так как планета охлаждалась при формировании. Внешняя оболочка, называемая литосферой, в этот период сжималась и формировалась достаточно быстро, чтобы предохранить магму планеты от выхода на поверхность, тем самым, заканчивая активный этап геологической истории Меркурия. Свидетельством геологической активности планеты в прошлом служат сглаженные равнины в бассейне Caloris.

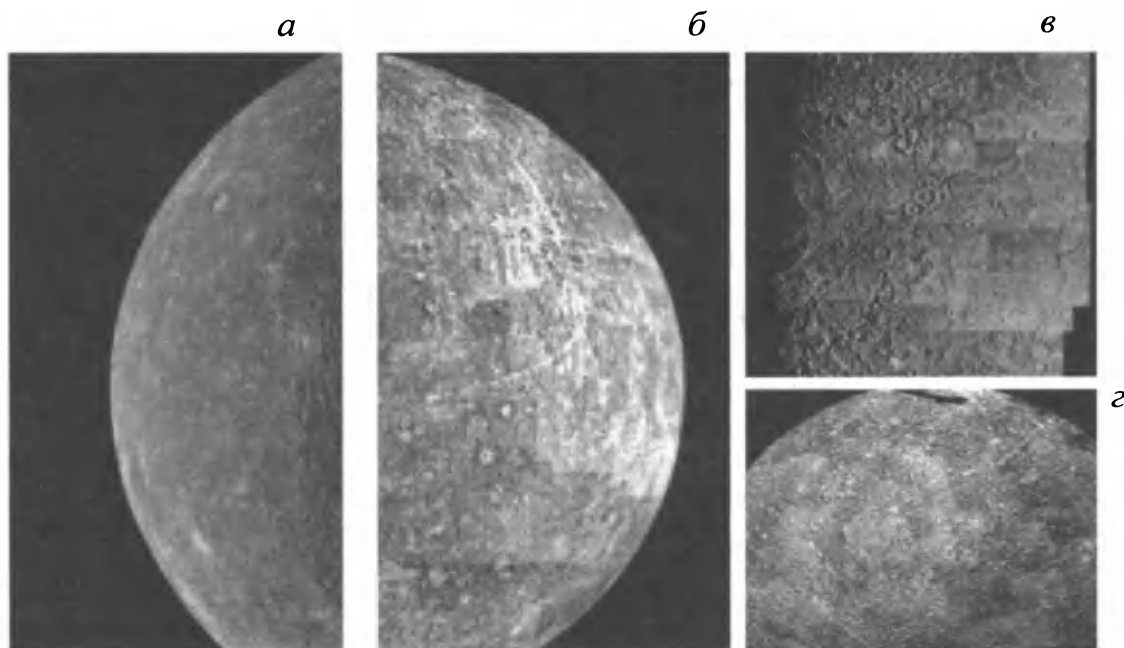


Рис. 1–4. Фотографии поверхности Меркурия, сделанные Mariner 10

а, б – два полушария Меркурия; в – импактный бассейн Caloris Basin; г – фотомозаика южного полушария Меркурия

Меркурий имеет наименьший радиус среди планет Солнечной системы; это вторая по максимальной плотности планета Солнечной системы после Земли, с железным ядром радиусом от 1800 до 1900 км, что составляет 75% диаметра планеты и сравнимо с радиусом земной Луны. Внешняя оболочка Меркурия, сравнимая с земной внешней оболочкой, называемой мантией, имеет мощность лишь 500–600 км.

Плотность пород поверхности, оцененная при помощи радиолокационных методов, составила $1,4 \text{ г/см}^3$. Это позволяет сделать заключение о внутреннем строении планеты с массивным ядром и корой, состоящей из пород низкой плотности. По-видимому, верхний слой пород Меркурия, также как и на Луне, представлен реголитом – разуплотненным пылеватым материалом.

Лишь один космический аппарат посещал Меркурий – Mariner 10 в 1974–1975 гг., и им было обнаружено очень слабое магнитное поле. В 1991 г. на основании радарных наблюдений были высказаны очень серьезные аргументы в пользу того, что Меркурий может иметь лед H_2O на северном и южном полюсах. Этот лед предположительно существует внутри глубоких кратеров. Дно этих кратеров остается в постоянной тени, что предохраняет его от таяния. Подтверждение наличия такого феномена будет означать, что планету можно отнести к планетам криогенного типа.

Земля

Земля является третьей планетой от Солнца и пятой по величине в Солнечной системе. Диаметр Земли лишь на несколько сотен километров больше диаметра Венеры. Четыре времени года – это результат наклона оси вращения Земли к плоскости ее орбиты более чем на 23 градуса. Океаны с более чем 4-километровой глубиной покрывают почти 70% земной поверхности (рис. 1-5, вклейка). Вода существует в жидкой фазе лишь в узком диапазоне температур (от 0 до 100°C). Этот температурный интервал кажется особенно узким, когда его сравниваешь с интервалом температур других планет Солнечной системы. Присутствие и перераспределение водяного пара в атмосфере, которая состоит из 78% азота, 21% кислорода и 1% других составляющих, укрывает биосферу Земли. Атмосфера защищает от губительной коротковолновой солнечной радиации, от метеоритов, которые в большинстве своем сгорают в атмосфере, не достигая поверхности. Ледяная шапка Антарктиды, льды Арктики, вечная мерзлота полярных и высокогорных регионов, зимние периоды в средних широтах – это лишь основные явления проявлений криологических процессов на нашей планете. Благодаря длительному периоду изучения закономерностей формирования и развития криолитозоны Земли, проявлений и динамики протекания криогенных процессов, исследователи имеют в своем распоряжении огромный фактический материал, основательные теоретические наработки, позволяющие в рамках сравнительной планетологии применять их при исследовании других планет Солнечной системы с поправкой на их особенности.

Луна

Регулярные ежедневные и ежемесячные ритмы единственного спутника Земли – Луны – руководили хранителями времени с древних времен. Наличие Луны стабилизирует колебания вращения Земли, что приводит к существованию более стабильного климата на протяжении миллиардов лет, сыгравшего существенную роль в формировании условий для зарождения и развития жизни на Земле. Как же появилась Луна? Общепринятая на сегодняшний день теория говорит о том, что космическое тело размером с Марс столкнулось с Землей и выброшенный при ударе материал, как земной, так и столкнувшегося тела, аккумулируясь, сформировал

Луну. Предполагают, что Луна была сформирована 4,5 млрд. лет назад (это возраст древнейшего из образцов породы Луны). Когда Луна формировалась, внешние слои расплавились при очень высоких температурах, сформировавших лунную кору, возможно, из глобального «магматического океана». С Земли мы видим одну и ту же часть Луны благодаря тому, что она вращается вокруг своей оси почти в тот же интервал времени, за который она делает оборот вокруг Земли (синхронное вращение). Светлые области на видимой стороне Луны являются лунными возвышенностями. Темные области, называемые морями, являются импактными областями, которые были заполнены темной лавой 4 и 2,5 млрд. лет назад. После этого периода вулканизма Луна остывала, и с тех пор ее поверхность практически не изменилась, не считая следов от ударов метеоритов и комет. Лунная поверхность угольно-черная, песчаная, с большим количеством пылеватых частиц. Этот слой называют лунным реголитом. Слой реголита тонкий, его мощность изменяется от 2 м на молодых участках лунных морей до 20 м на древнейших участках высокогорий. Термин «реголит» теперь применяется для обозначения приповерхностных слоев, образованных в результате физического выветривания, механического воздействия и т.п. на поверхности других планет.

Топография. Отклонения от сферической формы Луны в масштабах локальной топографии могут быть значительными. Максимальные и минимальные вариации составляют приблизительно 8÷9 км в обоих направлениях, существующих на обратной стороне Луны (относительно сферы с радиусом 1737,4 км) (http://astrogeology.usgs.gov/Teams/Geomatics/photogrammetry/topography_lunar.html). Максимальные поднятия поверхности существуют в области, окружающей кратер Королева, в то время как минимальные поднятия расположены около Южного Полюса в бассейне Айткена. Топография Луны иллюстрируется на рисунках 1-6а и 1-6б (вклейка). Цветная топография наложена на карту рельефа видимого и обратного полушарий Луны. Топографические данные, отображенные на картах, основываются на ряде измерений, полученных лазерным альтиметром (LIDAR) на борту миссии 1994 Clementine между 70° с.ш. и 70° ю.ш. С тех пор было сравнительно немного LIDAR-измерений, полученных вблизи полюсов, и ни одного над полюсами. Топографические данные в полярных регионах были собраны фотограмметрическим способом, используя надирные и перспективные изображения Clementine (http://astrogeology.usgs.gov/Teams/Geomatics/photogrammetry/topography_lunar.html). На сайте Геологической службы США (USGS <ftp://ftpflag.wr.usgs.gov/dist/pigpen/moon/usgs/topo/>) представлены цифровые данные измерений высот для лунной поверхности. ASC II файлы содержат данные по топографии лунной поверхности в папке 'global_ASCII':

- 1) lunarDEM_ASCII_dd_geocentric_v2.asc.gz (включают области без поднятий);
- 2) lunarDEM_ASCII_interp_dd_geocentric.asc.gz (включают интерполяционные/экстраполяционные данные).

В первом файле приводится описание всей поверхности, за исключением некоторых областей, для которых отсутствуют данные (величины высот для таких областей имеют значение -9999). Второй файл схож с первым, за исключением областей с отсутствием данных, для которых проводится интерполяция или экстраполяция. Величины высот в файлах выражены в метрах и отнесены к сфере радиусом 1737,4 км. Данные представлены с разрешением 0,0625 (что эквивалентно расстоянию 1895,209 м вдоль большого круга Луны) и сохранены в простой цилиндрической проекции карты с началом на северном полюсе. Простая графика на следующих страницах иллюстрирует формат обоих рассматриваемых файлов.

Атмосфера. Почти во всех отношениях Луна не имеет атмосферы. Безусловно, для расчетов миссий или навигационных расчетов отсутствие атмосферного сопротивления или эффектов нагрева необходимо для учета при анализе траектории космических кораблей у по-

верхности Луны. Однако в действительности Луна имеет очень незначительную атмосферу, в которой газы легко уносятся в космос. Плотность атмосферы на Луне на 14 порядков меньше, чем на Земле [Heiken et al., 1991]. Несмотря на трудности определения, состав атмосферы, по-видимому, следующий: неон (^{20}Ne), гелий (He), водород (H_2) и аргон (^{40}Ar), приблизительно в порядке убывания доли. Следы других газов также отмечены. Источником лунной атмосферы, по-видимому, являются частицы солнечного ветра и атомы из пород поверхности и грунтов, выброшенных на поверхность импактами комет и метеоритов. Аргон, наоборот, образуется в ходе радиоактивного разрушения калия (^{40}K) в недрах Луны (http://www.lpi.usra.edu/expmoon/Apollo17/A17_Experiments_LACE.html).

Температура. Температуры на лунной поверхности варьируют очень широко, в зависимости от местоположения, и главным образом привязаны к дневному циклу. Около экватора температуры поверхности увеличиваются до 280°C , начиная с лунного рассвета и до полудня. В таблице 1-3 представлены средние расчетные температуры поверхности и температурные экстремумы в различных точках на поверхности Луны. Среднее значение температуры поверхности по полудню на Луне меняется в пределах 6°C в период между земным перигелием и афелием.

Рисунок 1-7 (вклейка) предлагает интересное графическое сравнение температур поверхности Земли, Луны и Марса. Минимальные и максимальные температуры лунной поверхности являются усредненными среднеширотными дневными и ночными температурами – без экстремумов, которые могут проявляться, например, в полярных областях Марса.

Альbedo. Несмотря на яркость появления Луны на земном небосклоне, сравнимую с Солнцем, Луна на самом деле является очень темным объектом; она отражает около 7–24% видимого света, достигающего ее поверхности. Светлые породы лунных высокогорий имеют в общем более высокое значение альbedo в диапазоне 11–18%, в то время как лунные моря имеют низкое значение альbedo в диапазоне 7–10%. На рисунке 1-8 представлена карта альbedo Луны, отражающая относительную яркость форм лунной поверхности. Луна повернута на 60° западной долготы на каждом из кадров. Данные гамма-спектрометрии, полученные в ходе советской миссии Луна 10, свидетельствуют о базальтовом составе пород поверхности Луны. Позже это было подтверждено при взятии проб посадочными модулями миссий Apollo. В отличие от Земли, Луна не имеет плит и активных вулканов, однако сейсмографы, установлен-

Таблица 1-3

Расчетные температуры лунной поверхности [Roncoli, 2005]

Температура, $^\circ\text{C}$	Затененные полярные кратеры	Другие полярные области	Видимая экваториальная сторона	Обратная экваториальная сторона	Краевые части экватора	Типичные средние широты
Средняя температура	-233	-53	-19	-17*	-18	$-53 < T < -18$
Месячное изменение	Нет данных	$\pm 10^{**}$	± 140	± 140	± 140	± 110

* Обратная сторона Луны ближе к Солнцу в полдень, чем видимая сторона. Это дает на 1% больше солнечного излучения на единицу поверхности.

** Средняя температура имеет годовое отклонение, что сопряжено с наличием нескольких недель в году с очень низкими температурами ($T < -73^\circ\text{C}$).

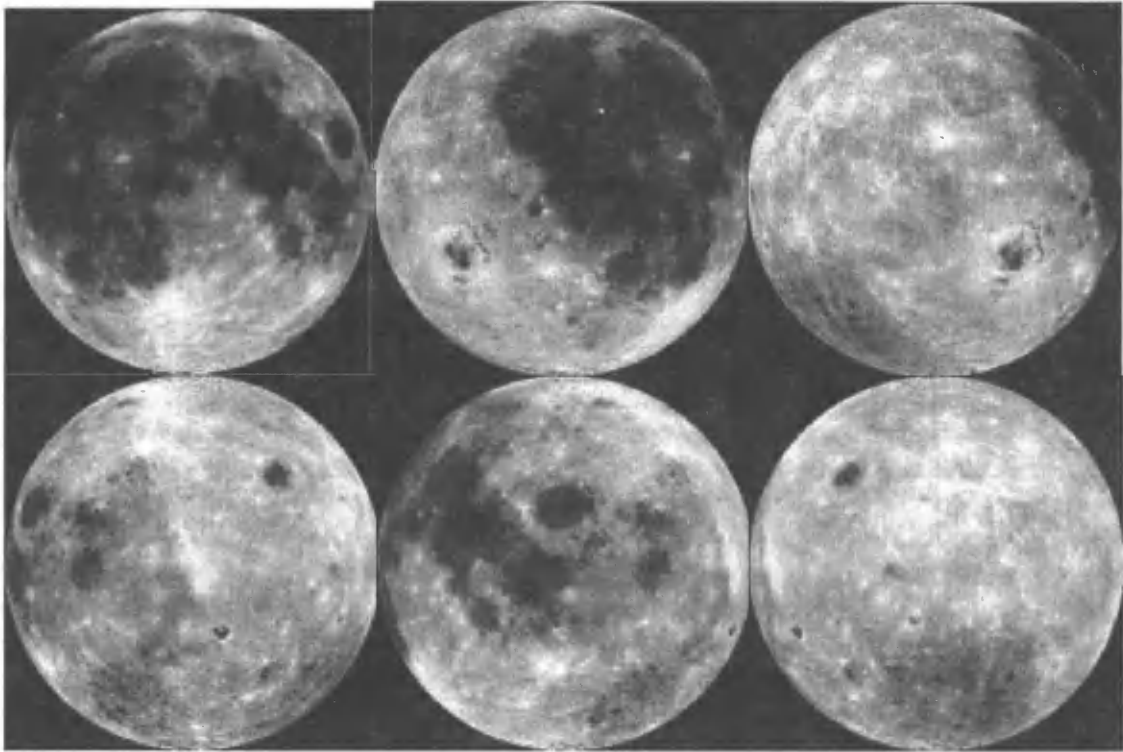


Рис. 1-8. Карта альbedo Луны

ные астронавтами Apollo в 1970-х, зарегистрировали слабые колебания на глубине нескольких сотен километров. Землетрясения, возможно, вызываются влиянием приливов от земного гравитационного поля. Небольшие выбросы газа из некоторых кратеров, таких как Аристархус, также были отмечены. Локальные магнитные области обнаружены вблизи кратеров, но Луна не имеет магнитного поля, схожего с земным. Неожиданное открытие сделано при мониторинге с корабля Lunar Orbiter в 1960-х, когда были обнаружены мощные магнитные аномалии под округлыми морями. Эти концентрации масс (масконы) могут быть вызваны слоями более плотных базальтовых лав, которые заполняют морские бассейны

В 1998 г. команда корабля Lunar Prospector доложила об обнаружении льда H_2O на обоих полюсах. Импаkты комет сформировали запасы воды на Луне. Часть ее мигрировала в самую темную, холодную область на полюсах.

Более 70 космических кораблей были отправлены к Луне; механические роботы – луноходы и 12 астронавтов прошли по ее поверхности и привезли 382 кг лунных пород на Землю. Исследователи продолжают изучение образцов лунных пород.

Марс

Марс – это каменистое космическое тело, в два раза меньшее по диаметру, чем Земля, когда-то, по-видимому, очень похожее на нее. Как и у других планет «земной» группы – Меркурия, Венеры и Земли, – его поверхность была сформирована процессами вулканизма, ударами метеоритов и комет, движениями коры, а также атмосферными воздействиями, такими как пылевые бури (рис. 1-9, вклейка). Периодически глобальные пылевые бури закрывают повер-

хность планеты. Их воздействие огромно и включает формирование гигантских дюн, полосы на поверхности от ураганов и другие эоловые формы.

Марс имеет некоторые отличительные геологические особенности, включающие: крупнейшую в Солнечной системе вулканическую структуру – горы Олимп (высотой 22 км и диаметром 600 км); вулканы на севере области Фарсида, которые настолько огромны, что они деформировали округлость планеты. Особо отметим и гигантские экваториальные рифтовые долины – долины Маринер. Эта система каньонов протягивается на расстояние, равное расстоянию от Нью-Йорка до Лос-Анджелеса, Гранд Каньон в Аризоне легко уместится в один из боковых каньонов этой огромной системы.

Марс имеет два спутника: Фобос и Деймос. Хотя нет четких представлений, как они сформировались, однако они могли быть астероидами, привлеченными гравитационным полем Марса.

Марсианская тектоника – образование и изменение коры планеты – отличается от земной. Если земная тектоника подразумевает скольжение плит, которые сталкиваются или расходятся, в марсианской тектонике, по-видимому, преобладают вертикальные движения с прорывом лавовых потоков через кору на поверхность.

Предположительно 3,5 млрд. лет назад на Марсе существовали крупнейшие в Солнечной системе водные потоки. Вода могла скапливаться и образовывать озера или мелководные океаны. Поэтому центральными вопросами исследования Марса остаются: где вода? откуда поступало столь огромное количество воды в древности, и куда она делась? В настоящее время Марс настолько холодный и атмосфера его настолько разрежена, что это не позволяет жидкой воде существовать на поверхности в сколько-нибудь значимый промежуток времени. С другой стороны, значительный объем H_2O находится в виде льда полярных шапок, которые растут и уменьшаются в зависимости от сезонов. Области полярных слоистых отложений свидетельствуют о неоднократном изменении климата, скорее всего вызванного изменением наклона оси вращения планеты. Определенное количество воды присутствует в облаках, однако, по-видимому, большая часть водных запасов аккумулирована в массивах пород. Недавние изображения, полученные с борта Mars Global Surveyor, позволяют предположить, что подземные запасы воды могли прорываться на поверхность в виде ручьев и потоков.

Понимание истории происхождения и эволюции водных запасов Марса дает ключ к пониманию истории его климата и других проблем эволюции планеты. Вода является основной составляющей для зарождения жизни, поэтому свидетельство наличия воды в прошлом и настоящем планеты очень важно для поиска жизни на Марсе. И, наконец, до того, как люди смогут освоить Марс, нам необходимо узнать как можно больше о самой планете, включая наличие жизненных ресурсов, таких как вода. Детальный материал по Марсу представлен в последующих главах книги.

1.2.2. Юпитер и его спутники

Юпитер – наиболее массивная планета Солнечной системы, и даже по составу он напоминает небольшую звезду. На первый взгляд Юпитер выглядит полосатым. Эти полосы являются темными поясами и светлыми зонами, созданными сильными широтными ветрами в атмосфере Юпитера (рис. 1-10, вклейка). Внутри этих поясов наблюдаются сильные штормы, действующие на протяжении нескольких лет. Большое Красное пятно в южном полушарии существует на протяжении 100 лет, и, возможно, дольше, так как Галилей отмечал схожую структуру почти 400 лет тому назад. Три Земли могли поместиться в Большом Красном пятне.

Кора Юпитера, по-видимому, не твердая, но плотная, горячая жидкость. Давление внутри Юпитера может в 30 млн. раз превышать атмосферное давление на поверхности Земли. Так, Юпитер, вращаясь, создает огромное магнитное поле в своем электрически заряженном жидком теле. Захваченные в магнитосферу Юпитера – область, в которой линии магнитного поля окружают планету от полюса до полюса, – заряженные частицы делают внутренние области магнитосферы Юпитера самыми смертоносными среди всех планет Солнечной системы, как для человека, так и для электронного оборудования.

«Хвост» магнитного поля Юпитера – эта его часть, протягивающаяся позади планеты до разрушения ее солнечным ветром, обнаруживается вплоть до орбиты Сатурна. Кольца Юпитера насыщены интенсивным радиационным поясом электронов и ионов, захваченных магнитным полем.

Магнитосфера Юпитера, которая содержит эти частицы и поля, расширяется на одну треть миллиона километров в сторону Солнца и сужается в хвост, протягивающийся более чем на 1 млрд. км за Юпитером. Открытые в 1979 г. аппаратом Voyager 1 кольца Юпитера были неожиданностью: плоское главное кольцо и внутреннее облакоподобное кольцо, называемое гало, – оба они состояли из небольших темных частиц. Третье кольцо, известное как «паутинное кольцо» благодаря его прозрачности, оказалось в действительности тремя кольцами микроскопического материала от трех небольших лун: Амальтеи (Amalthea), Тэбе (Thebe) и Адрас-теи (Adrastea). Система колец Юпитера могла быть сформирована пылью, поднятой при ударе межпланетных астероидов, попавших в четыре малые внутренние луны огромной планеты. Главное кольцо, возможно, пришло от крошечной луны Метис (Metis). В декабре 1995 г. исследовательский зонд аппарата Galileo спустился в атмосферу Юпитера. На борту находились шесть исследовательских приборов. Зонд избежал сокрушительного давления и сжигающего тепла в течение часа, собрав первые прямые измерения атмосферы Юпитера, первые реальные данные об ее химическом составе. После посадки зонда аппарат Galileo начал многолетнюю орбитальную программу изучения Юпитера, исследуя каждую из крупнейших лун с минимального расстояния по несколько раз за этот период.

Галилео Галилей открыл четыре большие луны Юпитера, которые сейчас называют Ио, Европа, Ганимед и Каллисто (рис. 1-11, вклейка). Вместе они носят название галилеевых спутников. Ио – наиболее вулканически активное тело в нашей солнечной системе. Ганимед – крупнейшая планетная луна и имеет собственное магнитное поле. Жидкий океан может находиться под ледяной оболочкой Европы. Ледяной океан может лежать под внешней корой Каллисто. Юпитер также имеет не менее 24 более мелких лун; 20 из них, возможно, могут быть астероидами, захваченными гравитационным полем гигантской планеты.

Европа – самая малая из галилеевых спутников Юпитера. Ее диаметр 3130 км, близкий по значению к размерам земной Луны. Европа покрыта белым и коричневым водным льдом. За исключением Земли Европа, по-видимому, является единственным телом Солнечной системы с глобальным океаном жидкой воды H_2O . Этот предполагаемый океан скрыт под ледяной корой Европы. Снимки высокого разрешения, переданные космическим аппаратом Galileo, обнаружили области, схожие с плавучими ледяными полями, покрывающими арктические океаны на Земле. Отмечено наличие трещин и частичные подвижки ледяных полей, как показано на рисунке 1-12.

Космические аппараты Voyager и Galileo не были оборудованы аппаратурой, позволяющей непосредственно определять наличие воды или водяного льда. Наблюдения Европы показали в среднем высокое значение геометрического альбедо, свидетельствующее о наличии отражательной поверхности. Земные наблюдения инфракрасного спектра Европы и других галилее-

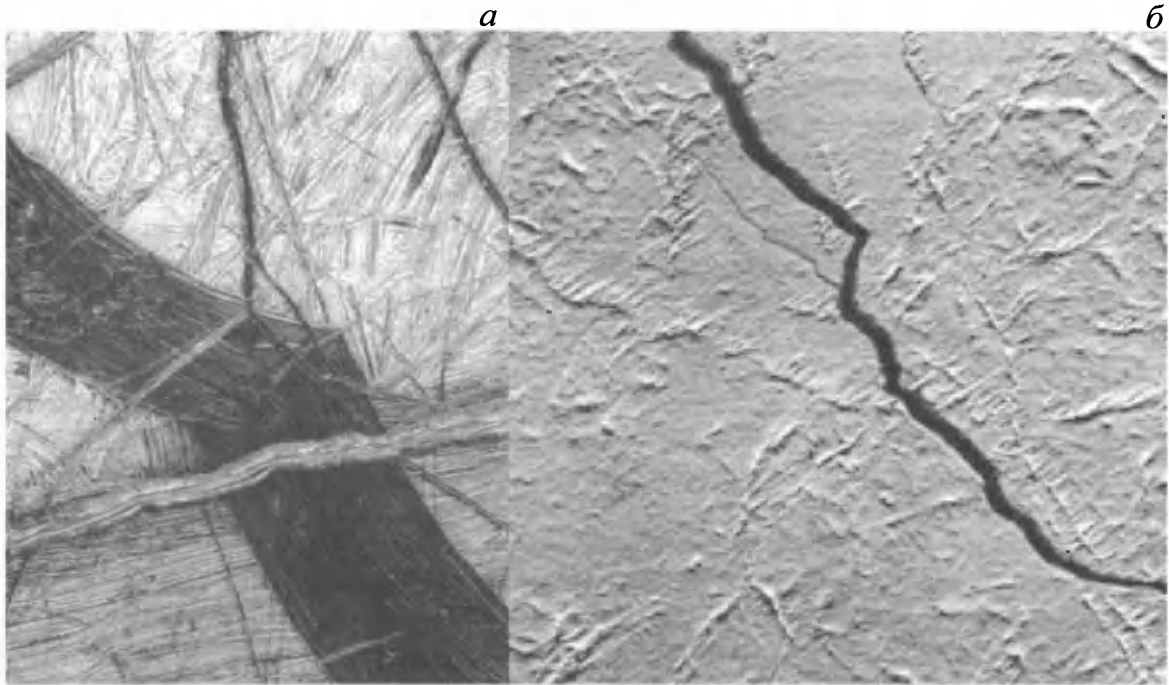


Рис. 1-12. Примеры трещин на поверхности ледяных полей

a – на Земле, *б* – на Европе. Ширина трещины в ледяном поле составляет 100 м, темная полоса на Европе имеет ширину более 15 км. По данным: [Coon et al., 1998] (*a*); NASA/JPL <http://www2.jpl.nasa.gov/>; ROLAND WAGNER German Aerospace Research Agency [Pappalardo et al., 1999] (*б*)

вых спутников были сделаны в начале 70-х с помощью наземных и воздушных наблюдений. Наблюдения проводились при помощи интерферометра Михельсона и показали, что Европа адсорбирует инфракрасные лучи с длинами волн 1,4 и 1,8 мк. Это основные характеристики льда H_2O , и сила адсорбции на этих волнах в паре с обнаружением высокого альбеда свидетельствуют в пользу существования сравнительно чистого льда на поверхности Европы.

Поверхность Европы разбита на большие ледяные поля и покрыта протяженными трещинами (рис. 1-13, вклейка). Поля на многих участках поднимаются и вращаются, могут сталкиваться друг с другом. Широкие трещины, относительное движение и вращение ледяных полей свидетельствуют о хрупкости ледяной коры, но также о наличии под ней более мягкой, более жидкой субстанции. Вероятно, это вода или лед в виде шуги. Возможно, что такие движения полей существовали и в прошлом, и слой воды сейчас замерз и не может больше двигаться. Однако поверхность Европы не покрыта кратерами импактов, что свидетельствует об относительно молодой поверхности и, по-видимому, до сих пор подвижной. Температура поверхности Европы составляет около 100К. Это значительно ниже точки замерзания воды. Поэтому солнечная радиация не является единственным источником тепла, должен существовать и другой источник, обуславливающий наличие жидкой воды. Европа находится в орбитальном резонансе с другими лунами – Ганимедом и Калисто. Резонанс поддерживает Европу на эксцентрической орбите вокруг Юпитера и приводит к гравитационному стрессу, который индуцирует выделение тепла в ее недрах и даже слегка ее деформирует. Этот же эффект вызывает тектоническую активность и яркие вулканические плюмы на спутнике Ио, у которой намного

более эксцентрическая орбита, чем у Европы ($e=0,041$ у Ио по сравнению с $0,010$ у Европы). Ио значительно ближе к Юпитеру, поэтому эффект этих приливных нагрузок более резок и он мог вызвать исчезновение всей воды со спутника. На Европе этот процесс более сглажен. Тем не менее приливные напряжения, возможно, являются причинами появления трещин на поверхности и выбросов жидкой воды.

Исходя из средней плотности в $3,04 \text{ г/см}^3$ Европы, которая в три раза больше плотности воды, следует, что, вероятно, этот спутник Юпитера состоит в первую очередь из силикатов. Данные гравитационных исследований показывают, что горные породы находятся между центральным железным ядром и внешней корой из льда H_2O . Принимая во внимание распределение плотностей между железным ядром и оболочкой горных пород, ледоводяная оболочка должна составлять от 80 до 170 км толщиной, с наиболее вероятным значением около 100 км. Если значительная часть внешней оболочки жидкая, то ее объем сопоставим с объемом водных ресурсов Земли. Расчеты, основанные на размерах наиболее мелких ледяных полей (приблизительно 10 км в диаметре), показывают мощность мерзлой ледяной толщи в несколько километров.

Но гравитационные данные, полученные аппаратом Galileo, не дают ответа на вопрос, находится ли вода частично в жидкой или полностью в твердой фазе. Для ответа на него необходимо обратиться к другим данным, полученным Galileo. Поверхность спутника представлена переплетением трещин, полос, хребтов и пятен, которые образуются благодаря приливным напряжениям, изгибающим ледяную поверхность до образования трещин. Хребты практически повсеместны, они пересекают поверхность попарно, каждый с узкой долиной в центре. Вероятной причиной их формирования является поднятие жидкой воды вдоль трещин. Водная или ледяная «магма» может содействовать поднятию приповерхностного льда, формируя его в двойной хребет вдоль трещины. Глинистая льдистая суспензия также может формировать аналогичные структуры на поверхности. Многочисленные параллельные поднятия, обнаруженные на поверхности, свидетельствуют о многократном повторении процесса выброса материала на поверхность по первоначальным трещинам. Наиболее широкие трещины заполнены темным, красноватым, с размытыми краями материалом. По-видимому, пульсация теплотока из недр взаимосвязана с образованием линейных поднятий, формирующих эти темные полосы благодаря ледовому «вулканизму». Образование трещин, их существование указывает на динамичную геологическую историю и наличие теплотока из недр.

Анализируя характер распространения трещин и поднятий путем моделирования напряженного состояния, возникающего за счет приливных нагрузок, была сделана попытка понять механизм процессов растрескивания и деформации поверхности [Pappalardo et al., 1999]. Выяснилось, что модель возникновения напряжений за счет приливных нагрузок может объяснить основные этапы формирования поверхности практически за весь период существования Европы. Однако модель работает при допущении, что поверхность Европы вращается быстрее, чем ее внутренняя часть. Большинство из естественных спутников в Солнечной системе находятся в синхронном вращении: вызванные приливными силами, они начинают вращаться в соответствии с орбитальным вращением, всегда показывая одну сторону к их материнской планете. Но если ледяная поверхность Европы механически отделена от оболочки пород, гравитация Юпитера могла вызвать вращение поверхности, более быстрое, чем скорость синхронного вращения. Подповерхностный водный океан мог оказаться такой прослойкой, позволяющей оболочке из плавающего льда вращаться асинхронно.

Камера Galileo также отсняла темные трещинные полосы. Проведенный анализ подтвердил тот факт, что противоположные стороны этих полос повторяют форму друг друга. Темный

материал внутри полосы тонкополосчатый, в основном имеющий выступающее центральное поднятие и некоторую степень симметричности. Эти полосы могут быть ледяным аналогом растекающихся центров – мест на дне земных океанов, где тектонические плиты раздвигаются и новые породы поднимаются из глубин. Если это так, то подповерхностный лед может быть подвижным и более «теплым», когда эти формы образуются. Но тектоника плит предполагает нулевой баланс материала – сколько материала появилось на поверхности, столько же его должно и исчезнуть. На Земле это исчезновение происходит в зонах субдукции. На Европе пока таких зон не обнаружено.

Пятнистые области на поверхности Европы предлагают другие решения вопроса о внутреннем строении этой луны. Изображения, полученные Galileo, показали, что эти области покрыты цветными круглыми и эллиптическими формами. Некоторые из них сводчатые, некоторые пятнообразные, а некоторые выглядят как гладкие темные пятна, другие имеют беспорядочную и грубую текстуру. Куполообразные структуры выглядят частями более старых поднятий, предполагающих, что эти куполообразные структуры сформировались в процессе поднятия этих участков к поверхности. Разнообразие цветных форм может быть объяснено, если предположить, что ледяная оболочка Европы ведет себя как планетарная магматическая лампа с «пузырями» «теплого» льда, поднимающегося через более холодный приповерхностный лед. В этом случае купола формируются, когда «пузыри» сдавливают дно поверхностного слоя. Грубые текстуры могут формироваться там, где «пузыри» прорывают и разрушают поверхность. Гладкие темные участки могут быть вызваны таянием поверхностного слоя льда.

Пузыри или диапиры могут существовать, если ледовая оболочка Европы плавает в жидкой воде. Приливные напряжения нагревают основание оболочки, где лед находится при близкой к нулю температуре и наиболее легко деформируется. «Теплый» лед менее плотный, чем твердый лед, находящийся на поверхности, поэтому он поднимается, создавая видимые пятнистые области (рис. 1-14, вклейка). Эти области содержат наиболее впечатляющие формы на Европе: зоны «хаосов» (рис. 1-15, вклейка), в которых небольшие ледяные останцы сжатых ледяных поднятий перемежаются с кочковатыми участками – подобно айсбергам, оторвавшимся в океан.

Другим возможным вариантом формирования такого рельефа может быть воздействие периодически возникающих диапиров, которые плавят и прогревают приповерхностные слои льда. Так образуется поверхность из загрязненного льда и жидкости, по которой растрескавшиеся и смещенные блоки льда могут свободно скользить. Любой из двух механизмов, тем не менее, указывает, что области хаоса формируются за счет процессов, вызываемых тепловыми потоками из недр. Один тип форм пятнистых равнин имеет заметно меньшее количество мелких импактов на поверхности. По-видимому, эти области Европы должны быть сравнительно молодыми.

Исходя из результатов моделирования движения комет и астероидов по их орбитам, было подсчитано, что неплотно кратерированная поверхность Европы имеет возраст около 60 млн. лет. В геологическом плане это не очень продолжительное время. Поэтому можно предположить, что Европа все еще вулканически активна на сегодняшний день, хотя на ней не наблюдаются вулканические извержения, как на Ио.

Несколько кратеров, обнаруженных на поверхности Европы, не похожи на чашеобразные или плоские слоистые импактные кратеры, наблюдаемые на других спутниках и планетах. Два крупнейших кратера Европы имеют центральную гладкую небольшую область, окруженную концентрическими кругами (рис. 1-16). Энергия ударов, создающих такие формы, должна проникать глубоко под ледяную поверхность.

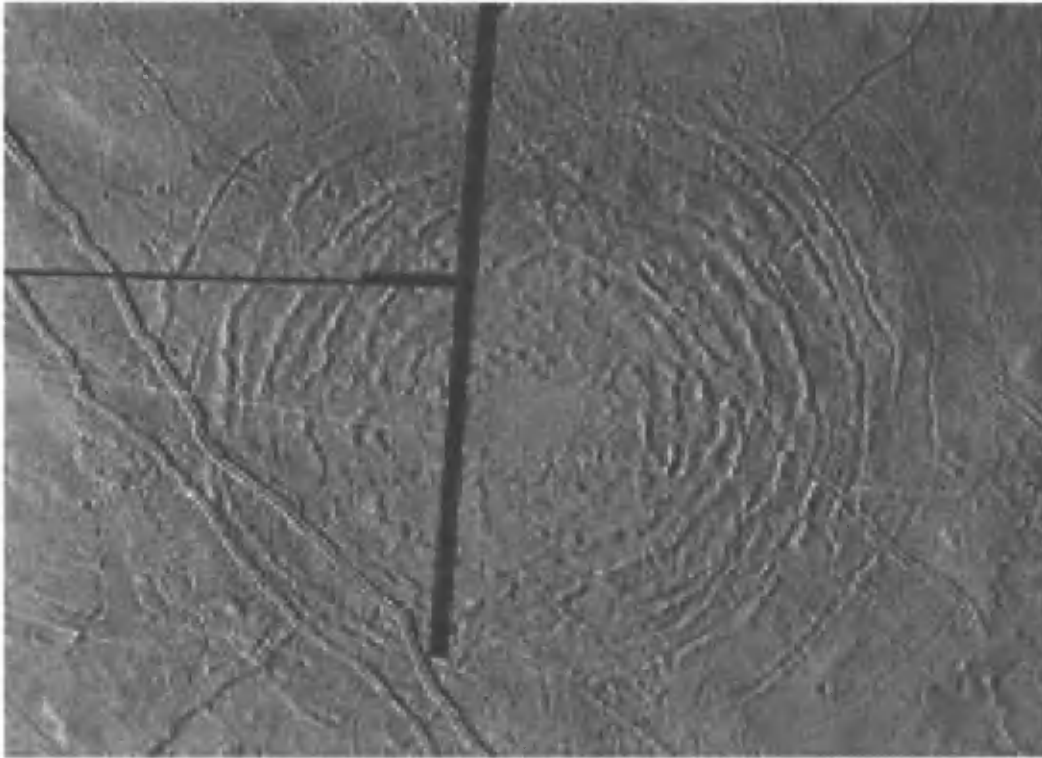


Рис. 1-16. Тир (Tyre) – один из нескольких больших кратеров Европы

Центральная депрессия имеет около 40 км в диаметре. Концентрические кольца – трещины, сформировавшиеся при проседании кратера. Черная линия отмечает разрыв в данных [Pappalardo et al., 1999]

В сущности, кольца на поверхности являются аналогом физической картины, вызываемой эффектом падения очень большого камня в очень большой пруд. Согласно расчетов, в соответствии с теорией приливных напряжений и ледяного вулканизма, при таких размерах импакта глубина ледяной оболочки должна достигать не менее 20 км. Однако такие цифры вызывают пока сомнения, поэтому дебаты о мощности ледяной оболочки Европы продолжаются.

Наряду с исследованиями в видимой части спектра, корабль Galileo использовал инфракрасной спектрометр (NIMS), который анализировал свет, отраженный от поверхности Европы. Как и ожидалось, NIMS обнаружил характерные спектральные полосы льда H_2O . Полосы были скошены и ассиметричны по форме. Это является признаком того, что некоторое количество загрязняющего материала смешано со льдом, особенно в областях, которые выглядят темными и красноватыми в видимом свете. Первое объяснение: это засоленность – наиболее вероятно, сульфатом магния (английской солью) (рис. 1-17, вклейка). Если это так, тогда Европа обладает крупнейшими залежами английской соли в Солнечной системе. Другой вариант – серная кислота. Следует отметить, что и до миссии некоторые исследователи предсказывали, что внутренний океан Европы может быть сильно минерализованным рассолом, поскольку многие метеориты содержат соли.

Галилеевы спутники находятся в зоне воздействия мощнейшего магнитного поля Юпитера. Измерения окружающего Европу магнитного поля, полученные с помощью магнитометра, установленного на корабле Galileo, показали отклонения от фона, обусловленные воздействием этой «луны». Фиксируемые быстрые и системные колебания не могут быть объяснены

внутренним динамическим полем, которое создает, например, Земля. Напротив подповерхностная океаническая оболочка Европы должна вести себя как электрический проводник, реагирующий на периодические колебания магнитного поля Юпитера с последующим индуцированием в себе самой магнитного поля. Это возможно, если эта оболочка – сильноминерализованная вода.

Неожиданностью стало обнаружение магнитометром Galileo аналогичного поля возле Калисто, спутника с сильно кратерированной поверхностью, не предполагающей наличие скрытого под ней океана. Признаки такого индуцированного поля замечены и на Ганиমেде, «луне», которая имеет внутреннее динамическое поле.

Ганимед – крупнейшая в Солнечной системе луна, состоящая в равной пропорции из пород и льда. Это один из четырех крупных спутников Юпитера, которые посетил космический аппарат Galileo в ходе выполнения двухлетней миссии исследования этой планеты. Galileo вышел на орбиту Юпитера 7 декабря 1995 г. Аппарат был запущен с Земли 18 октября 1989 г.

На рисунке 1-18а показан участок около 54 км шириной и 90 км длиной в разных областях, выбранных для детального фотографического изучения при первом прохождении аппаратом Galileo. В них прослеживаются древние кратерированные ледяные равнины, остроконечные ледяные горы, глубокие борозды и гладкие широкие бассейны, являющиеся продуктом тектонических воздействий на поверхность. Более половины древней поверхности Ганимеда было преобразовано более молодыми вулканическими и тектоническими процессами.

Взаимосвязь основных типов рельефа на активном в тектоническом плане Ганимеде показана на рисунке 1-18б. Внизу на снимке видна темная местность, по-видимому, очень деформированная тектоническими трещинами и разломами. Импактный кратер диаметром около 18 км сильно изменен разломами. Недавние пересечения трещин и разломов в центре иллюстрируют последовательность событий, сформировавших более молодую (светлый участок) область в центре снимка. Линии в середине слева на снимке являются разломами, которые пересекаются более молодыми разломами в верхней части снимка. Гладкая полоса выше в середине на снимке может представлять отложения льда H_2O , которые перемещались в зону разлома. Изображения, составившие эту мозаику, были получены с орбиты около 11,6 км.

Снимок на рисунке 1-19, который получен мозаичным наложением снимков Galileo на данные Voyager 2, отражает мелкие детали темной области, которая составляет около половины поверхности луны. Древние импактные кратеры различного размера и стадии разрушения указывают на значительный возраст равнин, достигающих нескольких миллиардов лет. Изображения отражают основные вариации альбедо от более светлых округлых валов, поднятий и краев борозд до возможно аккумулятивного происхождения темного материала на низких склонах и в центральных частях кратеров. Снимки Galileo более высокого разрешения раскрывают детали формирования параллельных хребтов и трогов, являющихся главными формами более ярких областей Ганимеда.

Использование ленгмюровского волнового спектрометра (Plasma Wave Spectrometer) и магнитометра на Galileo позволило сделать вывод, что Ганимед имеет магнитосферу.

Калисто – восьмая из лун Юпитера и вторая по величине, открыта Г. Галилеем и Мариусом в 1610 г. Калисто имеет в диаметре 4800 км, что несколько меньше, чем у Меркурия, но по весу составляет лишь треть его массы. У Калисто не наблюдается атмосферы.

В отличие от Ганимеда, Калисто, по-видимому, в малой степени обладает внутренней структурой; однако, по данным Galileo, существуют признаки, что внутреннее строение дифференцировано частично, с увеличением общего количества пород к центру луны. Калисто на 40% состоит из льда и на 60% из пород или металла. Поверхность Калисто практически

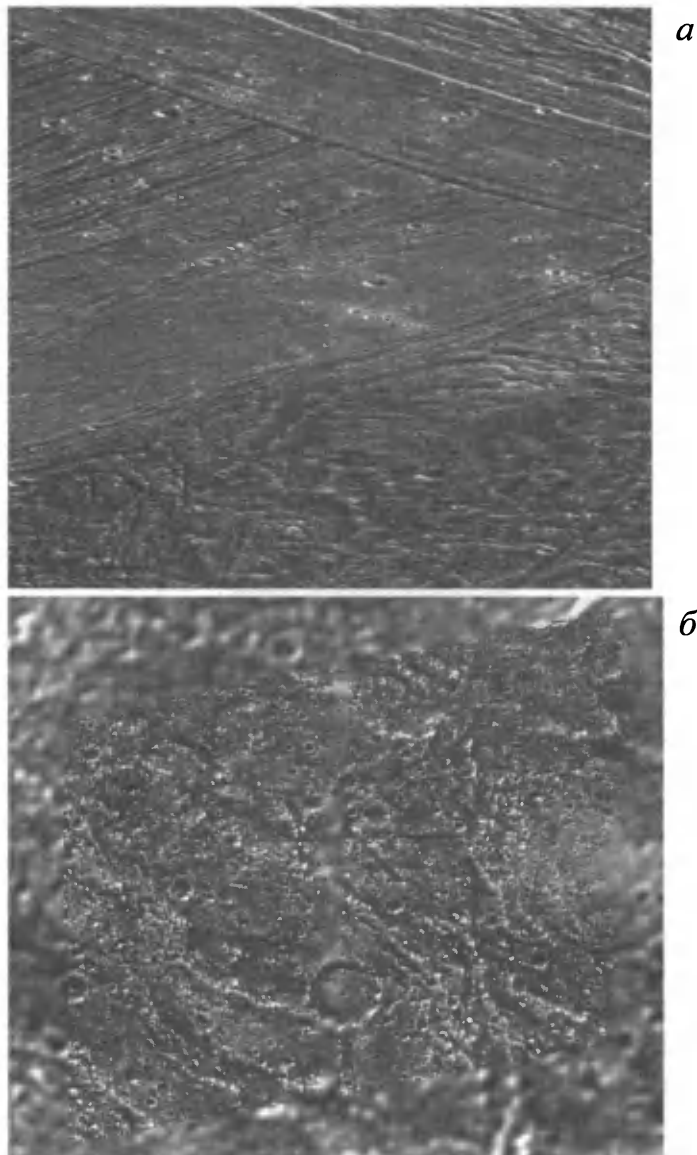


Рис. 1-18. Снимок областей

а – внизу – северная часть области Мариус (Northern Marius Regio) – темная равнина; центр – борозда Фила (Philus Sulcus) – светлый участок;верху – борозда Ниппур (Nippur Sulcus) – светлый участок; *б* – снимок области Galileo Regio. Освещение с юго-востока (север вверх). Снимок Р-47094, октябрь 1996, NASA's Galileo spacecraft (<http://solarsystem.nasa.gov/galileo/mission/index.cfm>)

полностью покрыта кратерами и, по-видимому, не претерпела значительных изменений за 4 млрд. лет, за исключением импактов. Крупнейший из импактов Валхалла (Valhalla) имеет в диаметре около 3000 км (рис. 1-20) и является примером катастрофического многокольцевого бассейна, образовавшегося после мощного импакта. Похожие структуры сформированы импактами Асгард (Asgard) (рис. 1-21) на Калисто и в Восточном море (Mare Orientale) на Луне и бассейном Калорис (Caloris Basin) на Меркурии. Крупнейший кратер окружен серией кон-

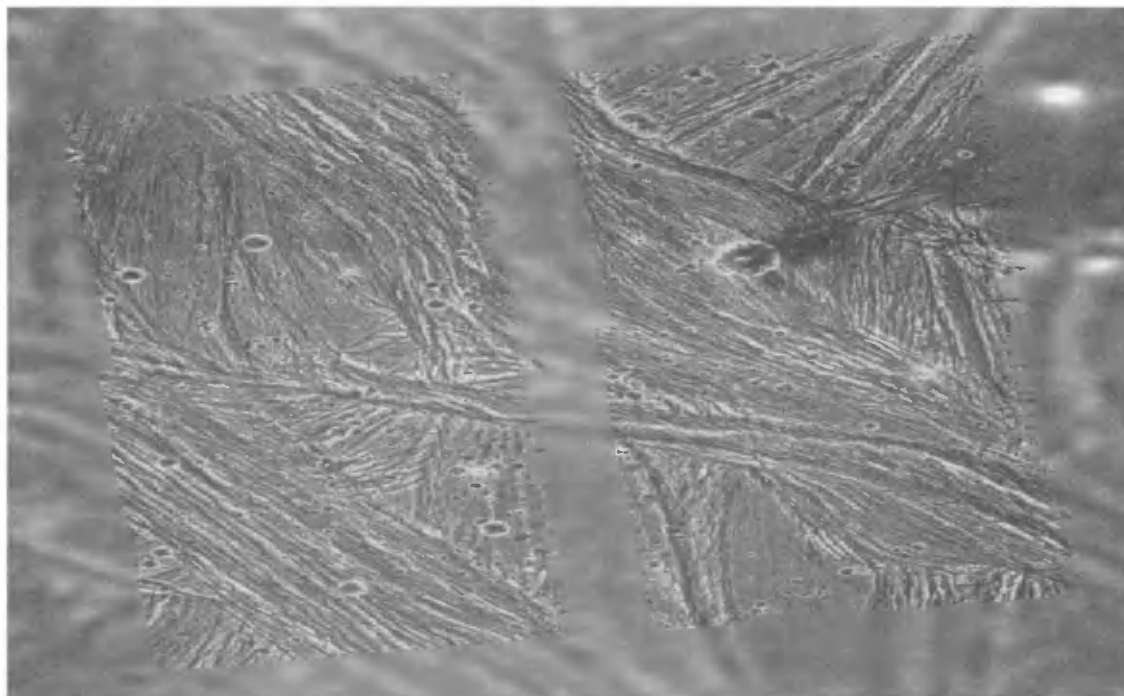


Рис. 1-19. Мозаичное наложение снимков борозды Урук (Uruk Sulcus), полученных Galileo в октябре 1996 г., на данные Voyager 2, датированные 1979 г. (NASA's Galileo spacecraft <http://solarsystem.nasa.gov/galileo/mission/index.cfm>)



Рис. 1-20. Валхалла (Valhalla) – многокольцевой импакт – в центре снимка (<http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captions/jupiter/callval.html>)

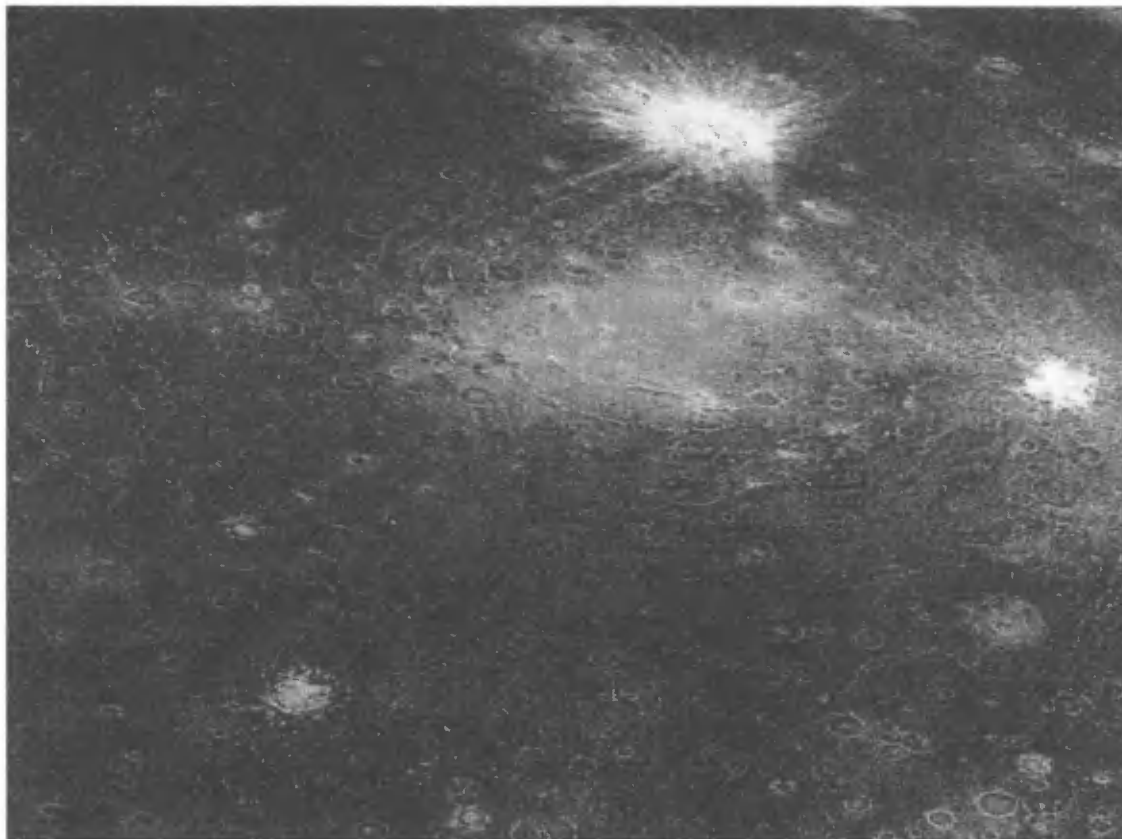


Рис. 1-21. Многокольцевая структура Асгард (Asgard) на Калисто – снимок сделан в околоинфракрасном спектре картирующим спектрометром (NIMS) (http://ciclops.org/view_media/21214/Impact_Craters_on_Icy_Callisto_Doh_crater_and_Asgard)

центрических колец, которые выглядят как огромные трещины, сглаженные тысячелетиями медленного движения льда.

Искусственный цвет снимка (рис. 1-21) показывает дифференциацию поверхности по составу: белый – больше льда, темный – меньше льда. Большие яркие белые области соответствуют центральной части многокольцевой структуры Асгард. Более мелкое образование соответствует кратеру Торнасуку (Tornasuk) диаметром около 70 км. Снимок в инфракрасном спектре показывает, что Торнасук представляет более значительное скопление льда H_2O по сравнению с окружающей территорией. Это может происходить благодаря выбросу более льдонасыщенного материала при импакте. Предполагается, что более темная поверхность – это относительно тонкий укрывающий слой. Этот слой может быть или выброшенным при импакте материалом, или отложениями существовавшего материала, из которого со временем лед испарился.

Калисто обладает наименьшей плотностью ($1,86 \text{ г/см}^3$) среди Галилеевых спутников. На рисунке 1-22 представлена схема внутреннего строения Калисто: верхняя оболочка – кора мощностью 200 км, древняя, возрастом до 4 млрд. лет, сильно кратерирована, под ней океан минерализованной воды глубиной до 10 км. Предположение о наличии океана было сделано на основании изучения изменений магнитного поля луны, которое менялось в различных на-

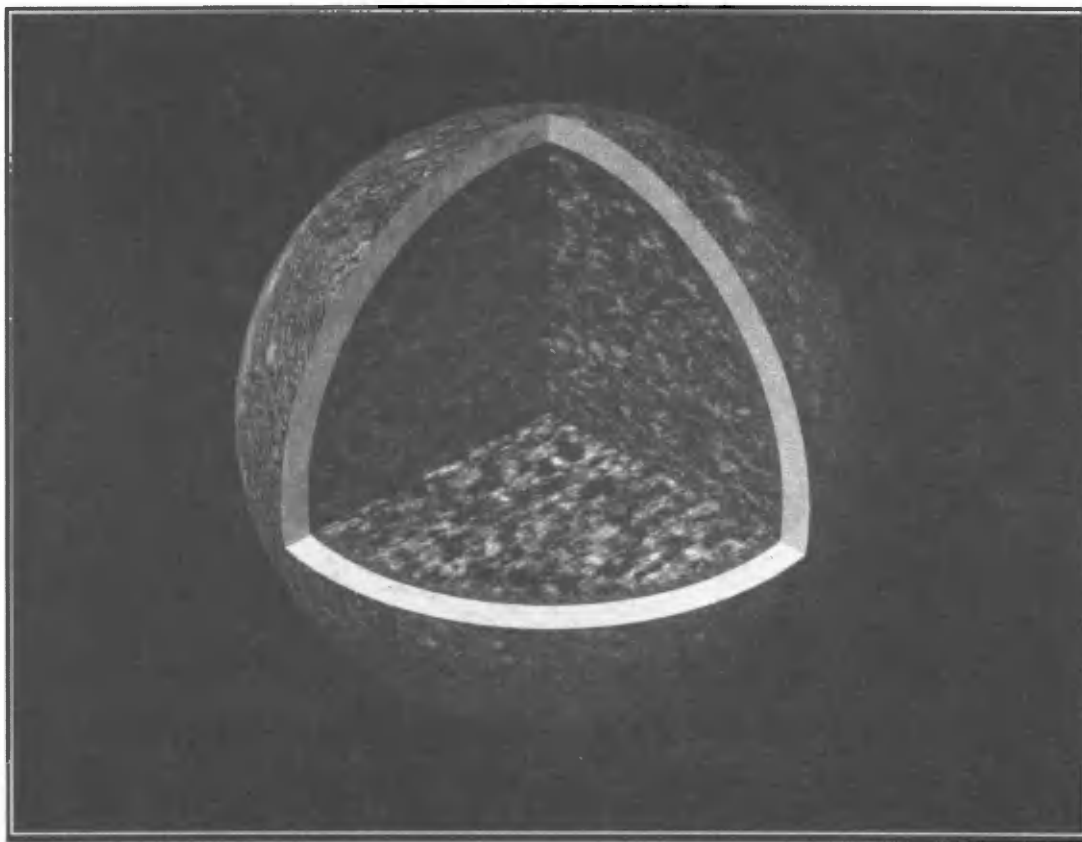


Рис. 1-22. Модель внутреннего строения Калисто (пояснения см. в тексте) (Margaret Kivelson, space physics professor at the University of California at Los Angeles [Kivelson, 2000])

правлениях и в разные периоды времени как реакция на изменения магнитного поля Юпитера. До миссии *Galileo* ученые считали, что внутреннее ядро Калисто полностью недифференцированное. Данные *Galileo* позволяют предположить, что ядро состоит из сжатых пород и льда, с увеличивающимся содержанием пород с глубиной. Метеориты пробивают дыры в коре Калисто, вызывая излияния воды на поверхность и формируя яркие белые лучи выбросов и кольца вокруг кратера.

1.2.3. Сатурн и его спутники

Сатурн, подобно другим гигантским планетам – Юпитеру, Урану и Нептуну – газовый гигант, состоящий в основном из водорода и гелия. Его объем в 755 раз больше земного. Ветры в верхней атмосфере достигают скоростей 500 м/с в экваториальных частях (на Земле сильнейший ветер во время урагана достигает лишь 110 м/с). Эти сверхбыстрые ветры, смешиваясь с теплыми потоками, поднимающимися изнутри планеты, создают желтые и золотые пояса, видимые в ее атмосфере. Сатурн имеет по меньшей мере 30 спутников.

Система колец Сатурна – наиболее объемная и сложная в Солнечной системе; она протягивается на сотни тысяч километров от планеты. В начале 80-х два аппарата Voyager установили, что кольца Сатурна состоят в основном из льда H_2O . Они обнаружили сплетенные кольца, хороводы и «спицы» – темные формы в кольцах, которые кружат вокруг планеты с разной скоростью, отличающейся от скорости окружающего материала колец. Некоторые из орбит этих маленьких лун совпадают с системой колец достаточно хорошо. Материал колец отличается по размеру от нескольких микрон до нескольких десятков метров.

На рисунке 1-23а (вклейка) три спутника – Тетис (Tethys), Дион (Dione) и Рея (Rhea) – видны на черном космическом фоне, а Мимас видим на фоне облаков Сатурна сверху снимка около горизонта слева и чуть ниже колец. Кольца Сатурна вращаются вокруг планеты в виде огромного диска толщиной 100 м и более. Яркое кольцо А является самым удаленным от Сатурна видимым кольцом. Промежуток Кассини (The Cassini Division) – это пространство в 3500 км между кольцами (NASA/Voyager 2 <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>). На рисунке 1-23б видны темные спицы, вращающиеся в кольцах Сатурна (NASA/Voyager 2). Искусственный цвет (рис. 1-23в) показывает различия состава поверхности материала колец Сатурна С (в центре) и В (слева). Материал кольца С определяется цветом загрязненного льда (NASA/Voyager 2 <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>). На рисунке 1-23ж искусственный цвет оконтуривает границы в атмосфере планеты, вызванные быстрыми ветрами и внутренним теплом. Искусственные цвета (рис. 1-23е) показывают формы небольших облаков и меридиональные волны в северном полушарии Сатурна (NASA/Voyager 1 <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>). На рисунке 1-23д искусственные цвета показывают детали газовых слоев, покрывающих Титан (NASA/Voyager 1 <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>). Энцелад (Encelodus) – это небольшой ледяной шар, который, возможно, был геологически активен и, по-видимому, находился частично в жидком состоянии под ледяной оболочкой в течение своей геологической истории (рис. 1-23з) (NASA/Voyager 2 <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>).

Крупнейший спутник Сатурна – *Титан* – значительно больше Меркурия. Титан укрыт плотной толстой богатой азотом атмосферой, сходной с той, которая была в начале земной истории. Дальнейшее исследование этих лун обещает открытие новых сведений об образовании планет и, естественно, о ранней истории Земли. Помимо Титана Сатурн имеет много меньших по размеру ледяных спутников. От Энцелада, на котором обнаруживаются поверхностные процессы, до Иапетуса (Iapetus), с одним полушарием темнее асфальта, а другим ярче, чем снег, каждый из спутников Сатурна уникален. Сатурн, его кольца и многие из его спутников находятся внутри огромной магнитосферы Сатурна, областью пространства, в которой поведение электрически заряженных частиц в большей степени подвержено влиянию магнитного поля самой планеты, чем солнечного ветра. Недавние изображения Hubble Space Telescope показали, что в полярных областях планеты наблюдаются полярные сияния (аворы), схожие с земными полярными сияниями в северном и южном полушариях. Полярные сияния существуют, когда заряженные частицы постепенно падают в атмосферу планеты вдоль линий ее магнитного поля. Большой объем информации о системе Сатурна связан с аппаратом Cassini/Huygens, отправившимся к Сатурну в октябре 1997 г. Зонд аппарата Huygens был отправлен на Титан и получил сведения об атмосфере, характере поверхности и составе слагающих ее пород. Сам Cassini вращается вокруг Сатурна в течение 4-летнего исследования планеты, ее лун, колец и магнитосферы.

Изображение, приведенное на рисунке 1-24, получено узкоугольной камерой корабля Cassini 16 марта 2006 г. с использованием фильтра, чувствительного к длинам волн ультра-



Рис. 1-24. Меняющийся туман над северным полушарием Титана (ширина снимка 5,150 км) поднимается и вращается в 20° левее (<http://www.nasa.gov/cassini>, <http://saturn.jpl.nasa.gov/>)

фиолетового света, центрированного около 338 нм. Изображение получено на расстоянии 1,2 млн. км от Титана при 68° относительно плоскости “Солнце–Титан–Кассини”. Шкала изображения – 7 км на пиксель. Титан – единственная известная луна с плотной атмосферой, в 10 раз более плотной, чем земная. За исключением редких областей облачности поверхность Земли открыта для обозрения из космоса. На Титане плотный туман мощностью 200 км над поверхностью скрывает поверхность луны от наблюдений извне. При размерах, составляющих 40% от размеров земного шара, атмосфера Титана простирается в 10 раз дальше в космос, чем земная атмосфера (рис. 1-25, вклейка). Земная атмосфера достигает своей верхней границы на высоте 60 км от поверхности, в то время как атмосфера Титана простирается на 600 км от поверхности. Атмосферы Титана и Земли в основном азотные: атмосфера Титана на 95% состоит из азота, Земли – на 78%. Второй по распространенности газ в атмосфере Земли – кислород (21%). По данным наблюдений с Земли и данным космических кораблей Pioneer и Voyager, в атмосфере Титана 5% приходится на метан, этан, пропан, аммиак и другие углеводородные соединения. Предполагается, что атмосфера Титана схожа с первичной атмосферой Земли до зарождения на ней жизни. Титан может дать ключи к пониманию того, что происходило с Землей на ранних этапах ее развития и приоткрыть завесу над изменениями атмосферы Земли во времени. Температура Титана – 95К – не позволяет воде присутствовать на поверхности в виде жидкости, несмотря на большее, чем на Земле (в 1,6 раза) давление. Поэтому предполагается, что в приповерхностных горизонтах могут происходить фазовые

превращения метана, этана, аммиака. Из-за того, что поверхность Титана скрыта от наблюдений, условия на ней не очень ясны. Вариации яркости, полученные по снимкам с телескопа Hubble и наземных телескопов, включали большой участок на Титане размером с земной континент. Происхождение этих изменений яркости не известно, несмотря на то, что эти вариации наблюдаются на различных длин волн.

Согласно данным, размещенным на странице <http://saturn.jpl.nasa.gov/news/cassinifeatures/feature20070103/>, найдены определенные свидетельства присутствия на Титане озер, наполненных жидким метаном. Радарные изображения от 22 августа 2006 г. позволили наблюдать большие скопления жидкости – озер на поверхности Титана (рис. 1-26, вклейка). Темные точки на радарном изображении интерпретируются как озера, основываясь на их низкой отражательной способности и морфологической схожести с земными озерами: они включают соединительные протоки и расположены в топографических понижениях. Их размер для 75 темных областей (озер) колебался от 3 до 70 км. Некоторые озера частично сухие, в то время как другие, по-видимому, заполнены жидкостью. Некоторые из частично заполненных озер могут никогда не заполняться полностью, или могут частично испаряться на каком-то этапе в прошлом. Сухие озера имеют границы или валы с яркостью отражения, схожей с окружающими равнинами, что интерпретируется как отсутствие жидкости (рис. 1-27). Приблизительно 15 темных участков кажутся заполненными и не показывают ясных признаков эрозии. Они напоминают земные озера, наполняющие ударные бассейны (такие как Clearwater Lakes в Канаде) или вулканические кальдеры (например, Crater Lake, в Орегоне, США). Их природа и ограниченный размер делают их непохожими на импактные озера, в то время как вулканическое происхождение более вероятно.

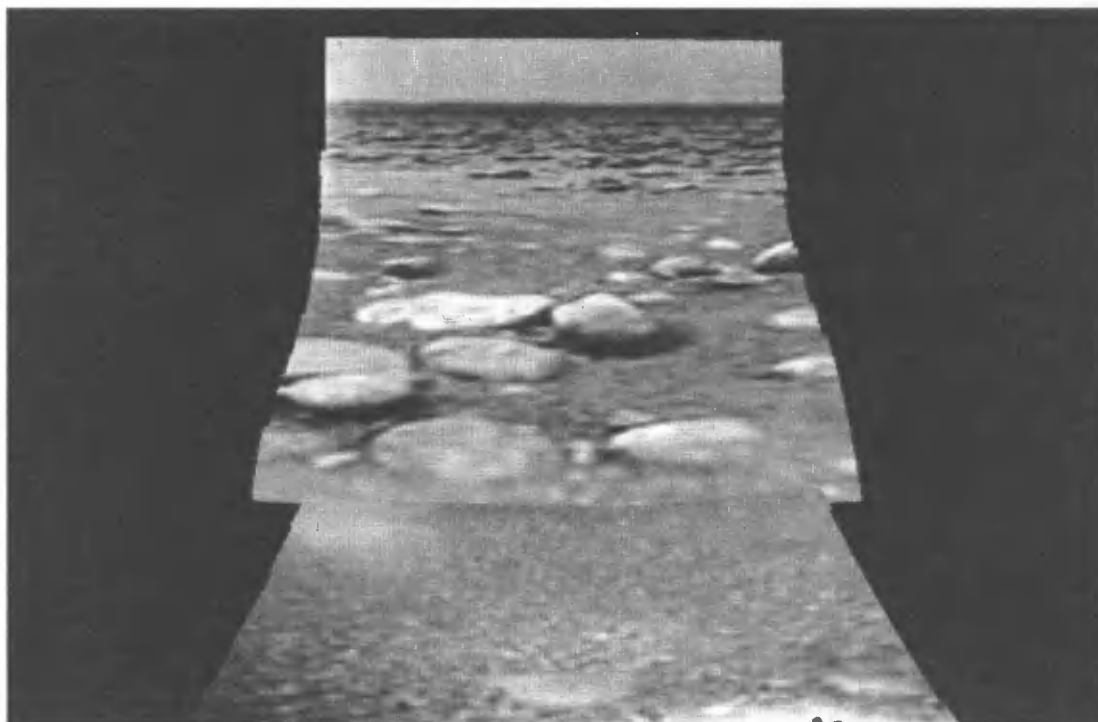


Рис. 1-27. Снимок предположительно сухого дна озера на Титане, сделанный зондом Гюйгенс. Диаметр камней 10–15 см (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/jpeg/PIA06440.jpg>)

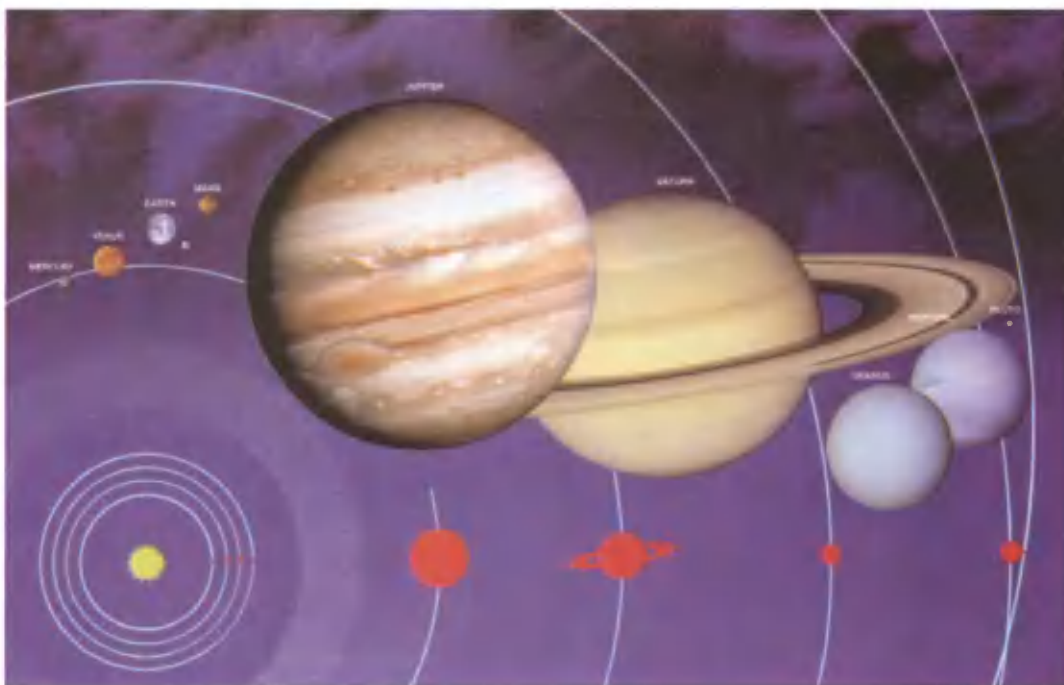
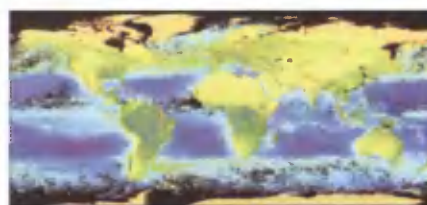
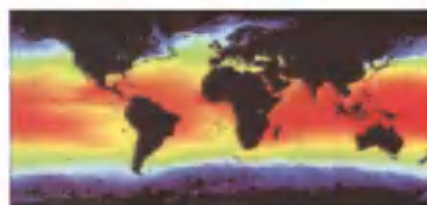


Рис. 1-1. Строение Солнечной системы (<http://www.solarviews.com>)

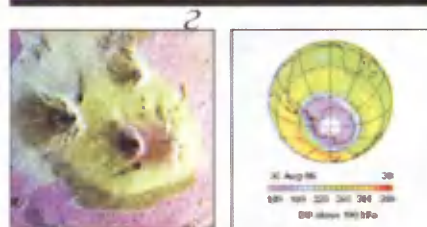
а



б



в



д

Рис. 1-5. Планета Земля

а – Земля – водная планета (NOAA GOES-7 false color); *б* – моментальные фотосхемы земной биосферы (SeaWiFS); *в* – температуры поверхностей земных морей (теплая вода – красный цвет, холодная вода – голубой цвет) (Advanced Very High Resolution Radiometer – AVHRR); *г* – съемка космическим радаром труднодоступных областей в районе вулкана Вурунга в Центральной Африке (Shuttle Imaging Radar-C); *д* – глобальные карты распределения озона в стратосфере (Microwave Limb Sounder on Upper Atmosphere Research Satellite)

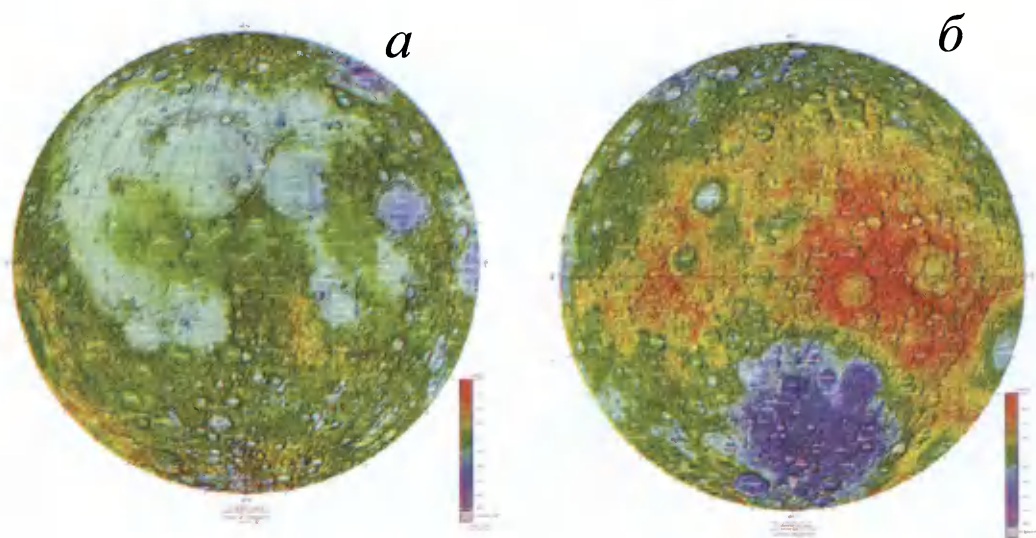


Рис. 1-6. Видимая сторона Луны (а); обратная сторона Луны (б) [Lunar constants and models document, 2005]

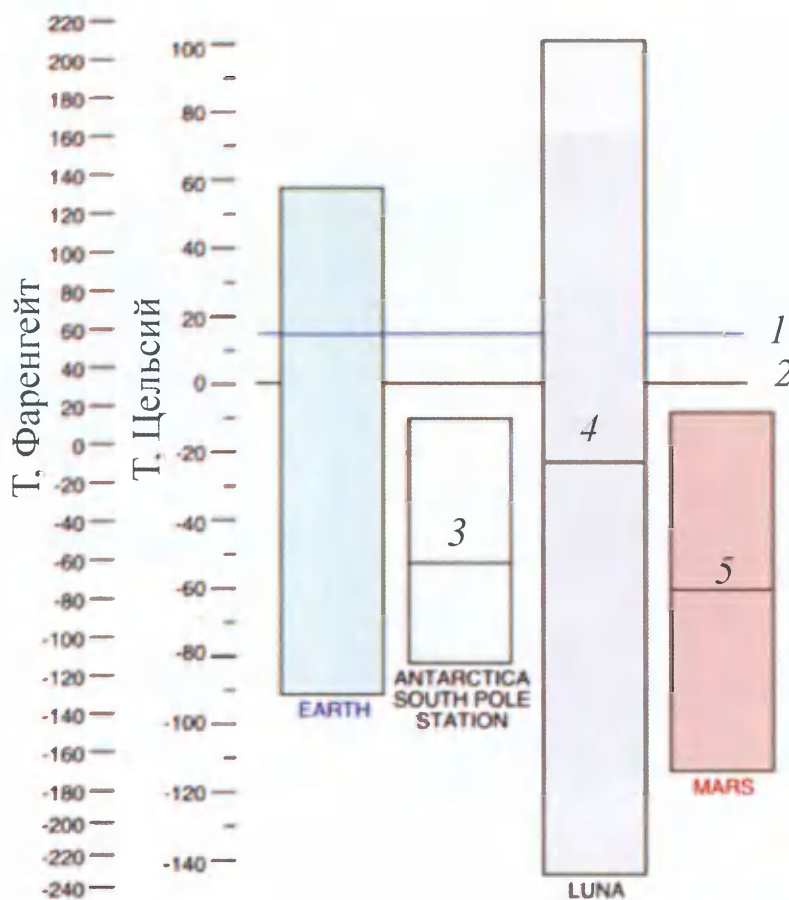


Рис. 1-7. Температуры поверхности планет [Lunar constants and models document, 2005]

1 – средняя T , Земля; 2 – T заморзания воды; 3 – средняя T , Антарктида; 4 – средняя T , Луна; 5 – средняя T , Марс

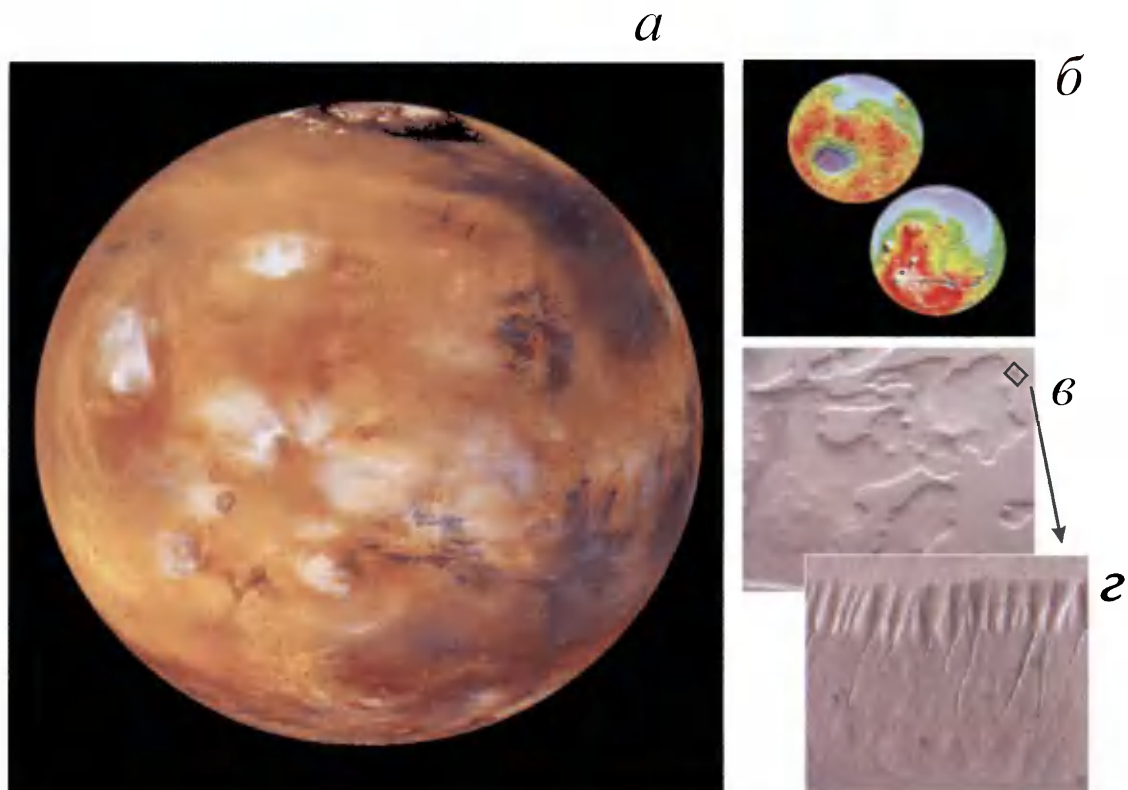


Рис. 1-9. Планета Марс

a – на снимке видны серо-голубые облака льда H_2O над вулканами провинции Фарсиды. Северная полярная шапка, долины Маринер – на экваторе и справа от центра снимка (<http://www.msssl.com/> NASA/JPL/MSSS Mars Global Surveyor); *б* – топографические карты в цветовой кодировке показывают области возвышенностей (красный и белый) и низменностей (синий) (<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/marsurv.html> NASA/JPL/GSFC Mars Orbiter Laser Altimeter); *в, г* – рвы от предполагаемого водостока с очень четкой, глубокой V-образной формой каналов на стенах впадин (<http://www.msssl.com/> NASA/JPL/MSSS Mars Global Surveyor)

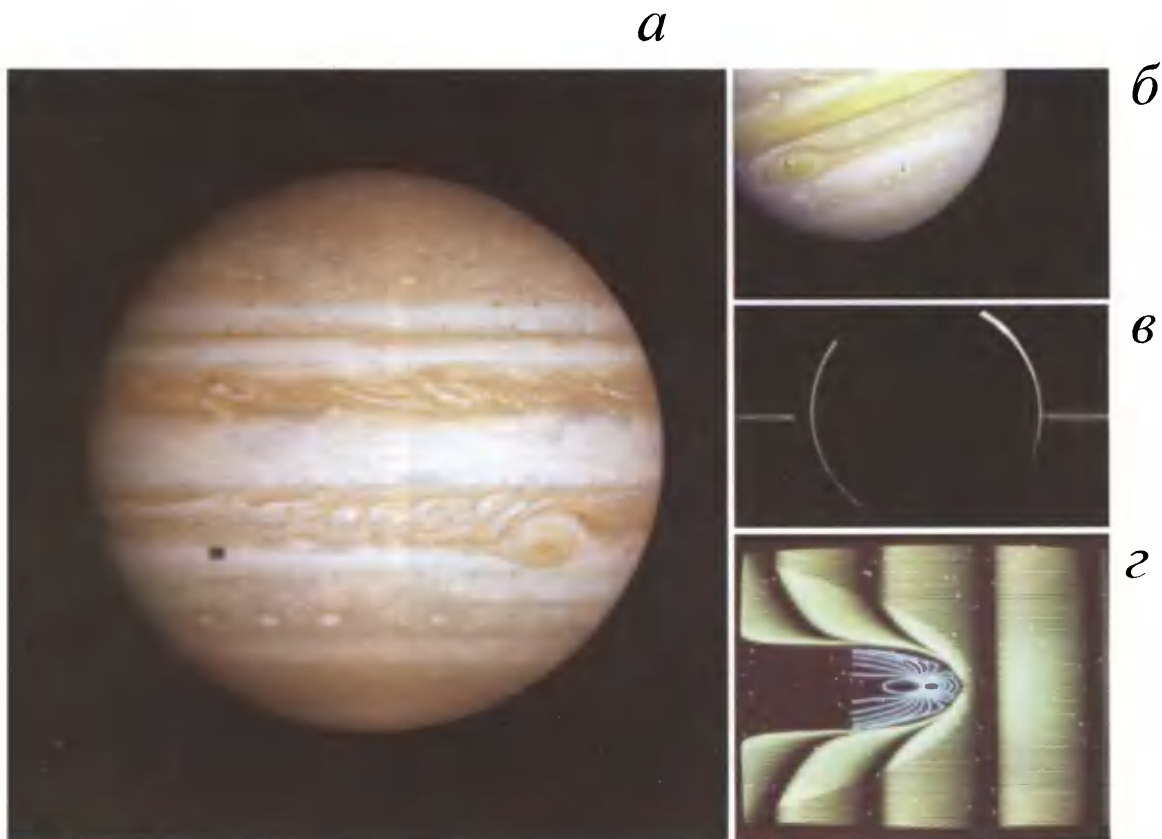


Рис. 1-10. Планета Юпитер

а – широтные пояса в атмосфере Юпитера (<http://www.nasa.gov/cassini>, <http://saturn.jpl.nasa.gov/> NASA/Cassini); *б* – две луны Юпитера, вулканическая Ио (над Большим красным пятном) и ледяная Европа (справа) на высоте 350000 и 600000 км (<http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html> NASA/Voyager1); *в* – пылеватые частицы главного кольца Юпитера (NASA/Galileo, Voyager <http://www2.jpl.nasa.gov/galileo/images/ganymede/ganyimages.html>, <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>); *з* – схема распространения линий магнитного поля (синий цвет), солнечный ветер (зеленый цвет)

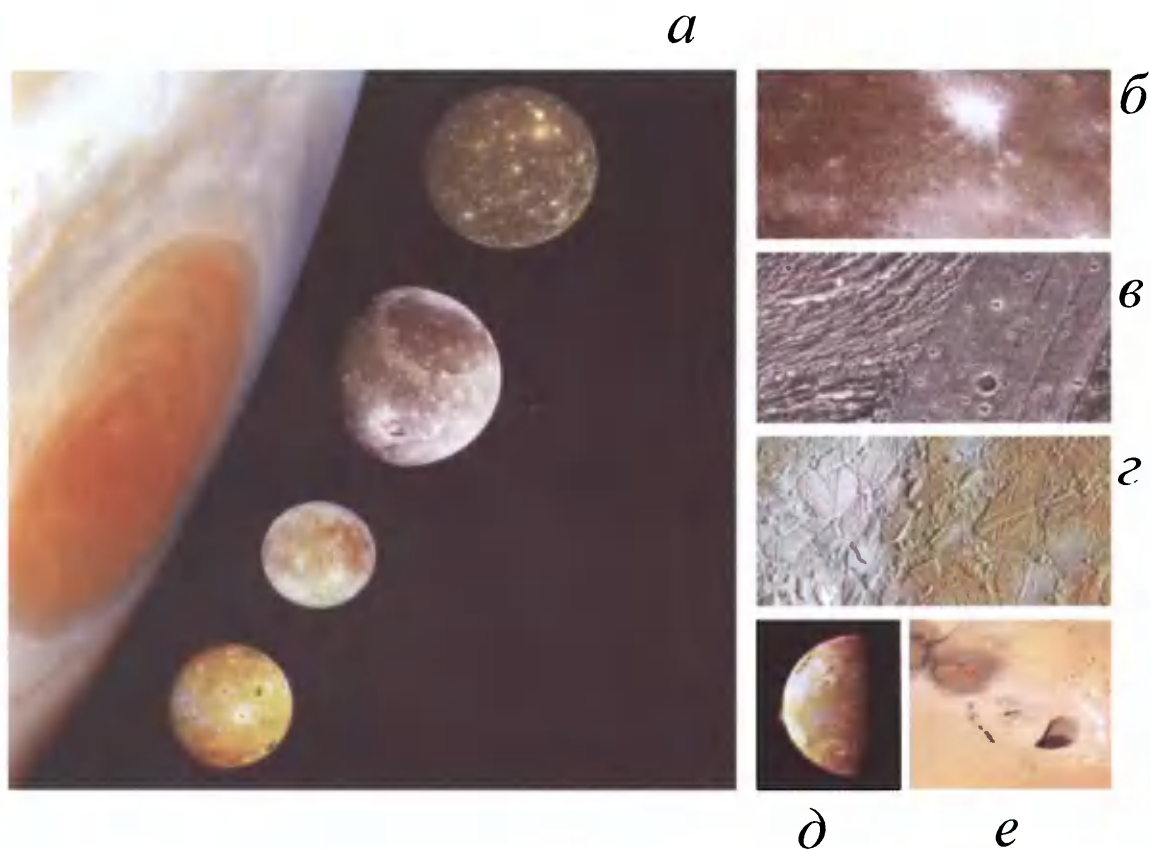


Рис. 1-11. Планета Юпитер и его четыре крупнейшие луны (<http://www2.jpl.nasa.gov/galileo/images/ganymede/ganyimages.html> NASA/JPL/Galileo)

a – крупнейшие луны, снизу вверх Ио, Европа, Ганимед и Каллисто; *б* – многокольцевой импактный кратер Asgard (NASA/Galileo); *в* – области Nicholson Regio и Arbela Sulcus на Ганимеде (Arbela Sulcus – наиболее молодые слоистые области на этой луне); *г* – ледяные заторы на Европе; *д* – вулканический плюм холодного газа двуокиси серы над поверхностью Ио; *е* – крупный план цепи Тваштар

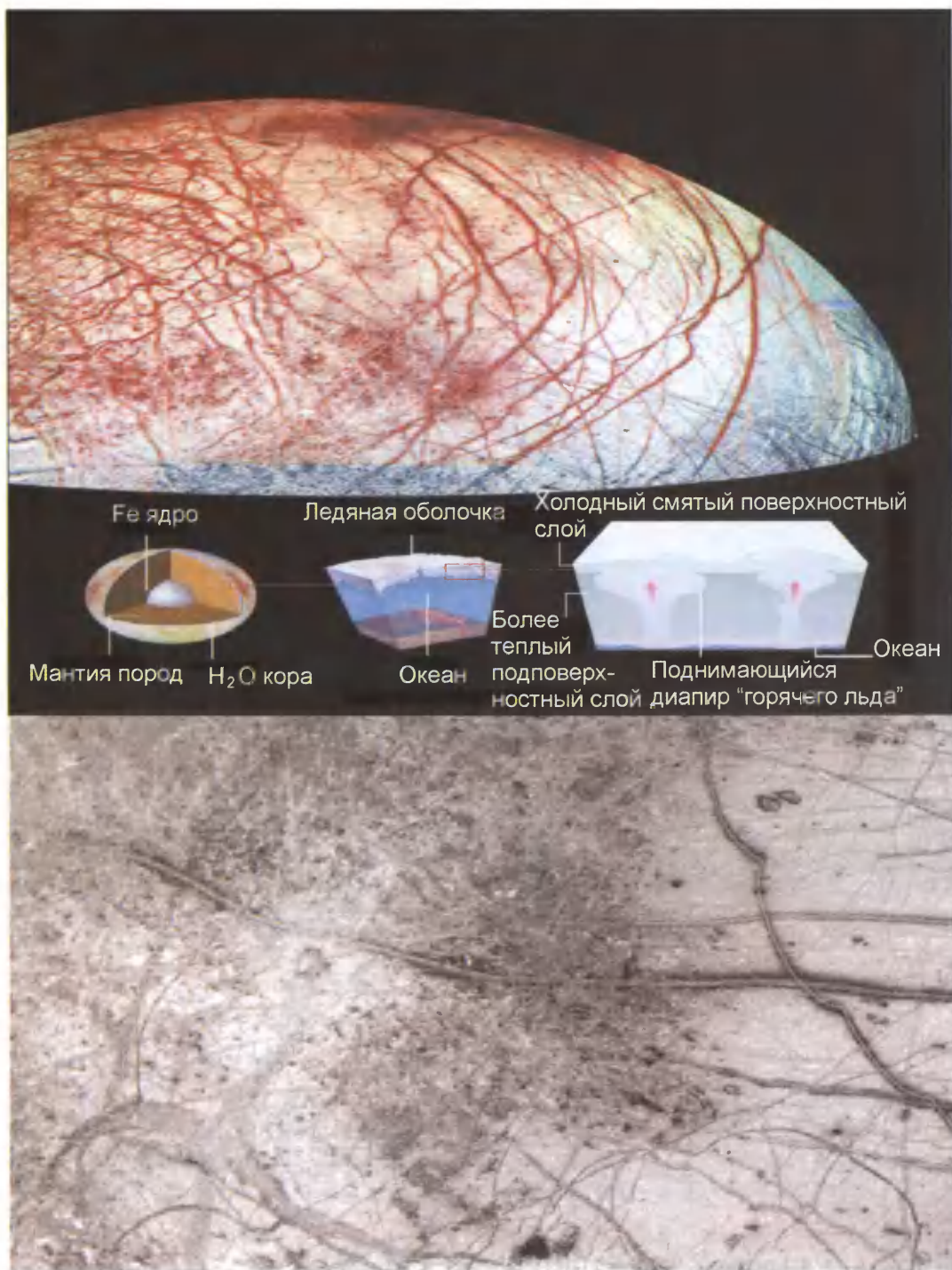


Рис. 1-13. Фотография линейных форм на Европе

а – линии Бельюса (Belus Linea) через темный импактный кратер диаметром 30 км; *б* – линии Миноса (Minos Linea) в искусственных цветах. Длинные красные полосы от 10 до 20 км – вероятно, результат последовательных излияний воды вдоль трещины. Первые излияния выбрасывают темное содержимое к краю трещины, а более поздние оставляют яркой центральную полосу

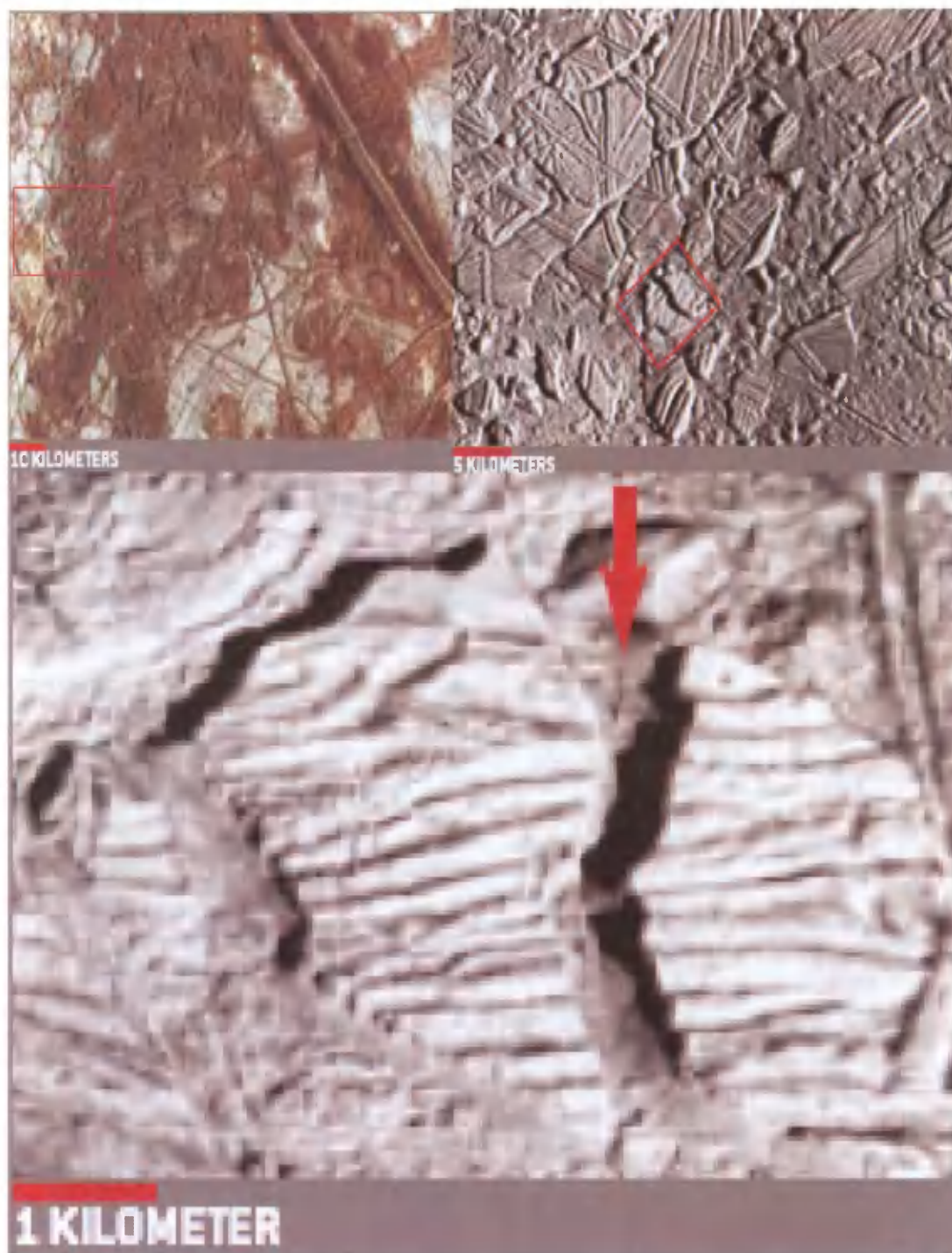
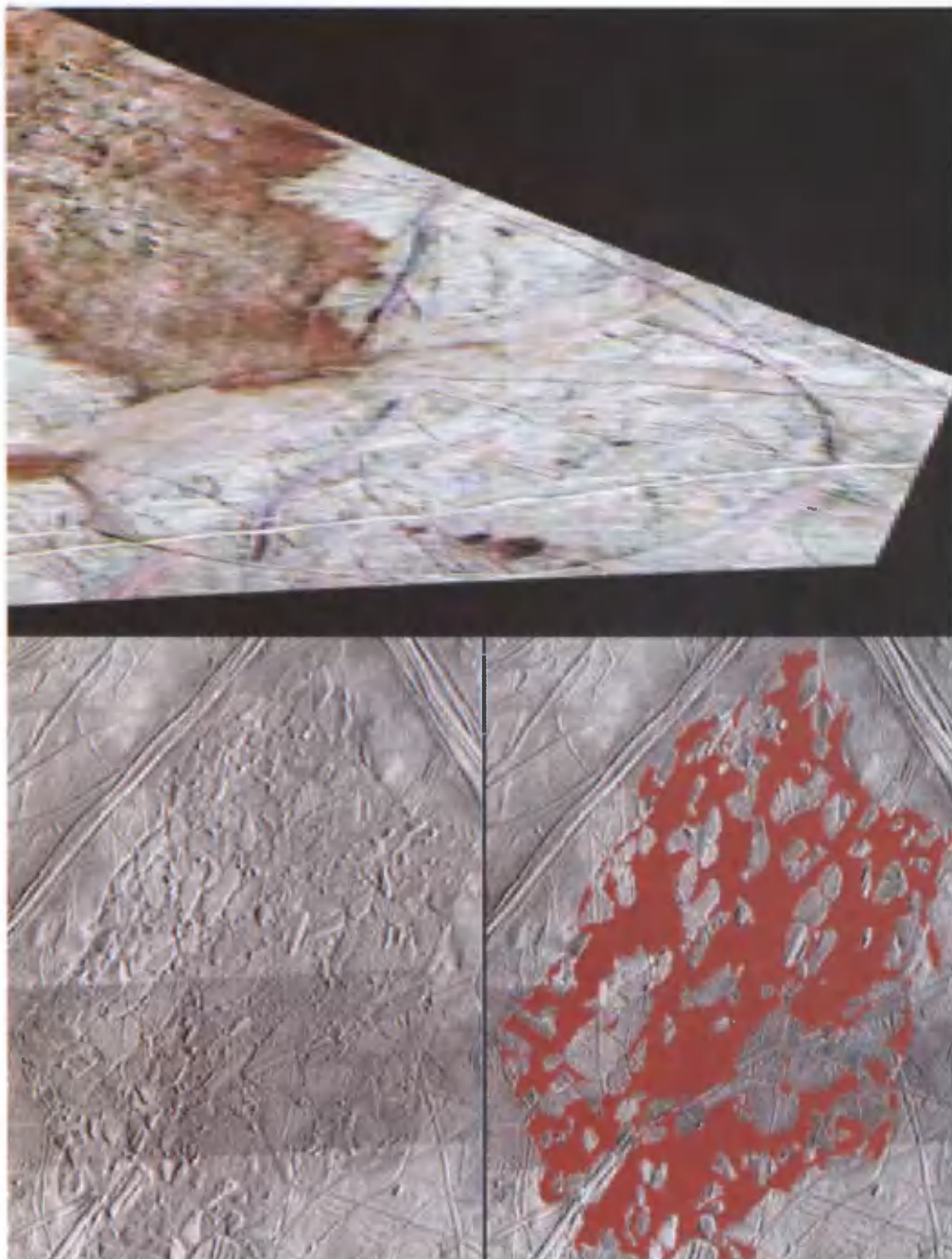


Рис. 1-14. Особенности морфологии темного пятна Хаос Конамара (Conamara Chaos) в последовательности снимков Galileo

Иллюстрация айсбергоподобных структур Хаоса. Механизм – «теплый» лед, шуга или жидкая вода, вероятно, заполняли низко расположенные «моря», в которых ледяные блоки осели и в настоящий момент вмерзли в поверхность (NASA/JPL <http://www2.jpl.nasa.gov>; ALFRED T. KAMAJIAN [Pappalardo et al., 1999])

a



б

в

Рис. 1-15. Поверхность Европы представлена хаосами, по снимкам Galileo

a: слева – область Тэра (Thera) – светлые смещенные ледяные поля, справа – область Трэйс (Thrace) – вытянутая, кочковатая и более поднятая по высоте; *б* – нагромождение ледяных блоков Хаос Конамара (Conamara Chaos); *в* – реконструкция ледяной матрицы (красный цвет) и вздыбленные ледяные блоки, наблюдаемые на исходных космоснимках (NASA/JPL <http://www2.jpl.nasa.gov>; CYNTHIA PHILLIPS University of Arizona [Pappalardo et al., 1999])

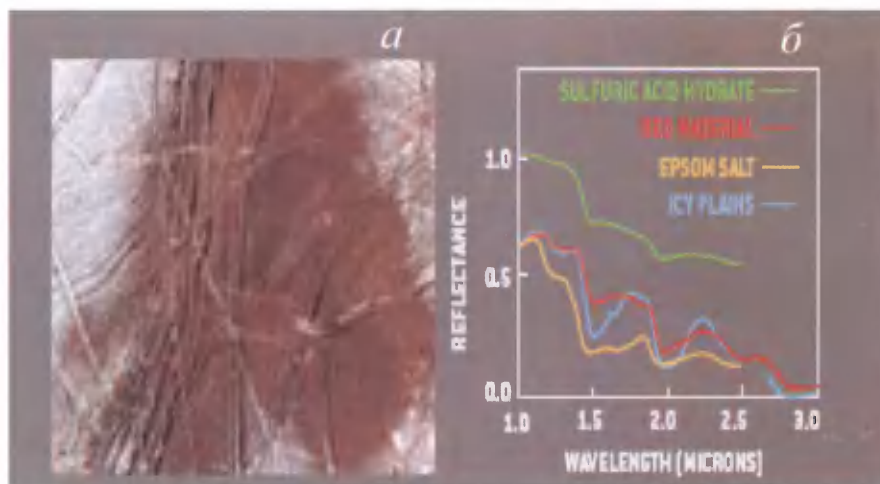


Рис. 1-17. Снимок участка поверхности Европы и результаты спектрального анализа [Pappalardo et al., 1999]
a – красноватое пятно отмечает место, где рассолы выливались на поверхность; *б* – результаты спектрального анализа, показывающие, что это пятно (красная линия) более всего соответствует лабораторному спектру сульфата магния (желтая линия) и серной кислоты (зеленая линия), а окружающие это пятно светлые области состоят в основном из льда H_2O (голубая линия)

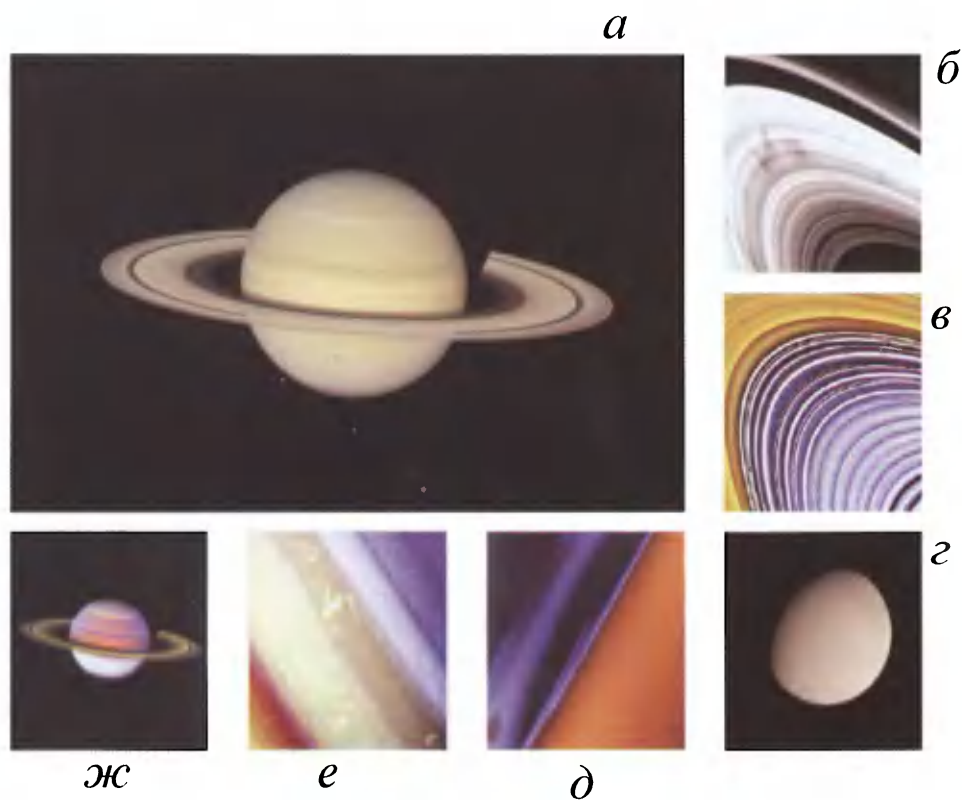


Рис. 1-23. Сатурн, его кольца и четыре ледяных спутника (NASA/Voyager 2,1 <http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>)

Пояснения см. в тексте

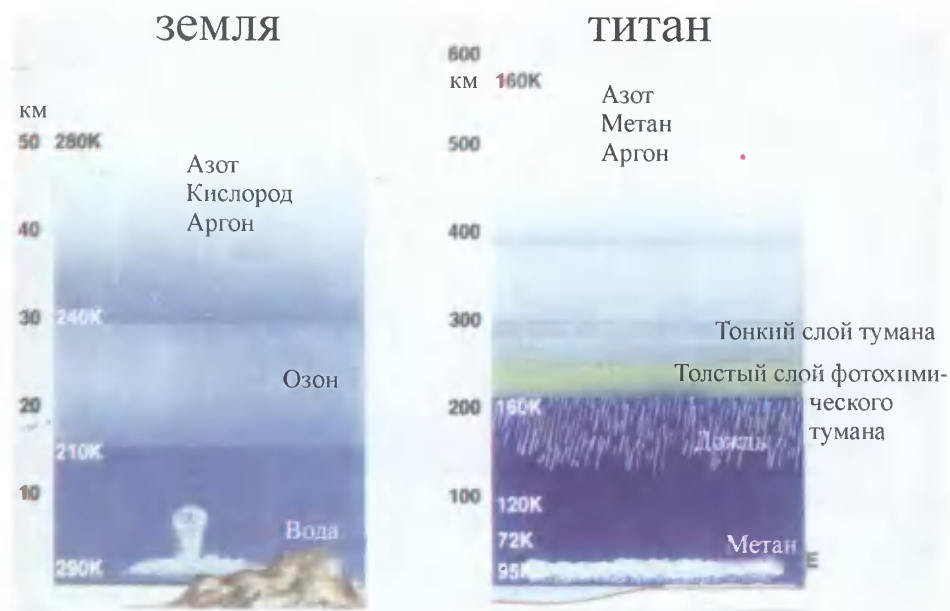


Рис. 1-25. Сравнение атмосферы Титана и Земли (<http://www.nasa.gov/cassini> and <http://saturn.jpl.nasa.gov/>)

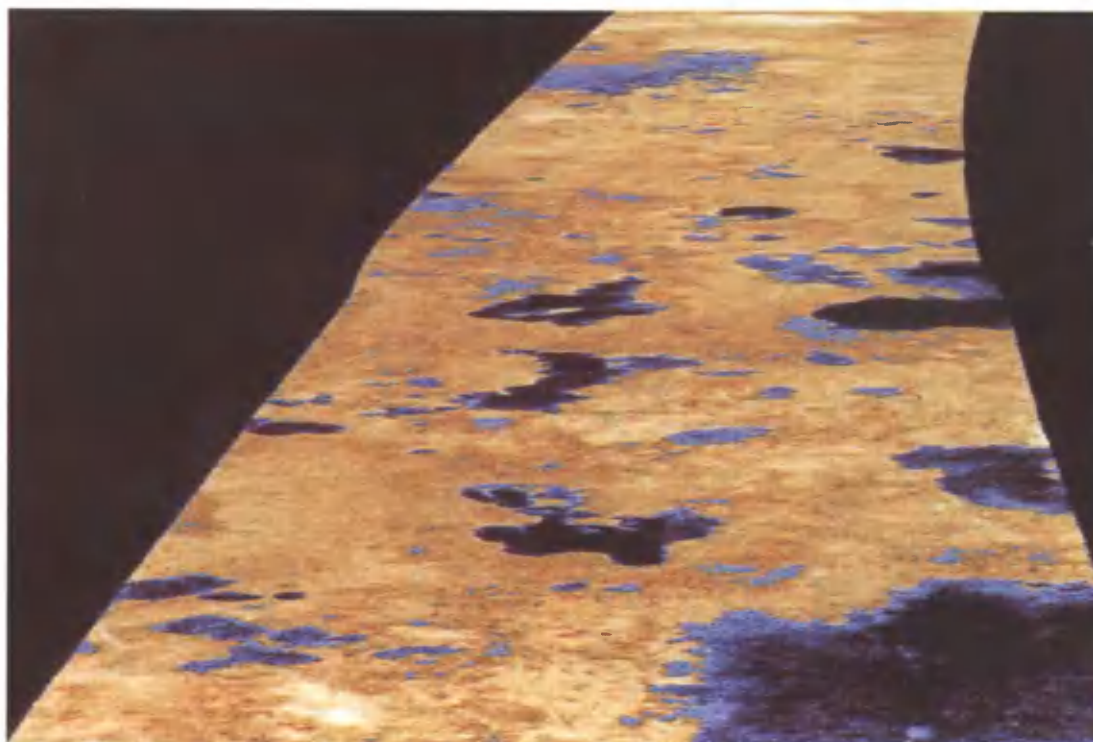


Рис. 1-26. Жидкие озера на Титане (<http://saturn.jpl.nasa.gov/news/cassinifeatures/feature20070103/>)

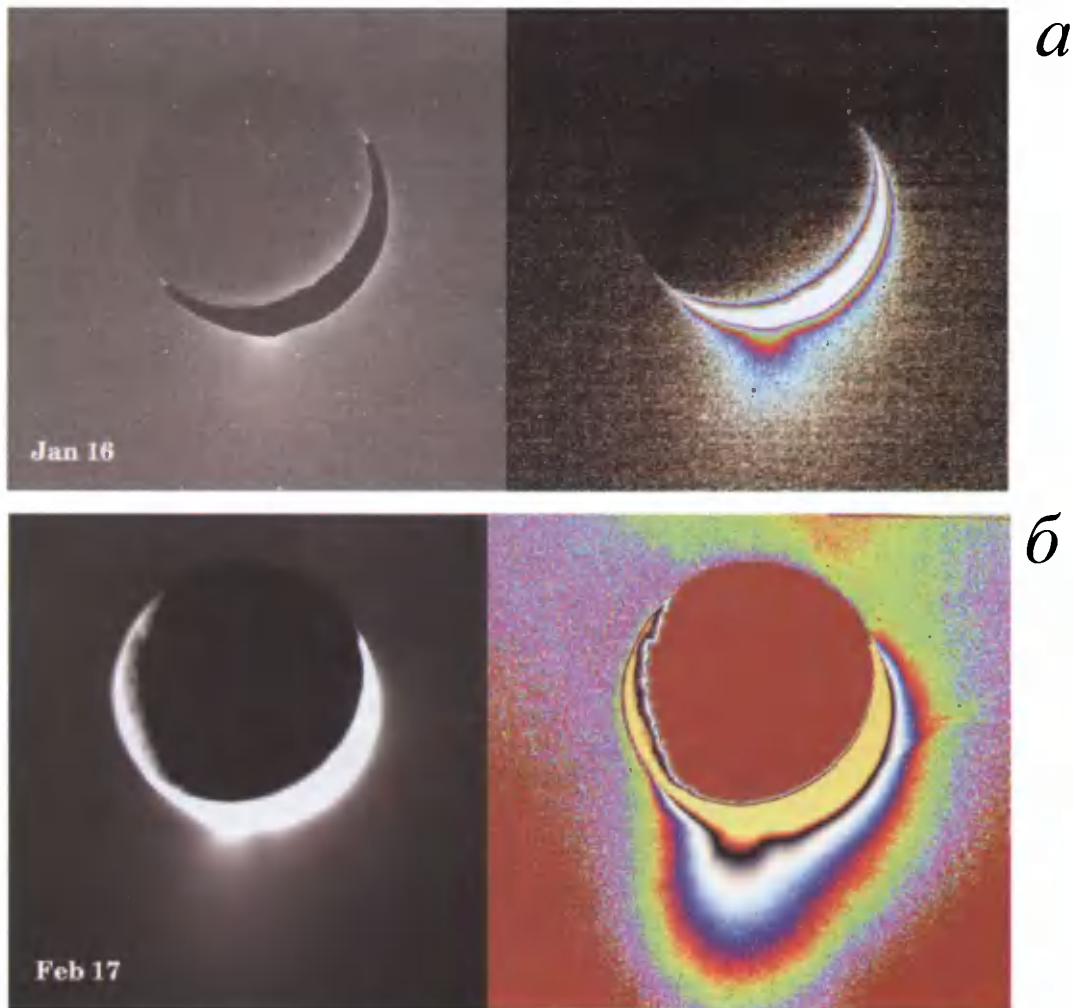


Рис. 1-30. Снимок Энцелада

a – водяная пыль над Энцеладом. Плюмы ледяного материала над Южной полярной шапкой Энцелада, январь 2005 г.; *б* – плюмы ледяного материала над Южной полярной шапкой Энцелада, февраль 2005 г. Снимок Cassini Orbiter Imaging Science Subsystem PIA07801(<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07801>). Монохромные снимки сопровождаются цветными снимками, дающими более точную картину распространения плюмового компонента

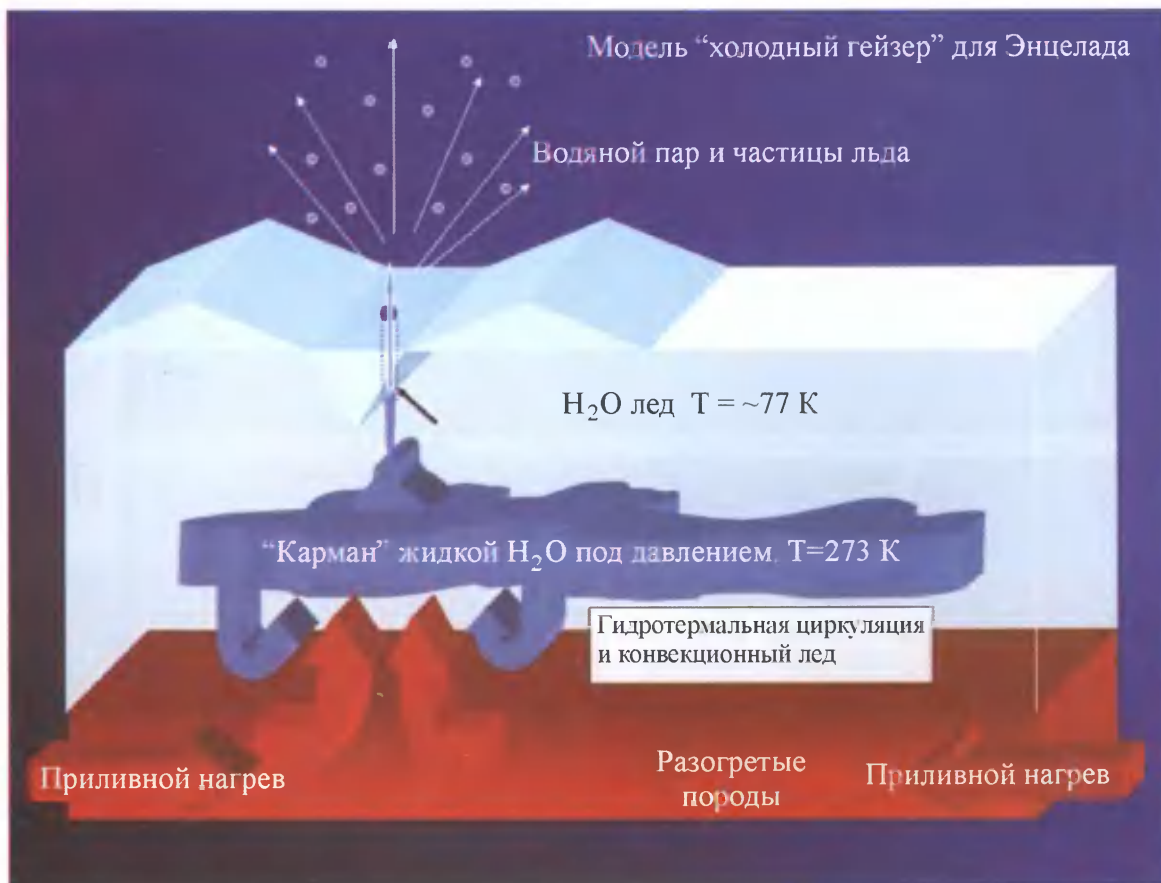


Рис. 1-31. Модель холодного гейзера на Энцеладе (http://ciclops.org/view/1876/Enceladus_Cold_Geyser_Model?js=1)



a



b

Рис. 1-32. Снимок Cassini Orbiter Imaging Science Subsystem

a – иллюстрирует полосчатые формы на поверхности Энцелада (<http://www.nasa.gov/cassini>) на снимке NASA/JPL/GSFC/Space Science Institute <http://nssdc.gsfc.nasa.gov/>; *b* – показаны результаты обработки данных для поиска теплых участков

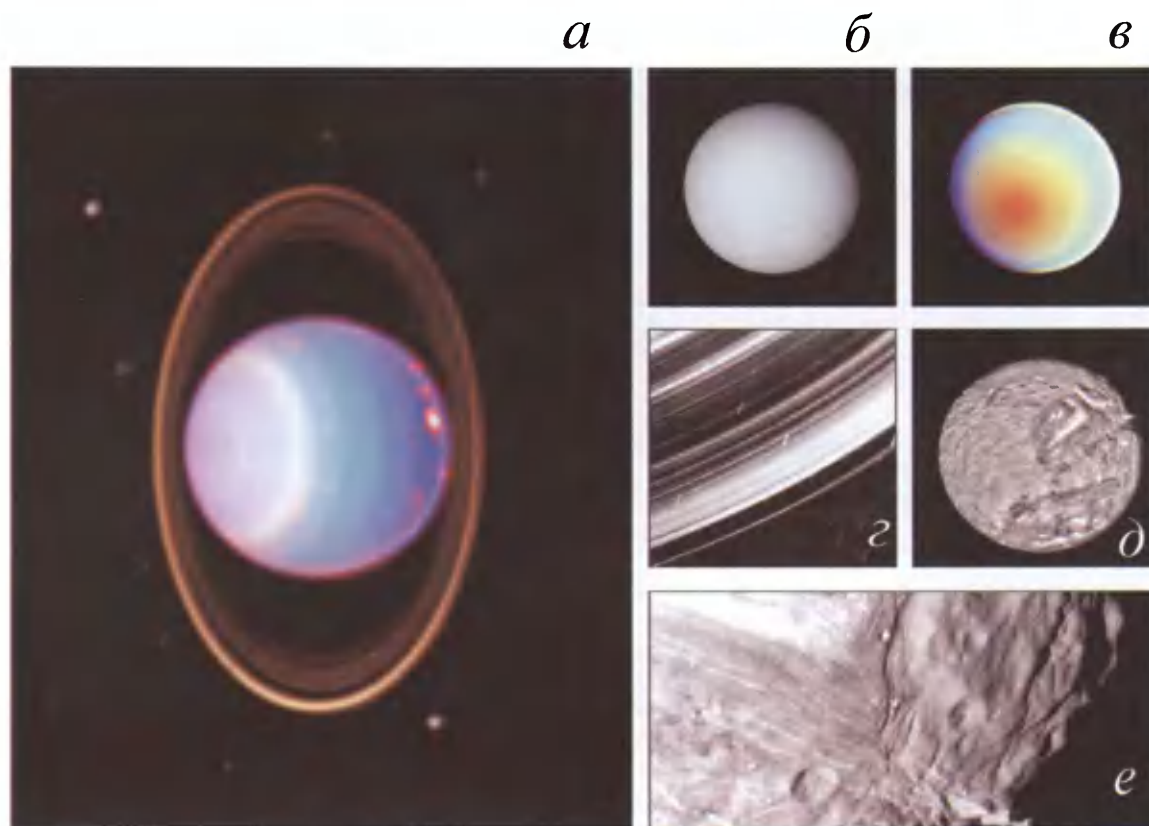


Рис. 1-33. Снимки Урана и его спутников

а – его четыре главных кольца и десять из его спутников в искусственном цвете в инфракрасном диапазоне;
б, в – Уран в видимом диапазоне, при использовании зеленого, желтого и оранжевого фильтров (Voyager 2, <http://voyager.jpl.nasa.gov/>); *г* – распределение частиц в кольцах Урана (NASA/Voyager 2 <http://voyager.jpl.nasa.gov/>);
д, е – Миранда (Miranda) – одна из лун Урана (Hubble Space Telescope NICMOS, E. Karkoschka (U. Arizona), <http://hubble.nasa.gov/>)

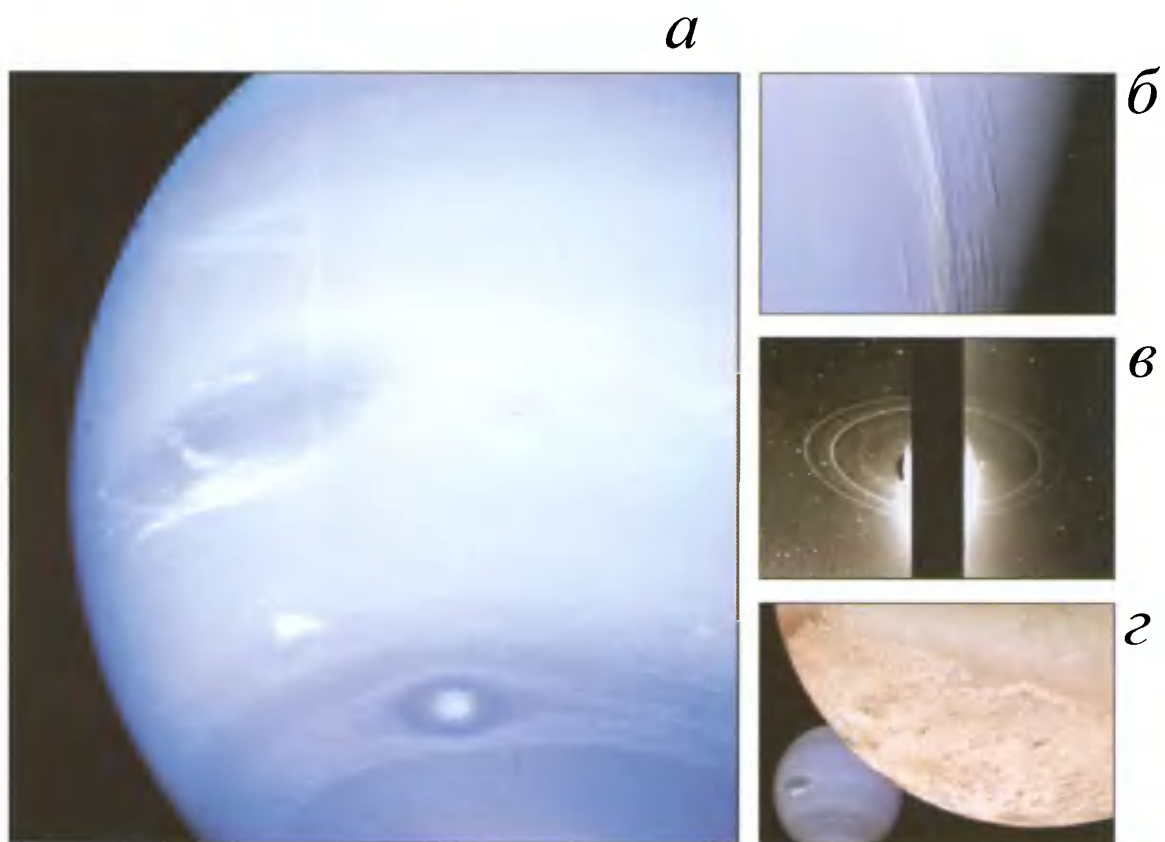


Рис. 1-34. Нептун, его кольца и крупнейший спутник Тритон (NASA/Voyager 2 <http://voyager.jpl.nasa.gov/>)
Пояснения см. в тексте

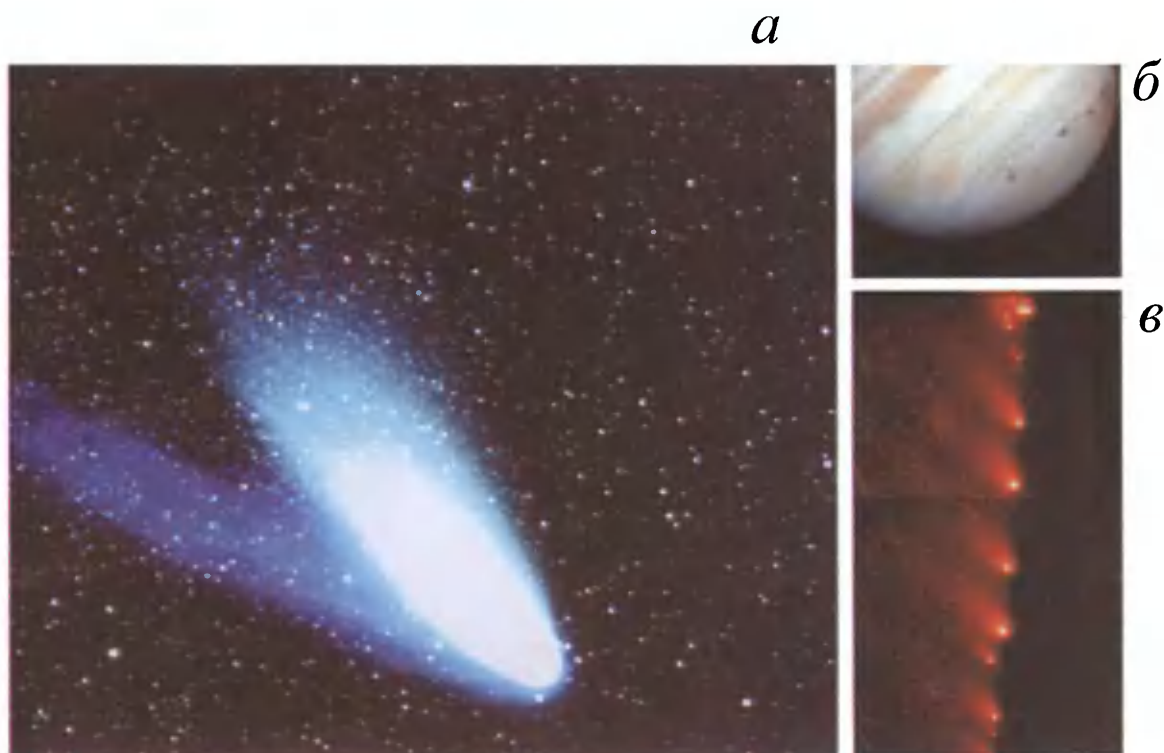


Рис. 1-35. Снимки комет

a – комета Гале–Бопп (Hale–Bopp), с синим хвостом из ионов и белым хвостом пыли (JPL Table Mountain Observatory Image); *б, в* – комета Шумахера–Леви 9 (Shoemaker–Levy 9) распадается на куски возле Юпитера в июле 1994 г. (NASA’s Hubble Space Telescope <http://hubble.nasa.gov/>)

Некоторые озера имеют крутые берега и очень четкие границы: они похожи на инфильтрационные или снабжающиеся грунтовыми водами водоемы. Другие озера имеют размытые, более зазубренные края, с постепенным уменьшением яркости по направлению к центру озера. Эти озера более похожи на каналы и могут быть или дренажными, или дренажными с источниками питания подземными водами. Существуют также озера, имеющие продолжение в виде сложно переплетающихся каналов. На рисунке 1-28 отображена область Ксанаду (Xanadu). Расположенные между цепями холмов более темные зоны могут быть участками, заполненными жидкой субстанцией, которая стремится отразить излучение радара от поверхности в отсутствии ветров, делая эти области практически черными. В условиях, характерных для Титана, эти жидкости могут быть метаном или этаном. Плотные дренажные формы еле видны между цепями холмов, что предполагает поток жидкости через участки этой области. Изучая темные области, авторы работы <http://saturn.jpl.nasa.gov/news/cassinifeatures/feature20070103/> пришли к выводу, что это, скорее, заполненные жидкостью озера, а не понижения в рельефе и каналы, заполненные неконсолидированным материалом с более темным цветом. Озера в северном полушарии являются сильным доказательством того, что поверхность Титана и его атмосфера включены на сегодняшний день в «гидрологический цикл». В течение смены сезонов на Титане при 29-летнем цикле вращения Сатурна вокруг Солнца, озера зимой заполняются за счет метановых дождей, а летом практически полностью высыхают.

Крайне интересные с позиции криологии планет наблюдения были получены для одного из ледяных спутников Сатурна – *Энцелада* (рис. 1-29). Эта луна, лишенная атмосферы, с тем-

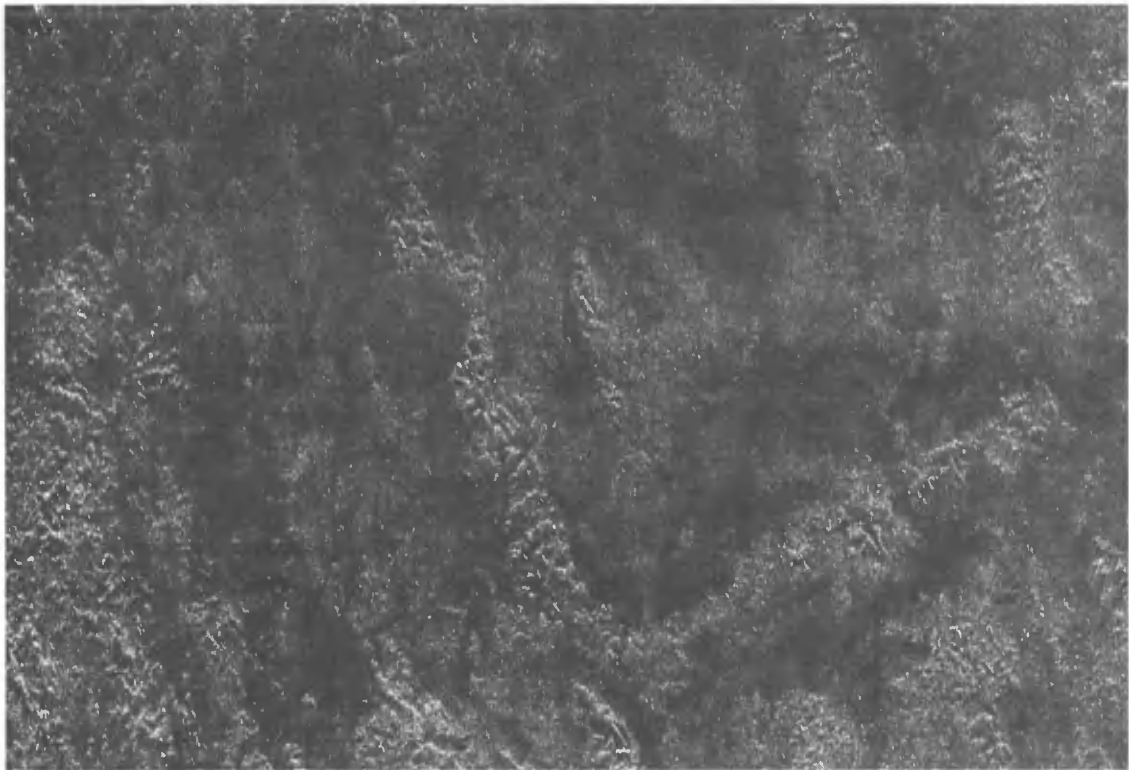


Рис. 1-28. Область Ксанаду (Xanadu) – светлая область Титана

Снимок получен 30 апреля 2006 г. радарным картографом Cassini. Размеры области снимка: ширина – 150 км, длина – 400 км, разрешение – 350 м в пикселе (север вверх) (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA08448>)



Рис. 1-29. Энцелад (Enceladus) – снимок Cassini Orbiter Imaging Science Subsystem PIA07800 (<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07800>)

пературой -330°F на поверхности, с жидкой водой под ледяной корой, которая прорывается на поверхность в виде гейзеров, несущих мгновенно замерзающую воду со скоростью 870 км/ч , является одной из ярчайших представителей холодного мира лун Сатурна. Космический корабль Cassini, по-видимому, обнаружил свидетельства существования резервуаров жидкой воды, которая извергается из них подобно гейзерам на Земле. Снимки высокого разрешения обнаружили ледяные выбросы и башнеподобные плюмы, выбрасывающие огромное количество частиц с высокой скоростью. Кроме того, были зафиксированы свидетельства возможно более интересного варианта образования плюмов – извержения воды из приповерхностных карманов жидкой воды, находящейся при положительной температуре. Согласно работе, размещенной на <http://www.mps.mpg.de/>, в которой анализируются полученные с Cassini снимки, подобные представленным на рисунках 1-30а,б (вклейка), сделано предположение, что плюмы являются гейзерами, извергающимися из находящихся под давлением подповерхностных резервуаров жидкой воды при температуре выше 273 К . Так, снимок, сделанный в январе 2005 г. (см. рис. 1-30а), выглядит как залп с борта корабля, выступающий из полосчатых структур снимка. На январском снимке плюм имеет единственный компонент. На февральском снимке (рис. 1-30б) вдоль полосчатых структур заметны два плюма. Меньший, более тусклый компонент отделен от главного плюма расстоянием около 100 км .

Было опробовано несколько моделей для объяснения этого процесса. Модель, приведенная на рисунке 1-31 (вклейка), показывает, как предполагаемые подземные резервуары сжатой жидкой воды при температуре выше 0°C могут вырываться на поверхность, подобно гейзерам, которые выбрасывают потоки ледяного материала вовне над южным полюсом луны. На рисунке жерло пронзает одну из полосчатых структур на поверхности, видимой на снимках Cassini в области южных полярных равнин (например, рис. 1-32, вклейка). Некоторые колебания в уменьшении теплотока из недр и характера неровностей на поверхности создают условия для образования источников тепла для формирования резервуаров жидкости. В первую очередь они приурочены к областям с полосчатыми структурами на поверхности и вызваны особенностями орбитального движения Энцелада.

Рисунок 1-32б показывает превышение уровня теплотока по трещинам около южного полюса. Эти теплые разломы являются источниками плюмов пыли и газа, зафиксированных аппаратурой Cassini во время пролета над Энцеладом 14 июля 2005 г. (<http://www.nasa.gov/cassini>; <http://saturn.jpl.nasa.gov/>). Этот снимок показывает два ряда температурных данных на поверхности Энцелада, измеренных комбинированным инфракрасным спектрометром Cassini. Они наложены на снимки поверхности, полученные подсистемой изображений Cassini (<http://www.nasa.gov/cassini>; <http://saturn.jpl.nasa.gov/>). Температура поверхности дана в градусах К и является производной от интенсивности излучения, зафиксированного комбинированным инфракрасным спектрометром. Увеличение теплового потока наблюдается в соседстве с рельефными полосчатыми структурами, обнаруженными камерами изображений. На этом снимке выход энергии наблюдается вблизи центра температурных рядов, прямо над разломом в полосчатой структуре. Пиковые температуры, 86 и 90К, соответственно, являются усредненными для поля комбинированного инфракрасного спектрометра. Другие замеры показывают и более высокие температуры до 145К, существующие в узких зонах в несколько сотен метров шириной вдоль разломов полосчатых структур. Характер свидетельства существования жидкой воды на Энцеладе отличается от того, что наблюдалось на луне Юпитера – Европе. На Европе свидетельства получены благодаря изучению поверхностных геологических форм, указывающих на внутренний океан. На Энцеладе свидетельства получены в ходе прямых наблюдений выбросов водяного пара, выходящего из источников, расположенных близко к поверхности (<http://www.nasa.gov/cassini>; <http://saturn.jpl.nasa.gov/>).

1.2.4. Уран, Нептун и их спутники

Уран

Уран – седьмая планета от Солнца – настолько далека от него, что один оборот по орбите занимает 84 года. Он был открыт в 1781 г. астрономом Уильямом Хершелем (William Herschel), который сначала предположил, что это комета. Уран обладает динамичным миром с самыми яркими облаками во внешней Солнечной системе и хрупкой системой колец, которая колеблется как несбалансированное колесо автомобиля (рис.1-33а, вклейка). Сине-зеленый цвет Урана обусловлен наличием метана, концентрирующимся над более низкими облаками (метан поглощает красный цвет и отражает синий). На снимке Voyager 2 (рис. 1-33б, в) Уран проявляется почти бесформенным в видимом диапазоне волн, но в синем, оранжевом и зеленом фильтрах проявляются темная полярная облачность и зональные области в атмосфере. Внутри системы колец Урана (рис. 1-33г) Voyager 2 обнаружил непрерывное распределение мелких частиц.

Уран классифицируется как «газовый гигант», так как не имеет твердой поверхности. Атмосфера Урана состоит из водорода и гелия с небольшим количеством метана и следами воды и аммиака. Основная часть массы Урана (80%) содержится в виде обширной жидкой коры, состоящей из «льדיстых» материалов (воды, метана, и аммиака) с более плотным материалом в глубине. В 1986 г. аппарат Voyager 2 обнаружил плохо различимое облако в южных широтах, смещающееся в западном направлении со скоростью 600 км/ч. В 1998 г. телескоп Hubble отметил более 20 ярких облаков на различной высоте в атмосфере Урана. Яркие облака, возможно, состоят из кристаллов метана, который конденсируется как теплые пузыри газа, поднимающиеся из более глубоких областей атмосферы Урана.

Уран в настоящее время движется вокруг Солнца, вращаясь вокруг собственной оси почти горизонтально по отношению к поверхности эклиптики. Эта необычная ориентация может быть результатом столкновения с космическим телом размером с планету на раннем этапе истории Урана, которое радикально изменило его вращение. Магнитное поле Урана необычно тем, что оно на 60° отличается от наклона оси вращения самой планеты и смещено от центра планеты на треть ее радиуса. Уран настолько далек от Солнца, что, даже несмотря на наклон его сторон и сезонные изменения, которые длятся больше 12 лет, температурные колебания зимой и летом незначительны. На уровне верхних облаков температура Урана около -215°C. Шесть колец Урана были открыты в 1977 г. с борта Kuiper Airborne Observatory, которая обнаружила звезду, проходящую за Ураном. Было отмечено, что свет звезды мерцал при подходе к планете и после удаления от нее. Ученые Perth Observatory обнаружили еще три кольца в это же время, а Voyager 2 – еще 2 кольца в 1986 г., доведя общее число колец до 11. Кольца расположены в экваториальной плоскости планеты, перпендикулярно к плоскости ее вращения вокруг Солнца. Десять внешних колец темные, тонкие и узкие, в то время как 11-е кольцо, находящееся внутри 10 внешних колец, широкое и расплывчатое. Кольца Урана очень отличаются от колец вокруг Сатурна и Юпитера. При рассмотрении колец, когда Солнце находится за ними, обнаруживается, что тонкая пыль насыщает все кольца.

Уран имеет, по меньшей мере, 21 луну, которые в основном названы в честь персонажей работ Уильяма Шекспира и Александра Поупа. Миранда – самая странная из лун Урана (рис. 1-33, правая часть снимка, центр, слева). Высокие обрывы и эоловые долины этой луны говорят о частичном таянии внутренней ее части, сопровождающемся выносом ледяного материала к поверхности. Поверхность Миранды состоит из двух резко отличных основных типов. Один тип – древняя, сильно кратерированная, холмистая поверхность с относительно однородным значением альбедо, или отражательной способностью. Другой тип – молодая, неоднородная поверхность, характеризующаяся яркими и темными участками, с обрывистым и гребневым рельефом, обнаруживаемым в овальных областях на рисунке 1-33е сверху и снизу, а также в характерных «шевронных» формах выше и справа от центра. Ледяные уступы справа достигают 20 км высоты.

Нептун

Нептун – восьмая планета от Солнца. Это первая планета, обнаруженная благодаря математическим предсказаниям в 1846 г. Так как орбита Урана не соответствовала расчетной, было сделано предположение о траектории и массе другого, еще неизвестного небесного тела, которое вносит поправку в движение Урана по орбите. Семнадцать дней спустя была открыта его крупнейшая луна – Тритон. Почти 4,5 млрд. км отделяют Нептун от Солнца. Его полное обращение вокруг Солнца составляет 165 лет, и с тех пор, как он был открыт, полный круг пока еще не сделан.

Нептун имеет наименьший диаметр среди планет – газовых гигантов Солнечной системы (включая Юпитер, Сатурн и Уран). Несмотря на это, его объем составляет 60 земных объемов. Атмосфера Нептуна простирается на огромные глубины, постепенно превращаясь в водный и другие «жидкие льды», покрывающие более плотную, размером с Землю, жидкую кору. Наклон оси вращения плоскости вращения вокруг Солнца составляет 30° . Его сезоны длятся по 41 году. Во время лета в южном полушарии южный полюс постоянно освещен Солнцем в течение 41 года, а во время лета в северном полушарии северный полюс также постоянно освещен Солнцем 41 год. Атмосфера Нептуна состоит из водорода, гелия и метана, который и придает планете синий цвет благодаря абсорбции красного света (рис. 1-34а, вклейка). Несмотря на удаленность от Солнца и более низкое поступление энергии, ветры на Нептуне в три раза сильнее, чем на Юпитере, и в 9 раз, чем на Земле. В 1989 г. Voyager 2 зафиксировал три гигантских шторма. Похожее на смерч большое темное пятно обладало размером, сравнимым с размерами Земли, вращалось против часовой стрелки, двигалось в западном направлении со скоростью 1200 км/ч (рис. 1-34а). Другое темное пятно (рис. 1-34б) – большой овальный темный шторм в южном полушарии Нептуна. У планеты есть несколько колец различной ширины (рис. 1-34в). Внешнее кольцо – Адамс – содержит пять отдельных дуг (неполных колец). Следующее кольцо имеет одну орбиту с луной Галатеей (Galatea), затем идут кольца Le Verrier, Lassell, Arago, и Galle. Кольца Нептуна, по-видимому, относительно молодые и коротко живущие. Нептун имеет восемь известных лун, шесть из которых были открыты Voyager 2.

Крупнейшая из лун Нептуна – Тритон, вращается вокруг него в направлении, противоположном вращению планеты. Постепенно Тритон приближается к Нептуну до столкновения с ним через 10–100 млн. лет. В процессе этого образуются огромные кольца вокруг Нептуна, которые будут соперничать с обширной системой колец Сатурна. Тритон – самое холодное тело нашей Солнечной системы; температура на его поверхности составляет -235°C . Несмотря на низкие температуры, Voyager 2 обнаружил на Тритоне огромные гейзеры газообразного азота. Тритон покрыт замерзшим азотом (рис. 1-34г). Яркие и темные полосы являются льдом, отложенным ветрами.

1.2.5. Кометы

Кометы – льдокаменные тела, которые образовались при формировании нашей солнечной системы 4,6 млрд. лет назад. Они относятся к наименее измененным объектам Солнечной системы и как таковые могут содержать важную информацию об условиях ее образования. Около дюжины новых комет открывается каждый год. Короткопериодные кометы более представительны в этом ряду, потому что их оборот вокруг Солнца занимает не более 200 лет. Большинство комет приходит из области ледяных тел, находящихся за орбитой Нептуна. Эти льдистые тела в разное время назывались по-разному – объекты пояса Купера (Kuiper Belt Objects), объекты пояса Эдгворта–Купера (Edgeworth–Kuiper Belt Objects) или Нептуновые объекты (Trans-Neptunian Objects). Менее предсказуемыми являются длиннопериодные кометы, многие из которых прибывают из отдаленных областей, называемых Облаком Оорта (Oort Cloud). Оно находится на расстоянии в 100000 астрономических единиц от Солнца (это 100000 расстояний от Земли до Солнца). Эти кометы могут за 30 млн. лет совершить одно вращение вокруг Солнца, что у Земли занимает лишь один год. Как минимум триллион комет могут находиться в Облаке Оорта, вращающегося вокруг Солнца на краю его гравитационно-

го влияния. Каждая комета имеет только небольшую каменную составляющую, называемую ядром, часто не больше нескольких километров в поперечнике.

В июле 1994 г. комета Шумахера–Леви 9 (Shoemaker–Levy 9) разрушилась на более чем 20 частей; в течение нескольких дней произошли ее столкновения с Юпитером (рис. 1-35б, в, вклейка). Восемь точек столкновения (коричневые точки, распределяющиеся с левого нижнего угла до верхнего правого, ниже Большого красного пятна) были замечены при помощи телескопа NASA Hubble Space Telescope. Это был первый случай наблюдения столкновения кометы с планетой. Фрагменты кометы Шумахера–Леви 9 сняты в искусственном цвете. Ядра содержат ледяные включения и замерзшие газы с большим количеством внедренных пород и пыли. В центре ядра могут иметь небольшую кору из пород. Приближаясь к Солнцу, комета начинает нагреваться. Она становится достаточно яркой для наблюдения с Земли, когда ее атмосфера – «кома» – значительно вырастет. Тепло Солнца вызывает таяние льда и испарение газа с поверхности кометы, который начинает флуоресцировать подобно неоновой рекламе. Кратеры на нагреваемой Солнцем стороне могут выбрасывать фонтаны пыли и газа на десятки тысяч километров. Выбрасываемый материал образует «кому», которая может иметь сотни тысяч километров в диаметре. Давление солнечного света и поток электрически заряженных частиц, называемых солнечным ветром, уносят материал атмосферы – «комы» с поверхности кометы, формируя ее длинный, яркий хвост. Часто можно видеть прямые хвосты электрически заряженных ионов и изогнутый хвост пыли по отдельности. Хвосты комет всегда направлены от Солнца.

Большинство комет проходят на безопасном для себя расстоянии от Солнца. Комета Галлея (Halley) прошла не далее 89 млн. км от него. Это ближе, чем расстояние от Солнца до Земли. Однако некоторые кометы, называемые Sun Grazers, падают прямо на Солнце или проходят так близко, что разрушаются и испаряются.

Импакты комет играют главную роль в эволюции Земли, начиная с самой ранней стадии ее истории 4,5 млрд. лет назад. Многие ученые уверены, что именно они явились источником

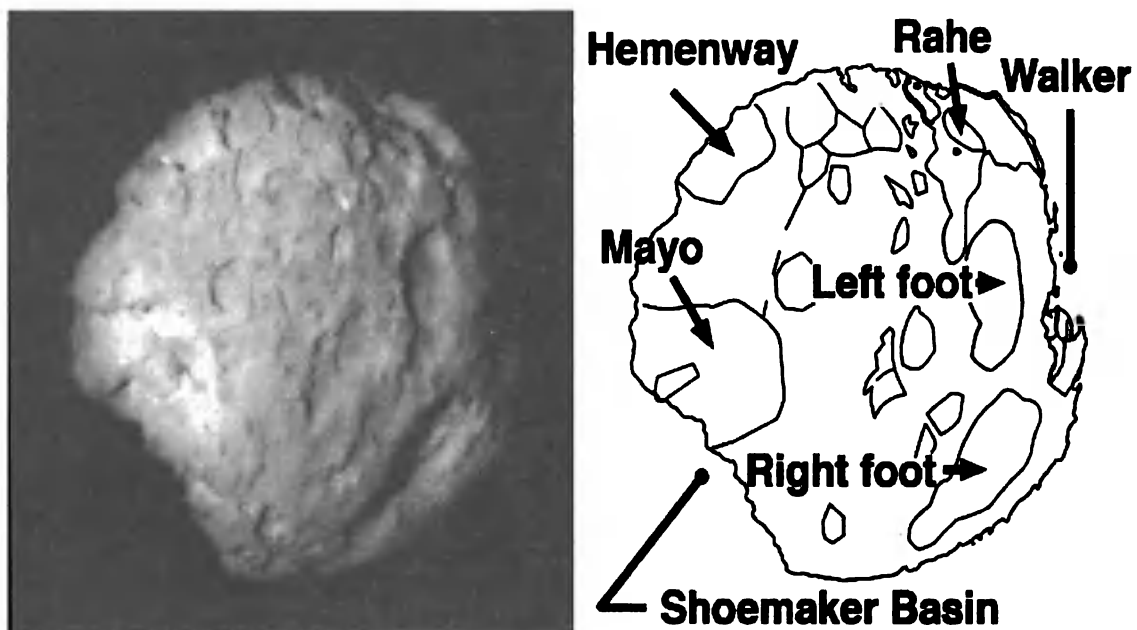


Рис. 1-36. Комета Вайлд 2 (Comet Wild 2), (NASA's Hubble Space Telescope, <http://hubble.nasa.gov/>)

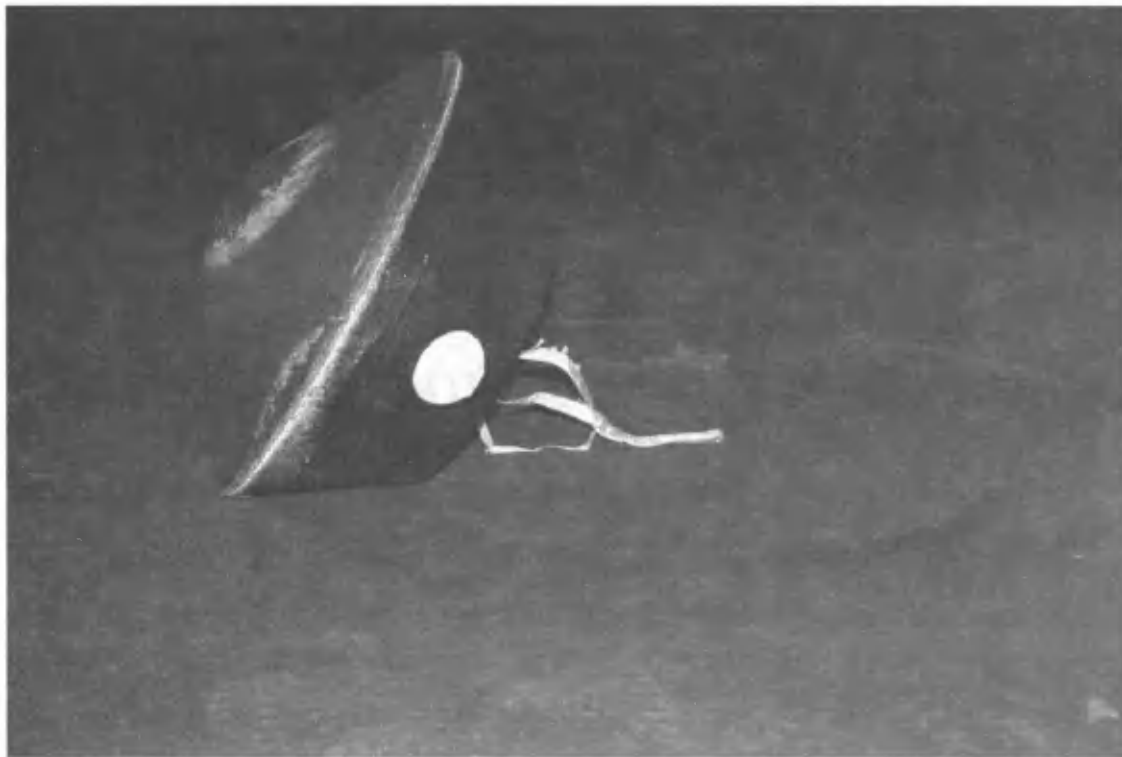


Рис. 1-37. Капсула миссии Stardust с собранными образцами после посадки, январь 2006 г.

воды и разнообразия органических молекул на Земле. В сентябре 2001 г. аппарат Deep Space 1 совершил полет к комете Борелли (Comet Borrelly). В январе 2004 г. миссия Stardust имела контакт с кометой Вайлд 2 (Comet Wild 2) (рис. 1-36) и была направлена на изучение ядра и состава кометной пыли. Возврат аппарата с образцами пыли на Землю состоялся в январе 2006 г. (рис. 1-37).

В июле 2005 г. миссия Deep Impact сформировала ударный кратер на поверхности кометы Темпел 1 (Comet Tempel 1) и исследовала свежевывброшенный материал с места столкновения как ключ в исследовании формирования Солнечной системы.

Глава 2

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ АТМОСФЕРЕ, РЕЛЬЕФЕ ПОВЕРХНОСТИ И ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ МАРСА

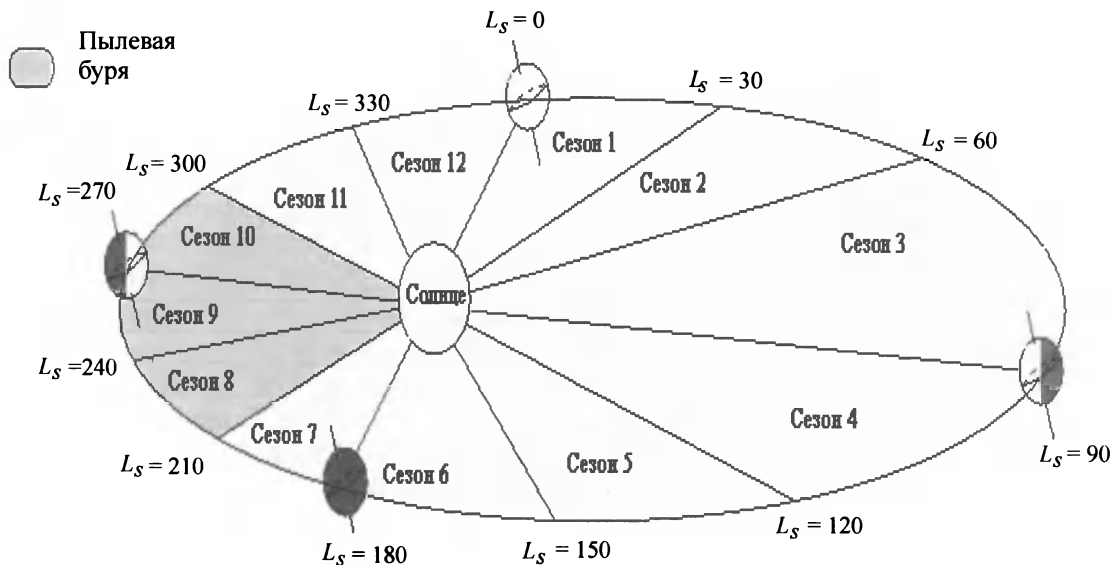
Марс занимает четвертое место по удаленности от Солнца. В ряду планет земного типа полный оборот вокруг Солнца он завершает за 687 земных суток, скорость вращения составляет 24,1 км/с, направление вращения совпадает с земным. Длительность солнечных суток на Марсе – 24 ч 39 мин. 35 с, что почти на 40 мин. больше земных суток. Максимальное расстояние Марса от Солнца – 249,1, минимальное – 206,7, среднее – 227,9 млн. км. Через каждые 2 года 50 суток Земля обгоняет Марс на целый оборот. Орбита Марса представляет собой более вытянутый эллипс по сравнению с земной орбитой (эксцентриситет 0,093) (рис. 2-1).

Максимальное удаление Марса от Земли в противостоянии составляет $10,12 \cdot 10^7$ км. Ближайшее расстояние от орбиты Земли – $5,57 \cdot 10^7$ км. Планеты находятся в этом положении каждые 15–17 лет. Наклон экватора Марса к плоскости его орбиты почти такой же, как у Земли, и равен $25,2^\circ$. Поскольку направление оси остается неизменным в пространстве, смена времен года на Марсе в общем протекает так же, как и на Земле, только их продолжительность почти вдвое больше земных. Среднее значение альбедо поверхности Марса по данным инфракрасных измерений составляет 0,25 [Мороз и др., 1974].

Уровенная поверхность на Марсе (горизонталь – 0 км высоты) определяется гравитационным полем в сочетании с поверхностью, на которой атмосферное давление равно 6,1 мбар (тройная точка на фазовой диаграмме H_2O). Уровенная поверхность аппроксимируется трехосным эллипсоидом с большими полуосями $a=3394,6$ и $b=3393,3$ и с малой полуосью $c=3376,3$ км. Большая полуось a пересекает марсианскую поверхность на западной долготе 105° (табл. 2-1).

Масса Марса равна $6,4188 \cdot 10^{26}$ г. Средняя плотность Марса значительно меньше средней плотности Земли ($5,52 \text{ г/см}^3$) и равна $3,96 \text{ г/см}^3$, а ускорение силы тяжести в 2,65 раза меньше, чем на Земле, и составляет $373 \text{ см}\cdot\text{с}^{-2}$.

Марс, как и Земля, при движении по орбите проходит два равноденствия и два солнцестояния. Периоды, заключенные между этими четырьмя определяющими положениями, соответствуют весне, лету, осени и зиме. Поскольку период обращения Марса вокруг Солнца примерно вдвое больше земного, продолжительность сезонов также вдвое больше. Эллиптичность марсианской орбиты несколько усложняет картину времен года. За счет разной скорости движения Марса по эллиптической орбите марсианские времена года имеют неодинаковую



Солнечная долгота (L_s), град.	Сезон	Солнечные дни Марса
$L_s = 0-30$	Сезон 1	61
$L_s = 30-60$	Сезон 2	66
$L_s = 60-90$	Сезон 3	66
$L_s = 90-120$	Сезон 4	65
$L_s = 120-150$	Сезон 5	60
$L_s = 150-180$	Сезон 6	54
$L_s = 180-210$	Сезон 7	50
$L_s = 210-240$	Сезон 8	46
$L_s = 240-270$	Сезон 9	47
$L_s = 270-300$	Сезон 10	47
$L_s = 300-330$	Сезон 11	51
$L_s = 330-360$	Сезон 12	56

Рис. 2-1. Эллиптичность орбиты Марса

продолжительность (табл. 2-2). Например, весна в северном полушарии на 52 суток длиннее, чем осень. В течение северной весны Марс находится на максимальном удалении от Солнца (положение в афелии), и поэтому солнечное излучение, достигающее планеты в этот период, составляет лишь 69% от излучения в период ближайшего положения планеты к Солнцу (положение в перигелии). При прохождении Марсом перигелия температура поверхности в подсолнечной точке и средняя по дневному полушарию планеты на 25–30° выше, чем в афелии. По этой причине осень и зима в северном полушарии Марса менее суровые, чем в южном, а лето в отличие от южного более прохладное [Маров, 1986].

Таблица 2-1

Геодезические параметры Марса на основе данных Марсианского орбитального лазерного альтиметра (MOLA) [Neumann et al., 2001]

Параметр	Значение (погрешность)
Средний радиус, м	3 389 508 (± 3)
Средний экваториальный радиус, м	3 396 200 (± 160)
Северный полярный радиус, м	3 376 189 (± 50)
Южный полярный радиус, м	3 382 580 (± 50)
Трехосный эллипсоид	
a , м	3 398 627
b , м	3 393 760
c , м	3 376 200
Сплюснутость	1698 ($\pm 1,0$)
Направленность главных эллиптических осей	
a	1,0° с.ш., 72,4° в.д.
b	0° с.ш., 342,4° в.д.
c	89,0° с.ш., 252,4° в.д.
Эллиптическая разница между COF (геометрический центр фигуры) и COM (центр масс)	
Δx , м	233
Δy , м	1,428
Δz , м	2,986
Объем Северной полярной шапки, $\times 10^6$ км ³	от 1,2 до 1,7
Объем Южной полярной шапки, $\times 10^6$ км ³	от 2 до 3
Сравнение возвышенностей по MOLA с данными приземлившихся аппаратов	
Viking 2, м	0
Pathfinder, м	94

Таблица 2-2

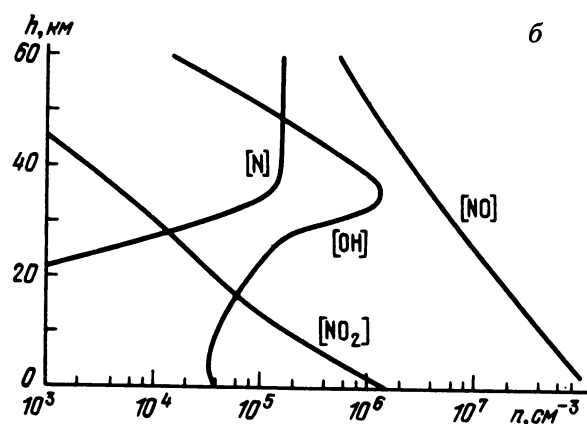
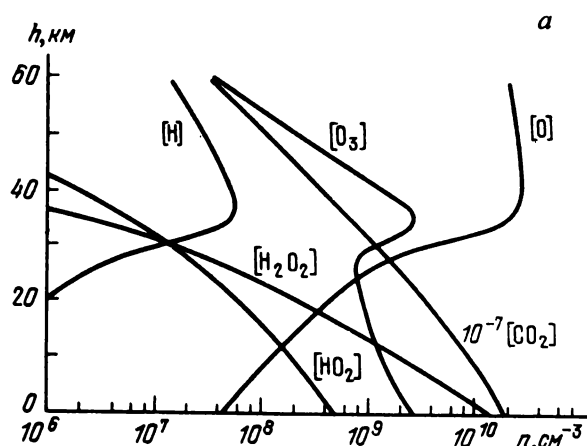
Продолжительность сезонов на Земле и Марсе

Планетоцентрические долготы Солнца (L_s), град.	Сезоны, северное полушарие	Сезоны, южное полушарие	Продолжительность		
			Земля, сутки	Марс, земные сутки	Марс, марсианские сутки
0–90	Весна	Осень	93	199	194
90–180	Лето	Зима	93	183	178
18–270	Осень	Весна	90	147	143
270–360	Зима	Лето	89	158	154
		Год	365	687	669

2.1. Атмосфера Марса

2.1.1. Химический состав атмосферы

Основным компонентом атмосферы Марса является углекислый газ CO_2 (95%). Из-за конденсации зимой и испарения летом этого газа в полярных шапках его количество испытывает сезонные колебания. Азот N_2 , являющийся основным компонентом атмосферы Земли, в атмосфере Марса составляет около 3%. Менее значимые компоненты атмосферы включают окись углерода, кислород, озон и воду. Окись углерода CO является продуктом фотодиссоциации и составляет $8 \cdot 10^{-4}$ от концентрации CO_2 . Молекулярный кислород O_2 является продуктом фотодиссоциации как CO_2 , так и H_2O в верхней атмосфере Марса. При этом O_2 диффундирует в более низкие горизонты атмосферы, где его концентрация достигает величины $1,3 \cdot 10^{-3}$ от приповерхностной концентрации CO_2 . Количество озона сильно меняется и зависит от изменения температуры поверхности, а это дает основание считать, что присутствие водяных паров в атмосфере препятствует формированию озона. Над холодными полярными шапками концентрация озона зимой возрастает примерно в 20 раз по сравнению с его концентрацией над остальной частью планеты [Titus et al., 2003]. Данные по составу атмосферы приведены на рисунке 2-2.



Количество водяного пара в атмосфере составляет в среднем 10–30 мкм осадочного столба воды, а его сезонные и суточные вариации находятся в пределах 1–100 мкм. Содержание H_2O в атмосфере Марса, изменяющееся при прочих равных условиях по высоте, примерно в 100–200 раз меньше, чем в атмосфере самых сухих районов Земли. Однако, точно так же как и на Земле, в атмосфере Марса наблюдаются сильные широтные, сезонные и суточные изменения содержания H_2O , а, кроме того, содержание H_2O зависит от абсолютной высоты местности.

Характер теплопереноса наиболее ярко иллюстрируется конденсационными явлениями в атмосфере. Образования конденсационной природы, периодически существу-

Рис. 2-2. Модель состава атмосферы Марса (зависимость концентраций компонент от высоты) ниже 60 км

Относительные содержания $f_{\text{O}_2} = 1,6 \cdot 10^{-3}$, $f_{\text{CO}} = 2 \cdot 10^{-3}$, $f_{\text{H}_2} = 2,5 \cdot 10^{-5}$, высотный профиль концентраций этих компонент подобен CO_2 и не показан на рисунке [Краснопольский и др., 1980]

ющие в атмосфере Марса, представлены белыми облаками, а также туманами (или дымками) и полярной мглой. Облака, наблюдаемые на высоких уровнях атмосферы (более 20 км), образуются в результате конденсации CO_2 . Конденсация CO_2 вносит свой вклад также и в образование низких облаков полярных областей.

Инфракрасные спектры белых облаков, полученные космическими аппаратами, свидетельствуют, что облачные образования состоят из ледяных кристалликов воды. Водяные облака формируются над поверхностью планеты на высотах менее 20 км. Многие из этих облаков образуются при поднятии воздушных масс по наветренным склонам крупных орографических структур (рис. 2-3, вклейка). Облака и туманы очень распространены близ зимних полярных шапок (так называемая полярная мгла), когда температура атмосферы опускается ниже точки замерзания CO_2 ($T < -126^\circ\text{C}$). Во время наблюдений с орбитальных аппаратов Viking 1 и Viking 2 плотный туман и облачный покров закрывали северное полушарие с конца лета до ранней весны. Часть этой полярной мглы к северу от 60° широты обычно имела диффузный характер, хотя и в конце лета, и в начале осени здесь наблюдались конвективные формы облаков. Северная полярная мгла обычно простирается до 40° с.ш., но между 40° и 60° с.ш. ее граница меняется по времени и положению. Южная полярная мгла никогда не была такой сильной и распространенной во времени и пространстве, как северная. Причина этого в том, что поверхность полярной области в южном полушарии выше, чем в северном, на 2–3 км, то есть общее давление атмосферы здесь заметно ниже, а, значит, конденсация CO_2 происходит в меньшем количестве. Полярные облака расположены обычно довольно низко над поверхностью на высоте менее 10 км и представляют собой тонкие образования из льда H_2O в летний период и льда CO_2 зимой [Titus et al., 2003].

При фотографировании северной полярной области с помощью орбитального аппарата Viking 1 в 1978 г. впервые было обнаружено одно из интересных и редких на Марсе атмосферных явлений, с которым связаны крупные конденсационные образования. Это циклонические структуры, четко отождествляемые на фотографиях по вихревидным системам облаков с циркуляцией против часовой стрелки (см. рис. 2-3).

Они появляются в широтном поясе $65\text{--}80^\circ$ с.ш. в течение теплого периода года, с весны до начала осени, когда здесь устанавливается полярный фронт, который выделяется по резкому контрасту температур поверхности между краем ледяной шапки и окружающими равнинами. По-видимому, волновые движения воздушных масс, связанные с этим фронтом, ответственны за появление циклонических вихрей. Размеры обнаруженных систем вихревидных облаков колеблются от 200 до 500 км, скорость их перемещения около 5 км/ч, а скорость ветров на периферии этих систем около 20 м/с. Каждый отдельный циклонический вихрь наблюдался в течение 3–6 суток, после чего исчезал. Величины температур, измеренных в центральной части марсианских циклонов, свидетельствуют, что облака состоят из кристалликов льда воды [Carr, 1996].

2.1.2. Особенности температурного режима и атмосферной динамики

Хотя Марс холоднее, чем Земля, его температурный режим более похож на земной, нежели на режим любой другой планеты. Диапазоны температуры и давления нижних слоев атмосферы сравнимы с аналогичными параметрами для средних слоев стратосферы Земли (рис. 2-4).

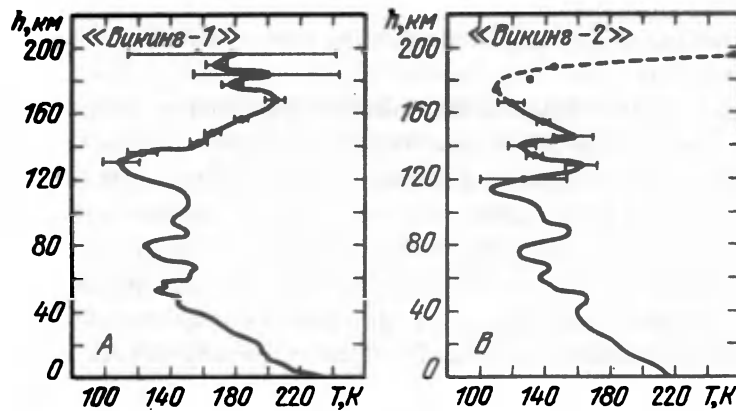


Рис. 2-4. Температурные профили атмосферы Марса

По данным масс-спектрометрических измерений: для высот более 120 км – [Nier, McElroy, 1977], для высот менее 120 км – [Seiff, Kirk, 1977]

Однако имеются и важные отличия. Температурные колебания нижних слоев атмосферы Земли смягчаются за счет влияния океанов, в то время как у Марса океанов нет и его поверхность покрыта материалом, имеющим низкую теплопроводность. В результате, для него характерны более значительные сезонные и суточные колебания [Carr, 1996].

Рельеф поверхности влияет на циркуляцию в атмосфере на обеих планетах. Марс имеет более высокий вертикальный рельеф. Поэтому, учитывая отсутствие океанов, тепловой эффект, обусловленный орографией Марса, может быть значительно больше, чем на Земле. Это объясняется тем, что нагрев поверхности приводит к существенному относительному уменьшению атмосферы Марса по сравнению с Землей, так как Марс не имеет такого теплового переноса, как Земля, благодаря отсутствию разделения “вода–суша”. Однако для Марса применим термин «тепловое удержание», характеризующий области распространения пылеватых отложений, на поверхности которых высокое альbedo коррелируется с низкой тепловой инерцией и, в меньшей степени, с высокой топографией.

В земной тропосфере испарение и конденсация воды являются основными факторами перераспределения тепла. На Марсе, как в земной стратосфере, существует слишком мало атмосферной воды для того, чтобы теплота ее фазовых переходов оказывала значительное влияние на атмосферу планеты. Тем не менее на Марсе конденсация и сублимация углекислого газа CO_2 влияет на температурный режим полярных областей за счет сезонных процессов сублимации и конденсации на его полярных шапках. В период пылевых бурь происходит увеличение мощности атмосферы.

Поверхность Марса имеет широкие по протяженности эоловые ландшафты, которые, несомненно, создаются и сейчас в результате ветровой деятельности, вызывающей дефляцию и вынос пыли. В процессе атмосферной циркуляции происходит перенос воды и CO_2 между различными резервуарами приповерхностных слоев. Пыль, поднятая в атмосферу сильными ветрами с поверхности Марса, поглощает часть солнечной радиации, обеспечивая тем самым дополнительный нагрев атмосферы. Поэтому при оценке радиационного баланса планеты необходимо учитывать столь характерное для Марса явление – пылевые бури, имеющие глобальный характер, влияющие на прозрачность атмосферы и формирующие эоловые отложения на

поверхности планеты. Для атмосферы Марса характерно постоянное присутствие пыли, что приводит к относительно низкой ее прозрачности, в результате чего ее цвет имеет желтый оттенок (рис. 2-5, вклейка).

По спектрометрическим данным в видимом и инфракрасном диапазонах размер частиц пыли оценивается в 1 мкм. Скорость перемещения наблюдаемых пылевых облаков достигает 40–60 км/ч. Развитие желтых облаков на Марсе достигает максимума (до сплошной пелены) в перигелии. Слабая желтая мгла в атмосфере, как правило, наблюдается после крупных пылевых бурь и хорошо обнаруживается фотометрическими или поляриметрическими методами (см. рис. 2-5). Пылевые бури, которые хорошо наблюдались на снимках, сделанных с орбитальных аппаратов, оказались незаметными при съемке с посадочных аппаратов Viking 1 и Viking 2. Прохождение пылевых бурь в местах посадок фиксировалось только по резкому изменению температуры, давления и очень слабому потемнению общего фона неба. Слой пыли, осевшей после бури в окрестностях мест посадок Vikings, составил лишь несколько микрон (10^{-6} м). Все это свидетельствует о довольно низкой несущей способности марсианской атмосферы. Масса пыли в столбе атмосферы (при оптической толщине от 0,1 до 10), оцененная в период пылевой бури 1971 г., составляла от $78 \cdot 10^{-5}$ до $1,66 \cdot 10^{-3}$ г/см². Таким образом, общий вес пылевых частиц в атмосфере в периоды глобальных пылевых бурь Марса может достигать до 10^8 – 10^9 т, что соизмеримо с общим количеством пыли в земной атмосфере [Keating et al., 1998].

Пылевые бури в атмосфере Марса важны для понимания механизма современного осадконакопления на его поверхности. Переносимый пылевыми бурями материал может служить тем агентом, заполняющим трещины полигонально-жильного рельефа, который в сочетании с другими агентами – льдом воды и CO₂ – возможно, и осуществляет процесс растрескивания при перепадах температур на поверхности планеты. Кроме того, характер материала, переносимого пылевыми бурями, формирует общий фон свойств пород поверхности планеты – альбедо, тепловую инерцию.

2.2. Рельеф поверхности Марса

Отличие в 20 км между полярными и экваториальными радиусами указывает на планетарное сплющивание, которое существует главным образом благодаря вращению Марса и в малой степени (5%) за счет наличия обширной вулcano-тектонической провинции Фарсида, расположенной около экватора.

Рисунок 2-6 (вклейка) иллюстрирует, что изменение высот на Марсе имеет 30-километровую динамическую шкалу, крупнейшую для планет земного типа. Основные топографические отклонения приурочены к древним ударным бассейнам, большим щитовым вулканам. Наличие последних объясняется способностью жесткой планетарной внешней оболочки (литосферы) поддерживать столь значительные напряжения, вызванные поверхностными и подповерхностными нагрузками [Smith et al., 1999]. Планетарная форма интерпретируется в виде трехосного эллипсоида, оси которого и ориентация по отношению к системе координат основаны на положении центра масс Марса (см. табл. 2-2).

Наиболее подходящий эллипсоид характеризуется преобладанием смещения от центра масс на –2986 м вдоль оси z, что представляет разницу между центром масс (COM) и геометрическим центром, или центром фигуры (COF) вдоль полярных осей. Отрицательный знак

указывает, что южный полюс имеет более высокие возвышенности, чем северный, примерно на 6 км. Это связано с систематическим понижением склона в направлении с юга на север с уклоном $0,036^\circ$. Трехосный эллипсоид также смещен и по оси u в направлении топографического поднятия Фарсида. Преобладающей формой рельефа является значительная разница (около 6 км) в высотах между низким северным полушарием и высоким южным, что представляет одну из дискуссионных тем марсианской эволюции. Эта дихотомия полушарий также имеет значительное выражение в геологическом строении поверхности Марса. Поверхность литосферы в южном полушарии является древней и сильно кратерированной, тогда как северное полушарие значительно моложе, менее кратерировано и, возможно, вулканически преобразовано на ранних этапах марсианской истории. Хотя имеются и другие интерпретации дихотомии Марса. Например, в начальный этап формирования Марса Великая Северная равнина была покрыта водой, вследствие этого не произошло разрушения поверхности метеоритной бомбардировкой, в отличие от южного полушария [Head et al., 1999]. Различаются полушария и в характере неровностей поверхности, определенных при помощи данных Марсианского орбитального лазерного альтиметра MOLA [Zuber et al., 2000]. Большинство из северных понижений предположительно сложены породами позднегесперийского возраста формации Великой Северной равнины (Vastitas Borealis), гладкой и плоской, даже в 300-метровой шкале. Равнина Аркадия (Arcadia) предположительно амазонийского возраста и перекрывает формацию Великой Северной равнины. Она является плоской как в больших, так и в малых шкалах высот и состоит из осадочных или вулканических пород этих равнин. В южном полушарии возвышенные равнины образуют локальные плоские внутрикратерные отложения предположительно ноахидского возраста, тогда как более молодые возвышенные равнины предположительно гесперийского возраста преобладают во многих областях. Все они характеризуются более неровным рельефом, чем северные равнины. Переходная зона между сглаженными равнинами северного полушария и кратерированными южными возвышенностями характеризуется столовыми горами, буграми. Перепад высот в переходной зоне (рис. 2-7) составляет до 4 км при ширине зоны от 300 до 1300 км [Smith et al., 1999].

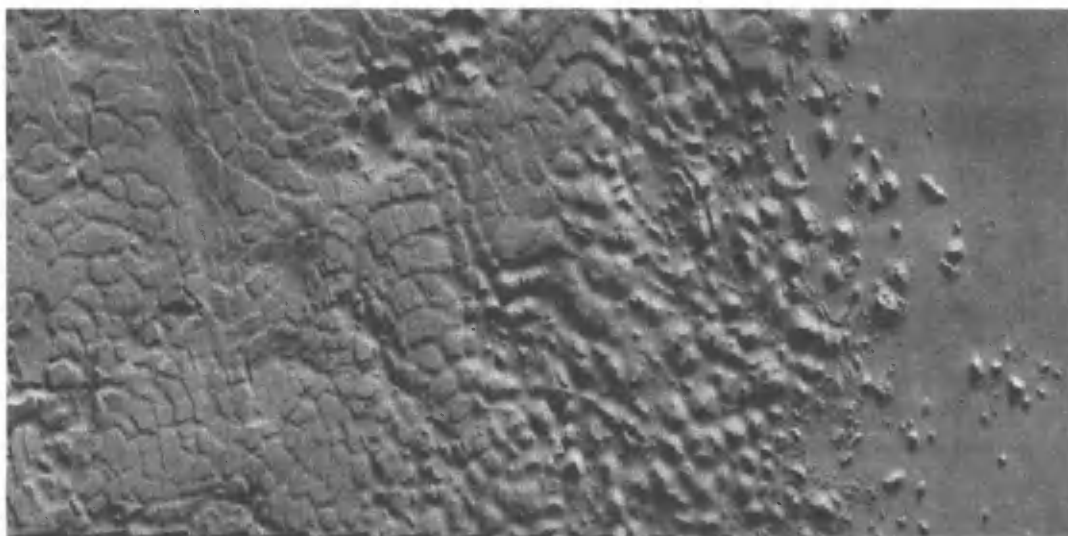


Рис. 2-7. Переходная зона между высокими плато южного полушария и низкими Северными равнинами
Снимок МОС (http://www.msos.com/mos_gallery/)

Провинция Фарсида – это обширный регион вулканизма и тектонических деформаций, который возник в экваториальной области, прервав глобальную дихотомическую границу между южным кратерированным высокогорьем и северными равнинами. Первоначально эта провинция была интерпретирована как широкое топографическое поднятие. Однако последние данные показывают, что топографически Фарсида на самом деле состоит из двух широких поднятий. Большее южное поднятие накладывается на высокогорья кольцевой формой, которая протягивается от 220° до 300° в.д. и с 50° до 20° с.ш. и занимает около 10^7 км² по площади. Самая высокая часть южного поднятия включает в себя горы Фарсиды (Ascræus, Ravonis, Arsia). На восточном окончании наиболее высокой поверхности возвышаются краевые плато Луны. Менее значительные северные поднятия накладываются на понижения и покрывают приблизительно такой же долготный участок, как и южное поднятие, но простираются до 60° с.ш. Северное поднятие характеризуется массивной вулканической конструкцией пaterы Альба. Вулканические выбросы гесперийского возраста простираются радиально от центра этого щита в сторону северных равнин на расстояния более чем 1000 км [Zuber et al., 2000].

Данные, полученные с помощью MOLA [Neumann et al., 2001], проясняют долго обсуждаемые главные причины возникновения возвышенностей поднятия Фарсида. Главный хребет поднятия простирается в южном направлении от области гор Фарсида, потом поворачивает на северо-восток в виде «хвоста скорпиона». Этот аркообразный хребет ограничивает плато Солнца, расположенное внутри южного поднятия. Поверхность хребта представлена в основном сильно кратерированными породами ноахидского возраста, которые, по-видимому, избежали преобразования более поздними вулканическими процессами благодаря своему более высокому топографическому положению. Предполагается, что разделение структуры хребта могло быть вызвано литосферным прогибом, по аналогии с другими горными структурами на юге Фарсиды. Южное поднятие (южной направленности –35° ю.ш.) также содержит выходы сильно кратерированных ноахидских формаций. Возраст этих поднятых древних территорий согласуется с представлением, что широкое расширение южного поднятия (с высотой поднятий >3 км) сформировалось в последней части структурного поднятия. Такая гипотеза подтверждается ориентацией трещин и грабена в Бороздах Кларитас. Хотя также возможно, что там имело место участие боковых тектонических сил. Высокие поднятия гор Фарсида, так же, как и северное поднятие, зависят в основном от вулканического фактора, хотя некоторые структурные поднятия могли впоследствии быть замаскированы вулканизмом.

Равнина Эллада (Hellas Planitia) – ударный бассейн – имеет наибольшую отметку глубины на Марсе и характеризуется понижением относительно окружающего рельефа более, чем на 9 км (рис. 2-8, вклейка). Горы и массивы первоначально идентифицировались как структурообразующие элементы кольцевой структуры бассейна с диаметром 2300 км и располагались на внутренних склонах топографического бассейна. Выброшенный материал равнины Эллада, окружающий его, не был картирован в глобальной шкале; элементы, которые окружают бассейн, господствуют над сильно кратерированными равнинами ноахидского возраста. Данные MOLA обнаружили поднятие внутри характерного топографического кольца. Оно окружает равнину Эллада, имеет диаметр 4000 км и расположено на 2 км выше основного кольца. Наблюдаемое топографическое кольцо вокруг равнины Эллада близко к положению крайнего картированного бассейнового кольца с диаметром 4200 км. Альтернативное объяснение топографии этого района в том, что это крайнее кольцо может представлять сильно деградированное главное бассейновое кольцо с дополнительными кольцевыми структурами, лежащими ниже, внутри бассейна. Анализ рисунка 2-8 также показывает, что материал из кольца равни-

ны Эллада способствовал топографическому выступу вдоль части дихотомической границы [Smith et al., 1999].

2.3. Внутреннее строение Марса

До миссии Mars Global Surveyor модель марсианской топографии отталкивалась от данных, полученных с базируемых на Земле радаров, стерео- и фотоклинометрических наблюдений Mariner 9, а также наблюдений Viking 1 и Viking 2, ультрафиолетовой и инфракрасной спектроскопии. Разрозненные типы измерений были собраны в единую численную планетную модель, у которой было непостоянное пространственное разрешение и которая обычно характеризовалась вертикальными ошибками от 1 до 3 км.

Модель, основанная на данных MOLA, имеет пространственное разрешение 124–256 пиксель/град. и абсолютную точность 13 м по отношению к центру масс Марса [Smith et al., 1999]. Знание внутреннего строения планеты необходимо нам для понимания процессов на поверхности, имеющих место в настоящее время и в прошлом, так как существует прямая взаимосвязь между изменением теплотока изнутри планеты и температурными условиями на поверхности и в приповерхностных слоях планеты. Так, по данным Х. Ванке и Г. Дрейбуса [Wanke, Dreibus, 1988], 4,1 млрд. лет назад теплоток из мантии составлял $33,5 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$, а теплоток на поверхности планеты – $63,4 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$. В наши дни значения теплотока составляют 4,3 и $14,3 \text{ мВт} \cdot \text{м}^{-2}$ соответственно.

Различие в геологическом развитии Марса по сравнению с Землей существует, в первую очередь, благодаря его меньшему размеру. Радиус Марса в половину меньше земного, и поэтому Марс, возможно, нагревался и охлаждался значительно быстрее. Таким образом, проявления геологической активности, такие как тектонизм, вулканизм и освобождение летучих компонентов, должно было проявляться у Марса относительно раньше, чем у Земли. На Земле конвективное охлаждение внутренних областей приводит к движению поверхностных плит и сопровождается созданием океанического дна с океаническими хребтами и уменьшением площади плит в зонах субдукции. Марс, напротив, одноплатформенная планета с мощной, до 500 км [Мороз, Жарков, 2000], твердой литосферой. Но, возможно, на ранних этапах развития Марса, когда внутренний теплоток был интенсивнее, планета имела более тонкую литосферу и возможно даже подвижные плиты [Tanaka, Kolb, 2001].

2.3.1. Строение коры и мантии

При наличии глобально распределенных, с высоким разрешением топографических и гравитационных данных в настоящий момент стало возможным картировать подповерхностную структуру марсианской коры и верхней мантии. Обратная зависимость напластования (инверсия) для планетарных внутренних структур от гравитации и рельефа в действительности не уникальна и должна, когда возможно, быть развита в согласии с дополнительными ограничениями. Упрощенная модель внутреннего строения допускает представление о близких значениях плотности коры и мантии, которая определяет более низкий предел значений толщины коры планеты и глобального объема коры. Однако очевидно, что она не учитывает вариации плотности внутри коры или верхней мантии. На рисунке 2-9 (вклейка) представлена модель

коры, мощность которой была рассчитана с учетом обновлений данных по гравитационным полям, полученных с помощью орбитального комплекса Mars Global Surveyor (MGS).

Используется аэроцентрическая проекция Моулвэйд (Molleweide) с принятыми условными обозначениями восточной долготы. Прерывистой линией показана граница геологической дихотомии между северным и южным полушариями, которая нанесена только в местах отчетливого проявления. Внизу показаны долготные профили структуры коры (светло-серые участки соответствуют коре, а темно-серые – мантии), усредненные в 10-градусном интервале от северного полюса к южному. Согласно этим данным плотность коры составляет $2900 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$, что согласуется с вероятным составом коры и плотностью мантии $3500 \text{ кг}\cdot\text{м}^{-3}$ [Zuber, 2001].

К сожалению, толщина марсианской коры не может быть, как на Земле или Луне, установлена на основании сейсмических данных о неоднородностях скоростей волн, отраженных от слоев разной плотности и состава. Поэтому значение толщины коры оценивается исходя из расчетов минимального значения вязкости ее нижних слоев, что позволяет рассмотреть рельеф на границе “кора–мантия” во временном аспекте. При этом различные допущения могут привести к вариациям в значении мощности коры до нескольких десятков процентов. Тем не менее с учетом значимых допущений величина мощности коры в 500 км не соответствует более ранним оценкам в 100–250 км, которые были основаны на геофизических данных плохого качества [Zuber, 2001].

Марс покрыт чехлом обломочного материала (мегареолита), в образовании которого важную роль играли экзогенные процессы (метеоритная бомбардировка, золотые, локальные флювиальные, гравитационные, мерзлотные, гляциальные процессы). Мощность реголита в зависимости от условий накопления колеблется от нескольких метров до нескольких километров. Время воздействия указанных процессов на поверхность Марса исчисляется от нескольких миллиардов до сотен миллионов лет, что способствовало формированию осадочного чехла значительной мощности, достигающей в отдельных районах до нескольких километров. Основным процессом, интенсивно действовавшим в начальные этапы эволюции поверхности Марса, была метеоритная бомбардировка древней коры планеты. Этот процесс создал кратерированную поверхность (похожую на поверхности лунных материков) и привел к сильному раздроблению верхних горизонтов литосферы, вследствие чего на Марсе сформировался мощный чехол мегареолита, под которым подразумевается слой сильно раздробленного материала, сформированный в результате активной метеоритной бомбардировки древней коры Марса в конечной стадии аккреции планеты. Мощность этого слоя на Марсе в среднем может достигать 2 км (см. рис. 2-9).

Учитывая, что кратеры с диаметром около 10 км наиболее распространены на поверхности Марса, можно считать, что примерно до глубины нескольких километров поверхностный слой сильно раздроблен, а кратеры с более крупными диаметрами образуют зоны еще более мощного дробления. Образование кратеров менее 10 км в диаметре способствовало формированию верхней пачки обломочного материала – реголита и разуплотненных брекчий. Мощность этих отложений может достигать многих сотен метров.

Так как Марс, по-видимому, обладал атмосферой и в прошлом, ветровая деятельность на поверхности, полностью лишенной растительных покровов (характерных для Земли), способствовала пересортировке поверхностного материала и его дифференцированному переносу в локальные понижения (кратеры) и обширные депрессии (рис. 2-10). Такой процесс происходил длительное время и мог сформировать осадочный чехол, мощность которого в отдельных местах может составлять несколько километров [Zuber, 2001].



Рис. 2-10. Древний кратер в области бассейна Шиапарелли (Schiaparelli) с характерными слоистыми отложениями на дне и склонах (<http://mars3.jpl.nasa.gov/mgs/>)

На сегодняшний день собраны многочисленные свидетельства процессов осадконакопления и их проявлений (рис. 2-11). На снимке представлены примеры выходов слоистых отложений: *а* – ступенчатые холмы в ударном кратере на западе Земли Арабии (Arabia Terra), 8,3° с.ш., 7,1° з.д.; *б* – обрывисто-уступчатая терраса на юго-западе Каньона Кэндор (Candor Chasma), 6,4° ю.ш., 77,1° з.д.; *в* – уступчатый склон неправильной формы в кратере Терби (Terby Crater), 27,6° ю.ш., 285,7° з.д.; *г* – обрывисто-уступчатая терраса, сложенная слоями различной мощности в районе Земли Меридианов, 5,0° с.ш., 2,5° з.д.; слоистость местами нарушена открытыми и частично открытыми кратерами (стрелки); *д* – выходы чередующихся темных и светлых пород в кратере Холден (Holden Crater), 26,9° ю.ш., 34,9° з.д.; *е* – покрытые пылью (однородный тон) обрывисто-ступенчатые выходы пород в кратере Генри (Henry Crater), 11,1° с.ш., 335,5° з.д. Более того, исходя из имеющегося материала, были предприняты попытки проведения стратиграфии районов со слоистым залеганием пород [Titus et al., 2003].

Результаты позволяют судить о характере залегания и взаимодействия между собой пород различного генезиса, об их характеристиках (плотности, дисперсности, пористости, значениях альбеда, тепловой инерции и т.д.), иными словами получен доступ к исследованию более глубоких, подстилающих пород. Так, на рисунке 2-12 представлены элементы разреза центральной части холма, основанного на снимке МОС М03-01521 и совмещенного с имеющимся топографическим профилем, где: *а* – разрез северной части холма (высота 2,3 км), высоты

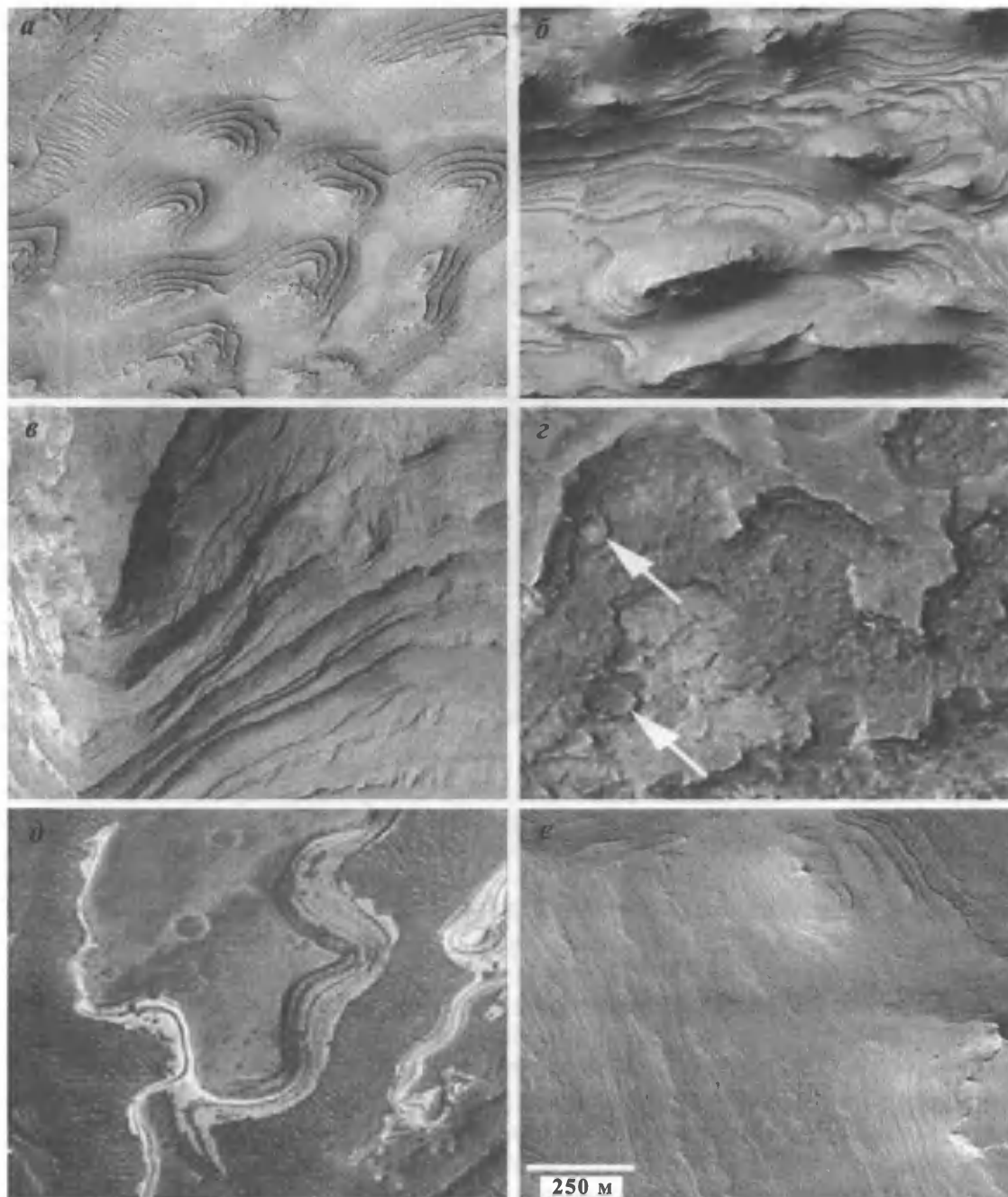


Рис. 2-11. Примеры выходов слоистых отложений [Malin, Edgett, 2000]

Все изображения приведены в одном масштабе и являются фрагментами снимка МОС, освещение слева. *а* – M09-01840, *б* – FNA-01278, *в* – M04-03686, *з* – M03-01935, *д* – M08-02225, *е* – M12-02473. Пояснения см. в тексте

топографического профиля (черные точки по линии склона) получены по данным лазерного альтиметра MOLA, все высоты даны относительно марсианского нулевого уровня. Слои интерпретируются как лежащие горизонтально, за исключением тех, где эрозионные несогласия могут быть определены, поскольку равнина сразу же за холмом на север горизонтальна; *б* –

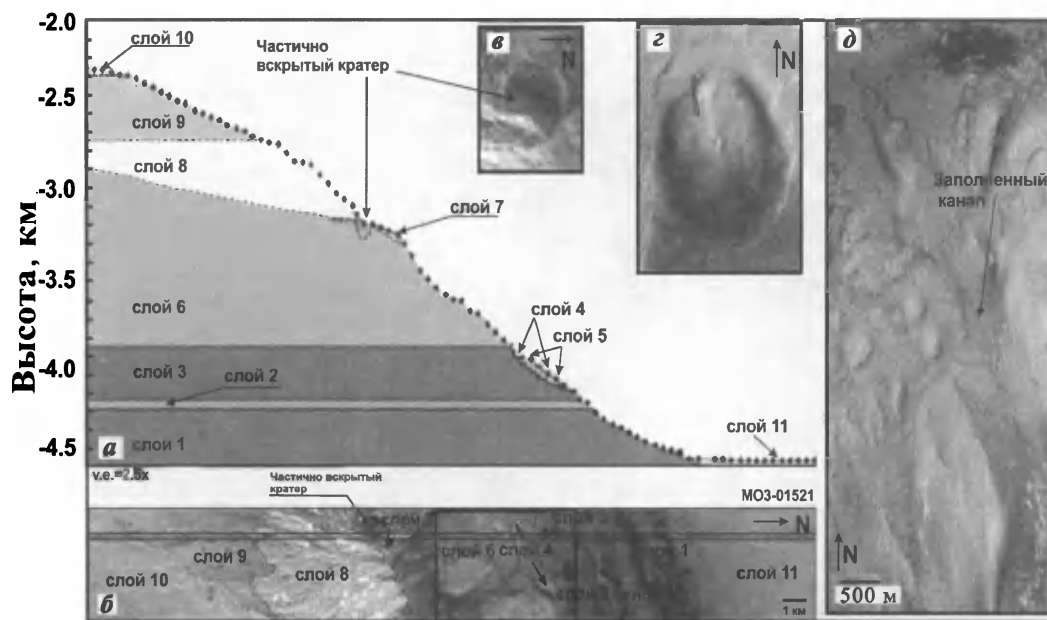


Рис. 2-12. Кратер Гейл (Gale Crater) (5,4° ю.ш., 222,2° з.д.)

Пояснения см. в тексте

схематичная ареологическая карта, слои пронумерованы согласно стратиграфическому залеганию (слой 1 – старейший), квадрат в центре показывает положение участка *д*; *в* – увеличенный снимок частично вскрытого ударного кратера, который образован в верхней части слоя 6 и отмечает свое местоположение несогласным залеганием; *з* – Кратер Гейл (Gale Crater) – мозаика из снимков МОС- M01-00352 и M01-00740. Участок в центре показывает положение снимка M03-01521; *д* – детальный вид слоя 6 со слоистыми выходами. Заполненный канал, врезанный в слой, вскрывает эрозионное несогласие.

Заметную роль в формировании осадочного чехла играют полярные шапки. Здесь ежегодно в течение сотен миллионов лет происходит конденсация основных компонентов марсианской атмосферы (CO_2 и H_2O), сопровождаемая осаждением пыли и накоплением эпизодических песчано-пылевых покровов, что привело к формированию серии пачек слоистых отложений, общая мощность которых доходит до нескольких километров. Наблюдаемые в настоящее время слоистые толщи (рис. 2-13), слагающие остаточные полярные шапки, состоят главным образом из смеси минеральной части (пыли) и продуктов конденсации H_2O и CO_2 [Titus et al., 2003].

2.3.2. Состав пород коры и мантии

Информация о составе коры Марса была получена с наземных и орбитальных спектральных аппаратов, и непосредственно *in situ* в ходе спектральных и химических исследований (табл. 2-3) с посадочных аппаратов Viking 1, Viking 2 и Pathfinder, марсоходов Spirit и Opportunity, а также при проведении геохимических анализов метеоритов, предположительно поступивших с Марса [Маракушев, 1992].

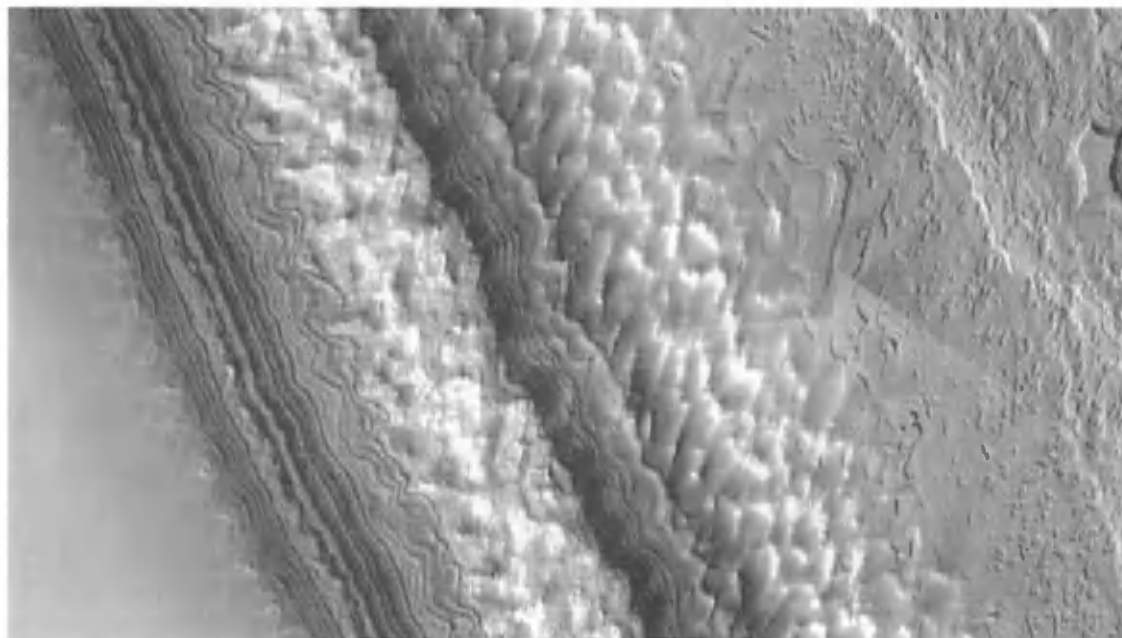


Рис. 2-13. Краевая часть участка Южной полярной шапки (<http://mars3.jpl.nasa.gov/mgs/>)
Снимок МОС охватывает участок в 5 км шириной, разрешение составляет 25 м на ед. изображения (пиксель)

Таблица 2-3

Концентрация химических элементов (вес. %) в образцах марсианского грунта по данным рентгено-флуоресцентного спектрометра на посадочных аппаратах Viking 1 и Viking 2 [Rover team, 1997]

Элемент	Образец			
	<i>S1</i>	<i>S2</i>	<i>S3</i>	<i>U1</i>
Mg	5,0±2,5		5,2	20,0
Al	3,0±0,9		2,9	
Si	20,9±2,5	20,8	20,5	20,0
S	3,1±0,5	3,8	3,8	2,6
Cl	0,7±0,3	0,8	0,9	0,6
K	<0,25	<0,25	<0,25	<0,25
Ca	4,0±0,8	3,8	4,0	3,6
Ti	0,51±0,2	0,51	0,51	0,61
Fe	12,7±2,0	12,6	13,1	14,2
L	50,1±4,3	50,1±4,3	50,1±4,3	50,1±4,3
X	8,4±7,8	8,4±7,8	8,4±7,8	8,4±7,8
Rb	3·10 ⁻³			<3·10 ⁻³
Y	(7,0±3)·10 ⁻³			(5±3)·10 ⁻³
Zr	<3·10 ⁻¹			(3±2)·10 ⁻³
Sr	(6,0±3)·10 ⁻³	(1±0,4)·10 ⁻²		

L – сумма элементов, непосредственно не определяемая; *X* – сумма компонентов, непосредственно не определяемая, включающая H₂O, Na₂O, CO₂, NO₂; *S1*, *S2*, *S3* – измерения Viking 1; *U1* – измерения Viking 2

Поверхность Марса представляет смесь относительно древних изверженных пород, перекрытых высокоокисленными выветрелыми продуктами, которые представлены довольно яркими красноватыми пылью и породами. Красноватый оттенок марсианской поверхности обусловлен присутствием железосодержащих минералов в окисленном поверхностном слое [Маракушев, 1992]. Спускаемым аппаратом Viking было обнаружено присутствие пероксида – реактивного оксиданта. Образцы поверхности не обнаружили органических составляющих, которые, хотя и появляются периодически в метеоритах, могли быть разрушены оксидантами, также как и интенсивным ультрафиолетовым излучением. Если Марс на ранних стадиях развития имел более плотную атмосферу, чем в настоящее время, тогда очевидно должно было происходить накопление карбонатов и сульфатов. Их ограниченное количество найдено в марсианских метеоритах, а сульфаты были найдены *in situ*, но не были достоверно определены из собранных данных спектрального анализа, которые имели чувствительность в пределах от 5-10% от общего количества [Zuber, 2001].

Данные, полученные термоэмиссионным спектрометром, установленным на орбитальном комплексе MGS, позволили предположить, что поверхностный слой представлен двумя компонентами: (1) с преобладанием базальтовой составляющей в южных высокогорьях, (2) с преобладанием андезитовой составляющей на северных равнинах.

На Земле базальт является распространенной вулканической породой, формирующейся в процессе плавления верхней мантии, в то время как андезит находят исключительно в окружении зон субдукции, где вода имеет важное значение в процессе плавления. Андезиты, сформированные фракционной кристаллизацией сухой базальтовой магмы, могут требовать большого количества расплава, а в водонасыщенных магмах может образовываться большая пропорция андезитовой магмы. Альтернативная интерпретация состава заключается в том, что рассматриваемые спектральные формы андезитов отражают базальтовый состав пород со значительным содержанием вулканического стекла.

Некоторые классы базальтовых ахондритовых метеоритов – шерготитты, нахилиты и шассигниты – возможно, были «выбиты» с марсианской поверхности одним или несколькими ударными метеоритами в течение последних 1–20 млн. лет. Свидетельством марсианского происхождения этих метеоритов является относительно ранний возраст их кристаллизации (0,15–1,3 млрд. лет) по сравнению с типичным для планет земного типа временем образования и присутствие следов газов, которые соответствуют по данным изотопии химическому составу марсианской атмосферы. Геохимический анализ отмечает, что все марсианские метеориты пикритового или базальтового состава лавы, или были вынесены из базальтовых магм, из которых они состоят по визуальным наблюдениям и по наблюдениям ближней инфракрасной части спектра, но не по данным теплового инфракрасного орбитального зондирования. Материнские магмы марсианских метеоритов, возможно, произошли благодаря частичному плавлению верхней части мантии Марса и перемещены к поверхности и внутрь коры магматическими и вулканическими процессами.

Модель марсианского внутреннего строения основывается на исследовании марсианских метеоритов, которые позволили предположить, что планета была создана из двух химически разных компонентов, первым из которых был газонасыщенный и окислительный, а второй был восстановительный и состоял из высокотемпературных минералов. Эти компоненты могли смешиваться, производя магму, которая сейчас химически гомогенна. Состав марсианских метеоритов в сочетании с моделями распределения плотности планеты с глубиной приводит к заключению о составе марсианской мантии. В общем, предполагается, что общий состав мантии Марса хондритовый, поскольку фиксируется сходство с составом углеродистых хонд-

ритовых метеоритов, которые предположительно представляют наиболее примитивный материал в Солнечной системе. В то же время, возможно, что средний состав мантии Марса может отклоняться от углеродистых хондритов и, в отличие от коры, характеризуется восстановительными условиями.

Различные модели среднего состава пород Марса имеют общую черту – увеличенное содержание железа по сравнению с земной мантией. Такие модели могут конвертироваться минералогическими моделями зависимостей от давления и температуры. Одно из таких структурных представлений основывается на модели Х. Ваникс и Г. Дрейбуса [Wanke, Dreibus, 1988]. Согласно ей Марс имеет верхнюю мантию, сходную с земной мантией, состоящей в основном из минерала оливина $[(\text{Mg}, \text{Fe})_2\text{SiO}_4]$. Ей свойственно увеличение глубины транзитной зоны, предположительно состоящей из более плотно упакованной шпинелевой структуры (полиморфия высокого давления оливина). Модель предполагает более глубоко расположенную мантию, по-видимому состоящую из узкой зоны, богатой еще более плотной перовскитовой структурой $[(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3]$. Переходы к более плотным фазам существуют на более значительных глубинах в марсианской мантии по сравнению с мантией Земли благодаря более низкой гравитации ($3,71 \text{ м/с}^2$). Например, оливин-шпинелевый переход существует на Земле, на глубине 400 км, и ожидается на глубине около 1000 км на Марсе. Существование шпинелево-перовскитового фазового перехода внутри мантии зависит от температуры мантии и размера ядра. Момент инерции, оцененный по результатам наблюдений со спускаемого аппарата Pathfinder, в сочетании с расчетами состава ядра устанавливают границу «ядро–мантия» на радиальной отметке от марсианского центра масс на уровне 1300–1700 км [Zuber, 2001].

2.4. Краткие сведения о геологической истории Марса

Основные представления о геологической истории Марса были выдвинуты в конце прошлого века рядом ученых [Tanaka, Scott, 1987, 1992; Carr, 1981]. Их представления в последнее время были уточнены и представлены в работах [Zuber, 2001]. Согласно этим данным выделены три периода и восемь стратиграфических серий поверхностного материала (рис. 2-14).

Ноахидский период – 4,5–3,6 млрд. лет назад

Характеризуется сильным кратерированием поверхности и широким распространением вулканизма по всей планете. К нему приурочено образование кольцевых бассейнов и крупных ударных кратеров. В ноахидский период произошло формирование дихотомии планеты – понижение уровня поверхности северного полушария, образование глобального уступа и куполообразного воздымания и создание радиальной системы грабен в области Тарсис. В южном полушарии происходило излияние лав на межкратерном пространстве, в северном полушарии – заполнение лавовыми потоками равнин. Выделяется три стратиграфических периода:

- 1) Ранняя ноахидская – характеризуется образованием крупных ударных бассейнов, таких как Аргир, Исида, Эллада. В это же время происходило опускание поверхности Великих Северных равнин и постепенное воздымание поверхности южного полушария;

- 2) Средняя ноахидская – происходила интенсивная бомбардировка поверхности планеты,



Рис. 2-3. Вихревидные системы облаков около Северной полярной шапки
Снимок MOC2-128 (<http://mars3.jpl.nasa.gov/mgs/msss/camera/images>)



Рис. 2-5. Развитие системы пылевого шторма над Северной полярной шапкой Марса 30 июня 1999 г.
(<http://mars3.jpl.nasa.gov/mgs>)
Снимки сделаны широкоугольной камерой с борта Mars Global Surveyor (MGS)

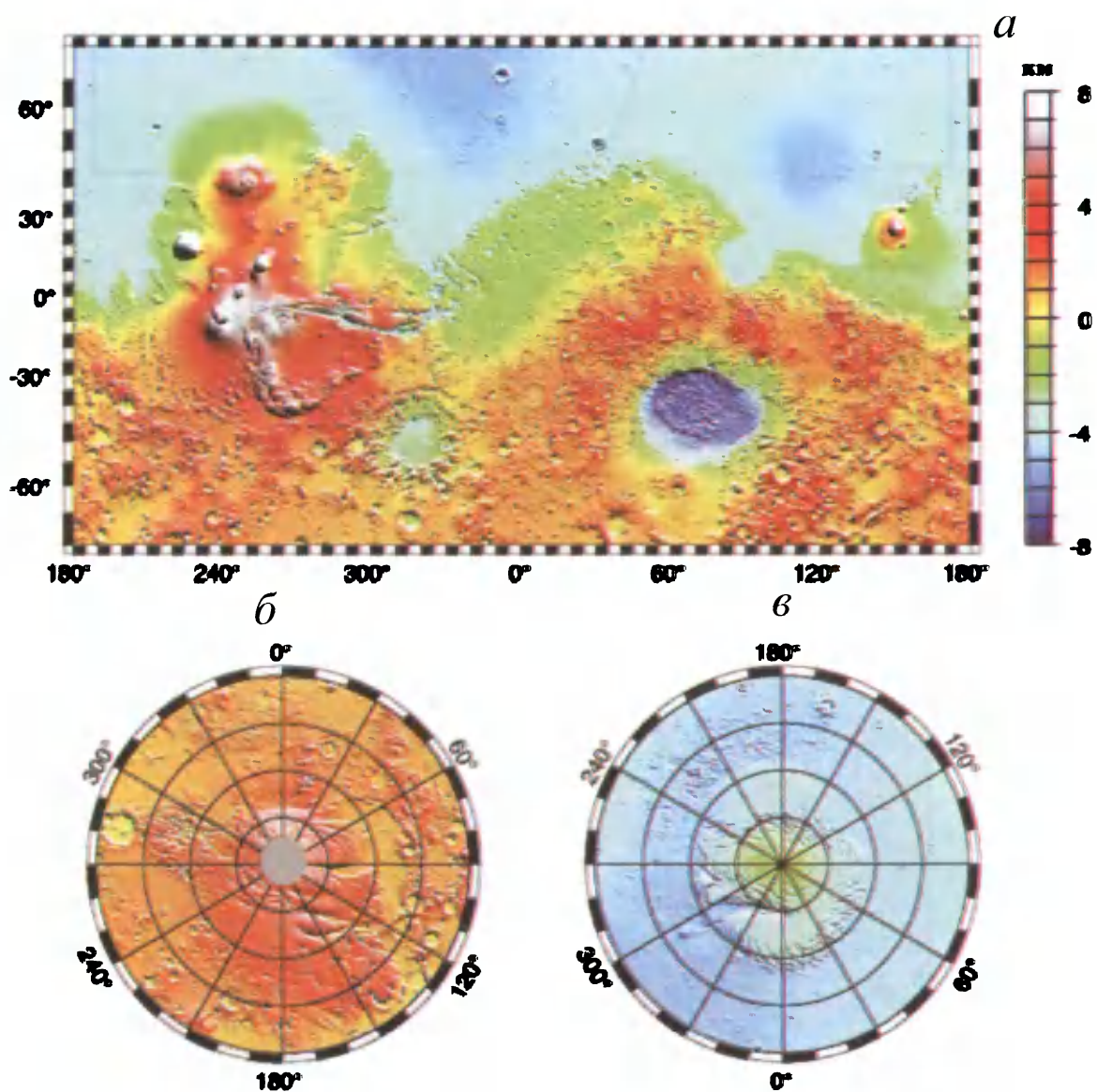


Рис. 2-6. Карты глобальной топографии Марса [Smith et al., 1999]
 Проекция Меркатора до 70° по широте (а) и стереографические проекции для южного (б) и северного (в) полюсов

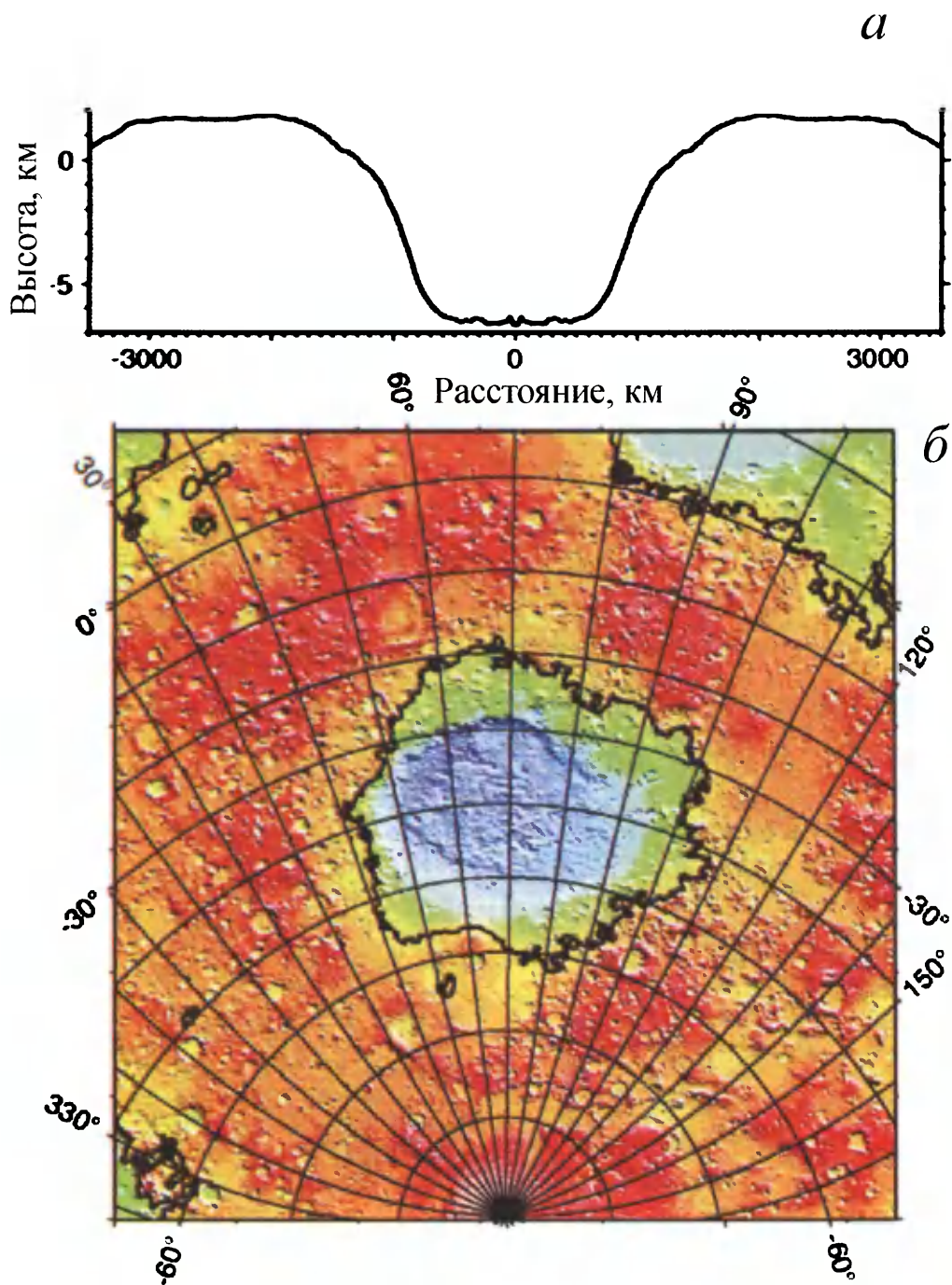


Рис. 2-8. Региональная топографическая схема бассейна Эллады (Hellas) [Smith et al., 1999]
a – азимутально-осредненная радиальная топография, используемая в расчетах заполнения бассейна окружающим материалом, предположительно ранее поднятым из него; *б* – цветная топография, нанесенная в равноплощадной проекции. Черные линии соответствуют уровню нулевых поднятий

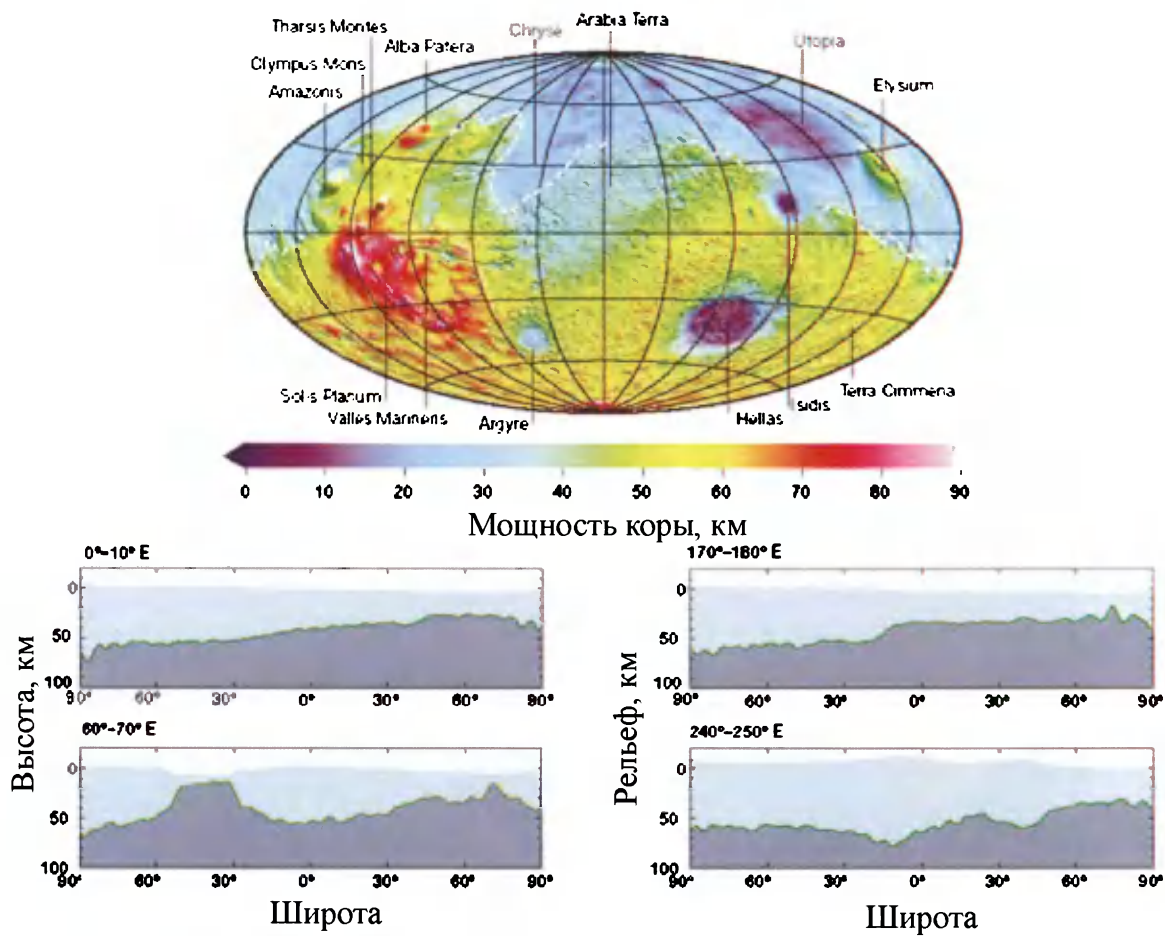


Рис. 2-9. Расчетная толщина коры Марса, основанная на допущении о постоянной плотности коры и мантии [Zuber, 2001]

Геологические элементы

Амазонийские

Гесперийские

Ноахидские

полярные

А слоистые отложения

Н отложения

вулканические
N-EH отложения

EA Эл-т Vastitas Borealis

LN-EH "буристые" knobby
отложения

N отложения

LN-LA вулканические
отложения

LN-EH отложения

EN горные массивы

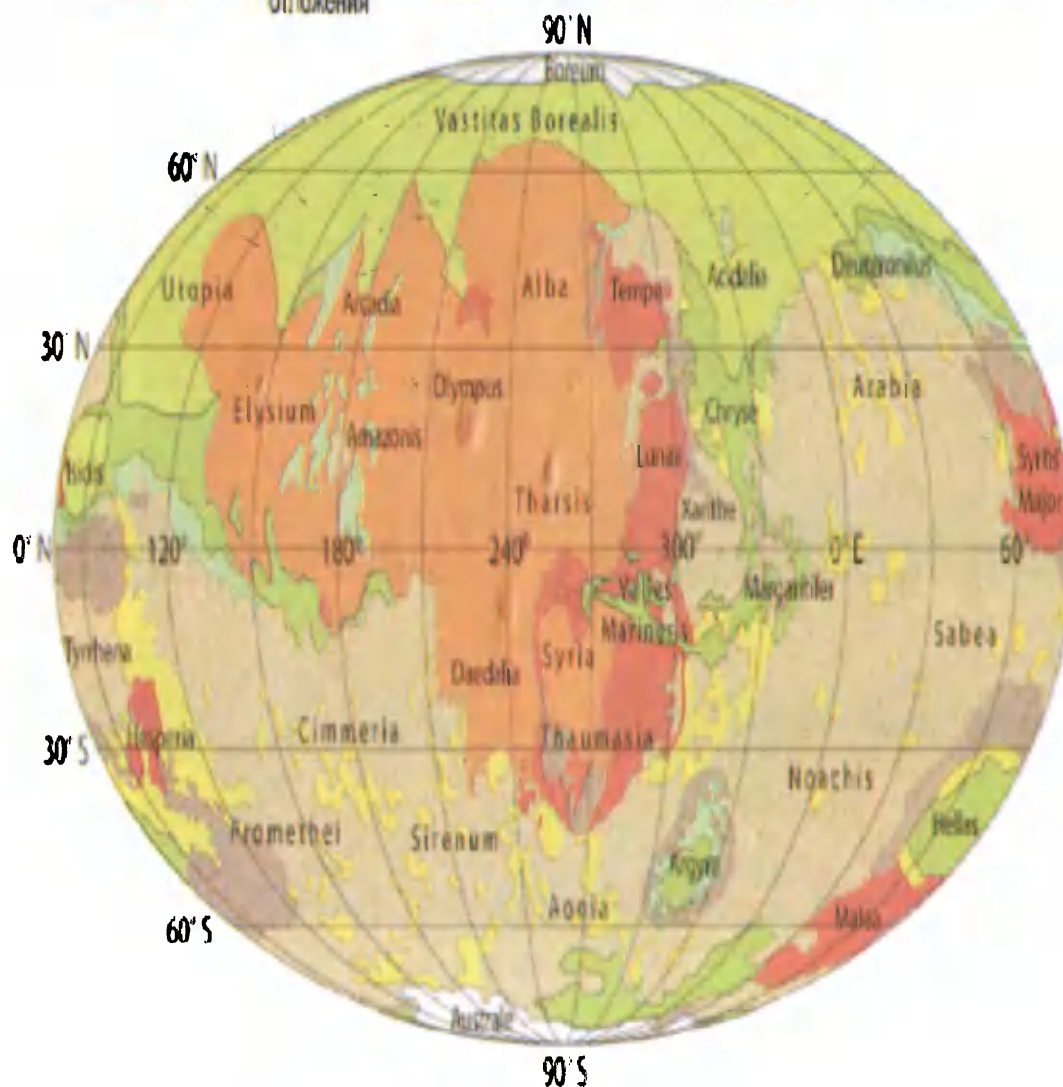


Рис. 2-15. Обобщенная геологическая карта Марса [Carr, 1981]

Возрасты: N – ноахидский; H – гесперийский; A – амазонийский; E – ранний; L – поздний

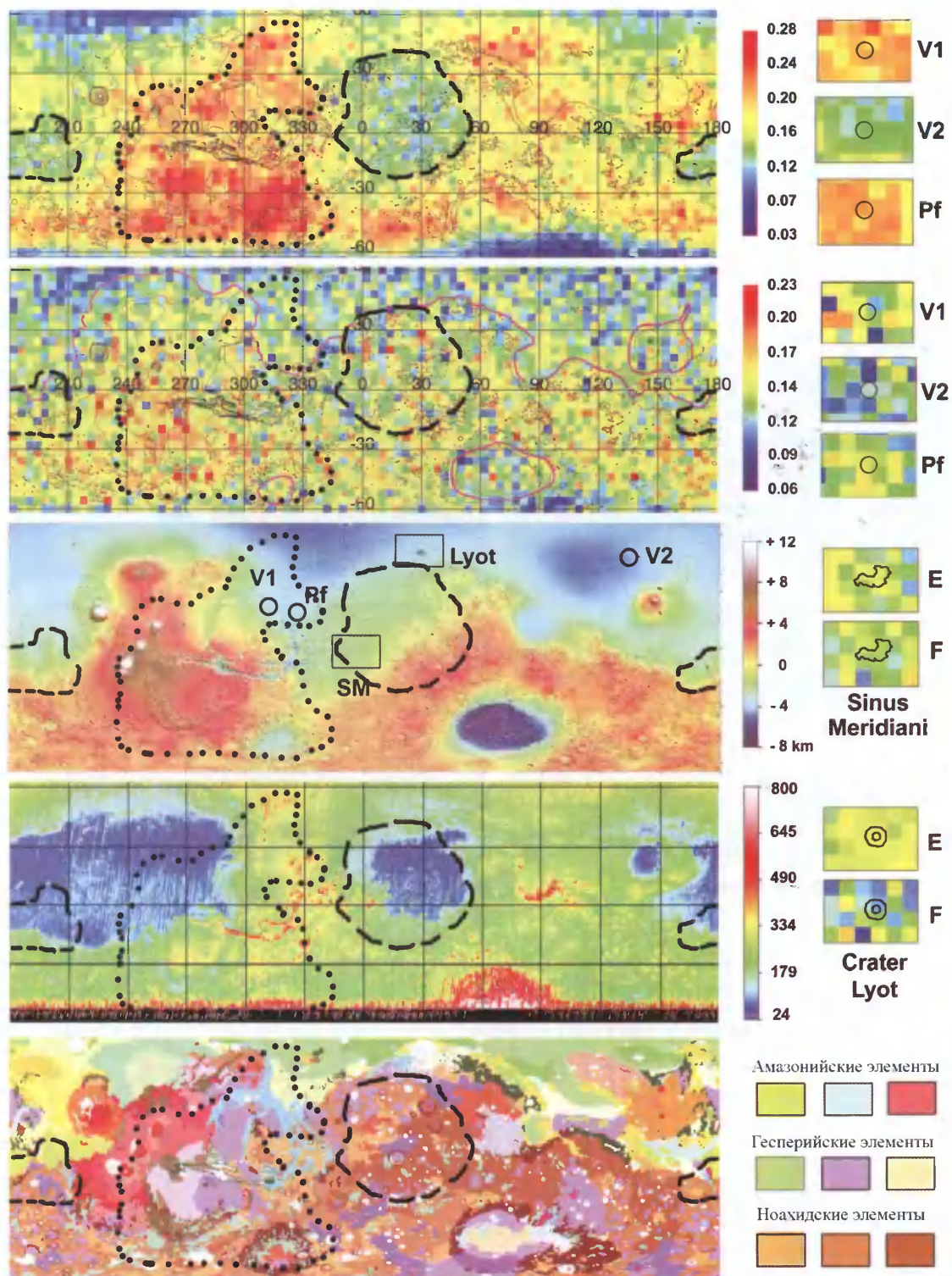


Рис. 2-18. Обобщенные результаты, полученные в ходе реализации проекта HEND

Нижняя карта дает представление о распределении пород различного возраста и попытке исследователей увязать значение потока эпитепловых нейтронов с геологическими подразделениями [Базилевский, 2003]

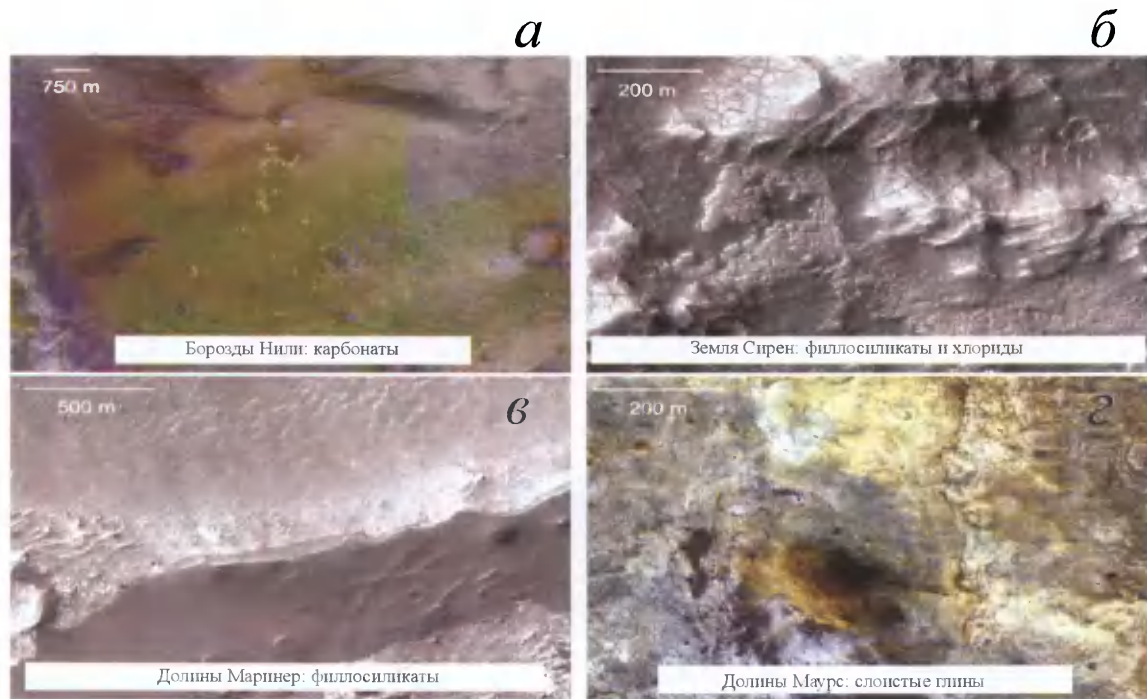


Рис. 2-19. Четыре типа отложений в зависимости от условий влажности на Раннем Марсе (NASA/JPL/JHUAPL/ University of Arizona/Brown University, http://www.nasa.gov/mission_pages/MRO/multimedia/4-panel_001.html)
Пояснения см. в тексте

Поверхностные процессы	Полярные стойкие равнины			
	Золотые отложения			
	Эрозионные каналы (каналы разгрузки)			
Равнины	Отводные каналы			
	Каналы и истечения			
	Равнины Фарсида (Tharsis plains)			
Вулканы	Плоскогорье Сирт (Syrtis)			
	Бассейн Эллада (Hellas Planitia)			
	Плато Луна (Lunae Planum)			
Тектоника	Гесперийское плато (Hesperian Planum)			
	Равнина Хриса (Chryse Planitia)			
	Море Ацидальское (Mare Acidalium)			
Возвышенности	Равнина Амазония (Amazonis Planitia)			
	Плато Синай (Sinai Planum)			
	Олимп, Арсия, Аскреус, Павонис (Olympus, Arsia, Ascraeus, Pavonis)			
Возвышенности	Малые вулканы Фарсида (Tharsis)			
	Альба Патера (Alba Patera)			
	Вулканы Элизий (Elysium)			
Возвышенности	Адриатическая Патера, Тирренская Патера, Аполлонова Патера (Hadriaca, Tyrrhena, Apollonius Patera)			
	Кольцевые структуры Фарсида (Tharsis)			
	Образование поднятия Фарсида			
Возвышенности	Возвышенные межкратерные равнины			
	Разрушение северных сильно кратерированных областей			
	Наиболее крупные (свыше 25 км) сохранившиеся ударные кратеры и бассейны			
Возвышенности	Среднее значение числа кратеров диаметром больше 1 км на 100 км ²			
	3000	2000	1000	
	до 10000			
Возвышенности	Потенциальный возраст (млрд. лет)			
	3,6	2	1	
	Амазонийская эпоха			
Возвышенности	Наст. время			

Рис. 2-14. Схема исторической корреляции образования морфологических и тектонических элементов поверхности Марса [Carr, 1981]

сопровождая образованием кратеров; в южной части области Фарсида отмечаются первые проявления тектонической деятельности;

3) Поздняя ноахидская – происходило интенсивное преобразование сформировавшихся элементов поверхности – шло активное разрушение в местах формирования флювиальных долин, образование вулканических хребтов и возвышенностей, локальные тектонические процессы в районе плато Сирия.

Гесперийский период – 3,6–2,8 млрд. лет назад

Характеризуется активной тектонической деятельностью в областях Тарсис и Элизий, сопровождающейся площадным вулканизмом. В северном полушарии интенсивность вулканизма заметно снизилась и сводилась к локальным извержениям лавы. В этот период сформировалась гигантская линейная структура на поверхности Марса – каньон Маринера. На смену флювиальным и тектоно-вулканическим процессам постепенно приходят эоловые и криогенные процессы. Гесперийский период можно подразделить на две серии:

1) Ранняя гесперийская – связана с образованием грядовых равнин в ряде областей Марса (Лунное плато, плато Гесперия, равнина Большой Сирт, низменности северного полушария). В этот период были сформированы система каньонов Маринер и лабиринта Ночи, произошло заложение пaterы Альба;

2) Поздняя гесперийская – происходило увеличение мощности осадочного чехла, слагающего равнины северного полушария за счет лавовых извержений, эоловой деятельности и аллювиальных отложений; с этим периодом связан основной этап вулканизма в регионах Тарсис, плато Сирия и Элизий, земля Темпе, пater Альба, Керавинская Борозда, гряда Аргентея; шел этап формирования крупных флювиальных долин – Мангал, Касей и др., спад вулканотектонической деятельности в области Тарсис, заполнение осадками сформировавшегося каньона Маринер и отложение пылеватого материала в южном полярном регионе.

Амазонийский период – 2,8 млрд. лет назад

Самый продолжительный по времени период, характеризующийся резким снижением тектоно-вулканической активности [Кац, Кузнецов, 1981]. В этот период произошли последние площадные излияния лав в районе Великих Северных равнин. Завершилось формирование крупнейших щитовых вулканов в области Фарсида и Элизий. С этого момента преобладающими становятся эоловые процессы. Выделяются три стратиграфические серии.

1) Ранняя амазонийская – излияния лавовых потоков, создавших равнины северного полушария; локальные проявления вулканизма в областях Фарсида, Элизий и на пater Альба;

2) Средняя амазонийская – продолжение излияний материала лавовых потоков на равнинах северного полушария, особенно в районе равнины Амазония; проявления вулканизма в районе горы Олимп; образование оползневых структур в каньонах Маринер;

3) Поздняя амазонийская – излияние лавовых потоков в районе гор Фарсида и на вулкане Олимп; формирование современных форм полярных отложений, дюн, наносов; образование конусов выноса в предгорьях Фарсиды и каньонов Маринер.

Рисунок 2-15 (вклейка) иллюстрирует характер распространения разновозрастных отложений на поверхности планеты. Наличие разнообразных наблюдений о преобладании интенсивности событий в истории планеты во время наиболее ранней эпохи – ноахидской – согласуется с концепцией «ускоренной» марсианской тепловой эволюции по сравнению с Землей [Zuber, 2001].

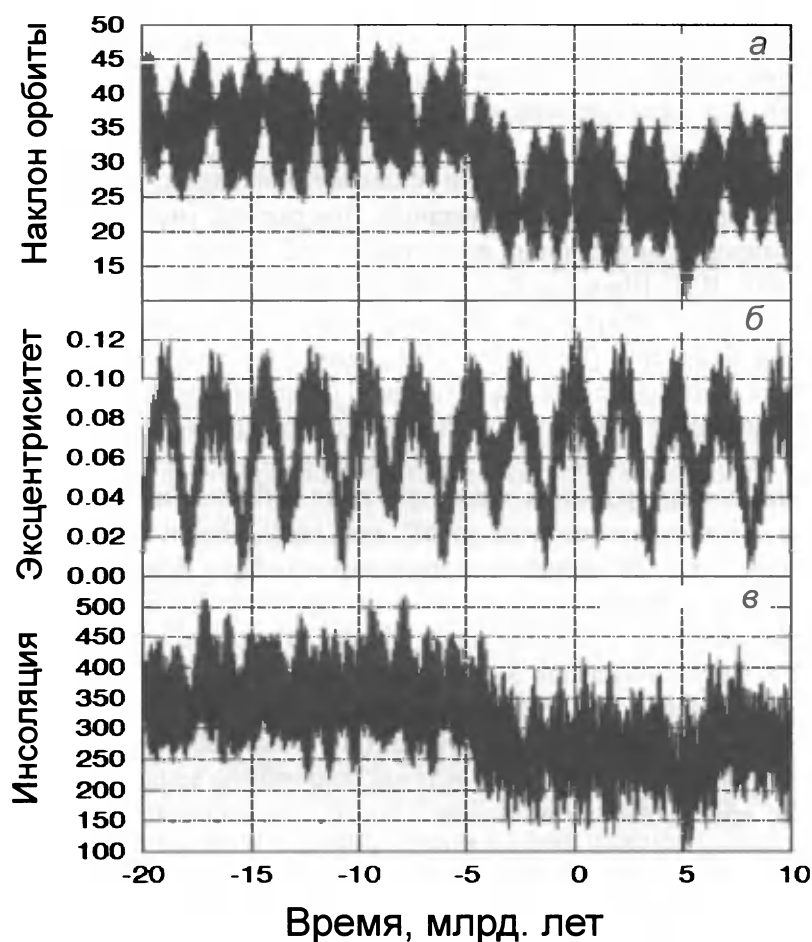


Рис. 2-16. Наклон (в градусах) (а), эксцентриситет (б) и инсоляция (в) (в Вт/м²) на поверхности северного полюса во время летнего солнцестояния ($L_s = 90^\circ$) для решения *La2004* от - 20 млн. лет до +10 млн. лет [Laskar et al., 2004]

Влияние характера вращения планеты на изменения ее климата

В настоящее время существуют только два фактора, влияющие на формирование климата на планетах, которые поддаются строгому научному анализу. Это изменение собственного вращательного движения планеты и движения ее по орбите под воздействием тел Солнечной системы. Такая астрономическая теория получила достаточно широкое обоснование в работах М. Миланковича в 1920–1930-х годах [Миланкович, 1939]. В частности, М. Миланкович считал, что на климат на Земле оказывают влияние три цикла, каждый из которых связан с определенным астрономическим эффектом. В то же время земная ось не повернута всегда в одном и том же направлении – она медленно движется по круговому конусу (эффект прецессии). Период полного оборота земной оси составляет приблизительно 26 тыс. лет. При этом незначительно колеблется и угол наклона земной оси (нутація). В настоящее время ось наклонена на 23° к плоскости земной орбиты. Каждую 41 тыс. лет под влиянием не только

Луны, но и Юпитера угол наклона уменьшается до 22° и затем вновь возрастает до 23° . Из-за притяжения других планет с течением времени меняется и форма земной орбиты. Из эллипса, вытянутого в одном направлении, она превращается в окружность, затем – в эллипс, вытянутый в направлении, перпендикулярном исходному, затем – снова в окружность и т.д. Этот цикл длится примерно 93 тыс. лет.

Когда эти эффекты однонаправлены, они усиливают действие друг друга и можно ожидать похолодания и наступления ледникового периода. При расчете эволюции параметров орбиты Земли М. Миланкович и последующие исследователи: Д. Брауэр и А. Ван Вурком [Brouwer, Van Woerkom, 1950], Ш.Г. Шараф и Н.А. Будникова [Шараф, Будникова, 1967], А. Берже и М. Лоутре [Berger, Loutre, 1991] и Дж. Ласкар [Laskar, 1984] – основывались на теории вековых возмущений У. Леверье [Le Verrier, 1845]. Это метод приближенного аналитического решения уравнений взаимодействия тел Солнечной системы, при котором среднее движение планеты аппроксимируется движением по эллиптической орбите, а для разности с действительной орбитой получают упрощенные дифференциальные уравнения. В настоящее время решение уравнений в виде эволюции эксцентриситета орбиты, наклона ее плоскости и смещения перигелия получены для периода до 200 млн. лет [Laskar et al., 1993]. Этими исследованиями установлен характер воздействия параметров орбиты Земли на ее климат. При эксцентриситете орбиты, отличном от нуля, Земля в перигелии наиболее близко расположена к Солнцу, поэтому она будет получать тепла больше, чем в афелии. Так, при современном эксцентриситете $e=0,0167$ инсоляция Земли в перигелии на 7% больше, чем в афелии. За счет меньшей скорости в афелии период года, приходящийся на более холодный афелий, удлиняется. В результате с увеличением эксцентриситета уменьшается общее количество тепла, получаемое всей Землей. При увеличении угла наклона орбиты Земли к плоскости ее экватора количество тепла, приходящее на полярные широты, увеличивается. Положение перигелия относительно восходящего узла орбиты Земли оказывает влияние на среднюю температуру сезона, приходящегося на перигелий. В современную эпоху Земля находится в перигелии во

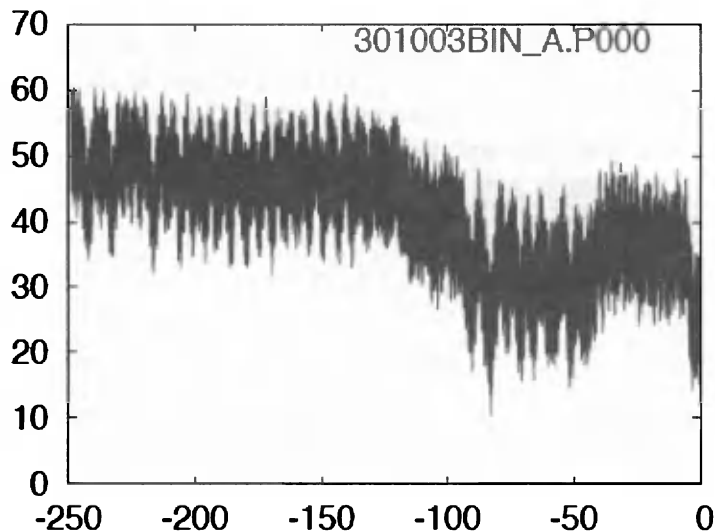


Рис. 2-17. Численное решение для эклиптического наклона Марса за 250 млн. лет ($p=p_0$) [Laskar et al., 2004]

время зимы в Северном полушарии. Поэтому на широте 65° количество тепла в Северном полушарии поступает на 2,2% больше, чем в Южном полушарии на той же широте. В связи с этим зима Северного полушария теплее зимы Южного полушария.

Для Марса благодаря эллиптичности орбиты, в северном полушарии планеты лето долгое, но прохладное, а зима короткая и мягкая, тогда как в южном полушарии лето короткое, но теплое, а зима долгая и суровая.

Так как изменение эклиптического наклона Марса по сравнению с Землей плохо предсказуемо, прогнозные модели строят на срок не более чем несколько миллионов лет. Так, Дж. Ласкаром [Laskar et al., 1993] были предложены расчетные данные по характеру вращения Марса за период от 10 до 20 млн. лет (рис. 2-16). Для периода в 250 млн. лет было представлено статистическое исследование его возможной эволюции, принимающее во внимание погрешности текущего характера вращения (рис. 2-17).

На сегодняшний день существует два подхода к оценке геологической истории Марса. Первый отталкивается от представлений о нем как о «теплом и влажном», второй – как о «сухом и холодном».

«Теплый и влажный» Марс

В пользу этого сценария свидетельствует ряд наблюдаемых фактов. Во-первых, отмечается наличие на поверхности планеты сети долин, интерпретируемых многими исследователями как «речные долины» [Baker, 2001]. Они обнаружены при орбитальной съемке Mariner 9 и впоследствии исследованы более детально при фотографировании МОС с орбитального комплекса MGS. Эти формы и более мелкие, недавно обнаруженные овраги находятся среди наиболее очевидных индикаторов древней гидрологической активности Марса и изменения его климатической истории. Первой идеей о происхождении оврагов и сетей «речных» долин, предложенной К. Саганом и поддержанной другими исследователями, было то, что они сформировались на Марсианском высокогорье во время древних периодов ливневых дождей. Однако вскоре обнаружилось, что характер долин на Марсе отличается от флювиальных земных долин. Это склонило мнение исследователей к гипотезе о формировании менее влажного климата. Согласно Пиери образование областей разгрузки на поверхности связано со снеговым таянием из локальных источников или с наличием областей выпадения осадков. Аридные, семиаридные области и области полярных пустынь на Земле обнаруживают множество прямых аналогов с марсианскими долинами [Read, Lewis, 2004].

Частота сохранившихся трещин на марсианских плато с флювиальной сетью не столь велика, как в областях с мощными ливневыми осадками на Земле, что является одним из ярких отличий марсианских долин от земных. Для Марса, более свойственны широкие нерассеченные «междуречья». Предполагаемые притоки начинаются почти полноразмерными непосредственно от амфитеатроподобных источников, в отличие от большинства подобных мест на Земле, где притоки впадают в русло один за другим. Кроме того, на Марсе эти потоки становятся уже и мельче от источника к зоне разгрузки, вплоть до тех пор, пока они не станут маленькими речушками, заканчивающимися ручейками-однодневками. По мнению С. Скайреза и Дж. Кастинга [Squyres, Casting, 1994], марсианские «речные» долины не имеют прямых аналогов в климатических зонах с влажным климатом в тропических регионах Земли. Тем не менее тип эрозионных процессов, известный как просачивание, может дать объяснение происхождения марсианских долин. Речные долины на плато Колорадо, рядом с Гранд Каньоном, имеют разгрузку, связанную с поверхностным стоком. Этот источник влаги формирует процессы просачивания. В таких системах долин, осложненных неоднородностью осадконакоп-

ления, происходит просачивание грунтовой воды вдоль стратиграфических контактов, особенно вдоль крутых склонов или проницаемых пород в точках вблизи залегания массивных, непроницаемых пород. Эрозия ослабленных водой пород в точке разгрузки вызывает подрывание вышележащих массивных прослоев пород, которые, в конце концов, обрушиваются вдоль вертикальных трещин, вызывая увеличение ширины долины. Поток внутри долины транспортирует обрушившийся материал, освобождая ее для поступления нового материала, расширяя тем самым долину. Помимо просачивания, причиной формирования равнин на начальном этапе истории Марса мог служить геотермальный нагрев в вулканических регионах, включающий поступление тепла из магматических интрузий, играющих однозначно важную роль в процессах накопления воды за счет таяния мерзлых слоев пород. Также значительно влияние тектонических поднятий горизонтов пород с водоносными пластами, окруженных мерзлыми породами. Такие поднятия приводят к увеличению гидравлического давления в водоносных горизонтах, которое в сочетании с уменьшением мощности мерзлых горизонтов может привести к резким прорывам влаги на поверхность.

Во-вторых, наиболее очевидным присутствием воды в значительном количестве на Марсе на сегодняшний день можно считать огромные слоистые отложения льда H_2O Северной полярной шапки. По сравнению с Южной полярной шапкой, где менее значительные по объему отложения льда H_2O обнажаются летом, после того как сезонная шапка CO_2 сублимируется, отложения Северной полярной шапки представляет собой мощное тело льда H_2O , достигающее 3–4 км и имеющее общий объем $1,2 \cdot 10^6 - 1,7 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, что составляет примерно половину объема ледникового щита Гренландии.

В-третьих, это наличие на Марсе облаков, в которых присутствуют кристаллы льда H_2O . В целом облачность характерна для лета в северном полушарии, во время афелия, когда сила солнечного излучения сравнительно слаба и атмосфера становится сравнительно холоднее в высоких широтах. Прямое определение концентрации паров в марсианской атмосфере, проведенное сравнительно недавно путем измерения спектроскопическими приборами [Spinrad et al., 1963], позволило оценить влажность атмосферы, оказавшейся на три порядка меньше среднего значения влажности для Земли. Столь малая концентрация влаги в атмосфере вызвана более суровым климатом, более низким значением атмосферного давления в нижних слоях атмосферы и на поверхности. Другим проявлением связанных с водой явлений служат туманы и изморось. Эти процессы наблюдаются и на Марсе, когда поверхность охлаждается настолько, что происходит конденсация водяных паров из атмосферы прямо на поверхность или на пылевые частицы непосредственно в приповерхностном слое атмосферы.

В-четвертых, это наличие льда в приповерхностных горизонтах, которое основывается на анализе данных нейтроноскопии (подробнее см. п. 4.3.1). Попытка интерпретации взаимосвязи свойств пород приповерхностного горизонта с их возрастом была предпринята исследователями, основывающими свои выводы и анализ на данных детектора эпитепловых нейтронов HEND (рис. 2-18, вклейка).

И, наконец, обнаружение с Mars Reconnaissance Orbiter участков, где на поверхности, по данным, опубликованным в журнале «Science» за 2009 г., впервые были найдены карбонаты (NASA/JPL/JHUAPL/University of Arizona/Brown University, http://www.nasa.gov/mission_pages/MRO/multimedia/4-panel_001.html). Вопрос о наличии карбонатов является одним из приоритетных для исследователей, поскольку атмосфера Марса состоит в основном из углекислого газа, но давление незначительно. Если углекислота перешла в состав карбонатов, тогда в прошлом должна была быть и вода. Карбонаты образуются, когда углекислота растворяется в воде и после этого реагирует с металлами, такими как железо, магний или кальций,

образуя такие минералы, как карбонаты железа, кальция, магния. На Земле карбонат кальция – наиболее распространенный карбонат. Он формируется, когда растворенная в воде углекислота взаимодействует с кальцием, поступившем в воду в ходе растворения костей и раковин умерших организмов. Карбонат кальция откладывался в озерах или на морском дне, в итоге формируя осадочные породы. Открытие на Марсе осадочных пород, состоящих из карбонатов, свидетельствует, что на планете когда-то были большие, долговременные пространства воды, которые, возможно, поддерживали жизнь простейших организмов.

Примеры подобных участков представлены на рисунке 2-19. Все четыре участка датируются ноахидским периодом. Рисунок 2-19а (вклейка) показывает карбонаты, перекрывающие погребенные глины в области Nili Fossae. Снимок основан на цветной кодировке информации, которая получена в результате наблюдений в инфракрасном спектре, проведенных Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM); фотоизображения были наложены на черно-белую топографическую основу. В работе использована камера HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment). Ниже представлен крупно-текстурный покрывающий блок пород (фиолетовый тон), подстилающий слои, сложенные оливином (желтый тон), с участками, частично или полностью сложенными карбонатами (зеленый тон).

На рисунке 2-19б отражено распространение филосиликатов и хлоридов в области Terra Sirenum, обнаруженных с помощью CRISM и HiRISE. Средняя тонировка свойственна раздробленным породам, содержащим хлориды. Подстилающим, более высоко расположенным или заполняющим понижения между раздробленными породами филосиликатам свойственна светлая окраска. Оба вида отложений залегают на темном, эродированном, вулканическом материале. На рисунке 2-19в отображены снимки верхней части стены каньона в Coprates Chasma, полученные при помощи HiRISE и CRISM. Ров проходит по середине изображения. Стены наклонены вниз к верхней части изображения и продолжают за пределами видимой области, открывая многослойные филосиликатные захороненные слои в блоке пород мощностью 7 км. Два из слоев, показанных на рисунке, сложены тонкодисперсными трещиноватыми алюмосиликатными глинами, которые доминируют в нижней половине изображения, подстилаемые тонким прослоем железисто-магнезиальных глин сверху снимка. Темный материал является остатками перекрывающего слоя из базальтового песка, который был частично разрушен благодаря эоловым процессам. Рисунок 2-19г показывает филосиликаты с вертикально залегающими слоистыми отложениями в Mawrth Vallis. Коричневого цвет холм в середине изображения является остатком шапки пород, перекрывающих алюмосиликатные глины (сине-серый тон), которые, в свою очередь, подстилаются железисто-магнезиальными глинами (темно-желтый тон).

Найденные на сегодняшний день карбонаты не дают однозначный ответ на поставленный вопрос о геологическом прошлом планеты, поскольку в той форме, в которой они обнаружены, они могут иметь двойственный генезис, как водный, так и химический. Поэтому вопрос геологического прошлого по-прежнему остается открытым.

Сценарий «холодного и сухого» Марса

По мнению В. Бейкера [Baker, 2001], очевидно, вода играла активную роль в формировании марсианского ландшафта в прошлом. Следовательно, существовал период истории планеты, когда открытые пространства жидкой воды могли существовать на поверхности Марса. Но скорее всего период этот можно отнести лишь к ранней истории Марса, по-видимому, к позднему ноахиду или чуть позднее. После этого климатического оптимума были короткие

аналогичные периоды продолжительностью от 10 до 1000 лет, а между ними существовали длительные интервалы в несколько сотен миллионов лет с суровыми климатическими условиями. Во время этих кратковременных периодов происходили разрушительные вулканические процессы, приводящие к формированию мощных, но кратковременных потоковых явлений, продолжающихся несколько дней. Но затем на протяжении 3 млрд. лет или около того климат стал приближаться к сегодняшнему. Во время всего этого периода вода могла проявлять активность лишь в пограничной области под слоем льда, примерно такую же, как в полярных регионах Земли в виде замерших озер. Основная часть воды на Марсе в настоящее время может существовать только в форме льда в составе мерзлых пород. Однако часть воды может быть жидкой на некоторой глубине. Такая возможность подтверждается фактами наблюдений овражных форм на склонах кратеров, полученных МОС [Malin, Edgett, 2000].

Глава 3

МЕТОДЫ ИЗУЧЕНИЯ МАРСА

3.1. История и методы изучения Марса с помощью орбитальных космических аппаратов и спускаемых модулей

До 1965 г. изучение Марса проводилось с помощью наземной визуальной телескопии и радиотелескопии.

1965 г. – Mariner 4 сделал первые детальные снимки поверхности планеты.

1969 г. – Mariner 6 и Mariner 7 получили снимки высокого разрешения экваториальной области и южного полушария.

1971 г. – Mariner 9 и «Марс 2» становятся первыми спутниками на орбите другой планеты.

1973 г. – «Марс 3» и «Марс 5» предприняли первые попытки посадки на поверхность планеты. Составлены первые карты тепловой инерции поверхности Марса.

1974 г. – «Марс 4» получил снимки высокого разрешения поверхности Марса. «Марс 6» осуществил успешную посадку на поверхность планеты.

1976 г. – Viking 1 и Viking 2 вышли на орбиту Марса. Посадочные модули Viking Lander 1 и Viking Lander 2 представляли собой научные лаборатории, перед которыми ставились задачи по изучению структуры атмосферы ниже высоты 132 км, биологических особенностей, химического состава (органического и неорганического), сейсмологии, магнитных свойств, рельефа и физических свойств марсианской поверхности. Лаборатории были оборудованы следующим инструментарием: двумя 360-градусными цилиндрическими камерами; механической «рукой» с насадкой-коллектором, датчиками температуры (термопары), давления (тонкая металлическая диафрагма, помещенная в вакуумную камеру) и скорости ветра (три пленочных термоанемометра); сейсмографом, газовым масс-спектрометром и рентгеновским спектрометром; камерой для проведения опытов с образцами; оборудованием для биологических экспериментов; акселерометром и радарным альтиметром.

С помощью оборудования были получены научные данные по топографии района посадки, характеристикам ветрового и температурного режима и уровню солнечной радиации. Для приповерхностного слоя планеты получены новые данные по физическим свойствам пород (плотность объемная, прочность на раздавливание, угол естественного откоса, силы сцепле-

ния, угол внутреннего трения, теплофизические свойства). Были построены высотные профили давления и температуры атмосферы, исходя из которых рассчитаны плотность атмосферы и значение атомной массы. Биологический эксперимент по поиску присутствия марсианских организмов основывался на поиске продуктов метаболизма. Для образцов марсианского грунта проведен анализ данных по пиролизу органического вещества методом изотопных индикаторов и газообменным методом. В качестве контрольного образца использовался стерилизованный при нагревании образец породы. Эксперимент по молекулярному анализу проводился для определения химического состава верхних слоев пород Марса и измерения химического состава атмосферы около поверхности. Анализ грунта был проведен при помощи хроматографического масс-спектрометра. Для определения уровня сейсмической активности на Марсе и его внутренней структуры использовалась система из трех взаимноперпендикулярных сейсмографов. С помощью трех пар самарий-кобальтовых магнитов проводился эксперимент по определению магнитных свойств поверхностного слоя Марса.

1989 г. – «Фобос 2» становится искусственным спутником Марса.

1996 г. – Обнаружены микроокаменелости в марсианском SNC метеорите ALH84001 (рис. 3-1).

Метеорит ALH 84001 массой 1,9 кг, обнаруженный в Антарктиде в 1984 г., как полагают, образовался из марсианских пород всего около 16 млн. лет назад при ударе о поверхность Марса большого метеорного тела. Эти образования, сформировавшиеся 3,45 млрд. лет назад, удивительно похожи на самые древние бактерии на Земле, хотя их земные аналоги были в 100 раз крупнее. На фото видны образования продолговатой формы размером не более 100 нм. Все они находятся в частицах минерала карбоната, который, по мнению ученых, образовался

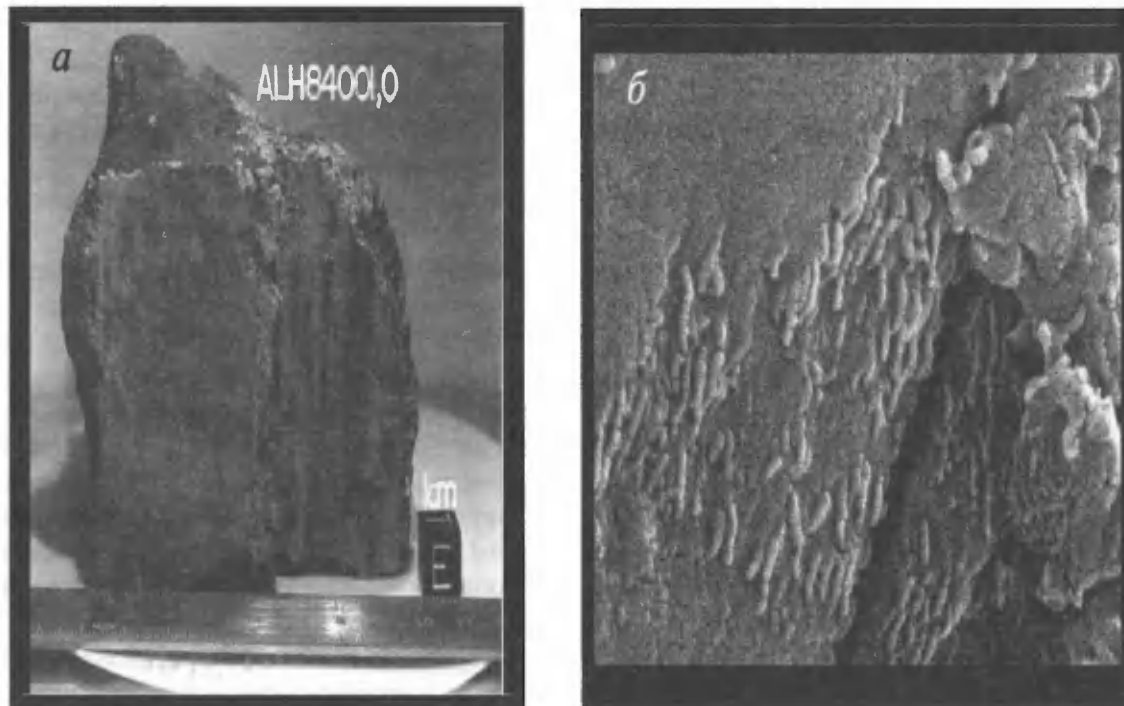


Рис. 3-1. Фото марсианского SNC метеорита ALH84001 (а) и изображение, полученное с помощью растрового электронного микроскопа (РЭМ) (б) (<http://www.nmp.jpl.nasa.gov/ds2/images/alh84001.gif>)

на Марсе. До последнего времени считалось, что этот метеорит содержит доказательства существования на Марсе миллиарды лет назад примитивной жизни. Однако сейчас это мнение обосновано оспаривается на основе анализа снимков РЭМ с более высоким разрешением, чем использовавшееся ранее.

1997 г. – Mars Pathfinder успешно приземлился на Марсе, с которого спустился марсоход Sojourner Rover, в течение трех месяцев исследовавший область Ares Vallis. Основная миссия Mars Pathfinder состояла в отработке технологий, необходимых для доставки модуля и свободно передвигающегося роботизированного марсохода с наименьшими затратами и максимальной эффективностью. Кроме этого, Mars Pathfinder также выполнил ряд научных задач, передав на Землю 2,3 млрд. бит научных данных, в том числе о ряде климатических параметров планеты, а также проведя 15 химических анализов пород.

С 1997 г. по сегодняшний день на орбите Марса функционирует Mars Global Surveyor (MGS), предназначенный для проведения глобального картирования планеты от ионосферы до поверхности и вглубь в приповерхностные горизонты. В рамках Mars Exploration Program MGS проводит атмосферный мониторинг с целью выявления мест для посадочных модулей и проведения ретранслируемых наблюдений поверхности. Основные задачи Mars Exploration Program: определение возможности существования в прошлом на Марсе жизни; исследование климата Марса; исследование геологии Марса; подготовка к освоению Марса. Орбитальный комплекс MGS оснащен мощным комплексом разнообразной научной аппаратуры.

Марсианская орбитальная камера (Mars Orbiter Camera) – МОС представляла систему из трех камер: узкоугольной камеры, которая предлагает снимки поверхности планеты в серой шкале высокого разрешения (обычно от 1,5 до 12 м/пиксель), красной и голубой широкоугольных камер, которые осуществляют круглосуточный глобальный мониторинг погоды на планете. МОС круглосуточно управлялась при помощи MSSS (системы космических исследований Малина). Узкоугольные линзы МОС фотографируют объекты до 0,5 м в поперечнике. Эти снимки ультравысокого разрешения выявляли изменения в формах рельефа по времени и помогали охарактеризовать процессы, наблюдаемые на его элементах. МОС осуществляла мониторинг динамики сезонных процессов. С ее помощью проводился процесс выбора мест посадки будущих модулей. В дополнение к ежегодному объему обширной коллекции архивных снимков (более 250000) МОС предоставляет возможность знакомиться ежедневно с новыми фотографиями планеты. Для этой же цели используется также стереокамера высокого разрешения (до 26 м) HRSC.

Марсианский орбитальный лазерный альтиметр (Mars Orbiter Laser Altimeter) – MOLA позволял определять абсолютные отметки форм марсианской поверхности, такие как высота гор и глубина долин. MOLA передает инфракрасные лазерные импульсы по направлению к поверхности Марса с частотой 10 Гц и измеряет время полета для определения положения комплекса MGS по отношению к ней. Данные MOLA помогли создать топографическую карту планеты (с разрешением до 30 см по вертикали), характеризуют высотные отметки для облаков и фиксирует динамику изменения их форм в атмосфере. MOLA показывает сезонные изменения высот полярных шапок, что позволяет сделать оценочные расчеты объема и распределения в плане ледяного и снежного покровов углекислого газа и H₂O. MOLA также функционирует как пассивный радиометр, и в настоящее время измеряет излучение поверхности Марса на длине волны 1064 нм. На рисунке 3-2 (вклейка) представлена первая топографическая модель Марса, начиная с северного полюса (левая часть) до южного полюса (правая часть) вдоль нулевого меридиана.

Модель отражает наклон поверхности в $0,036^\circ$. Таким образом Южный полюс оказывается выше Северного приблизительно на 6 км. Этот глобальный склон существовал, по-видимому, на протяжении большей части геологической истории Марса и обусловил специфику предполагаемого поверхностного и подповерхностного стока воды, подтвержденную снимками выводящих каналов и сетей флювиальных долин. Локальное поднятие (оранжевый цвет) в средних широтах южного полушария соответствует западному краю топографического кольца, которое ограничивает огромный ударный бассейн Эллада (Hellas). На рисунке теплый цвет отражает высокие поднятия, а холодные тона соответствуют низким участкам.

Данные теплоэмиссионной спектроскопии (TES), полученные с орбитальных аппаратов «Марс 3», Mars Global Surveyor, Mars Odyssey, использовались для оценки температурного режима поверхности, альбедо, концентрации влаги, свойств пород приповерхностного слоя и других параметров. Используемый для миссии Mars Global Surveyor спектрометр TES представлен на рисунке 3-3 (вклейка). TES имеет три секции, которые измеряют спектр излучений поверхности, включая видимую и инфракрасную область, с помощью интерферометра Михельсона, широкополосного сенсора излучения, сенсора солнечного отражения.

Интерферометр является центром части теплового инфракрасного спектрометра. Он чувствителен к длинам волн от 6 до 50 мк. Широкополосный сенсор измеряет излучение в диапазоне от 5,5 до 100 мк. Измерение яркости отраженной от поверхности солнечной энергии осуществляется сенсором, исследующим планету в диапазоне от 0,3 до 2,7 мк. Спектрометр TES имеет несколько антенн детекторов, что в дополнение к спектру излучаемости позволяет создавать двухмерные изображения поверхности Марса. При полете MGS по орбите измерения TES покрывают поверхность шириной в 3 пикселя. Каждый пиксель представляет область наблюдения детектора размером 3×3 км. Общая картина интересующей области собирается в результате соединения таких длинных и относительно узких полос данных TES. С помощью TES изучается также атмосфера Марса, проводится картирование минерального состава поверхности. Интерпретация данных TES приводит к мысли, что Марс на раннем этапе своей истории, возможно, обладал значительной водной и тепловой активностью. В частности, измерения показали, что в его экваториальных областях фиксируется наличие скоплений минерала гематита, который обычно образуется в водной среде. Эти соображения во многом определили выбор места посадки марсоходов Spirit и Opportunity на Meridiani Planum и у кратера Гусева.

Для изучения магнитных свойств пород Марса использовался магнитометр (электронный рефлектометр), анализ данных которого показал, что марсианские магнитные поля не обладают глобальным распространением в коре планеты, а локализованы на ее небольших участках. Многочисленные отличия, выявленные в различных точках поверхности, связывались с выносом магмы на поверхность и ее последующим остыванием на самых ранних этапах геологической истории Марса. Наличие локализованных магнитных полей позволило предложить новую модель взаимодействия солнечного ветра с магнитосферой Марса, а также скорректировать представления о таком взаимодействии с такими планетами, как Земля и Юпитер, которые имеют сильные магнитосферы.

Исследование гравитационных полей проводилось телекоммуникационной системой MGS с усилительной антенной и ультрастабильным осциллятором. Картирование вариаций гравитационного поля планеты было использовано для коррекции величины атмосферного давления на ее отдельных участках.

Космический аппарат Mars Odyssey запущен 7 апреля 2001 г. (дата прилета к Марсу – 24 октября 2001 г.). Станция продолжает выполнять запланированные исследования с солнеч-

но-синхронной орбиты высотой 385–401 км, наклонением $93,1^\circ$ и периодом обращения 118 мин. Задачами станции являются: глобальное картирование элементного состава поверхности и определение количества водорода в приповерхностных слоях (система GRS); получение снимков высокого пространственного и спектрального разрешения, характеризующих морфологию и минералогию поверхности (система THEMIS); характеристика радиационной обстановки на поверхности планеты для оценки степени риска при пилотируемых людьми миссиях (система MARIE) (рис. 3-4, вклейка).

Система изображений тепловой эмиссии THEMIS предназначена для изучения поверхности Марса в видимой и инфракрасной частях спектра излучения. Она состоит из двух независимых мультиспектральных подсистем изображения: 10-полосного теплового инфракрасного спектрометра и 5-полосного спектрометра видимого диапазона (рис. 3-5, вклейка). Первый имеет разрешение 100 м/пиксель, второй – 19 м/пиксель. Благодаря сильной абсорбции воды и льда H_2O в области излучений инфракрасного диапазона волн использование THEMIS является целесообразным. Однако даже небольшое количество пыли на поверхности (~ 100 мкм) затрудняет интерпретацию информации.

Система GRS предназначена для изучения элементного состава поверхности Марса и поиска воды. В состав комплекса GRS входят: гамма-спектрометр (GSH) с охлаждаемым германиевым детектором, созданный в Лаборатории лунных и планетных исследований Университета Аризоны; нейтронный спектрометр (NS) для измерения потоков тепловых и эпитепловых нейтронов, созданный в Лос-Аламосской национальной лаборатории; детектор нейтронов высоких энергий HEND для измерения потоков эпитепловых, резонансных и быстрых нейтронов, созданный в Институте космических исследований (ИКИ РАН) под руководством И.Г. Митрофанова. Основные характеристики комплекса приведены в таблице 3-1.

Данные по нейтронной и гамма-спектрометрии позволяют получить разнообразную информацию о составе и свойствах пород приповерхностного слоя Марса. Принцип действия

Таблица 3-1

Основные технические параметры и характеристики комплекса GRS

Наименование аппаратуры	Назначение и физические характеристики
Гамма-спектрометр GSH с охлаждаемым германиевым детектором	– Детектор из охлаждаемого особо чистого германия ^{32}Ge (67×67 мм); – Спектральное разрешение гамма линий $dE/E \sim 10^{-3}$; – Спектроскопия гамма-излучения поверхности Марса в 16000 каналах в диапазоне 30–8000 кэВ
Нейтронный спектрометр NS	– Четырехсекционный сцинтилляционный детектор из BC454; – Чувствительность по массовой доле водорода на уровне 10^{-3} в слое 1 м на поверхности Марса; – Измерение потока тепловых и эпитепловых нейтронов с поверхности Марса
Детектор нейтронов высоких энергий HEND	– Три пропорциональных счетчика с 3He в замедлителях разной толщины для детектирования нейтронов с энергиями 0,4–1,0 эВ, 1,0 эВ–1,0 кэВ и 1,0 кэВ–1,0 МэВ; – Сцинтилляционный детектор быстрых нейтронов с энергиями 1,0–10,0 МэВ, гамма квантов с энергиями 60,0 КэВ – 2,0 МэВ и жесткого рентгена в диапазоне 30,0–1,0 МэВ; – Чувствительность по массовой доле водорода на уровне 10^{-3} в слое толщиной 1 м на поверхности Марса с пространственным разрешением 300 км; – Измерение потока быстрых нейтронов с поверхности Марса

прибора HEND основан на измерении нейтронного излучения, возникающего на поверхности планеты в ходе взаимодействия солнечных и галактических лучей с поверхностью планеты (рис. 3-6, вклейка). В ходе него в поверхностном слое пород Марса на глубине до 2 м генерируется большое количество вторичных нейтронов с энергией около нескольких десятков миллиэлектронвольт (МэВ). Нейтроны, выходя на поверхность, взаимодействуют с породами приповерхностного слоя, испытывая два вида ядерных реакций взаимодействия – неупругого рассеяния для быстрых нейтронов и захвата эпитепловых и тепловых нейтронов ядрами. Энергия вылетающих нейтронов с поверхности планеты зависит от соударений, которые они испытывают при прохождении через поверхностный слой пород. Существует некоторое характерное число соударений, при котором нейтроны полностью теряют свою начальную энергию и становятся тепловыми.

Особенно сильное влияние на снижение энергии нейтронов оказывает наличие в породе Марса ядер водорода Н. Так, при столкновении нейтронов с протонами (то есть ядрами Н) энергия нейтрона снижается вдвое при каждом столкновении. Для анализа используются следующие группы нейтронов, покидающих поверхность Марса в результате взаимодействия с породой: эпитепловые с энергией $1 \text{ эВ} \div 0,1 \text{ МэВ}$; быстрые – $0,1 \div 1,0 \text{ МэВ}$ и нейтроны высоких энергий – $>1,0 \text{ МэВ}$. Так как основным водородосодержащим элементом на Марсе является вода (лед) H_2O , то фиксация изменчивости потока нейтронов с поверхности позволяет косвенно оценить содержание воды (льда) в приповерхностных слоях. В среднем, повышение содержания воды в породе на 1% приводит к увеличению потока эпитепловых нейтронов на 35% (рис. 3-7, вклейка).

Дозиметр MARIE предназначен для измерения уровня радиации в открытом космосе с последующим анализом его вредного воздействия на человеческий организм.

Космический аппарат Европейского космического агентства Mars Express стартовал 2 июня 2003 г. с космодрома Байконур с помощью ракеты-носителя «Союз-ФГ». В декабре 2003 г. аппарат прибыл к Марсу и вышел на орбиту вокруг планеты, а 25 декабря 2003 г. посадочный модуль Beagl 2 опустился на Марс, но на связь не вышел.

Mars Express был запущен с целью получения изображений поверхности с высоким разрешением (10 м/пиксель) и отдельных участков с разрешением 2 м/пиксель; создания карты минерального состава пород поверхности в 100-метровом масштабе; картирования состава атмосферы и основных направлений ее глобальной циркуляции; определения структуры приповерхностных слоев; оценки воздействия атмосферы на поверхность и интенсивности ее взаимодействия с солнечным ветром.

Вес аппарата 1123 кг, включая 113 кг научного оборудования, 65 кг – посадочный модуль Beagl 2. Размеры аппарата $1,5 \times 1,8 \times 1,4$ м, с раскрытыми солнечными батареями – 12 м. Солнечные батареи имеют площадь $11,42 \text{ м}^2$ с мощностью 460 Вт. Энергия запасается в трех литий-ионных аккумуляторах емкостью 64,8 А·ч. На борту имеется камера, позволяющая делать снимки поверхности Марса с разрешением 10 м и спектрометр OMEGA (Observatoire pour la Mineralogie, l' Eau, les Glaces et l' Activite), способный работать в видимом и инфракрасном диапазонах. Радар MARSIS был предназначен для зондирования ионосферы и глубинных слоев марсианской поверхности. Beagl 2 – посадочный модуль, разработанный британскими учеными, был предназначен для поиска следов жизни на Марсе. Предполагалось, что аппарат проработает на поверхности планеты около 180 дней, с возможным продлением миссии до одного марсианского года. Beagl 2 должен был исследовать геологические, минералогические, геохимические особенности места посадки, собрать данные по метеорологической обстановке и климату, провести поиск следов существования жизни на Марсе. Посадка прошла неудач-

но, и аппарат на связь не вышел. В декабре 2005 г. при анализе снимков поверхности Марса, сделанных межпланетным аппаратом Mars Global Surveyor, было обнаружено место посадки модуля Beagle 2. Изучение фотографий показало, что зонд приземлился почти невредимым. Основной причиной выхода из строя признан отказ оборудования связи.

Измерения при помощи приборов, созданных западноевропейскими учеными совместно с их российскими коллегами, уже позволили получить ряд важных научных результатов. Благодаря снимкам удалось сконструировать и представить трехмерные модели марсианских ландшафтов. Была изучена структура атмосферы с высокой точностью от поверхности до высот 100–150 км и ее температурного профиля до 50–55 км. Впервые одновременно измерены содержания и построены карты распределения водяного пара и озона в атмосфере. Обнаружено ночное свечение монооксида азота, известного на Венере, но не наблюдавшегося ранее на Марсе. Зафиксированы мельчайшие аэрозольные частицы, заполняющие атмосферу планеты до высот 70–100 км. Впервые обнаружен водяной лед в Южной полярной шапке в конце марсианского лета. Карты, построенные по данным прибора OMEGA с разрешением 1–3 км, показывают, что участки водяного льда находятся на краях более обширных областей замерзшей углекислоты. Толщина ее слоя не превышает нескольких метров, а под ним – захороненный слой водяного льда, возможно по мощности эквивалентный Северной полярной шапке, полностью состоящей из водяного льда с небольшой (менее 1%) примесью пыли. Станция обнаружила плотные облака из сухого льда, которые отбрасывают тень на поверхность планеты и даже влияют на ее климат. Благодаря снимкам удалось сконструировать и представить трехмерные модели марсианских ландшафтов.

Прибором OMEGA проведено также минералогическое картирование значительной части планеты, и, при существенном разнообразии минерального состава, карбонаты (соли угольной кислоты) обнаружены не были. Вместе с тем на Земле карбонаты распространены широко, и именно в их залежах, а не в живом веществе, каменном угле и нефти, сосредоточено основное количество углерода на нашей планете. Таким образом, данные Mars Express не подтверждают наличия запасов CO₂ на Марсе, достаточных для существенных изменений массы его атмосферы, и соответственно, преобразования климата планеты.

Mars Express обнаружил в атмосфере Марса метан. Это может свидетельствовать о наличии жизни на планете, поскольку метан не может долго находиться в марсианской атмосфере. Следовательно, его запасы пополняются либо в результате жизнедеятельности микроорганизмов, либо вследствие геологической активности. Было определено и его содержание – 10 ± 5 частей на миллиард. Конечно, это немного, но так как метан непрерывно разрушается в атмосфере за счет фотодиссоциации, то для поддержания такого его количества в атмосфере на Марсе должен быть источник производительностью порядка 300 т/год. Таким источником могла бы быть тектоническая деятельность. В настоящее время Марс считается тектонически-неактивным, однако поступление метана в атмосферу может быть связано с «точечной» тектонической деятельностью: остаточным вулканизмом, геотермальной активностью.

На рисунке 3-8 (вклейка) показаны результаты, полученные с установленной на орбитальном комплексе Mars Express системы MARSIS. Верхний снимок MARSIS предоставляет данные о приповерхностном строении пород Марса в области распространения слоистых отложений, окружающих северный полюс. Нижний снимок показывает расположение оси разреза на топографической карте. Протяженность разреза составляет 458 км.

10 и 25 июня 2003 г. с помощью ракетополетителя Delta 2 стартовали американские Mars Exploration Rover – MER-1/2 (исследовательские марсоходы) Spirit и Opportunity. Они достигли Марса 4 и 25 января 2004 г., соответственно, и осуществили посадку на его поверхнос-

ти. Были получены геологическая информация и фотоизображения мест посадки и маршрута движения. Запуск двух идентичных аппаратов был призван увеличить надежность программы изучения планеты. Главная цель проекта – выяснение происхождения и эволюции воды на планете, поиск следов возможного воздействия водяных потоков, пригодности планеты для жизни. Кроме того, планировалось изучение различных типов пород, распределения и состава минералов на поверхности.

Программа спуска обеих станций была одинакова. Спускаемые аппараты входили в атмосферу Марса на высоте 128 км под углом $11,5^\circ$ при скорости 5,4 км/с за 6 мин. до посадки. На высоте 284 м надувались посадочные амортизаторы (баллоны), через 3 с включались три тормозных двигателя, на высоте 10–15 м они выключались, и аппараты падали на поверхность. Контейнер с марсоходом какое-то время «подпрыгивал», расстояние от места посадки до успокоения могло составлять до 1 км. В первые сутки марсоходы раскрыли панели солнечных батарей и сделали первые снимки поверхности (включая цветные панорамы) навигационными камерами и стереокамерой. После этого они сошли на грунт и начали перемещаться по поверхности (рис. 3-9, вклейка).

Было запланировано 28 экспериментов. В течение 90 суток марсоходы должны были исследовать геологическое строение поверхности, минеральный и физико-химический состав грунта, определить наличие воды. Выбранные места посадки марсоходов: в кратере Гусева (в честь русского астронома М.М. Гусева (1826–1866)) в долине Маадим (15° ю.ш., 175° в.д.) и на равнине Меридиана (2° ю.ш., 5° в.д.). Однако марсоходы значительно превысили свой планируемый ресурс и продолжают передавать на Землю научную информацию.

Марсоходы Spirit и Opportunity массой по 179 кг, длиной 1,6 м, шириной 2,3 м и высотой 1,5 м, с развернутыми панелями солнечных батарей общей площадью $1,3 \text{ м}^2$ и мощностью 140 Вт, несли 6 научных приборов. На штанге высотой 1,3 м, которая поворачивается вокруг своей горизонтальной оси на 360° и вертикальной плоскости на 90° , разместились: цветная панорамная камера разрешением $1'$ (два объектива разнесены на 30 см, поле зрения $16,8 \times 16,8^\circ$, фокусное расстояние 38 мм) со светофильтрами и ПЗС-матрицей; широкоугольная навигационная стереокамера; термоэмиссионный спектрометр, определяющий минеральный состав грунта и детали рельефа. Четыре инструмента для детального исследования образцов пород были размещены на манипуляторе длиной 1,5 м: альфа-протонно-рентгеновский спектрометр и спектрометр Mossbauer, камера-микроскоп с фокусным расстоянием 20 мм (поле зрения $31 \times 31 \text{ мм}$) и шлифовальное устройство для очистки образцов от пыли. Кроме того, на каждом марсоходе установлены три магнитные ловушки для изучения магнитных свойств частиц пыли. Марсоходы с шестиколесным шасси диаметром 26 см на подвеске могут пройти до 600 м (максимальный суточный переход до 40 м со скоростью не выше 5 см/с) и исследуют состав марсианских пород. Самоходные аппараты оснащены манипулятором для отбора грунта и шлифовальным инструментом для изучения образцов породы. Через остронаправленную антенну они могут передавать данные со скоростью более 11 кбит/с, при этом половина информации поступала через спутники-ретрансляторы Mars Odyssey, Mars Global Surveyor и Mars Express.

Одним из научных экспериментов российской и американской программ исследования Марса является проведение общего и детального анализа содержания химических элементов в веществе марсианской поверхности. Для этих целей был разработан и изготовлен альфа-протон-рентгеновский спектрометр (APXS) (рис. 3-10, вклейка). В настоящее время он работает в составе научной аппаратуры марсоходов Spirit и Opportunity, а ранее одна из его модификаций использовалась в ходе посадочной миссии Mars Pathfinder.

Спектрометр APXS – это инструмент, основанный на применении обратной альфа-спектроскопии (обратное резерфордское рассеяние) и рентгеновской спектроскопии. Он состоит из двух частей: блока детектирования на специальном выносном устройстве и блока электроники. Комплект источников альфа-излучения установлен в форме кольца в коллекторе блока детектирования (см. рис. 3-10). Помимо источников, в этот блок входят три прибора: альфа-спектрометр (упругое рассеяние альфа-частиц на ядрах химических элементов анализируемого вещества), протонный спектрометр (ядерное взаимодействие альфа-частиц с некоторыми легкими химическими элементами с продуцированием протонов) и рентгеновский спектрометр (взаимодействие с электронными оболочками ядер химических элементов с продуцированием рентгеновского излучения).

Альфа-метод очень чувствителен к элементам с низким атомным числом, от углерода до кислорода (с концентрацией выше 0,1 вес.%), за исключением водорода и гелия. Однако количество водорода в поверхностном слое может быть рассчитано косвенно, исходя из количества кислорода. Рентгеноскопия позволяет определить все элементы от натрия до никеля, при условии, что их концентрация выше, чем 0,1 и действует до 1 вес.%.

Источники излучения, входящие в состав прибора APXS, получают искусственным путем – облучением в реакторах и последующей химической переработкой с выделением полезных продуктов и утилизацией непригодных для использования. Они были изготовлены в лаборатории Отделения радионуклидных источников и препаратов ФГУП «Государственный научный центр РФ Научно-исследовательский институт атомных реакторов» в г. Димитровграде Ульяновской области. Рабочим веществом в этих источниках является радиоактивный изотоп ^{244}Cm . Распадаясь, кюрий испускает альфа-частицы, которые вылетают с поверхности источника с определенной энергией под разными углами. Сталкиваясь с препятствием, альфа-частицы меняют скорость и направление движения; это и регистрирует спектрометр. На основе его показаний можно судить, из каких химических элементов периодической таблицы Менделеева состоит «препятствие», с которым столкнулась альфа-частица.

Для определения стадии окисления железа и его минералогии на поверхности планеты использовались данные спектрометра Mossbauer (spectrometer MIMOS II), который был, кроме того, установлен на двух марсоходах Spirit и Opportunity. Эта информация требуется для более глубокого понимания истории развития планеты, ее поверхности и атмосферы. Спектрометр (рис. 3-11, вклейка) фиксирует картину геометрии обратного рассеивания и отвечает требованиям, предъявляемым к аппаратуре марсоходов: малая масса (<500 г), малое потребление энергии (<3 w) и малый объем. Прибор расположен на манипуляторе, поэтому его можно подносить непосредственно к интересующему объекту.

2005 г. – запущен Mars Reconnaissance Orbiter, который при помощи двух 34-метровых антенн Deep Space Network использовал радио для обеспечения навигации, командного контроля и телеметрии, необходимых в целях успешного выполнения марсианских миссий. В ходе проекта было получено 50 терабит исследовательских данных.

Phoenix Mars Lander («Феникс») – аппарат НАСА, предназначенный для изучения Марса, был запущен 4 августа 2007 г. «Феникс» проделал путь в 680 млн. км и осуществил успешную посадку в районе северного полюса планеты 25 мая 2008 г.

Основная задача Phoenix Lander – исследование приполярного региона. Он проверит теорию периодического таяния полярных льдов на Марсе, а также поможет выяснить, не являются ли северные равнины планеты убежищем марсианских микробов. Поэтому для его посадки выбран район, содержащий максимальное количество водяного льда (до 80% в верхнем слое породы). В случае обнаружения замороженных в лед микроорганизмов аппарату предстоит

выяснить, способны ли они вновь вернуться к жизни. Вторая задача миссии – прояснить геологическую историю льда, содержащегося в полярной шапке. Для этого необходимо изучить фракции твердой породы, вмороженные в лед. По ним можно будет определить, как именно вода воздействовала на грунт Марса. Миссия рассчитана на 150 марсианских дней. В течение них будет выдвинута механическая рука, которой необходимо будет сделать углубление во льду глубиной около полуметра и доставить полученные образцы грунта и льда на платформу для проведения спектрального анализа и микроскопических наблюдений. Ожидается, что лед и осадочные породы могут содержать органические включения, свидетельствующие о существовании жизни на планете. Phoenix не имеет ни колес, ни гусениц, ни иных устройств, предназначенных для передвижения. Исследовать он сможет только то, до чего дотянется его универсальный манипулятор длиной чуть более метра. Аппарат оснащен анализаторами, способными исследовать форму и состав образцов размером менее 1 мкм (для сравнения, толщина человеческого волоса составляет 90–100 мкм).

На Phoenix размещено семь различных приборов, все вместе они способны исследовать зону посадки комплексно.

Основной инструмент корабля – механическая рука Robotic Arm (RA). Она может двигаться вперед-назад, вправо-влево, вверх и вниз, а также совершать круговые движения. Длина устройства составляет 2,35 м. На Земле RA испытывали в Долине Смерти США, местности с очень твердым грунтом, где она смогла выкопать за 4 ч траншею глубиной 25 см.

Установленная на конце механической руки камера Robotic Arm Camera (RAC) позволит в деталях видеть место, где проводится забор образцов грунта и льда, а изображение стенок вырытой траншеи – определить наличие и очередность залегания напластований. В частности, изображения, на которых видны цвета и размеры частиц грунта, слагающего поверхность Марса в вертикальном разрезе, дадут возможность сделать выводы об изменении условий залегания осадков, а, значит, и косвенно судит об истории изменения марсианского климата. Камера снабжена двумя источниками света, верхний из которых состоит из 36 голубых, 18 зеленых и 18 красных ламп, а нижний – из 16, 8 и 8 ламп соответственно. Помимо этого в состав устройства входят два минидвигателя: первый меняет фокусное расстояние объектива, а второй поднимает и опускает прозрачный пылезащитный кожух. Максимальное разрешение камеры – 23 мк/пиксель.

В состав оборудования входит оптическая система Surface Stereo Imager (SSI) (рис. 3-12а, вклейка), которая состоит из двух камер, смонтированных на выдвижной башенке высотой около 2 м. Она предназначена для визуального исследования планеты.

Система позволит получать стереоизображения арктической марсианской пустыни с разрешением 1024×1024 в оптическом и инфракрасном диапазонах. SSI будет корректировать манипуляции механической руки и даст возможность формировать цифровые модели рельефа окружающей местности, что, в свою очередь, обеспечит создание трехмерных виртуальных изображений марсианского пространства. Помимо этого с помощью SSI будет проведено исследование оптических свойств атмосферы Марса, в частности – визуальная оценка количества пыли в воздухе, а также наблюдение за количеством пыли, осаждающейся на космическом аппарате. Это позволит сделать вывод о скорости осадконакопления и особенностях протекания атмосферных и эрозионных процессов на планете, а также даст возможность оценивать запыленность солнечных батарей.

Аппаратура TEGA (Thermal and Evolved Gas Analyzer) построена университетами штатов Аризона и Техас (рис. 3-12б). Устройство содержит восемь миниатюрных одноразовых мuffleных печек, в которых происходит нагревание образцов марсианского грунта. По своим

размерам каждая такая печка напоминает стержень шариковой ручки. Нагревание проходит медленно, при этом определяется теплоемкость образца. Когда температура в печке достигает 1000°C, нагретый материал начинает выделять газ, который анализируется встроенным масс-спектрометром, определяющим концентрацию конкретных молекул и атомов в образце.

В задачи метеорологического оборудования (MET, Meteorological Station), созданного Канадским космическим агентством, входит ежедневная фиксация изменений марсианской погоды путем использования датчиков температуры и атмосферного давления, а также измерение концентрации пыли и ледяного пара в воздухе планеты с помощью лидара (LIDAR – Light Detection and Ranging,). Лидар будет посылать короткие импульсы света вертикально вверх и фиксировать отраженные атмосферой сигналы, что поможет выявить наличие облаков, тумана и мест концентрации пыли. При этом температура на планете будет измеряться с помощью трех термодатчиков, установленных на выдвижной башенке высотой 1,2 м. Такое инженерное решение сможет фиксировать вертикальный профиль температуры у поверхности Марса.

Аппаратура MECA (Microscopy, Electrochemistry and Conductivity Analyzer) включает в себя оптический и атомный силовой микроскопы. Атомный микроскоп – результат работы швейцарского консорциума, а оптический создан Университетом штата Аризона. Максимальное разрешение оптического микроскопа – 4 мкм, атомного – 10 нм. Микроскопические изображения марсианского грунта будут использоваться, в частности, для поиска доказательств того, что изучаемый субстрат когда-либо подвергался воздействию воды. Для этого будет проводиться поиск крошечных вкраплений глины. Оптический микроскоп снабжен инструментами подсветки – в его состав входят красная, зеленая, синяя и ультрафиолетовая лампы. Одноразовые средства подготовки образцов при этом созданы с использованием силикона. Помимо этого в состав MECA входит инструмент для химического анализа растворенных в воде образцов грунта. Подобный метод исследования позволяет определять pH полученного раствора, а также выявлять наличие кислорода, углекислого газа, хлоридов, бромидов и сульфатов. MECA также содержит инструмент для определения тепловой и электрической проводимости образцов – для этого используются три иглы, вмонтированные в верхнюю часть механической руки.

Инструмент MARDI (Mars Descent Imager) создан компанией Malin Space Science Systems и представляет собой камеру, которая может использоваться для фотографирования места спуска в процессе снижения аппарата на поверхность Марса. Ожидалось, что съемка начнется после того, как Phoenix снизится до высоты примерно в 7 км и сбросит термозащиту. Фотографии помогут точно определить место, где сел корабль, а также предоставить информацию о географических, геоморфологических и геологических особенностях близлежащего ландшафта. Полученные снимки также могут помочь определить, является ли место посадки типичным для приполярных регионов Марса. MARDI весит около 500 г. Угол обзора при этом будет составлять 66°, размер каждой фотографии 1024×1024 пикселя, а время экспозиции равно 4 мс.

3.2. Методы физического и математического моделирования криогенных процессов

Для изучения динамики криогенных процессов на Марсе, как и на других планетах, в виду ограниченности фактических данных целесообразно использовать методы математи-

ческого и физического моделирования. Для этого предполагается построение новых и корректировка существующих для земных условий моделей прогноза динамики изменения температурных полей и массы в процессах охлаждения–нагрева, промерзания–оттаивания и иссушения пород (сублимация льда и десорбция воды), морозобойного растрескивания. Они будут учитывать существующие проработки по термодинамике равновесия фаз H_2O и других веществ в условиях пониженного атмосферного давления и меньшей величины гравитационной постоянной.

Информация по свойствам марсианских пород также крайне незначительна, и поэтому для анализа представлялось возможным привлечь экспериментальные данные по соответствующим свойствам для земных пород в диапазоне низких отрицательных температур, при их определенной корректировке. Основная масса информации, имеющаяся в справочной и научной литературе геологического профиля, касается умеренных отрицательных температур и широчайшего спектра положительных температур. Поэтому был проведен специальный цикл экспериментальных лабораторных исследований в широком диапазоне отрицательных температур, характерных для климатических условий Марса.

3.2.1. Методика экспериментального определения теплофизических и механических свойств земных пород–аналогов в широком диапазоне отрицательных температур

Для определения теплоемкости, энтальпий, теплот фазовых и химических превращений, фазового состава влаги наиболее широко используются методы *низкотемпературной адиабатической* и *дифференциально-сканирующей* калориметрии. Ввод энергии в калориметры обычно осуществляется периодическим или непрерывным способом. Преимуществами дифференциально-сканирующих калориметров (ДСК) являются высокая чувствительность измерений, дающая возможность использования малых навесок (20–50 мг), легкость и простота в работе.

Использовался дифференциальный сканирующий калориметр «Меттлер TA-2000В», работающий в интервале температур $-170 \div +550^\circ\text{C}$. Он позволял в режиме непрерывного нагрева или охлаждения получать значения теплоемкости, а также энтальпии (теплоты) фазовых переходов, растворения, гидратообразования.

На рисунке 3-13 показана схема калориметрической ячейки. Ее охлаждение осуществлялось с помощью жидкого азота, который в специальном термостате нагревался и подавался в печь под давлением 0,5 атм. (1). В корпусе блока находится РТ-термометр сопротивления (6) для измерения температуры в рабочем пространстве образца и эталона с точностью до $\pm 0,2 \div 0,5^\circ\text{C}$. Терморегулятор с помощью термометра сопротивления поддерживал определенную температуру в печи с заданной скоростью ее изменения, которая может меняться в диапазоне от 0,1 до 29 град/мин. как в режиме нагрева, так и в режиме охлаждения. В качестве датчика – регистратора теплового потока, идущего от изучаемого образца пород или к нему, использовалась дифференциальная батарея из пяти плоских термопар Ni-Au (3), уложенных на круглую стеклянную пластинку-подложку: одна для образца, другая для эталона. Обе батареи были покрыты тонкой пленкой для предохранения их от коррозии. В центре батарей для

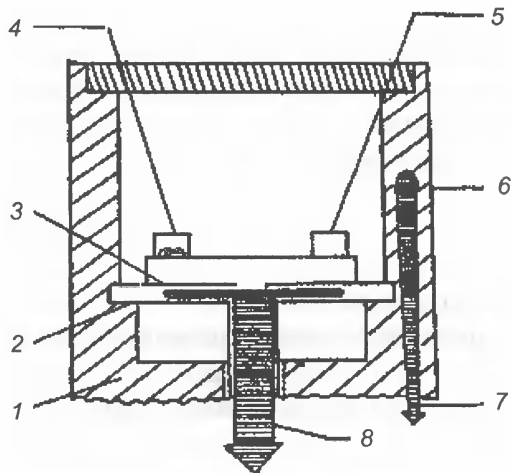


Рис. 3-13. Калориметрическая ячейка термоустановки «Меттлер TA-2000В»

1 – корпус печи; 2 – термопарный датчик; 3 – тонкопленочные термобатареи; 4 – тигель с образцом; 5 – тигель эталонный; 6 – термометр сопротивления; 7 – температурный сигнал; 8 – сигнал термопарного датчика

образца (4) и эталона (5), симметрично расположенных, имеются небольшие отверстия, куда помещаются тигели из алюминия или золота. Высокая теплопроводность пленки из $L-Al_2O_3$ и хорошие термические контакты между тигелями и спаями термопар обеспечивают высокую чувствительность и воспроизводимость опытов. Батарея подключена с одной стороны к усилителю и самописцу для графической регистрации ДТА кривой (термического эффекта) и через коммутационный блок – к мини ЭВМ, которая одновременно управляет экспериментом и производит все необходимые расчеты по обработке результатов. Термопарный датчик закреплен в специальном серебряном цилиндрическом блоке, служащем печью установки (1). Блок сделан из серебра для обеспечения температурной симметрии в пространстве расположения тигелей. Температура самого образца непосредственно не измеряется, так как допускается, что в силу симметрии в рабочем пространстве серебряного блока температура везде одинакова. Однако для повышения точности измерения температуры в образце по ходу эксперимента автоматически вводится поправка на незначительную разность температур между показаниями термометра сопротивления и истинной температурой образца.

Исследуемые образцы предварительно истирались в порошок (оптимальный размер частиц 300 мк) и насыпались в специальные алюминиевые тигели. Чувствительность прибора позволяет использовать малые навески вещества (10–15 мг). Взвешенный с крышкой тигель заполнялся образцами пород и с помощью специального пресса плотно закрывался крышкой и взвешивался с точностью $\pm 2 \cdot 10^{-5} \div 2 \cdot 10^{-6}$ г. Во время эксперимента тигли, и пустые, и с навеской, находятся в атмосфере газообразного азота, что предотвращает окисление вещества и делает теплообмен в детекторной ячейке более равномерным. Обычно перед проведением опыта тигели прокаливались до 200°C и вторично взвешивались. Калибровка прибора заключалась в оценке калориметрической чувствительности прибора и определялась по известной теплоте плавления эталонного вещества чистого индия (чистота – 99,9999%). Общая точность метода определения теплоемкости, включающая среднюю квадратическую ошибку определений и отклонение от стандартных значений, составляет 2–3%.

Работа по определению удельной изобарной теплоемкости C_p проводилась в два этапа. Первый этап заключал в себе фиксацию и запись нулевой линии в эксперименте с двумя идентичными тигелями без образца пород. Второй этап – это проведение опыта, когда в один из тигелей помещался образец. Поскольку массы двух тигелей становятся различными, кривая

на самописце позволяет оценить величину отклонения от базовой линии (dU), необходимую для расчета C_p . В сканирующем режиме нагрев (охлаждение) изучаемых образцов пород во времени τ осуществлялся плавно с заданной скоростью, равной $dT/d\tau$. Измерительная ячейка непрерывно регистрирует поток тепла Q , поглощаемый образцом.

Тогда величина удельной теплоемкости находится из выражения:

$$C_p = (1/m) \cdot (dQ/d\tau) / (dT/d\tau), \quad (3.1)$$

где $dT/d\tau$ – мгновенный поток тепла (дж/с); m – масса образца (г).

Отклонение ДТА-кривой от базовой линии в эксперименте dU (мкВ) пропорционально величине мгновенного теплового потока $dQ/d\tau = dU/E$.

Здесь E – калориметрическая чувствительность прибора (мкВ/мВт), которая зависит от температуры. Таким образом C_p равна:

$$C_p = dU / [(dT/d\tau)Em]. \quad (3.2)$$

Величина наблюдаемого теплового эффекта (энтальпии – dH) при фазовых, химических и других превращениях определялась по кривым ДТА путем нахождения площади соответствующего пика:

$$\Delta H = K \int_{\tau_0}^{\tau_k} \Delta T d\tau, \quad (3.3)$$

где τ_0 и τ_k – соответственно время начала и конца тепловыделения на кривой ДТА, dT – разница температур образца и эталона (отклонение от нулевой/базовой линии), K – коэффициент, характеризующий интенсивность теплообмена в измерительной ячейке при определенной геометрической форме тигеля и определяемый по энтальпиям плавления эталонных веществ и по эффекту Джоуля.

Был проведен анализ кривых ДТА для бидистиллированной H_2O как эталона жидкой среды, полученных в цикле охлаждения и нагревания. В цикле нагревания фазовый переход находится в районе $0^\circ C$, тогда как в цикле охлаждения пик приходится на диапазон от $-17 \div -11^\circ C$. Имеющий место гистерезис связан с эффектом переохлаждения и его скоростью. Исходя из полученных данных, нагрев и охлаждение изучаемого образца во время опытов по теплоемкости проводились со скоростью 1 или $5^\circ C/мин$.

Ряд методических аспектов работы на ДСК «Меттлер TA-2000В» и результаты сопоставления с эталонными данными рассмотрены в работе [Комаров, 2003]. Там же описана методика работы на отечественном адиабатическом калориметре ИТ-С-400 заводской конструкции, который был предназначен для исследования температурной зависимости теплоемкости твердых тел, сыпучих и волокнистых материалов. Вследствие этого методика проведения экспериментов для определения термодинамических параметров для дисперсных пород, нуждалась в определенной модификации. Диапазон измерения объемной теплоемкости прибора – не менее $106 \text{ Дж/м}^3 \cdot K$, температурный диапазон измерения – от -125 до $400^\circ C$ с температурным интервалом $25^\circ C$.

Модификации требовала также методика работы на аналогичном заводском приборе ИТ-λ-400 для определения коэффициента теплопроводности. Экспериментальные данные по теплофизическим свойствам пород в широком спектре отрицательных температур до $-120^\circ C$ приведены в п. 4.3.3.

Для изучения температурных деформаций мерзлых пород в широком диапазоне отрицательных температур использовался специальный низкотемпературный dilatометр японской фирмы Sinky-Rico марки DL-150LS, предназначенный для измерения коэффициента линейного расширения материалов [Ершов и др., 2001]. Рабочий температурный диапазон измерений составлял от -190° до -20°C , и он реализовывался в основном в режиме монотонного и ступенчатого нагревания.

Испытанию подвергались образцы нарушенного сложения различной дисперсности и минерального состава. Глинистые пасты готовились из породы, которая была растерта и просеяна через сито с фиксированным диаметром ячеек. Затем она увлажнялась дистиллированной водой до текучей консистенции, уплотнялась в специальных формах до консолидации под нагрузкой 0,2 МПа, после чего из уплотненного брикета вырезались образцы необходимой формы. Песок укладывался в специальный цилиндр и снизу насыщался дистиллированной водой. Приготовленные таким образом, влагонасыщенные образцы пород помещались в холодильную камеру, где промораживались в течение суток при температуре -20°C . Это обеспечивало образование массивной криогенной текстуры. Образцы льда готовились в цилиндрических кассетах в эксикаторе, установленном в холодильной камере. Сначала из воды в течение 3–4 ч при комнатной температуре удалялся воздух (в условиях пониженного давления), до прекращения новообразования пузырьков. Затем вода медленно охлаждалась до температуры -4°C (образование шуги). После этого температура понижалась еще на 3– 4°C , а затем образцы льда освобождались от цилиндров, и для испытания отбирались лишь те из них, которые при визуальном осмотре были прозрачными и не имели воздушных включений и трещин.

3.2.2. Особенности механизма, кинетики и термодинамического описания процессов фазовых переходов и переноса H_2O в марсианских условиях

Исходя из термодинамических представлений, в приповерхностных слоях может стабильно существовать твердая фаза H_2O в модификации лед I и жидкая фаза H_2O как химически связанная (первые проценты по массе) и адсорбционно-связанная (доли процента по массе). Свободная вода может существовать на поверхности Марса при давлениях выше 6 мбар, которое имеет место на пониженных участках, впадинах при температурах выше 0°C (наиболее характерны экваториальные районы), естественно только в крайне непродолжительные отрезки времени. Однако в массиве пород возможно наличие определенного количества жидкой фазы. Такая точка зрения согласуется также с гипотезой о наличии в недрах Марса высокоминерализованных солевых растворов хлоридно-магнезимального состава, замерзающих при относительно низких температурах.

Термодинамика процессов фазовых переходов воды и водных рассолов

На рисунке 3-14 приведена фазовая диаграмма для H_2O в свободном объеме и капиллярно-пористой структуре пород. Линия ОА обозначает кривую кипения – конденсации, линия ОВ – кривую возгонки (сублимации) – абликации, линия ОС – кривую плавления – кристаллизации льда I в свободном объеме. Линия ОС делит диаграмму на две области: область льда (левая часть) и область воды (правая часть).

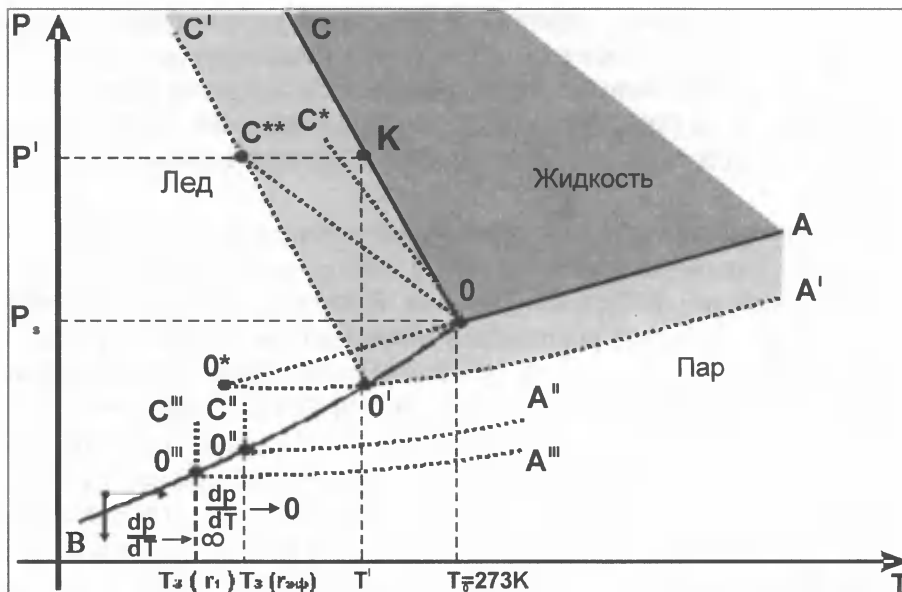


Рис. 3-14. P - T -диаграмма для фаз H_2O в свободном объеме и объеме пород [Комаров, 2003]

При переходе через эту кривую, которая описывает зависимость давления от температуры, происходит плавление льда или замерзание свободной воды. Тангенс угла наклона к кривым фазового равновесия «объемный лед – вода», «вода–пар», «лед–пар» рассчитывается по уравнению Клапейрона–Клаузиуса:

$$dP/dT = L/T(v_g - v_l) = dH/T(v_g - v_l), (S_g - S_l)T = dH, \quad (3.4)$$

где P – давление; v_g, v_l – удельный объем воды и льда, соответственно (для фазового перехода «водяной пар – лед» вместо v_g используется величина v_n – удельный объем водяного пара); S_g, S_l – энтропия воды и льда, соответственно; H – энтальпия (теплосодержание) льда, или воды, или водяного пара; L – теплота фазового перехода (сублимации, или испарения, или плавления).

Для равновесия «вода–лед» тангенс угла наклона к кривой ОС составляет примерно $dP/dT \approx 133,3$ атм/град, то есть избыточное давление в одну атмосферу понижает температуру замерзания на $0,0075^\circ\text{C}$. Эффект понижения температуры обусловлен тем, что объемная вода, в отличие от всех других жидкостей, – аномальная жидкость (наряду с еще несколькими исключениями: висмут, чугун), у которой плотность в жидкой фазе выше, чем в твердой ($v_g - v_l < 0$). Тангенсы угла наклона к кривым равновесия «вода–пар» (ОА) и «лед–пар» (ОВ) имеют положительный знак ($v_n - v_l > 0, v_g - v_l > 0$). То есть при реализации этих равновесий вода ведет себя как нормальная жидкость.

На фазовой диаграмме для H_2O (см. рис. 3-14) линия ОВ обозначает кривую сублимации льда в объеме, делящую диаграмму на две области: нижнюю – область пара и верхнюю – область льда. В сравнительной планетологии, физике и других науках под сублимацией понимается переход из твердого состояния в газообразное, минуя жидкое. Иными словами, суб-

лимация равнозначна возгонке. В метеорологии, гляциологии термином «сублимация» обозначается обратный процесс – кристаллизации паров, то есть процесс, обычно называемый аблимацией (десублимацией). Мы придерживаемся первой трактовки этих терминов. В таком контексте эти два термина расшифрованы нами в «Горной энциклопедии» [Комаров, 1985, 1987].

При переходе через кривую ОВ, которая описывает зависимость насыщенного водяного пара от температуры, обусловленном понижением температуры или давления, происходит сублимация льда. Тангенс угла наклона к кривой фазового равновесия «объемный лед – пар» рассчитывается по уравнению (3.4). В таблице 3-2 приведены основные термодинамические

Таблица 3-2

Термодинамические свойства льда I и водяного пара [Мухачев и др., 1956]

	Давление P , кгс/см ² *	Лед $v_n \cdot 10^3$, м ³ /кг	Пар v_n , м ³ /кг	Лед H_n , кДж/кг	Пар H_n , кДж/кг	Лед S_n , кДж/кг К	Пар S_n , кДж/кг К
Вода 0°С	$6,228 \cdot 10^{-3}$	1,00	206,3	0,00	2496,71	0,0000	9,1396
Лед 0° С	$6,228 \cdot 10^{-3}$	1,091	206,3	333,02	2454,91	-1,2189	9,1396
-5	$4,094 \cdot 10^{-3}$	1,090	308,2	343,43	2487,56	-1,2573	9,2997
-10	$2,648 \cdot 10^{-3}$	1,089	467,5	353,63	2478,36	-1,2962	9,4656
-15	$1,864 \cdot 10^{-3}$	1,088	721,0	363,70	2469,13	-1,3347	9,6387
-20	$1,052 \cdot 10^{-3}$	1,087	$1,132 \cdot 10^3$	373,57	2459,89	-1,3731	9,8192
-25	$6,447 \cdot 10^{-4}$	1,086	$1,811 \cdot 10^3$	383,22	2450,69	-1,4116	10,0078
-30	$3,873 \cdot 10^{-4}$	1,086	$2,954 \cdot 10^3$	392,75	2441,45	-1,4505	10,2051
-35	$2,277 \cdot 10^{-4}$	1,085	$4,921 \cdot 10^3$	402,03	2432,22	-1,4889	10,4115
-40	$1,308 \cdot 10^{-4}$	1,084	$8,384 \cdot 10^3$	411,14	2422,98	-1,5278	10,6277
-45	$7,340 \cdot 10^{-5}$	1,083	$1,462 \cdot 10^4$	420,09	2413,74	-1,5667	10,8542
-50	$4,012 \cdot 10^{-5}$	1,083	$2,617 \cdot 10^4$	428,87	2404,50	-1,6055	11,0916
-55	$2,134 \cdot 10^{-5}$	1,082	$4,810 \cdot 10^4$	437,48	2395,27	-1,6444	11,3408
-60	$1,102 \cdot 10^{-5}$	1,081	$9,102 \cdot 10^4$	445,88	2386,03	-1,6837	11,6024
-65	$5,513 \cdot 10^{-6}$	1,080	$1,777 \cdot 10^5$	454,12	2376,79	-1,7226	11,8775
-70	$2,667 \cdot 10^{-6}$	1,080	$3,584 \cdot 10^5$	462,14	2367,55	-3,0155	12,1671
-75	$1,244 \cdot 10^{-6}$	1,079	$7,497 \cdot 10^5$	470,00	2358,31	-2,2187	12,4723
-80	$5,580 \cdot 10^{-7}$	1,078	$1,629 \cdot 10^6$	477,69	2349,08	-1,8400	12,7946
-85	$2,400 \cdot 10^{-7}$	1,078	$3,690 \cdot 10^6$	485,17	2339,84	-1,8793	13,1348
-90	$9,864 \cdot 10^{-8}$	1,077	$8,740 \cdot 10^6$	488,31	2330,60	-1,9186	13,4947
-95	$3,858 \cdot 10^{-8}$	1,076	$2,173 \cdot 10^7$	499,64	2321,36	-1,9583	13,8759
-100	$1,430 \cdot 10^{-8}$	1,076	$5,709 \cdot 10^7$	506,20	2312,17	-1,9980	14,2806
-105	$5,006 \cdot 10^{-9}$	1,075	$1,581 \cdot 10^8$	513,43	2302,93	-2,0378	14,7103

* $1 \text{ кгс/см}^2 = 0,968 \text{ атм} = 9,81 \cdot 10^4 \text{ Па} = 0,981 \text{ бар} = 735 \text{ мм рт. ст.} = 10000 \text{ мм вод. ст.}$

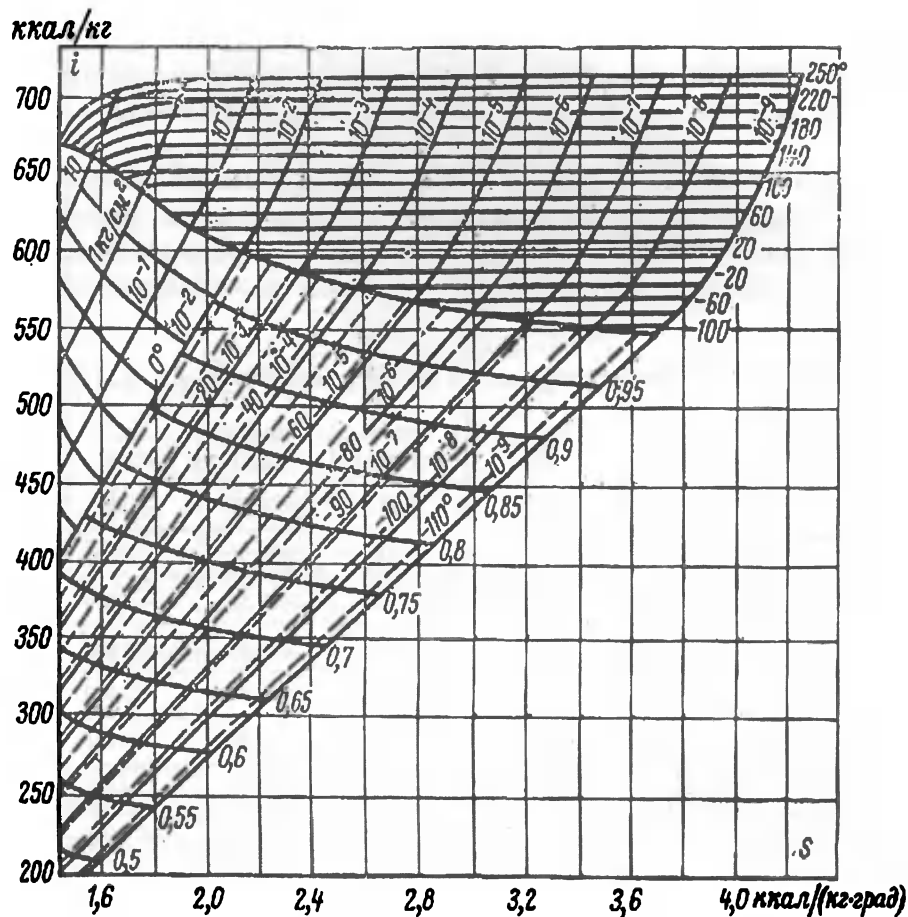


Рис. 3-15. I-S диаграмма для водяного пара в диапазоне низких температур и давлений

свойства льда и водяного пара, а на рисунке 3-15 представлена диаграмма «энтальпия–энтропия» для водяного пара в диапазоне низких температур и давлений.

Согласно фазовой диаграмме вода в свободном объеме может существовать при температуре и давлении выше тройной точки О (см. рис. 3-14), но ниже температуры соответствующей точке кипения. Максимальная величина давления на поверхности Марса не превышает 12 мбар, а средняя составляет около 6 мбар. Согласно фазовой диаграмме максимальная температура кипения воды составляет 281,15K (8°C), а средняя близка к температуре в тройной точке.

В земных условиях вода при атмосферном давлении замерзает при 0°C, а кипит при 100°C (для равнинных районов). Упругость водяных паров при 0°C составляет величину $P_s = 6,228 \cdot 10^{-3}$ атм. Это примерно в 160 раз меньше, чем атмосферное давление $P_{об}$, поскольку общее давление парогазовой среды $P_{об}$ по закону Дальтона равно сумме парциальных давлений водяных паров P_s и воздуха P_a , т.е. $P_{об} = P_s + P_a$.

В марсианских условиях при средней температуре планеты -60°C упругость водяных паров $P_s = 1,1 \cdot 10^{-5}$ атм. (см. табл. 3-2), что примерно в 500 раз меньше, чем общее давление в

газовой среде $P_{об}$, в которой преобладает CO_2 . Строго говоря, закон Дальтона применим для модели идеальной газовой смеси, для которой коэффициент сжимаемости $z_{см}$, характеризующий степень идеальности $z_{см}$, ≈ 1 . Величина $z_{см}$ определяется, по значениям критических

параметров смеси, которые находятся из соотношений: $T_{кр, см} = \sum_{i=1}^n m_i T_{кри}$ и $P_{кр, см} = \sum_{i=1}^n m_i P_{кри}$.

Здесь m_i – мольные концентрации составляющих смеси; $T_{кр, см}$, $P_{кр, см}$ – критические параметры соответствующих компонентов. Для земных условий уравнение Дальтона выполняется удовлетворительно.

В земных условиях сублимация льда H_2O имеет место при отрицательных температурах паровоздушной среды за счет разности парциальных давлений пара над льдом и в среде. Максимальная величина давления насыщенных паров над льдом равна $P_s = 4,56$ мм рт. ст. $= 6,228 \cdot 10^{-3}$ атм. $= 6,09$ мбар (при $T_o = 273K$), а парциальное давление паров в воздухе составляет $P_{cp} = \varphi P_s$, где φ – относительная влажность воздуха. Даже для аридных областей интенсивность сублимации относительно невелика. На реализацию процесса не требуется больших энергозатрат, и поэтому разница температур между средой и поверхностью льда, обусловленная процессом сублимации, будет минимальна. В силу этого процесс реализуется в условиях, близких к изотермическим, а величина производной dP/dT будет в пределе стремиться к $dP/dT \rightarrow \infty$ (см. рис. 3-14). Когда процесс сублимации происходит в условиях разрежения среды, что характерно для Марса, где P_s при средней температуре планеты ($T = 213K$) составляет $P_s = 1,1 \cdot 10^{-5}$ атм. $= 0,008$ мм рт. ст., то разница парциальных давлений паров над льдом и средой по абсолютной величине мала. В то время как интенсивность процесса, а, следовательно, энергозатраты и соответствующий перепад температур велики, процесс реализуется в условиях, близких к изобарическим (в пределе $dP/dT \rightarrow 0$).

Вода, находящаяся в капиллярно-пористой структуре дисперсных пород, в отличие от свободной, начинает замерзать при температуре ниже $0^\circ C$. При этом ее небольшое количество сохраняется даже при низких отрицательных температурах характерных для марсианских условий. С позиций термодинамики понижение температуры замерзания можно связать со смещением тройной точки $O-O'$ (см. рис. 3-14) по линии равновесия OB . В соответствии с этой трактовкой давление над обеими равновесно сосуществующими фазами «вода–лед–пар» должно быть понижено по сравнению с атмосферным, т.е. величина парциального давления насыщенных водяных паров $P_s < 4,56$ мм рт. ст. Новое положение тройной точки O' находится на пересечении кривой сублимации OB с кривой равновесия «незамерзшая вода – пар» $O'A'$, полученной из кривой, соответствующей равновесию свободной воды (OA), умноженной на коэффициент, соответствующий величине активности a (P/P_s) (стандартное состояние – лед). В случае, если за стандартное состояние выбрана жидкая фаза, новое положение тройной точки O^* будет находиться на пересечении кривой $O'A'$ с кривой переохлажденной воды O^*O' (метастабильное равновесие). Понижение температуры замерзания $\theta = T_o - T_z$ при постоянном давлении в фазах тогда равно разности температур между новым и старым положениями тройной точки, которое зависит от наиболее вероятного радиуса r_s (по дифференциальной кривой распределения пор) для данной породы. Очевидно, что чем величина этого радиуса меньше, тем ниже температура замерзания воды в породе. Такая интерпретация фазового равновесия влаги в породе будет приемлема, если в ее порах находится лед I и поверхность раздела «лед–пар» не влияет на кривую сублимации OB . Относительно первой предпосылки – она применима для условий Марса, а вторая связана с влиянием размеров кристаллов льда. Следует отметить, что в земных условиях скорости замерзания таковы, что существует тенденция к образованию

сравнительно больших кристаллов и линз льда, и, следовательно, можно пренебречь влиянием кривизны поверхности «лед–пар». Для марсианских условий, где скорости промерзания существенно выше, а температуры, при которых происходят фазовые переходы, значительно ниже, применимость второй предпосылки проблематична.

В целом проблемы интерпретации экспериментальных данных по замерзанию пород с позиций термодинамики рассмотрены нами в работе [Комаров, 2003]. Согласно, развиваемым положениям решить удовлетворительно вопрос о фазовом равновесии влаги в породах различного состава только при использовании для описания уравнения (3.1) не представляется возможным. Для этого целесообразно использовать также и обобщенное уравнение Клапейрона–Клаузиуса, выведенное в предположении, что давления в фазах влаги при равновесии не равны:

$$L \frac{\partial T}{T} + \nu_l \cdot \partial P_l - \nu_g \partial P_g = 0, \quad (3.5)$$

где P_l, P_g – давление на фазы льда и воды, соответственно.

В этом случае с учетом спектра полученных экспериментальным и расчетным путем зависимостей теплоты фазового перехода от влажности W дисперсных пород $L=f(W)$ величина $dP/dT \approx 12,0 \div 16,7$ атм./град. Для низкотемпературных условий Марса целесообразно учитывать определенное уменьшение величин теплоты кристаллизации влаги (плавления льда) L с понижением температуры (табл. 3-3). Таким образом, для супесчаных и суглинистых пород с различной степенью влагонасыщенности характерен спектр значений производной dP/dT , наличие которого лучше отражает конкретику замерзания влаги в порах дисперсных пород различного гранулометрического и минерального состава. Качественно это иллюстрируется смещением линии ОС в новые положения ОС* и ОС** (см. рис. 3-14).

В силу существенной трещиноватости верхних горизонтов Марса представляется, что для описания фазового равновесия H_2O в породе целесообразно пользоваться уравнением (3.5). Теплота сублимации льда L_s также уменьшается с понижением температуры, однако в значительно меньшей степени (рис. 3-16, вклейка).

Обобщенное уравнение Клапейрона–Клаузиуса позволяет только качественно оценить направление процесса, поскольку для условий равновесия объемных фаз воды при фазовых пре-

Таблица 3-3

Физические свойства переохлажденной воды

По данным [Голубев, 1999]						Значение теплоты кристаллизации по данным разных авторов [Комаров, 2003], кДж/кг		
температура, °С	плотность, кг/см ³	теплоемкость, кДж/кгК	коэффициент самодиффузии, $\times 10^{-3}$ м/с	коэффициент вязкости, $\times 10^{-3}$ Па·с	поверхностное натяжение, $\times 10^3$ н/м			
0	999,6	4,16	1,051	1,80	75,6	333,7	333,35	333,7
-10	998,4	4,27	0,683	2,60	77,1	268,3	311,68	305,6
-20	993,2	4,45	0,401	4,36	79,1	208,8	288,47	277,8
-30	983,0	4,90	0,200	10,2	–	153,4	263,42	261,1
-35	975,4	5,40	0,120	18,7	–	123,7	250,11	250,0
-40	964,0	6,40	0,075	–	83,9	–	236,23	238,9

вращениях, протекающих в условиях постоянства температуры, когда $dT \rightarrow 0$ и практически постоянных v_n и v_e , (3.5) переходит в соотношение:

$$\left[\frac{\partial P_e}{\partial P_n} \right]_T = \frac{v_n}{v_e}. \quad (3.6)$$

Соотношение (3.3) указывает, что увеличение (уменьшение) давления на одну из фаз, находящихся в равновесии, приводит к повышению (понижению) давления в другой фазе. В работе [Комаров, 2003] нами дан термодинамический анализ влияния изменения давления на породы с разной степенью водо-льдонасыщения. Так, для влагонасыщенных пород в условиях протекания процесса в закрытой системе (без подтока влаги) повышение давления на одну из фаз приводит к такому его перераспределению, что суммарный эффект уменьшается более чем в десять раз. В открытой системе это не реализуется, повышение давления приводит к пропорциональному изменению давления в фазах.

В силу того, что приповерхностные горизонты Марса сложены сильнотрещиноватыми и сильно раздробленными базальтами и андезитами при наличии H_2O в жидкой и твердой фазе, более адекватным реальной картине протекания процессом будет модель *невлаго-льдонасыщенных* пород. Тогда понижение температуры замерзания трактуется как смещение тройной точки по равновесной кривой «лед–пар». Оценку изменения величины химического потенциала льда μ при изменении общего давления газовой среды $P_{об}$ на него можно получить непосредственно из уравнения Пойнтинга, которое для данного случая запишется в виде $dP_{об}/dP_n = v_n/v_e$. При условии, что водяной пар подчиняется законам идеального газа ($z \approx 1$), а величина v_n не зависит от давления, проинтегрируем модифицированное соотношение (3.6) в пределах изменения общего давления от $P_{об}$ до P_s , а упругости пара P_n до P_s . Получим выражение:

$$\mu = RT \ln \frac{P_n}{P_s} = v_n(P_{об} - P_s) \quad \text{при условии } P_{об} \gg P_s \text{ равно } \frac{P_n}{P_s} = \exp\left(\frac{P_{об}}{\rho_n RT}\right). \quad (3.7)$$

Для земных условий неравенство $P_{об} \gg P_s$ выполняется всегда, даже в высокогорьях. Применительно к Марсу для его высоких широт, в которых, в первую очередь, фиксируются проявления криогенных процессов, нарушение неравенства $P_{об} \gg P_s$ будет реализовано только в летний период в суточных циклах температур, когда дневные температуры близки к нулю или имеют положительные значения. Уравнение (3.7), характеризующее изменение величины химического потенциала μ от величины нагрузки на лед и температуры, графически представлено на рисунке 3-17. Отрицательное давление (разрежение) соответствует растягивающим силам, а положительное – сжимающим. Как видно из иллюстрации соотношения (3.7) влияние давления при разных отрицательных температурах начинает существенно сказываться после достижения величины давлений $P_{об} \pm 5,0$ МПа, а понижение температуры вызывает незначительное увеличение P/P_s во всем указанном диапазоне. Для льда, находящегося в порых, верхней границей применимости (3.7) являются давления 2000 атм. (например, бытовое давление выше лежащих толщ), выше которых лед I существовать не может.

На Марсе существенную роль может играть процесс сублимации CO_2 . Фазовая диаграмма приведена на рисунке 3-18. Тройная точка для углекислоты соответствует температуре 216,55K и давлению 5,2 бар (0,523 МПа). Для смешанной атмосферы термодинамические параметры охарактеризованы в работе [Wagner et al., 2000]. В условиях Марса могут существовать не только самостоятельные фазы H_2O и CO_2 , но и продукты их взаимодействия, в частности, га-

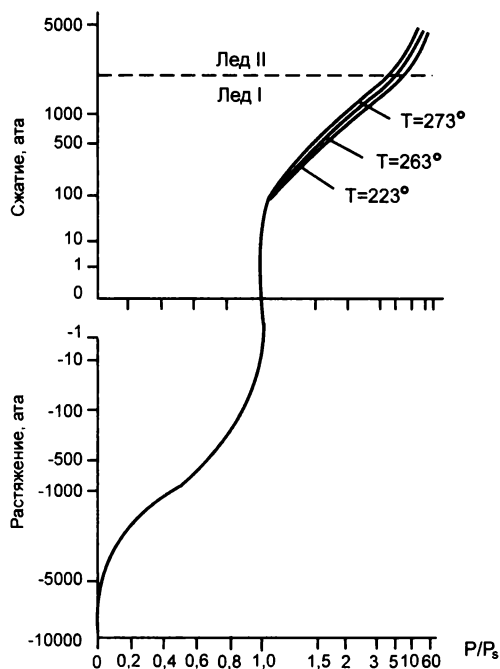


Рис. 3-17. Зависимость величины P/P_s от давления и температуры

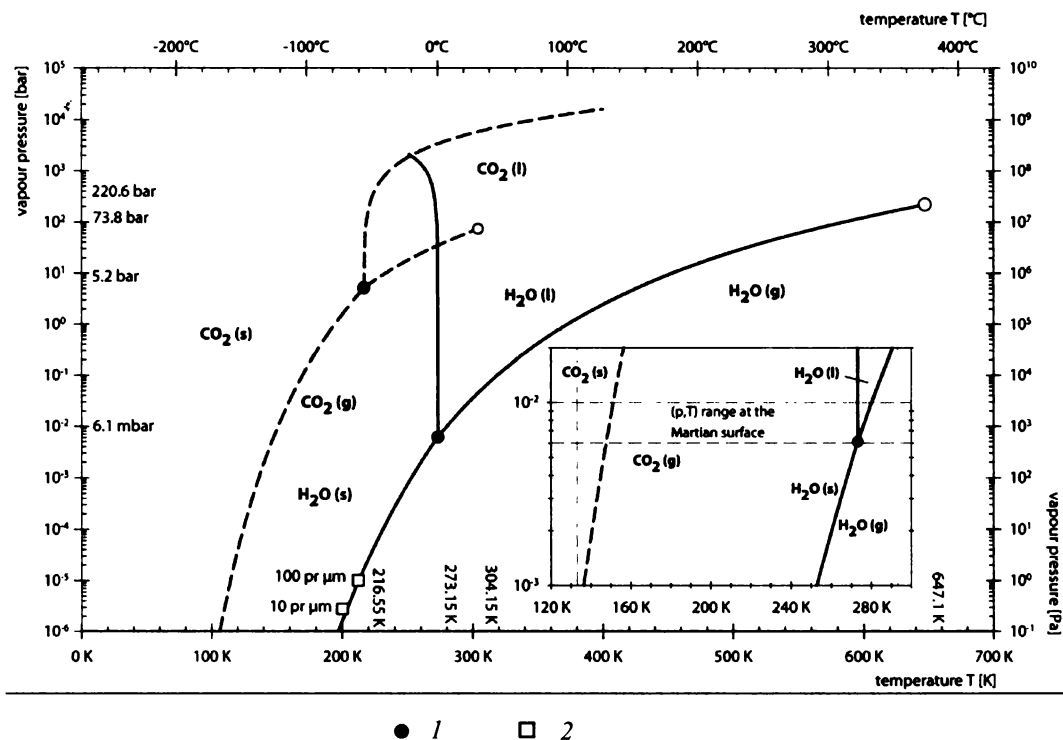


Рис. 3-18. P - T -диаграмма для H_2O и CO_2 [ChemicaLogic, 1999]

1 – тройные точки для воды и углекислоты; 2 – критические точки для воды и углекислоты

зогидраты. Так, используя данные по фазовой диаграмме в системе « H_2O – CO_2 », приведенные в работе [Алехин и др., 1973], Р.О. Кузьминым была обоснована возможность существования на Марсе горизонтов газгидратов $CO_2 \cdot 6H_2O$ [Кузьмин, 1983].

Механизм и кинетика фазовых превращений «вода–лед–водяной пар»

Специфика марсианских условий по сравнению с земными предполагает, что фазовые превращения реализуются в условиях низких температур, существенного разрежения атмосферы и меньшей величины гравитационной постоянной. В этом случае возрастает роль поверхностных явлений и конвективных течений, которые индуцированы термокапиллярным и концентрационно-капиллярным эффектами; роль естественной конвекции снижается; изменяются границы устойчивости плоского фронта промерзания по отношению к возмущениям, обусловленным тепловыми, гидродинамическими и диффузионными процессами переноса.

Процесс кристаллизации в земных условиях связан со сложными взаимодействиями процессов переноса тепла и влаги. Как известно, процесс кристаллизации начинается через зарождение и рост центров новой фазы, которые превышают критический радиус зародыша. На него существенно влияет влагоперенос, в результате чего вблизи центров образования новой фазы условия миграции могут в сильнейшей степени «возмущаться» и результирующий поток влаги формируется под влиянием разнородных тенденций: с одной стороны, стремления к возникновению и развитию ледяного зародыша, что обусловлено энергетическими соображениями, а с другой, стремления к нормальной диффузии, направленной на выравнивание концентрации влаги в породе. Кристаллизация влаги приводит и к возникновению напряжений, которые изменяют морфологию и характер результирующей структуры порового льда. Чисто диффузионное описание влагопереноса справедливо на поздних стадиях процесса, когда ледяное образование значительно больше критического радиуса зародыша и поля напряжений, создаваемые возникающими при росте дислокациями, вносят в процесс диффузии малые возмущения.

Усиление роли таких поверхностных явлений, как поверхностное натяжение, изменение радиуса кривизны, оказывает существенное влияние на процессы зарождения и развития зародышей кристаллической фазы. При этом также возрастает влияние эффекта переохлаждения на фронте промерзания. Детальные экспериментальные исследования микроскопической картины зарождения и развития ледяных кристаллов при промерзании тонкодисперсных пород показывают, что образование макроскопических кристаллов льда происходит при температуре несколько ниже температуры замерзания, и четко фиксируется отставание фронта льдовыделения от положения изотермы температуры замерзания [Основы геокриологии..., 1996]. Это указывает на то, что при более углубленном количественном описании необходимо учитывать собственно кинетику фазовых превращений, то есть скорость зарождения и роста кристаллов льда. Таким образом, вблизи изотермы температуры замерзания фиксируется зона, в которой происходят структурообразовательные процессы. Экспериментальные данные [Гречишев и др., 1981] показывают, что величина переохлаждения в глинах колеблется в пределах 0,1–0,35°C, завися от скорости промерзания.

В марсианских условиях процесс будет характеризоваться большей скоростью охлаждения и значительно меньшей гравитационной постоянной и, следовательно, более глубоким переохлаждением относительно температуры фазового перехода. Это связано с тем, что темп перестройки структуры оказывается ниже скорости отвода тепла. С эффектом переохлаждения связывается и явление потери устойчивости поверхностной (фронтальной) формы фазового перехода. Поверхностная плоская поверхность раздела фаз сохраняет устойчивость только до некоторых критических значений скорости продвижения границы (фронта) макроскопического льдовыделения v и градиента температуры G вблизи этой границы в направлении жидкой фазы (рис. 3-19). При этом температура на границе образования кристаллов t и степень пере-

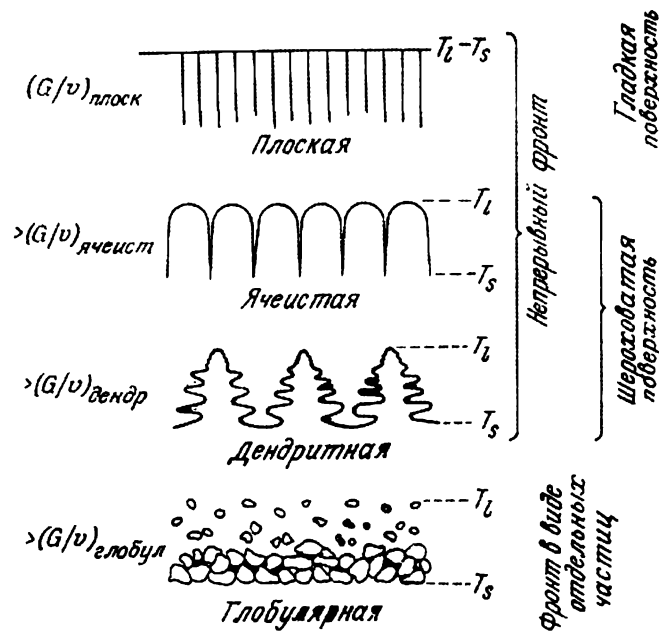


Рис. 3-19. Типы фронтов затвердевания [Космическое материаловедение, 1989]

охлаждения $\Delta t = t_f - t_s$ относительно температуры на фронте t_s в ходе процесса меняются. Для нормального механизма роста кристаллов эту связь упрощенно можно выразить через кинетическое выражение вида $v = \kappa \Delta t$, где κ – кинетический коэффициент, характеризующий фазовый обмен между твердой (льдом) и жидкой фазой (вода). Это означает, что величина t_f является функцией процесса и зависит в первую очередь от соотношения скорости промерзания и интенсивности теплоотвода, определяемого градиентом температуры.

Решающее влияние на условия захвата частиц оказывает взаимодействие границы раздела твердой и жидкой фаз с одиночными частицами. Различным морфологиям соответствуют различные значения G/v , уменьшающиеся при переходе от плоского фронта к глобулярному. Тенденция к снижению пересыщения или связанного с ним концентрационного переохлаждения вблизи фронта затвердевания приводит к увеличению поверхности кристалла и потере устойчивости. При этом образуется ячеистая или дендритная структура, а также ледяные линзы, имеющие вид отдельных единичных образований или цепочек, щеток. Любая выступающая часть плоского фронта, попадая в область большего переохлаждения, растет быстрее, чем плоский фронт, в результате чего фронт кристаллизации теряет устойчивость. Потери устойчивости плоского фронта может и не происходить, если скорость роста небольшого появляющегося выступа ниже скорости роста самого фронта, и тогда через некоторое время выступ «рассасывается».

В процессе промерзания у развивающихся кристаллов льда начинают проявляться поверхностные эффекты, связанные с влиянием поверхностного натяжения и изменяющегося радиуса кривизны. Анализ проблемы и используемые предпосылки рассмотрены нами в работе [Комаров, 2003]. В частности, при предположении, что влияние изменения кривизны при плавлении кристаллов в условиях диффузионного переноса можно учесть путем формального использования кинетического уравнения 1-го порядка при предпосылке, что кристаллическое образование в процессе плавления не меняет свою сферическую форму, выделяются два

предельных случая. Первый, когда лимитирующим фактором в процессе выступает диффузия $\psi \gg D$ (ψ – коэффициент, характеризующий кинетику плавления твердой фазы, D – коэффициент диффузии); второй, когда процесс определяют поверхностные эффекты, связанные с изменением кривизны поверхности раздела ($D \gg \psi$). Поверхностные эффекты замедляют интенсивность плавления сферического образования тем интенсивнее, чем меньше величина параметра $J = (\psi/D)R_o$, где R_o – величина начального радиуса кристаллического ледяного образования. Аналогичная ситуация возникает при выделении фазы в процессе замерзания (кристаллизации). Поверхностные эффекты также будут играть существенную роль, но уже на начальных этапах процесса. По мере его протекания радиус кривизны у выделений новой фазы возрастает и при достижении определенных значений интенсивности процесса уже целиком контролируется и определяется диффузией. Для этой задачи начальным значением радиуса R_o будет являться R_k – величина критического радиуса зародыша.

Учет поверхностного натяжения прежде всего важен при расчете скорости образования новой фазы или растворения кристаллов малых размеров. В этом случае движущая сила процесса зависит от величины поверхностного натяжения. Влияние поверхностного натяжения на кинетику процесса плавления (образования) увеличивается с ростом величины коэффициента поверхностного натяжения и понижением температуры. Причем степень этого влияния зависит также от начального размера фазы. Что касается энергетической стороны процесса, то для малых центров поверхностное натяжение затрудняет процесс роста кристаллов, смещая температуру равновесия фаз в область более низких температур.

В земных условиях процесс иссушения в области отрицательных температур, сопровождающийся фазовыми переходами «лед–пар» и «вода–пар», реализуется тремя механизмами: 1) если порода практически не содержит влаги в жидкой фазе (незамерзшей воды в порах дисперсных пород), то происходит только сублимация льда; 2) если температура парогазовой среды, при которой происходит процесс иссушения, выше температуры замерзания влаги или поровых растворов $T_o > T_z$ (условно породу можно представить моделью «скелет – капиллярно-пористое пространство», где T_z – температура замерзания эквивалентного радиуса $r_{экв}$ пор), то такой процесс можно интерпретировать как десорбцию охлажденных пород (см. рис. 3-14); 3) если температура, при которой происходит процесс иссушения, ниже температуры замерзания $T < T_z < T_o$ и присутствует незамерзшая вода, то одновременно происходят процессы сублимации льда в порах с радиусом $r > r_{экв}$ и испарения незамерзшей воды в порах с радиусом $r < r_{экв}$.

Процесс реализуется в двух формах. Первая характерна для пород, у которых устойчивой формой фазового перехода является поверхностная форма, а для второй отличительным признаком является наличие зоны фазовых переходов (фазовый переход происходит в объеме пород). Для земных условий иссушения дисперсных пород характерна неустойчивость поверхностной (фронтальной) формы этого фазового перехода и ее переход в устойчивую зональную форму. На наш взгляд, это связано, с проявляющимся в области высоких отрицательных температур влиянием капиллярности. В этом диапазоне включаются в работу мениски жидкости в порах с радиусом $r \geq 10^{-5}$ см. Если в дисперсной породе преобладают радиусы с размерами $r \geq 10^{-5}$ см, то сублимация льда в этом случае происходит с ярко выраженного фронта, например, в отмытых кварцевых песках. В тонкодисперсных породах преобладающими являются капилляры размером $r < 10^{-5}$ см, и поэтому в процессе их обезвоживания из-за влияния различной кривизны поверхностей раздела незамерзшей воды со льдом и паром может образовываться зона фазового перехода [Ершов и др., 1975].

На Марсе причиной, которая может вызвать неустойчивость поверхностной формы процессов сублимации льда и перехода в зональную форму, является проявляющийся в условиях

высокой интенсивности процесса объемный характер испарения самого льда. Такой характер, фиксируемый микрофотографическим путем, был даже присущ процессу сублимации объемного льда в атмосферных условиях, однако размер углублений во льду был минимален, и наблюдалась тенденция стабилизации развития поверхности сублимации во времени. Это связано с тем, что в условиях, когда процесс контролируется влагопереносом и градиенты температур минимальны, на поверхности льда должны преобладать образования с плавными округлыми краями, так как наиболее вероятным актом сублимации является отрыв молекул с различных выступов и неоднородностей. Другими словами, наиболее вероятная конфигурация та, которая обладает минимумом потенциальной энергии. Исследователи, изучающие процесс сублимации льда и различных материалов (нафталина и др.) в вакууме при радиационном теплоподводе, отмечают наличие на испаряющей поверхности чрезвычайно развитой пористости [Лыков, 1968]. В этом случае, наиболее вероятными должны быть формы льда, у которых отношение поверхности к объему максимально, а, следовательно, наиболее устойчивой формой процесса является форма, которая приводит к созданию развитой зоны сублимации. Причина неустойчивости поверхностной формы процесса, по-видимому, связана с влиянием различного рода неоднородностей структуры льда и температурными напряжениями, возникающими при реализации такого высокоинтенсивного процесса, как иссушение в условиях сильного разрежения.

Механизм и кинетика переноса тепла и массы

Сублимация льда H_2O и CO_2 сопровождается отводом образующихся паров в газовую среду или непосредственно с открытой поверхности, или через слой пород. При моделировании процессов переноса массы в парообразной фазе одним из ключевых вопросов является выбор метода их описания. Так, уравнение диффузионного типа может быть использовано в случае, когда парогазовая среда рассматривается как сплошная среда, то есть когда длина свободного пробега молекул диффундирующего вещества l_{cr} , в данном случае водяного пара или углекислого газа, много меньше характерных линейных размеров области ψ , в которой происходит этот перенос. В основу описания течения разреженных газов положена классификация по значениям числа Кнудсена Kn , определяемого как $Kn = l_{cr} / \psi$. Для конденсированных фаз H_2O и CO_2 (жидкость и лед) дискретность структуры обычно во внимание не принимается, то есть они рассматриваются как сплошные среды. Для парогазовой среды, находящейся в порах, правомерность такого макроскопического понимания ограничена требованием, чтобы l_{cr} была мала по сравнению с радиусом капилляра или пор r , то есть $Kn \ll 1$. Для течения в капиллярах выделяются следующие режимы: $Kn > 2$ – свободномолекулярное течение, которое характеризуется тем, что столкновения молекул водяного пара со стенкой капилляра преобладают над межмолекулярными столкновениями; $Kn < 0,1$ – континуальное течение, при котором имеет место противоположная тенденция. В первом случае процессы переноса описываются уравнениями кинетической теории газов, во втором – с помощью уравнения диффузии, а для переходного режима $2 > Kn > 0,1$ может быть использовано и то, и другое в зависимости от специфики физической картины и способов находжений кинетических параметров.

В земных условиях при отрицательной температуре длина свободного пробега молекулы водяного пара, находящегося при давлении 760 мм. рт. ст., составляет $3 \cdot 10^{-6} - 4 \cdot 10^{-6}$ см, а радиусы капилляров и пор в естественных грунтах колеблются от значений 10^{-6} см в тонкодисперсных породах до 10^{-1} см в песках. Если учитывать, что ультракапилляры суглинистых пород $R \leq 10^{-5}$ см, в которых соударения молекул пара со стенками капилляров могут доминировать, заняты незамерзшей водой, то процессы переноса парообразной фазы воды могут описывать-

Таблица 3-4

Длина свободного пробега различных газов в зависимости от термобарических условий

Термобарические условия		Газ					
давление P , мм рт. ст.	температура, К	водяной пар		азот		углекислый газ	
		η , пз*	l , см	η , пз*	l , см	η , пз*	l , см
760	273	$0,92 \cdot 10^{-4}$	$4,0 \cdot 10^{-6}$	$1,65 \cdot 10^{-4}$	$5,8 \cdot 10^{-6}$	$1,38 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$
	213	$0,65 \cdot 10^{-4}$	$2,8 \cdot 10^{-6}$	$1,35 \cdot 10^{-4}$	$4,2 \cdot 10^{-6}$	$1,1 \cdot 10^{-4}$	$2,7 \cdot 10^{-6}$
	200	$0,61 \cdot 10^{-4}$	$2,4 \cdot 10^{-6}$	$1,29 \cdot 10^{-4}$	$3,9 \cdot 10^{-6}$	$1,02 \cdot 10^{-4}$	$2,5 \cdot 10^{-6}$
	173	$0,55 \cdot 10^{-4}$	$1,9 \cdot 10^{-6}$	$1,15 \cdot 10^{-4}$	$3,2 \cdot 10^{-6}$	—	—
10	273	—	$3,1 \cdot 10^{-4}$	—	$4,4 \cdot 10^{-4}$	—	$3,0 \cdot 10^{-4}$
	213	—	$2,2 \cdot 10^{-4}$	—	$3,2 \cdot 10^{-4}$	—	$2,1 \cdot 10^{-4}$
4,6	273	—	$6,7 \cdot 10^{-4}$	—	$9,6 \cdot 10^{-4}$	—	$6,4 \cdot 10^{-4}$
	213	—	$4,7 \cdot 10^{-4}$	—	$7,0 \cdot 10^{-4}$	—	$4,5 \cdot 10^{-4}$

* По данным [Физические величины, 1991].

ся с помощью диффузионного приближения. Считается, что диффузия, в отличие от процессов седиментации и сегрегации, от величины гравитационной постоянной не зависит. Длина свободного пробега l зависит от температуры и давления и может быть найдена из уравнения (табл. 3-4):

$$l = 8,589 (\eta/p) (T/M)^{1/2} \text{ см}, \quad (3.8)$$

где η – вязкость, пз; p – давление газовой среды, мм рт. ст.; T – температура, К; M – молекулярный вес, г/моль.

Исходя из данных, приведенных в таблице 3-4, и учитывая сильную разуплотненность приповерхностного слоя реголита, а также тот факт, что процессы переноса парообразной влаги и CO_2 происходят в сильно раздробленных базальтах и андезитах (подробнее см. п. 4.3), можно считать, что в марсианских условиях реализуется континуальный и переходной режим течения и для количественного описания можно использовать диффузионное приближение.

Согласно термодинамике необратимых процессов диффузия, как и другие виды переноса, описывается связью потоков субстанции с движущей силой того или иного процесса. Для широчайшего класса условий эта связь может быть принята линейной. Коэффициент пропорциональности (коэффициент Онзагера) будет характеризовать свойство среды проводить субстанцию. В земных условиях движущей силой взаимной диффузии водяного пара в воздухе является разность их химических потенциалов (величина парциального изобарно-изотермического потенциала Гиббса), которая, в силу небольших концентраций пара в воздухе (бесконечно разбавленная газовая смесь), может быть заменена градиентом парциальных давлений, а коэффициент пропорциональности есть коэффициент диффузии D . Тогда интенсивность процесса диффузии пара J_n определяется как:

$$J_n = (D/RT) \text{ grad } P, \quad (3.9)$$

где R – газовая постоянная водяного пара.

Суммарная величина интенсивности процесса паропереноса, в общем случае, определяется не только концентрационной диффузией, но и переносом за счет термодиффузии и бародиффузии. Первый из этих эффектов обусловлен возникновением дополнительного потока за счет неоднородности температурного поля, в результате чего молекулы пара в более теплой области приобретают большую энергию. Второй связан с различной величиной импульса у молекул водяного пара с молекулярным весом $M=18$ и сухого воздуха с молекулярным весом $M=29$. В результате стремления к равновесию (равенству импульсов) происходит преимущественный перенос молекул с большим импульсом в область более высоких давлений. Однако вкладом этих двух эффектов в первом приближении можно пренебречь.

Величина коэффициента диффузии газа, также как и длина свободного пробега, зависит от термобарических условий. Так, при атмосферном давлении и температуре вблизи 0°C его величина D_o в газовой системе « H_2O –воздух» составляет $0,205 \text{ см}^2/\text{с}$, а в среде « CO_2 –воздух» $D_o=0,207 \text{ см}^2/\text{с}$. При понижении температуры величина коэффициента диффузии уменьшается. Для приближенной оценки можно воспользоваться соотношением:

$$D = D_o (T/273)^n, \quad (3.10)$$

где T – температура среды; $n=2,07$ для системы « H_2O –воздух» и $n=1,59$ для системы « CO_2 –воздух».

При понижении давления в парогазовой среде длина свободного пробега увеличивается, а, следовательно, возрастает величина D . А. Уиллером [Weller, 1951] предложена полуэмпирическая формула, учитывающая зависимость коэффициента диффузии D водяного пара от радиуса капилляра и от давления $P_{\text{об}}$. Расчетные данные приведены на рисунке 3-20. Согласно расчетам, для крупных капилляров, размер которых не влияет на механизм переноса пара, величина D для давлений около 5 мм рт. ст. (6,6 мбар) составляет $5 \text{ см}^2/\text{с}$.

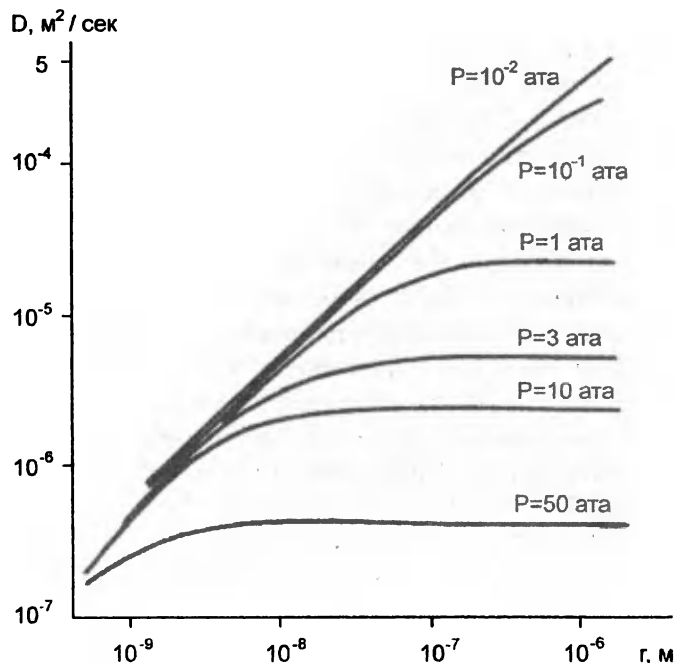


Рис. 3-20. Зависимость величины коэффициента диффузии водяного пара D от радиуса капилляра r при разных давлениях парогазовой среды [Weller, 1951]

Такой порядок величины D отмечен в экспериментах по переносу разных газов через относительно большие по размеру стеклянные шарики (рис. 3-21).

В то же время экспериментальные данные по сублимации брикетов льда в среду с давлениями порядка 10–0,1 мм рт. ст. в условиях радиационного энергоподвода показывают (рис. 3-22), что величина D увеличивается, например, при давлении 5 мм рт. ст. еще на порядок. В этих условиях происходит «включение» в работу еще одного механизма, значительно увеличивающего интенсивность процесса. Для данного вида энергоподвода характерно, что сублимация происходила не равномерно со всей поверхности, а в виде струй, вырывающихся из дискретно расположенных центров. Эти струи вызывали сильные возмущения в парогазовой

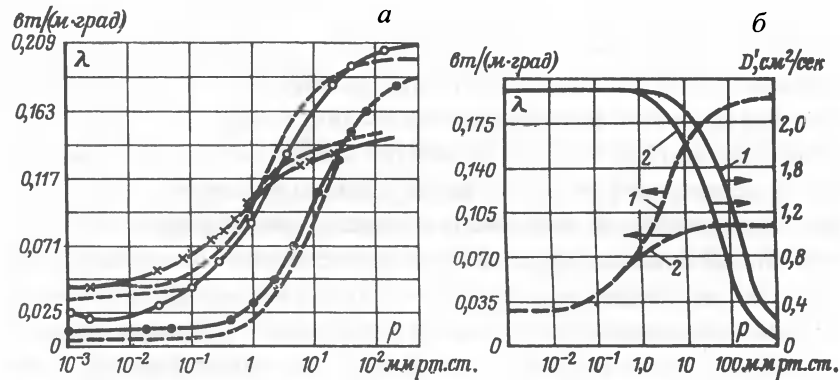


Рис. 3-21. Влияние величины разрежения на коэффициенты теплопроводности λ и диффузии D [Лебедев, Перельман, 1973]

а – зависимость коэффициента теплопроводности от давления: сплошные кривые – эксперимент; пунктирные кривые – расчет: ● – стеклянные шарики диаметром 0,305 мм; ○ – стеклянные шарики диаметром 1,88 мм; × – материал «Ютонг»;

б – влияние неконденсируемых газов на коэффициент теплопроводности и диффузии: пунктирные кривые – коэффициент теплопроводности; сплошные кривые – коэффициент диффузии: 1 – гелий; 2 – азот

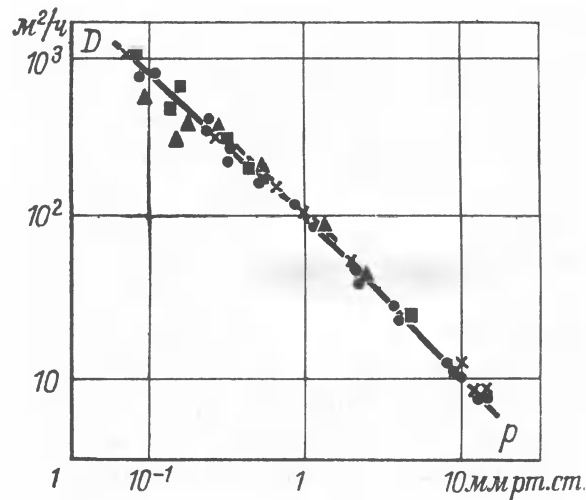


Рис. 3-22. Зависимость величины эффективного коэффициента диффузии водяного пара D от величины общего давления парогазовой среды при различных значениях энергоподвода [Лыков, 1968]

среде, турбулезируя ее и приводя к возникновению сложного неупорядоченного движения. Возникало циркуляционное движение большой кратности. Интенсивность этого “взрывного” процесса по мере углубления зоны фазового перехода уменьшалась из-за гидравлического сопротивления, оказываемого пористой структурой. В этом случае коэффициент D является уже эффективной величиной, характеризующей суммарный диффузионно-конвективный перенос.

Конвективная составляющая переноса влаги в процессе морозного иссушения, реализующегося при земном атмосферном давлении, незначительна. К этому результату можно прийти на основании следующей оценки. Известно, что при значениях критерия Рейнольдса $Re < 22$ суммарный коэффициент переноса определяется его кондуктивной составляющей. Наибольшая величина интенсивности процесса иссушения образцов пород различного гранулометрического и минерального состава, фиксируемая в опытах при отрицательных температурах парогазовой среды, составляла около $0,15 \text{ кг/м}^2 \text{ час}$ (потеря веса относилась к геометрической поверхности образца пород) [Комаров, 2003]. Наибольший радиус пор пород r составлял первые миллиметры при пористости $P=0,4$. Если даже предположить, что вся влага уходила из образца в паровой фазе, то $Re_{ж} \approx 10^{-2}$, что на несколько порядков меньше 22. Естественно, что при учете переноса по жидкой фазе величина $Re_{ж}$ будет еще меньше.

В земных условиях механизм образования конвективного потока обусловлен тем, что в процессе сублимации водяной пар диффундирует с поверхности льда в паровоздушную среду, а согласно принципам неравновесной термодинамики сухой воздух (состоящий в основном из азота) должен диффундировать в обратном направлении с той же самой интенсивностью. Рассматриваемый процесс соответствует условиям полунепроницаемой поверхности, то есть поверхности, проницаемой для одного активного компонента парогазовой среды (водяного пара) и непроницаемой для другого компонента, для которого поверхность льда является непреодолимой преградой. Вследствие этого количество воздуха у поверхности льда должно непрерывно увеличиваться. Эти условия приводят к возникновению градиента общего давления $P_{об}$ и, следовательно, возникновению конвективного потока. Суммарная интенсивность переноса водяного пара $J_{нс}$, учитывающая как диффузионный, так и конвективный поток, будет равна:

$$J_n = (D/RT) \text{ grad } P [P_{об}/(P_{об} - P_s)]. \quad (3.11)$$

Барометрическое давление $P_{об}$ колеблется в пределах $730 \div 770 \text{ мм рт. ст.}$ Как видно из уравнения (3.10), значение поправки, учитывающей конвективный перенос и в литературе называемой Стефановым потоком $[P_{об}/(P_{об} - P_s)]$, крайне мало, и ею можно пренебречь, а уравнение (3.10) переходит в уравнение Фика. В данном случае не рассматриваются ситуации, когда конвекция вызывается неоднородностью температурного поля и т.д. В марсианских условиях летнего периода, в особенности, для дневного отрезка времени, величина Стефанова потока, как следует из анализа данных таблицы 3-2 (см.), может быть существенной.

Капиллярно-пористая структура пород оказывает гидравлическое сопротивление переносу пара, поэтому величина коэффициента диффузии по сравнению с значением D в газовой среде будет уменьшаться. Экспериментальные данные по диффузии пара, полученные нами стационарным методом при температуре -12°C (когда переносом по жидкой фазе можно пренебречь), показывают, что величина D_n изменяется от значений $0,11 \div 0,13 \text{ см}^2/\text{с}$ для супесчаных пород до $0,08 \div 0,09 \text{ см}^2/\text{с}$ для суглинистых, для монтмориллонитовой глины она составляет $0,02 \text{ см}^2/\text{с}$ [Комаров, 2003]. Сопоставление значений D_n для грубодисперсных пород с величиной D_o в объеме паровоздушной среды ($D_n/D_o \approx 0,6$) показывает, что за счет уменьшения эффективного

сечения пор, доступного для диффундирующих молекул пара, и удлинения пути за счет сложной геометрии порового пространства происходит снижение скорости диффузии. Для этих пород интенсивность потока можно рассчитать по формуле:

$$J = \varepsilon (D_o/RT) \text{ grad } P = \alpha n_a (D_o/RT) \text{ grad } P = (D_n/RT) \text{ grad } P, \quad (3.12)$$

где ε – суммарная характеристика, зависящая как от состава и строения пород, показывающая во сколько раз коэффициент диффузии пара в грунте (D_n) меньше его значения в объеме воздуха (D_o); α – коэффициент извилистости, n_a – активная пористость, характеризующая ту часть общей пористости, которая свободна для переноса парообразной влаги.

Учитывая, что на Марсе приповерхностный, сильно разуплотненный слой реголита не содержит льда и незамерзшей воды (доли процента по массе), а также не имеет тупиковых пор, вместо величины n_a в уравнении (3.12) можно использовать значение общей пористости.

Резюмируя вышеизложенное, можно предположить, что применительно к марсианским условиям для нахождения интенсивности процесса сублимации льда, происходящего в массиве за счет кондуктивного теплоподвода, можно использовать уравнение диффузии (3.12). Величина коэффициента диффузии изменяется в диапазоне $D_o = 2 \div 5 \text{ см}^2/\text{с}$ (см. рис. 3-20, 3-21), а коэффициент, характеризующий сопротивление переносу пара $\varepsilon \geq 0,6$. В летний сезон возможна реализация условий, приводящих к возникновению конвективного Стефанова потока, и тогда интенсивность процесса надо рассчитывать по соотношению (3.11). При оценке процесса сублимации с поверхности льда (полярные шапки и т.п.) под действием радиационного теплоподвода можно использовать уравнение (3.9), но величину D_o необходимо заменить на $D_{эф}$, значения которой на порядок больше (см. рис. 3-22).

В отношении переноса тепла массивы пород представляют собой среду, имеющую как микронеоднородности, связанные с конкретикой переноса тепла при взаимодействии частиц твердой фазы с жидкими и газообразными средами, так и макронеоднородности, связанные со строением массива: слоистостью, пустотами, трещинами, блоками различной литотекстуры и криотекстуры. Учет микронеоднородностей обычно реализуют, используя для количественного описания усредненную величину коэффициента теплопроводности λ , характеризующего суммарный теплоперенос по компонентам – фазам породы, а также на контактах между ними. Пренебрежение микроструктурной неоднородностью позволяет использовать для нахождения интенсивности теплопереноса q уравнение теплопроводности:

$$q = \lambda \text{ grad } T. \quad (3.13)$$

Это уравнение может адекватно описывать процесс теплопереноса в массиве относительно однородных скальных пород, а для дисперсных и крупнообломочных пород имеет характер грубого приближения. В случае, когда теплоперенос сопровождается фильтрацией и диффузией влаги, газов и т.д., используются уравнения сохранения энергии (типа Фурье–Кирхгофа), например:

$$J = \lambda \text{ grad } T + \rho V H, \quad (3.14)$$

где V – скорость переноса газа (жидкости) плотностью ρ ; H – энтальпия (теплосодержание) потока массы.

В ряде случаев, когда в общем тепловом балансе надо учитывать долю тепла, переносимого за счет диффузионного и конвективного переноса, для описания используется уравнение (3.13), но величина коэффициента λ будет уже эффективной величиной, характеризующей комбинированный конвективно-кондуктивный перенос.

Наличие органоминерального скелета, состоящего из большого количества грунтовых частиц, между которыми находится поровая влага в разных агрегатных состояниях и воздух, делает дисперсные и крупнообломочные породы очень сложным объектом при исследовании процессов теплопереноса. Теоретические представления о формировании теплопроводных свойств применительно к ним позволили дифференцировать механизмы переноса и предложить для расчетных оценок величины коэффициента теплопроводности ряд модельных аналогов структуры и текстуры реальных пород [Дульнев, Заричняк, 1974]. Однако большое число допущений, связанных с представлением о реальной горной породе как ансамбле частиц определенной простой формы и размеров с фиксированной системой укладки, крайне затрудняют расчетный путь прогноза. Поэтому основное направление исследования базируется на анализе экспериментальных данных.

О *теплофизических свойствах* приповерхностных слоев Марса можно судить по обобщающей величине тепловой инерции I , полученной при дистанционном зондировании поверхности с борта орбитальных космических аппаратов и с посадочных модулей непосредственно с поверхности планеты. Тепловая инерция I определяется как:

$$I = (\lambda C \rho)^{1/2} = (\lambda C_{об})^{1/2}, \quad (3.15)$$

где $C_{об}$ – объемная теплоемкость.

Тепловая инерция – это интегральный параметр, характеризующий энергообменные процессы в приповерхностных слоях породы и зависящий от размера частиц и их плотности, влагосодержания, термобарических условий и т.д. Величина I характеризует способность накапливать тепло в приповерхностном слое днем и перераспределять его в ночное время. Это следует из решения уравнения теплопроводности (3.13) при граничном условии, которое характеризует радиационно–тепловой баланс на поверхности, без учета затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена. Решение было дано в работе Д. Егера, который показал, что динамика теплопереноса однозначно определяется величинами альбеда A , коэффициентом излучения поверхности в инфракрасном диапазоне, на который приходится максимум ее теплового излучения, и комбинацией теплофизических характеристик – величиной тепловой инерции I [Карслоу, Егер, 1964].

Некоторые аспекты использования понятия тепловой инерции в геокриологии

В геокриологии понятием тепловой инерции не пользуются. Однако в связи с разработкой новых методик, использующих данные ТЭС и другую информацию, которая может быть получена с искусственных спутников Земли, представляется целесообразным затронуть физический смысл этого параметра применительно к известным в геокриологии понятиям и определениям. Как указывалось выше, величина I представляет собой параметр, характеризующий теплоперенос и вытекающий из решения уравнения теплопроводности (3.13), которое описывает радиационно–тепловой баланс на поверхности, без учета затрат тепла на испарение и турбулентного теплообмена. Однако это справедливо и при других граничных условиях. Так, при условиях первого рода, когда температура поверхности изменяется по закону простого гармонического колебания, можно записать:

$$T(0, \tau) = T_n^{cp} + A_{mn} \cos \omega \tau, \quad (3.16)$$

где T_n^{cp} – среднее значение температуры поверхности; A_{mn} – амплитуда изменения температуры на поверхности; $\omega = 2\pi/\Theta$ – циклическая частота колебаний температуры (Θ – период колебания).

Решение этой задачи Фурье, которое описывает динамику температурных полей в полугораниченном однородном массиве пород при отсутствии фазовых переходов для периодически установившегося режима (задача без начальных условий), хорошо известно [Достовалов, Кудрявцев, 1967]. Дифференцируя его по координате z можно получить выражение для мгновенного потока тепла q_n через единицу площади на поверхности массива:

$$q_n = -\lambda \left(\partial T / \partial z \right)_{z=0} = A_{mn} I \omega^{1/2} \cos(\omega \tau + \pi/4). \quad (3.17)$$

Интегрирование уравнения (3.17) позволяет оценить количество тепла Q_n , аккумулированное единицей поверхности полугораниченного массива за один полупериод и отданное во внешнюю среду за другой полупериод. Эта величина, называемая в геокриологии термином «теплооборот», будет иметь вид:

$$Q_n = \int_{\xi}^{\xi} q_n \partial \tau = 2 A_{mn} I \omega^{-1/2}. \quad (3.18)$$

Из решения уравнения теплопроводности (3.13) при условии (3.16) в виде частных случаев вытекают три известных закона Фурье и другие полезные соотношения, которые мы перепишем в виде зависимостей величины тепловой инерции. Так, время запаздывания (сдвиг по фазе) температурной волны на глубине z относительно поверхности $\Delta \tau$ найдется из соотношения:

$$\Delta \tau = z c_{об} (\Theta / \pi)^{1/2} / 2I. \quad (3.19)$$

Отсюда скорость распространения температурной волны v равна:

$$v = z / \Delta \tau = 2 I (\pi / \Theta)^{1/2} / c_{об}, \quad (3.20)$$

а ее длина, равная пройденному расстоянию за одно полное колебание (время одного периода), найдется из соотношения:

$$\chi = v P = 2 I (\pi \Theta)^{1/2} / c_{об}. \quad (3.21)$$

Глубина проникновения h_z периодических температурных возмущений оценивается из формулы:

$$h_z = I (\Theta / \pi)^{1/2} \ln(A_{mn} / A_z) / c_{об}, \quad (3.22)$$

где A_z – амплитуда колебаний на глубине h_z .

Однако для целей сравнения интенсивности распространения температурной волны для разных районов целесообразно использовать величину h , равную:

$$h = I \Theta / \pi)^{1/2} / c_{об} \quad (3.23)$$

и характеризующую глубину распространения, на которой амплитуда затухает в e раз.

В более общем случае, когда температура приземного слоя воздуха меняется по периодическому закону, а в этом слое происходит турбулентный теплообмен, описываемый законом Ньютона, граничное условие 3-го рода запишется в виде:

$$-\lambda \partial T(0, \tau) / \partial \tau + \alpha [A_{mc} \cos \omega \tau - T(0, \tau)] = 0, \quad (3.24)$$

где α – коэффициент турбулентного теплообмена, A_{mc} – амплитуда изменения температуры в приземном слое воздуха.

Решение уравнения теплопроводности (3.13) при граничном условии (3.24) для периодически установившегося режима известно [Лыков, 1972]. Выражение для теплооборота за полупериод можно найти из выражения, сходного по структуре с (3.18):

$$Q_n = 2 A_{mc} I K_G, \quad (3.25)$$

где K_G – коэффициент, характеризующий интенсивность аккумуляции тепла массивом, табулированный параметр, зависящий от величин α , λ , $c_{об}$, ω .

Поскольку величина I является комплексной, то для анализа определяющих ее компонентов целесообразно воспользоваться данными о теплофизических свойствах для земных пород (табл. 3-5).

Анализ теплофизических свойств приповерхностных слоев Марса на основе величины тепловой инерции I приведен в п. 4.3.3. В то же время представляет самостоятельный интерес непосредственная оценка величины коэффициента теплопроводности этих слоев, которая также необходима при моделировании процессов теплопереноса. Оценку коэффициента λ можно провести по уравнению (3.15), используя данные по теплоемкости земных пород, поскольку, в отличие от теплопроводности, ее величина практически не зависит от степени разрежения атмосферы и величины ускорения свободного падения.

Теплоемкость минералов и их соединений есть величина аддитивная, определяемая через теплоемкости составляющих химических элементов пропорционально их весовой, объемной или мольной доле. Теплоемкость крупнообломочных и дисперсных пород также подчиняется правилу аддитивности и может быть рассчитана с удовлетворительной точностью, зная экспериментальные данные о теплоемкости основных компонентов: органо-минерального скелета, порового льда, незамерзшей воды, порового газа, обломочного материала (галька, дресва и т.д.). В частности, удельная теплоемкость $C_{уд}$ дисперсных пород может быть рассчитана по соотношению:

$$C_{уд} = \sum_{i=1}^{i=5} C_i \cdot G_i / \sum_{i=1}^{i=5} G_i, \quad (3.26)$$

где C_i , G_i – теплоемкость и весовая доля i -го компонента, здесь индексы $i=1, 2, 3, 4, 5$ относятся соответственно к компонентам породы: органо-минеральному скелету, воздуху, водяному пару, незамерзшей (связанной) воде и поровому льду.

Для нахождения величин коэффициента теплопроводности пород приповерхностных горизонтов Марса, имея информацию по величинам тепловой инерции, исследователи обычно

Таблица 3-5

Расчетные значения величин тепловой инерции и параметров суточной тепловой волны для льда и пород
(значения теплофизических свойств $C_{\text{об}}$ и λ взяты из работ
[Теплофизические свойства..., 1984; Красс, Мерзликин, 1990; Комаров, 2003])

Объект	$C_{\text{об}} \cdot 10^{-3},$ Дж м ⁻³ К ⁻¹	$\lambda,$ Вт м ⁻¹ К ⁻¹	$I,$ Дж м ⁻² с ^{-1/2} К ⁻¹	Осредненные параметры суточной тепловой волны		
				$\nu,$ см с ⁻¹ (уравнение 3.20)	$\chi,$ см (уравнение 3.21)	$h,$ см (уравнение 3.23)
Вода от +4 до +20°C	4190	0,54–0,6	1500–1585	0,00045	38,9	6,1
Лед I						
0°C (916,4)*	2180	2,32	2250	0,0012	104	17,1
-20°C (918,3)	2010	2,80	2372	0,0014	121	19,6
-70°C (924,2)	1420	3,22	2138	0,0018	156	25,0
-120°C (930,7)	1150	4,70	2325	0,0024	207	33,5
-170°C	780	7,30	2386	0,0037	319,7	50,7
потрескавшийся «белый» (пузырчатый) лед (820)	1740	1,87	1804	0,0013	112	17,2
прозрачный лед (900)	1910	1,90	1905	0,0012	104	16,5
лед ложа ледников (920)	1950	2,22	2080	0,0013	112	17,7
Снег						
свежевыпавший в тихую погоду (50)	100	0,10–0,20	100–141	0,0015	130	20,0
сырой, выпавший (100)	210	0,12	160	0,0009	78	12,6
сухой, метелевый (200)	420	0,24	320	0,00093	80	12,7
уплотненный ветром (300)	500–630	0,3–0,4	387–502	0,00095	82	13,1
Фирн						
мокрый, среднезернистый (500)	1050	0,610	800	0,0009	78	12,6
очень мокрый, однолетний (600)	1026	0,732	867	0,0010	86	14,0
лежалый, многолетний (800)	1700	0,900	1237	0,0009	78	12,1
Скальные породы						
Граниты	1580–2010	2,3–4,1	1906–2870	0,0016	138	21,8
Габбро	2120–2240	1,74–2,91	1920–2553	0,00125	108	17,2
Базальты	2270–2770	1,4–2,8	1783–2785	0,00115	99	15,0
Аргиллиты	1700–2100	1,3–2,5	1487–2290	0,00113	98	16,3
Кварциты	1780–1990	2,9–6,4	2272–3568	0,00185	160	25,2
Песчаники	1130–2250	1,1–3,2	1115–2683	0,0013	112	18,1
Известняки	1010–2010	1,4–3,0	1189–2455	0,00145	125	19,9
Гипсы	1810–2020	0,8–1,3	1203–1620	0,0009	78	12,2
Доломиты	2300–2600	2, 2–4,4	2250–3382	0,0014	121	18,6

таблица 3-5 (окончание)

Дисперсные породы						
Пески						
воздушно-сухие	1200–1300	0,3–0,35	600–800	0,0006	52	8,4
влажноссыщенные талые	1800–3200	1,7–2,6	1749–2884	0,00115	99	15,6
влажноссыщенные мерзлые	1700–2200	1,5–3,0	1597–2569	0,00125	108	17,5
Суглинки лёссовидные						
воздушно-сухие	1200–1500	0,19–0,22	477–574	0,0005	43	6,4
влажноссыщенные талые	3000–3500	0,6–1,0	1342–1870	0,00055	48	8,1
влажноссыщенные мерзлые	2000–2200	1,2–1,6	1549–1876,	0,00095	82	13,5
Глины						
воздушно-сухие	1400–2200	0,8–1,0	1058–1483	0,00085	73	12,0
влажноссыщенные талые	2800–3300	1,2–1,4	1833–2149	0,0008	69	10,8
влажноссыщенные мерзлые	2000–2500	1,4–1,8	1673–2121	0,0010	86	13,9
Торф						
воздушно-сухие	100–150	0,01–0,14	35–145	0,0008	69	11,0
влажноссыщенные талые	2400–3600	0,7–0,9	1296–1800	0,00065	56	8,6
влажноссыщенные мерзлые	1600–2700	1,1–1,2	1327–1800	0,0009	78	12,3

* В скобках приведены значения плотности, кг/м³.

использовали многочисленные и хорошо известные в литературе данные по теплоемкости пород, однако полученные для диапазона температур, характерных для земных условий, то есть $-35\div 40^{\circ}\text{C}$. В то же время для марсианских условий характерны более низкие температуры. С помощью адиабатической и дифференциальной сканирующей калориметрии нами был проведен комплекс определений теплоемкости в широком диапазоне температурных условий. Для оценки λ приповерхностного иссушенного реголита можно использовать экспериментальные данные по определению теплоемкостей земных пород, находящихся в воздушно-сухом состоянии (рис. 3-23, вклейка). Исследовались образцы кварцевого песка, суглинка, каолиновой и полиминеральной глины, предварительно высушенные при 105°C .

У всех исследованных пород наблюдается аналогичный характер температурной зависимости теплоемкости. Величина теплоемкости практически не менялась в интервале температур от -30 до 100°C , а с понижением температуры до -100°C фиксировалось ее существенное уменьшение. Следовательно, температурной зависимостью теплоемкости пренебрегать нельзя. В частности, для песка величина C при средней по Марсу температуре -60°C будет на $30\div 40\%$ меньше, чем обычно используемая. Таким образом, пропорционально увеличится значение коэффициента теплопроводности, рассчитанное по известной величине тепловой инерции. Величина теплоемкости льда в указанном диапазоне температур понижается примерно на 20% . Данные по изучению теплоемкости льда в широком спектре отрицательных температур достаточно многочисленны. Для диапазона $0\div -100^{\circ}\text{C}$ величину удельной теплоемкости (ккал/кг град) с погрешностью не более процента можно найти по эмпирическому соотношению [Варгафтик, 1956]:

$$C_p = 0,0017662 T + 0,0219. \quad (3.27)$$

Газовая среда в поровом пространстве реголита будет состоять из смеси CO_2 с водяным паром. Учитывая, что весовая часть порового газа составляет доли процента, обычно при вычислении общей теплоемкости породы влиянием порового газа пренебрегают. Именно в силу этого влиянием сильного разрежения атмосферы Марса на величину теплоемкости реголита можно пренебречь, а для анализа использовать экспериментальные данные, полученные в земных условиях на образцах пород.

Теплопроводность поверхностного марсианского реголита, в отличие от теплоемкости, зависит от степени разрежения. Результаты экспериментальных исследований температурной зависимости коэффициента теплопроводности кварцевого песка разных фракций (рис. 3-24, вклейка), а также глины и супеси при различных значениях влажности в условиях атмосферного давления представлены в работе [Комаров, 2003]. Теплопроводность пород в воздушно-сухом состоянии от температуры практически не зависит, что подтверждается также данными, приведенными в работе [Haynes et al., 1991] (см. рис. 3-24).

Используя методику, изложенную в работе [Дульнев, Заричняк, 1974], был проведен пересчет данных, полученных при атмосферном давлении, на условия разрежения. Расчет проводился для значений λ , которые характерны для песчаных пород при $T=210\text{K}$, применительно к величине среднего давления у поверхности Марса (6 мбар) и условиям переходного режима течения газовой среды ($2 \geq Kn \geq 0,1$). Коэффициент аккомодации выбирался для системы « CO_2 –кварц». Результаты приведены на рисунке 3-25, из которого видно, что разрежение среды приводит к существенному снижению величины λ в три-четыре раза даже для мелкозернистых песков.

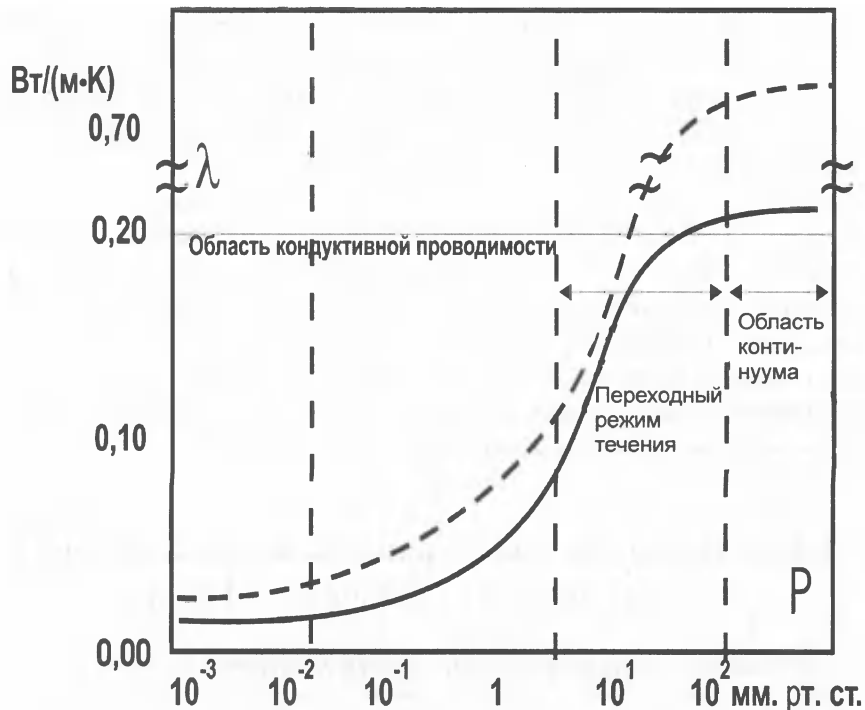


Рис. 3-25. Зависимость теплопроводности песка от степени разреженности атмосферы
1 – песок крупной фракции, 2 – песок мелкой фракции

В случае, когда в породах присутствует лед, зависимость $\lambda = f(T)$ имеет экстремальный характер, имея λ большие значения по абсолютной величине в песках. Аналогичные данные получены и для тонкодисперсных пород. Как показывает анализ этих данных, для пород, в которых присутствует лед, экспериментально фиксируется существенное уменьшение величины λ с понижением температуры, хотя теоретически она должна была бы возрастать. Последнее следует из того факта, что теплопроводность пород в воздушно-сухом состоянии от температуры практически не зависит, в то время как теплопроводность льда в объеме при понижении температуры резко возрастает. Данные по теплопроводности льда при низких температурах у разных авторов достаточно различаются. Это объясняется различными условиями проведения экспериментов, степенью чистоты воды и удаленности растворенных в ней газов. Тем не менее характер температурной зависимости теплопроводности льда однозначен. В диапазоне от 0 до -170°C величина λ с понижением температуры резко возрастает (табл. 3-6).

Таблица 3-6

**Средние значения коэффициента теплопроводности λ для гексагонального льда
[Dillard, 1960]**

Температура, К	270	250	200	150	100	70
Коэффициент теплопроводности λ , Вт/м·град	2,3	2,8	3,2	4,7	7,3	2,5

Причины, экспериментально устанавливающие уменьшение значения коэффициента теплопроводности породы при понижении температуры, связаны с различным поведением льда в свободном объеме и поровом пространстве. Так, ниже температуры -12°C происходит вырождение пластических свойств порового льда и в нем появляются характерные микротрещины. При более низких температурах за счет разности в коэффициентах линейного расширения льда и минерального скелета происходит образование микротрещин на поверхности раздела «частица–лед». Суммарный эффект этих процессов становится преобладающим и ведет к уменьшению значения коэффициента теплопроводности льдонасыщенной породы. Процесс микротрещинообразования был подтвержден микрофотографическими исследованиями, которые основывались на методе реплик [Комаров, 2003].

Учет описанного эффекта, на наш взгляд, важен для оценки температурного поля в массиве марсианских пород. Так, ряд исследователей при оценке мощности криолитосферы Марса использовали сильно завышенные величины коэффициента теплопроводности, исходя из данных об увеличении теплопроводности льда [Clifford, Parker, 2001]. Это, соответственно, приводило к завышению значения мощности. Повышенные скорости промерзания по сравнению с земными условиями также должны приводить к уменьшению размера образующихся кристаллических структур, увеличению дефектов в них, а на макроуровне – к доминирующему процессу формирования массивной криогенной текстуры.

3.2.3. Математическое моделирование полей температуры и массы верхних горизонтов Марса

Постановка задачи о нахождении температурного режима массива пород

Разреженность атмосферы, прозрачность облаков (за исключением периодов пылевых бурь), отсутствие воды на поверхности позволяют успешно применить к Марсу математичес-

кие модели климата, основы которых были заложены еще в 1920 г. в работе М. Миланковича [Milankovitch, 1920]. Для их использования необходимо знать: численные значения солнечной постоянной, параметров, определяющих движение планеты в пространстве; фотометрические свойства атмосферы и поверхности как в отношении прямого солнечного излучения, так и теплового (в инфракрасной области спектра) излучения поверхности самой планеты. Количественной оценке составляющих радиационно-теплового баланса для Земли посвящено большое число работ. В последние годы был получен большой объем информации об этих составляющих и для Марса (подробнее см. главу 4). Однако затрудняющим обстоятельством послужила малочисленная информация о содержании в атмосфере водяного пара и до последнего времени – углекислоты, которые во многом обуславливают поглощающие свойства атмосферы. Поэтому при моделировании задачи о нахождении температурного режима верхних горизонтов не рассматривалось уравнение переноса, описывающее лучистый теплообмен в толще атмосферы.

Температурный режим для однослойной модели разреза оценивался нами по программе HeatMars [Пустовойт, 2005]. Программа HeatMars учитывает теплообмен на поверхности Марса при различных значениях потока солнечной радиации, который определяется эллиптичностью орбиты и наклонением экватора к плоскости орбиты, учитывалась также зависимость от широты местности и ориентации склонов.

Решается одномерная задача для полупространства ($z \geq 0$). На верхней границе ($z=0$) ставится условие, описывающее лучистый теплообмен при переменном радиационном потоке от Солнца из-за эллиптичности орбиты (эксцентриситет $e = 0,0934$) и наклона экватора к плоскости орбиты ($i=25,2^\circ$). Задаются широта места, ориентация склона (угол к горизонту, азимут нормали) и альбедо (коэффициент отражения) поверхности. При отсутствии фазовых переходов изменение во времени τ температуры пород $T(z, \tau)$ в полуограниченном массиве ($z \geq 0$) описывается уравнением:

$$C(z) \partial T(z, \tau) / \partial \tau = \partial / \partial z (\lambda(z) \partial T(z, \tau) / \partial z), \quad (3.28)$$

с условием лучистого теплообмена на границе:

$$(1 - A) q(\tau) - k_a \sigma T_n^4(0, \tau) = -\lambda(0) \partial T(z, \tau) / \partial z |_{z=0}, \quad (3.29)$$

$$q(\tau) = q_0 [r_0 / r(\tau)]^2 \cos \theta(\tau),$$

где A – альбедо поверхности в оптическом диапазоне; k_a – коэффициент излучения поверхности в далеком инфракрасном диапазоне, на который приходится максимум ее теплового излучения (10–20 $\mu\text{м}$); σ – постоянная Стефана–Больцмана ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ Вт/м}^2 \text{ К}^4$); T_n – температура поверхности; $q(\tau)$ – плотность радиационного потока, падающего на поверхность; q_0 – плотность потока на среднем расстоянии r_0 Марса от Солнца (589 Вт/м^2); $r(\tau)$ – расстояние Марса от Солнца в данный момент; $\theta(\tau)$ – угол между направлением на Солнце и нормалью к поверхности.

В расчетах учитывается широта места и ориентация поверхности. Коэффициент k_a в выражении (3.29) позволяет приближенно учесть отепляющее влияние разреженной атмосферы, когда ее конвективным теплообменом с поверхностью можно пренебречь. Это связано с тем, что яркость Марса в диапазоне длин волн ψ , составляющих первые десятки микрон ($\psi > 5 \mu\text{м}$), определяется тепловым излучением поверхности. Если ε – доля теплового излучения, пог-

лощаемого атмосферой, то в силу изотропии $\varepsilon/2$ отражается к поверхности планеты и столько же – в космическое пространство (атмосфера рассматривается как тонкий слой), откуда $k_a = (1 - \varepsilon/2)$. Погрешность такого приближенного описания тем меньше, чем меньше ε .

Как известно, яркость Марса в области длин волн $\psi > 5$ мкм определяется тепловым излучением поверхности (см. рис. 4-35). По яркости в инфракрасной области спектра можно оценить температуру самого верхнего слоя пород, получить данные о его теплофизических свойствах и косвенно о структуре.

Оценки средней излучательной способности силикатных пород, сделанные по данным измерений их отражательной способности в инфракрасной области, позволили получить величину $k_a \approx 0,9$. В работе [Мороз, 1978] было показано, что наилучшее согласование измерений в диапазоне волн $10 \div 20$ мкм для марсианской поверхности в ходе миссии Mariner имело место при $k_a \approx 0,88 \pm 0,03$. Коэффициент излучения зависит также от косинуса угла излучения $\cos \theta$. По данным измерений, проведенных Viking 1 и Viking 2, значение k_a можно аппроксимировать зависимостью $k_a = k_{a0} q^{0,2}$. Данные по альбедо в оптическом диапазоне оценены на основе карты значений альбедо (см. рис. 4-14).

С целью определения суточного хода температуры поверхности во времени для достижения стабильного течения времени Марс «фиксировался» на определенных участках орбиты, соответствующих 12 сезонам на планете (см. рис. 2-1). В течение марсианского месяца для фиксированной точки обрабатывались данные за время оборота планеты вокруг своей оси. Понятие «месяц», по аналогии с Землей, вводится для замены солнечной долготы L_s . График на рисунке 3-26, показывающий взаимосвязь между вводимыми «месяцами» и реальными временными координатами Марса, имеет нелинейный характер благодаря неэллиптичности орбиты.

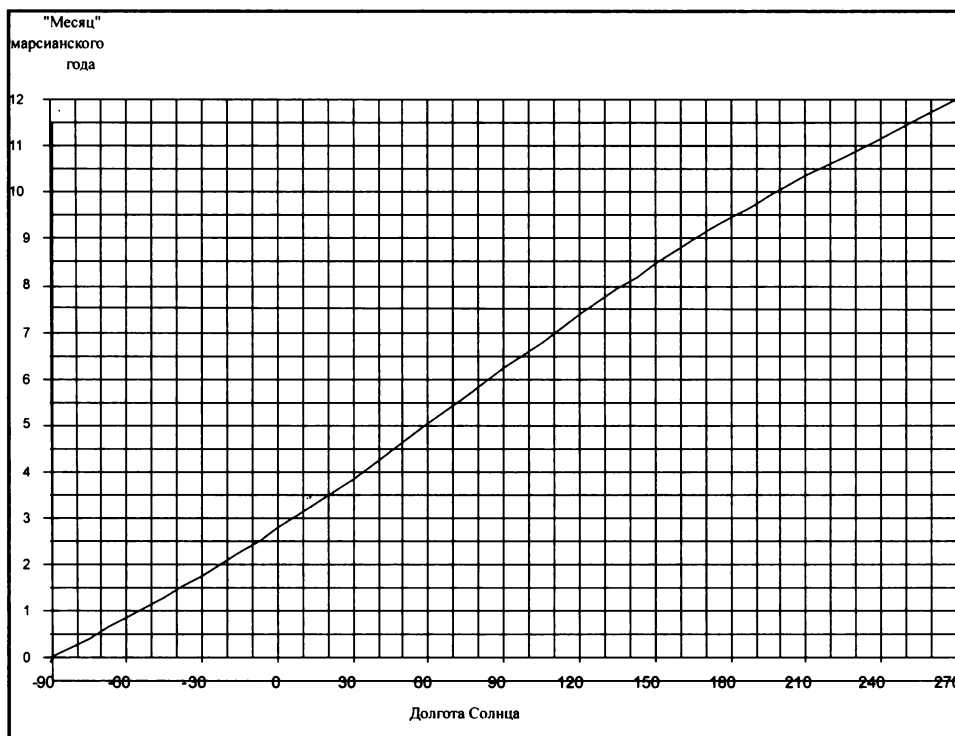


Рис. 3-26. График, показывающий взаимосвязь между вводимыми «месяцами» и реальными временными координатами для Марса

В результате обработки данных для фиксированных положений был получен суточный и среднесуточный ход температуры для определенных месяцев, который принимался за среднемесячную температуру. Для реализации краевой задачи использовали энтальпийную форму представления, метод конечных разностей с произвольно задаваемым шагом сетки. Сопоставление результатов расчетов по программе HeatMars [Ершов и др., 2003] и программе Marstherm [Clifford et al., 1987] дало удовлетворительное согласие (отличие не более 5%), что, на наш взгляд, связано со способом учета крайне незначительной и разреженной атмосферы Марса. В нашей постановке ее влияние учитывалось через единый интегральный параметр – величину, характеризующую интенсивность излучения поверхности в инфракрасной части спектра. Расчетные данные по оценке динамики температурных полей в массиве приповерхностных горизонтов, величине глубин нулевых годовых амплитуд приведены в п. 4.4.

Для ряда задач модель однослойного разреза не позволяет адекватно описать физическую картину процесса, поэтому расчетная область приповерхностных горизонтов задавалась в виде двухслойной среды. Первый от поверхности слой был представлен иссушенным реголитом (пылеватым неконсолидированным материалом), с крайне низкой теплопроводностью, второй слой – трещиноватыми базальтами и андезитами, содержащими лед H_2O . Вторым слоем характеризуется значительно более высокой теплопроводностью. Для этого случая температурный режим определялся с помощью комбинации указанной программы совместно с программой «Тепло» [Хрусталева и др., 1994], позволяющей реализовать краевую задачу кондуктивной теплопроводности с явным выделением фронта фазового перехода (промерзание–оттаивание). Исходя из соображений, изложенных в п. 3.2.2, ее можно использовать для оценочных расчетов температурного режима массива пород. Углубленный анализ проблемы неустойчивости плоской геометрии фронта промерзания с учетом объемного характера фазового перехода достаточно сложен и требует рассмотрения уже двух- либо трехмерной задачи тепломассопереноса.

Для районов полярных шапок, где происходит фазовый переход «лед–пар», в правую часть граничного условия (3.29) добавляется слагаемое, описывающее затраты тепла на сублимацию льда $Q_c = L_c J_c$, где L_c – теплота сублимации, а J_c – интенсивность процесса, которую можно найти по формуле Кнудсена–Ленгмюра:

$$J_c = \alpha (P_s - P_{cp}) / (2 \pi R_n T)^{1/2}, \quad (3.30)$$

где α – коэффициент испарения, P_s, P_{cp} – давление насыщенных паров и в атмосфере на расстоянии длины свободного пробега от поверхности льда.

Сублимация с открытой поверхности льда

Как указывалось ранее, процесс сублимации льда имеет особенности, которые отличают его от описываемых классических задач теплопроводности с фазовыми переходами, так называемых задач Стефана. Из-за резкого изменения свойств среды в результате сублимации процесс имеет сугубо объемный характер, и фронтовая модель оказывается слишком упрощенной. Для адекватного описания процесса приходится рассматривать более реальные и, следовательно, более сложные модели, которые сводятся к рассмотрению нелинейных волновых процессов, описывающих волны фазовых переходов. В общем виде необходимо решать сопряженную задачу о теплопроводности в слое льда, кинетике фазовых переходов и гидродинамическую задачу о движении газовой среды. Не рассматривая последнюю (из-за крайне небольшой величины теплопроводности газовой среды и скоростей переноса в приповерхностно-

стном слое), система основных уравнений будет состоять из уравнения теплопроводности вида (3.28) и условия теплового баланса на подвижной границе раздела фаз $\xi(\tau)$ в виде [Лебедев, Перельман, 1973]:

$$\lambda \frac{\partial t}{\partial z} \Big|_{z=\int \xi'(\tau) d\tau} - q_n(\tau) = \Delta H \frac{d\xi}{d\tau}, \quad (3.31)$$

где ΔH – разность энтальпий льда и пара, $q_n(\tau)$ – поглощенная часть радиационного энергоподвода, а $\xi'(\tau) = d\xi/d\tau$.

К ним прибавляется уравнение кинетики процесса:

$$\xi'(\tau) = V_o \exp \left\{ - \frac{L_c}{RT \left[z = \int_0^\tau \xi'(\tau) d\tau \right]} \right\}, \quad (3.32)$$

где V_o – некоторая характерная скорость, зависящая только от свойств льда.

Единственной подобной характерной скоростью является скорость звука, что хорошо согласуется с ее физическим смыслом в формуле (3.32). Исходя из того, что для вероятности акта сублимации молекулы льда в единицу времени ω :

$$\omega = v_o \exp(-U_o/kT), \quad (3.33)$$

где v_o – частота колебаний поверхностных молекул льда, U_o – энергия активации.

Тогда скорость перемещения поверхности сублимации $\xi'(t)$ будет пропорциональна вероятности ω :

$$\xi'(\tau) = V_o \exp(-U_o/kT). \quad (3.34)$$

Действительно, с увеличением температуры T скорость движения фронта $\xi'(\tau)$ будет стремиться к V_o , а максимальная скорость распространения возмущений во льду должна быть порядка скорости звука. Величину V_o можно найти через известные значения продольной V_p и поперечной скорости звука V_s , которые могут быть найдены с помощью данных по сейсмическому зондированию:

$$(2 - V_R^2/V_S^2) = 4 [(1 - V_R^2/V_S^2)(1 - V_R^2/V_P^2)]^{1/2}, \quad (3.35)$$

где $V_o = V_R$ – величина скорости поверхностных релеевских волн V_R (табл. 3-7).

Остальные начальные и граничные условия являются обычными и зависят от конкретного вида решаемой задачи. Переходя к движущейся системе координат

$$\psi = z - \int_0^\tau \xi'(\tau) d\tau, \quad (3.36)$$

система уравнений (3.28), (3.31) и (3.35) приобретает вид:

$$\frac{\partial T}{\partial \tau} = \frac{\partial}{\partial \psi} \left[a \frac{\partial T}{\partial \psi} \right] + \xi'(\tau) \frac{\partial T}{\partial \psi}, \quad (3.37)$$

$$\lambda \frac{\partial T}{\partial \psi} \Big|_{\psi=0} - q_i(\tau) = \Delta H \xi' \quad , \quad (3.38)$$

$$\xi'(\tau) = V_0 e^{-L/R T} \quad (3.39)$$

Таблица 3-7

Значения скоростей продольной (V_p) и поперечной (V_s) волн, измеренные в земных условиях для поликристаллического гексагонального льда (по данным [Никитин, 1981])

Источник	Метод измерения	V_p , м/с	V_s , м/с
[Waite et al., 2000]	Импульсное прозвучивание	3900±40	1970±20
[Gardon et al., 1987]	Спектроскопия бреллиэновского рассеяния	3914	1995
[Smith et al., 1987]	Метод отраженных импульсов	3940	1990
[Shaw et al., 1986]	Импульсное прозвучивание	3890	1900

При постоянных внешних условиях ($q = \text{const}$ и т.д.) скорость процесса $\xi'(\tau)$, находящаяся в соответствии с уравнением (3.39), достигает через какое-то время своего стационарного значения, и граница фазового перехода движется со скоростью, определяемой из решения задачи без учета кинетики.

Моделирование задачи о сублимационном иссушении марсианских пород

Общая постановка связанной задачи о морозном иссушении пород для земных условий, а также условий, характерных для Марса, рассмотрена в работе [Комаров, 2003]. Для последнего случая система основных уравнений включает: параболические уравнения теплопроводности с конвективной составляющей (типа Фурье–Кирхгофа) и кинетики адсорбции (сублимации) с источником; уравнения движения среды и ее сплошности; уравнения состояния парогазовой среды и энергии связи влаги с породой. При соответствующих краевых условиях, включающих условие на подвижной границе раздела льдистой и иссушенной зоны – фронте сублимации льда (условие типа Стефана), задача крайне сложна. Поэтому представляет интерес нахождение физических ситуаций, когда исходная система уравнений существенно упрощается. Дальнейшее сводится к установлению областей применимости.

Характерная физическая ситуация возникает, когда кинетика процесса иссушения определяется и контролируется процессами либо массопереноса, либо теплопереноса. Первый случай реализуется в процессе морозного иссушения пород в земных условиях. Влажностные поля релаксируют на несколько порядков медленнее, чем температурные, то есть являются значительно более инерционными. Существенное отличие в характере протекания процесса в условиях марсианского разрежения атмосферы – высокая интенсивность процесса паропереноса в приповерхностных слоях, в то время как приток тепла из атмосферы затруднен из-за наличия на поверхности слоя разуплотненного реголита, имеющего крайне низкую теплопроводность, то есть обладающего большим термическим сопротивлением. Другими словами инерционность температурных полей резко возрастает по отношению к инерционности полей массы. Это позволяет рассматривать задачу в постановочном плане как несвязанную.

Количественную оценку можно сделать, исходя из баланса тепла и влаги для элементарного объема пород, при условии изотропии среды и отсутствия усадки. Исходя из баланса энергии следует, что подводимое к нему в единицу времени путем теплопроводности тепло Q_m расходуется частично на изменение внутренней энергии Q_e и частично на сублимацию или десорбцию Q_o , то есть $Q_m = Q_e + Q_o$. Соответствующие выкладки приведены нами в работе [Комаров, 2003]. В частности, уравнение баланса тепла для такого объема при упрощающем предположении, что $Q_o \gg Q_e$, и учитывая, что парциальное давление паров для единицы массы влаги W зависит только от температуры, получим:

$$(dP/dT)_w = \chi (a/D_n) [(1-P_a)/P_a] (L_u/L_o), \quad (3.40)$$

где $\chi = C_p R T/L_u$; L_e, L_o – теплота сублимации льда и десорбции, соответственно; a – коэффициент температуропроводности;

Как видно из уравнения (3.40), величина производной $(dP/dT)_w$ зависит от соотношения инерционностей полей температуры и массы (a/D_n), от отношения $[(1-P_a)/P_a]$, характеризующего тот факт, что тепло транспортируется, в основном, по скелету породы, а пар – по поровому пространству, и наконец, от степени обезвоживания (L_u/L_o). Анализ экспериментальных данных по морозному иссушению в земных условиях показывает, что безразмерные комплексы имеют порядок единицы. Так, величины a и D_n имели порядок 10^{-6} м²/с, доля пористости, занятая тупиковыми порами, незамерзшей водой и льдом, в зоне иссушения не очень велика, а теплота десорбции не очень отличается от теплоты испарения свободной воды. Только для удаления первых монослоев воды необходимо значительно увеличить подвод энергии на единицу массы уходящей влаги. В этой области величина удельной теплоты десорбции L_o достигает величины 1,5 удельной теплоты сублимации L_e и даже более. Следовательно, величина производной $(dP/dT)_w$ будет иметь порядок параметра χ , который соответствует значению $\chi \approx 10^5$ Па/град. А величина тангенса угла наклона к кривой сублимации ОВ (см. рис. 3-14) для диапазона от 0 до -20°C $dP/dT \approx 25$ Па/град (см. табл. 3-2).

Для условий Марса интенсивность переноса пара в приповерхностных горизонтах резко возрастет на два–четыре порядка, а интенсивность теплопереноса падает на порядок и даже более. Тогда величина a/D_n будет иметь порядок $10^{-3} \div 10^{-5}$, а значение производной dP/dT значительно уменьшится. Для марсианских условий можно рассмотреть несколько сценариев процесса иссушения и, соответственно, моделей для их описания.

Зимний период

Этот период характеризуется крайне низкой средней сезонной температурой атмосферы и массива пород, а также незначительностью инсоляции. Интенсивность сублимации мала и, соответственно, незначительна величина энергозатрат на реализацию процесса и перепада температур. Из подстилающего приповерхностный слой реголита массива мерзлых пород за счет разности парциальных давлений водяного пара происходит сублимация льда. Массив пород (вниз по разрезу) разбивается на две зоны иссушенную и мерзлую, с подвижной границей раздела между ними $\xi(\tau)$. Для описания можно использовать дифференциальное уравнение переноса параболического типа (типа уравнения диффузии) при наличии фронта фазового перехода.

Рассмотрим влагонасыщенный полуограниченный массив пород, лед в котором распределен равномерно по объему. Пренебрегаем влиянием кривизны ледяных включений, считая, что процесс сублимации происходит с частиц порового льда, радиус кривизны которых $R \rightarrow \infty$.

Температура массива и воздушной среды равна T . В начальный момент времени на поверхности мгновенно устанавливается парциальное давление P_{cp} , равное давлению водяных паров в газовой среде, которое поддерживается постоянным в течение всего процесса. Оценим динамику поля парциальных давлений и иссушенной зоны породы в любой момент времени. Принятые допущения: парогазовая среда – бесконечно разбавленная газовая смесь; пароперенос происходит по закону диффузии (3.12); коэффициент диффузии D_n в иссушающейся зоне постоянен. С учетом вышеизложенного задача принадлежит к классу задач типа Стефана и формулируется следующим образом:

$$\partial P(z, \tau) / \partial \tau = D_n \partial^2 P(z, \tau) / \partial z^2, \quad z \in (0, x(\tau)), \quad (3.41)$$

$$P(z, 0) = P(\xi(\tau), \tau) = P_s, \quad P(0, \tau) = P_{cp}. \quad (3.42)$$

Условие баланса массы на фронте сублимации льда

$$(D_n / R_n T) (\partial P / \partial z) \Big|_{z=\xi(\tau)} = \rho_o W_o d\xi / d\tau. \quad (3.43)$$

В автомодельном приближении решение имеет вид:

$$P(z, \tau) = P_{cp} + (P_s - P_{cp}) \operatorname{erf}\left(z / 2\sqrt{D_n \tau}\right) / \operatorname{erf}\left(\xi(\tau) / 2\sqrt{D_n \tau}\right), \quad z \in [0, \xi(\tau)], \quad (3.44)$$

$$\xi = 2\varepsilon (D_n \tau)^{0.5}, \quad \varepsilon \exp(\varepsilon^2) \operatorname{erf}(\varepsilon) = (P_s - P_{cp}) / \rho_o W_o R_n T \sqrt{\pi}. \quad (3.45)$$

При условии $\varepsilon \ll 1$, разлагая функцию $\operatorname{erf}(\varepsilon)$ и $\exp(\varepsilon)$ в ряды для малых ε и воспользовавшись первыми членами этого разложения, трансцендентное уравнение (3.45) переходит в уравнение:

$$\varepsilon = [(P_s - P_{cp}) / 2 \rho_o W_o R_n T]^{1/2}. \quad (3.46)$$

Интенсивность сублимации J находится из уравнения:

$$J = \varepsilon (D_n / \tau)^{0.5} \rho_o W_o. \quad (3.47)$$

Расчеты показывают, что величина ε , определяемая из уравнения (3.46) для рассматриваемых условий в массиве пород с точностью менее процента, соответствует величине, полученной из решения уравнения (3.45). Величина ε характеризует отношение количества паробразной влаги, идущего на перестройку поля парциальных давлений в зоне иссушения, к запасам льда в мерзлой зоне. Уравнения (3.45) и (3.47) с учетом (3.46) можно также получить, исходя из физических предположений, если принять, что распределение парциальных давлений примерно совпадает с линейным распределением, соответствующим установившемуся потоку массы. Следовательно, возможность квазистационарного подхода к решению задачи будет обуславливаться соотношением $\varepsilon \ll 1$.

Рассмотрим теперь случай, когда нельзя пренебречь сопротивлением переносу массы в пограничном слое парогазового потока, обмывающего массив, и его слоистостью. С учетом

допущений, принятых в предыдущей задаче, поле парциальных давлений и граничные условия описываются уравнениями (3.41–3.43), а вместо условия $P(0, \tau) = P_{cp}$ запишется граничное условие 3-го рода:

$$D_n \partial P(0, \tau) / \partial z = \beta [P_n(0, \tau) - P_{cp}], \tau > 0, \quad (3.48)$$

где β – коэффициент массообмена, характеризующий пароперенос в приповерхностном слое атмосферы, P_n – парциальное давление паров в этом слое.

Точное решение данной задачи найти не удастся, поэтому ищем приближенное решение. Записывая задачу в новых безразмерных переменных, получим:

$$\partial \psi / \partial \theta = \partial^2 \psi / \partial Z^2, Z \in (1, H(\theta)), \quad (3.49)$$

$$\psi = 1, \theta = 1, \quad (3.50)$$

$$\partial \psi / \partial Z = \psi_n / \Delta, Z = 1, \theta > 1, \quad (3.51)$$

$$\psi = 1, Z = H, \theta > 1, \quad (3.52)$$

$$\partial \psi / \partial Z = (1 / \varepsilon^2) \partial H / \partial \theta, Z = H, \theta > 1, \quad (3.53)$$

где $Z = (z + \Delta) / \Delta$; $H = (\xi + \Delta) / \Delta$; $\psi = (R - P_{cp}) / (R_s - P_{cp})$; $\theta = (D_n \tau + \Delta^2) / \Delta^2$;

$$\varepsilon^2 = (P_s - P_{cp}) / (2 \rho_o W_o R_n T); \psi_n = (P_n - P_{cp}) / (P_s - P_{cp}); \Delta = D_n / \beta,$$

здесь Δ – параметр, характеризующий сопротивление переносу парообразной влаги в случае, если массив представляет многослойную систему, который равен:

$$\Delta = D_n [1 / \beta + \sum_{i=u}^{i=1} d_i / D_i], \quad (3.54)$$

где D_i – коэффициент теплопроводности i -го слоя массива, мощностью δ_i .

Принимая линейный закон распределения парциального давления пара в иссушенной зоне (правомерность квазистационарного подхода показана при рассмотрении предыдущей задачи), получим, что $\psi = X/H$. Тогда закон движения границы фазовых переходов определяется из уравнения (3.53). Переходя к первоначальным переменным, получим:

$$\xi(\tau) = (4 D_n \varepsilon^2 \tau + \Delta^2)^{0.5} - \Delta, \quad (3.55)$$

$$I = 4 D_n \varepsilon^2 \rho_o W_o / (4 D_n \varepsilon^2 t + \Delta^2)^{0.5}. \quad (3.56)$$

Данных по коэффициенту массообмена β для Марса нет, зато есть данные по оценке эффективного коэффициента диффузии (с учетом турбулентного перемешивания), сделанные на основе измерений суточных вариаций концентрации водяного пара в атмосфере (см. рис. 4-13). Они показали, что порядок величины составляет $D_{эф} \approx 10^2 \text{ м}^2/\text{с}$. Следовательно, в уравнение (3.54) можно положить, что $\xi/D_n \gg I/\beta$, то есть величина сопротивлению переносу пара в

иссушенной зоне становится несоизмеримо больше сопротивления его переносу в атмосфере. Наши эксперименты по сублимационному обезвоживанию для земных условий показали, что при скорости потока $V=7$ м/с, даже при незначительном углублении фронта иссушения от поверхности (миллиметры), интенсивность процесса определяется интенсивностью паропереноса в породе. Данные по ветровому режиму Марса в меридиональном и широтном направлениях для приповерхностного слоя (0–5 м), приведенные на рисунках 4-9 и 4-10 (см.), указывают на диапазон до 10 м/с. В период пылевых бурь этот диапазон имеет большие значения.

Наличие на поверхности слоя реголита, который оказывает дополнительное сопротивление переносу водяного пара, может существенно влиять на скорость сублимации льда. Так, из анализа уравнения (3.55) следует, что, например, при $T=200\text{K}$ и мощности слоя реголита в 10 см (это характерно для высоких широт Марса) интенсивность процесса в зимний сезон крайне мизерна. При количественном описании этот случай реализуется, когда в уравнении (3.55) $\Delta^2 \gg 4D_{\text{п}} \varepsilon^2 \tau$. Другой предельный случай, когда $\Delta^2 \ll 4D_{\text{п}} \varepsilon^2 \tau$, реализуется при достаточной длительности процесса. Так, при указанных выше условиях за миллион лет мощность иссушенной зоны не превысит 1 м, а за миллиард лет – 20 м. По оценкам Р. Смолуховского [Smoluchowski, 1981], сделанных с помощью уравнения Кнудсена–Ленгмюра (3.30) и других соотношений молекулярно-кинетической теории при $T=200\text{K}$ и размере частиц породы 0,5 мкм, слой в 10 см обеспечивает сохранность слоя льда в 10 м в течении 1 млрд. лет.

Летний период

Другой сценарий процесса иссушения может реализоваться в летний период, когда температурный фон массива значительно более высокий и в приповерхностных горизонтах возможно появление жидкой фазы. Это также хорошо коррелирует с гипотезой о нахождении в массиве пород сильноминерализованных вод, температура эвтектики которых $T_{\text{э}}=218\text{K}$ (подробнее см. п. 4.5). Тогда возможна другая картина реализации процесса применительно к высоким широтам Марса, где наблюдаются проявления экзогенных криогенных процессов (морозобойное растрескивание и др.) и по данным нейтронной спектроскопии предполагается наличие льда H_2O в приповерхностных массивах пород.

Происходит интенсивное испарение жидкой фазы из приповерхностного слоя. Высокая скорость иссушения, обусловленная разреженным состоянием атмосферы, требует больших затрат энергии на его реализацию. При образовании сверху иссушенной прослойки пород и наличии обезвоженного слоя реголита, обладающего большим термическим сопротивлением, эта энергия может быть получена только за счет охлаждения нижележащих пород, то есть за счет их теплоаккумулирующей способности (эффект «мокрого термометра»). Этот эффект наблюдается в высокогорных земных условиях: так, испарение из верхних горизонтов в зимний период на Тянь-Шане обеспечивает сезонное промерзание до глубины 3 м, а в летний период – сохранение линз мерзлых пород.

Эффект «мокрого термометра» приводит к резкому понижению температуры нижележащих слоев. Когда температура станет ниже температуры замерзания рассола, происходит его кристаллизация. Массив пород (вниз по разрезу) разбивается уже на три зоны: иссушенную, мерзлую и охлажденную. Скорость испарения, а, следовательно, и движения фронта иссушения $\xi(\tau)$ может оказывать существенное влияние на динамику нижележащего фронта промерзания $h(\tau)$. Вследствие того, что удельная теплота сублимации льда почти на порядок больше его теплоты плавления (кристаллизации), темп перемещения фронта иссушения будет более медленным относительно фронта промерзания.

В частности, такая модель хорошо объясняет наличие на поверхности селективно распределенных соляных «корочек», отмеченных посадочными аппаратами Viking 1, Viking 2 и Mars Pathfinder. Эти сцементированные корочки характеризовались повышенным содержанием хлора и серы по сравнению с вмещающими породами (хлора вдвое больше, а серы на 2/3 больше), причем в самой породе отмечено их значительное содержание, превышающее на один–два порядка их содержание в земных породах (подробнее см. п.4.5.2). На наш взгляд, сильное испарение приводит к неравномерному промерзанию пород; возникновению замкнутых объемов вод, гидростатическое давление в которых повышено; их растрескиванию под действием механических напряжений, возникающих вследствие этого; прорыву рассолов на поверхность с последующим их интенсивным обезвоживанием.

Задача очень сложна для теоретического исследования и может быть сформулирована и реализована в рамках тепловой постановки при принятии ряда упрощающих допущений. Они сводятся к следующему: скорость иссушения зависит от подведенного к поверхности теплового потока; температура на фронтах фазовых переходов постоянна; теплофизические характеристики в выделенных трех зонах кусочно-постоянны и от температуры не зависят; поток водяного пара, проходящий через иссушенную зону, распределяется по поверхности равномерно. Что касается условий на подвижной границе $h(\tau)$, здесь условие типа Стефана может быть использовано только в очень грубом приближении, поскольку, как указывалось выше, фронтальная форма сублимации для иссушения в условиях разрежения не характерна. Предпосылка постоянства температуры на фронте испарения удовлетворительно выполняется, когда размер зоны иссушения невелик относительно размера мерзлой зоны.

Постановка задачи. Дифференциальные уравнения теплопроводности для иссушенной, мерзлой и охлажденной зон, а также краевые условия запишутся в виде:

$$\frac{\partial T_u}{\partial \tau} = a_u \frac{\partial^2 T_u}{\partial z^2} + \left(\frac{C_{en}}{C_u} \right) \frac{J}{\rho_{en}} \frac{\partial T_u}{\partial z}, \quad z \in (0, \xi(\tau)), \quad (3.57)$$

$$\frac{\partial T_m}{\partial \tau} = a_m \frac{\partial^2 T_m}{\partial z^2}, \quad z \in (\xi(\tau), h(\tau)), \quad (3.58)$$

$$\frac{\partial T_{ox}}{\partial \tau} = a_{ox} \frac{\partial^2 T_{ox}}{\partial z^2}, \quad z \in (h(\tau), \infty), \quad (3.59)$$

$$T(0, \tau) = \frac{1}{\tau_1 - \tau_2} \int_{\tau_1}^{\tau_2} T_n(\tau) d\tau = T_n, \quad T(\infty, t) = T_{ox}, \quad (3.60)$$

$$T_u(\xi(\tau), \tau) = T_m(\xi(\tau), \tau) \equiv T_c, \quad (3.61)$$

$$-\lambda_u \left. \frac{\partial T_u}{\partial z} \right|_{z=\xi(\tau)} + \lambda_m \left. \frac{\partial T_m}{\partial z} \right|_{z=\xi(\tau)} = Q_c \frac{d\xi}{d\tau}, \quad (3.62)$$

$$T_m(h(\tau), \tau) = T_{ox}(h(\tau), \tau) \equiv T_z, \quad (3.63)$$

$$-\lambda_m \frac{\partial T_m}{\partial z} \Big|_{z=h(\tau)} + \lambda_{ox} \frac{\partial T_z}{\partial z} \Big|_{z=h(\tau)} = Q_z \frac{dh}{d\tau}, \quad (3.64)$$

$$T(z, 0) = f(z), \quad (3.65)$$

где T_n – средняя температура поверхности за расчетный период времени; Q – теплота фазового перехода; J – интенсивность испарения; C – теплоемкость; u, m, ox – индексы, относятся, соответственно, к зонам иссушения, мерзлой и охлажденной зонам; индексы s, z – сублимация, замерзание; индексы o, l, vp – скелет породы, лед, водяной пар.

Для оценочных расчетов, как и в предыдущем случае, можно использовать автомодельное приближенное решение, применение которого для данного класса задач рассмотрено в работах [Ентов и др., 1986]. Принимаем, что профили в зонах имеют вид:

$$\frac{T_i(x, \tau)}{\Delta T_i} = \operatorname{erfc} \left(\frac{z}{2\sqrt{a_i \tau}} \right), \quad (3.66)$$

где ΔT_i – разница температур для соответствующей i -й зоны массива, которая находится из краевых условий для конкретной задачи, а фронты движутся по закону:

$$\xi(\tau) = \alpha(\tau)^{1/2}, h(\tau) = \beta(\tau)^{1/2}. \quad (3.67)$$

Здесь β, α – числовые константы.

Основной прием, позволяющий реализовать автомодельное решение, – это связь скорости переноса водяного пара J_{en}/ρ_{en} , испаряющегося с поверхности сублимации, со скоростью ее движения $d\xi/d\tau$, как это сделано в уравнениях (3.45) и (3.47):

$$J/\rho_{en} = W_n(\rho_o/\rho_{en}) d\xi(\tau)/d\tau = W_n(\rho_o/2\rho_{en}) \alpha \tau^{-1/2}. \quad (3.68)$$

Тогда уравнение (3.57) примет вид:

$$\frac{\partial t_u}{\partial \tau} = a_u \frac{\partial^2 t_u}{\partial z^2} + \left(\frac{C_{en}}{C_u} \right) \frac{W_n \rho_o}{2\rho_{en} \sqrt{\tau}} \frac{\alpha \partial t_u}{\partial z}, \quad z \in (0, \xi(\tau)). \quad (3.69)$$

Для конкретной задачи температурные профили в зонах и скорости продвижения фронтов испарения и замерзания находятся из граничных условий и решения системы трансцендентных уравнений для нахождения числовых значений коэффициентов α и β в уравнениях (3.62) и (3.64). В случае, когда надо учесть наличие на поверхности слоя реголита, в выражении (3.68) величина интенсивности обезвоживания J рассчитывается аналогично соотношению (3.56), то есть с учетом сопротивления переносу водяного пара в этом слое.

3.2.4. Методика оценки линейных размеров марсианских полигонов морозобойного растрескивания

Методики прогноза процесса в земных условиях

Одна из первых разработок, сделанных с помощью графо-аналитического метода, принадлежит Б.Н. Достовалову [Достовалов, Кудрявцев, 1967]. Согласно ей, криогенному растрескиванию подвергаются массивы мерзлых пород, в которых в результате температурных колебаний в верхних слоях массива возникают разрушающие касательные напряжения сдвига, когда температура породы становится в них ниже среднегодовой. При этом криогенная трещина проникает до глубины, на которой среднегодовые температуры сравниваются с температурой грунта. Профиль температуры по глубине принимался линейным, то есть установившимся. В модели предполагается наличие свободного вертикального края (берег реки, кромка обрыва и т.д.), который формирует направленность трещин. Последующее развитие данной модели было осуществлено в работах Н.Н. Романовского [Романовский, 1977]. По его представлениям процесс зарождения трещин происходит при промерзании сезонно-талого слоя, в котором формируются зародышевые, «волосяные» трещины. Расстояние между трещинами остается постоянным. Под воздействием температурных напряжений, вызванных дальнейшим охлаждением, они начинают быстро развиваться, образуя трещины, способные вместить лед, снег или дисперсный материал. Температура, соответствующая минимальным напряжениям, вызывающим развитие зияющих трещин, определяется не среднегодовыми ее значениями, а физико-механическими характеристиками грунта. Дальнейшее совершенствование методов прогноза связано, с одной стороны, со снятием ограничений, которые использовались в методиках Б.Н. Достовалова и Н.Н. Романовского, путем учета реологических свойств пород, динамики двухмерного температурного поля и т.д., а, с другой стороны, с уточнением механизма процесса. В частности, с гипотезой о том, что трещинообразование реализуется за счет действия нормальных растягивающих (разрывающих) напряжений, а не касательных сдвиговых. Так, Ш.Ш. Гасанов [Гасанов, 1970] связывает образование криогенных трещин с действием нормальных растягивающих напряжений и строит свою методику на основании анализа перемещений поверхности массива от температурных деформаций и действия растягивающих напряжений на этой поверхности. Учет реологических свойств пород на процесс трещинообразования был впервые реализован в модели А. Лахенбруха [Lachenbruch, 1962]. Он задает связь между напряжениями и деформациями в виде реологического уравнения общего вида, однако задачу для мерзлого массива в рамках этой модели не решает, а ограничивается предположением, что деформации в горизонтальном направлении находятся в линейной зависимости от температуры. Им была подчеркнута роль давления вышележащих слоев на поле напряжений при образовании трещин и предложена классификация геометрических форм полигонов. Однако недостаточная формализация задачи в общем исключила возможность применения методики для количественного прогноза. Наиболее аргументированной и полной с точки зрения физических представлений и их математической реализации представляется методика прогноза С.Е. Гречищева [Гречищев и др., 1980], которая не утратила своей актуальности до настоящего времени. Методика С.С. Григоряна, М.С. Красса и С.А. Геворкяна [Григорян и др., 1987], предложенная позже и основанная на теории балок (жестко защемленных с одной или двух сторон), использует основные физические представления теории С.Е. Гречищева. В модели С.Е. Гречищева рассматривается динамика поля температурных напряжений в сплошном массиве мерзлого грунта, который представлен в виде вязкоупругого полупространства, с учетом зависимости механических характеристик пород от температуры и эффект времен-

ного температурного последствия. Изменение температуры на поверхности массива задается по гармоническому закону. Опираясь на решения задач механики разрушения (полуплоскость с одной и двумя краевыми трещинами), на основе критерия распространения трещины С.Е. Гречищев определяет условия их развития в мерзлой толще и получает формулы их раскрытия. Анализ напряженного состояния мерзлого массива позволил ему сделать вывод, что длиннопериодные колебания температуры вызывают в массиве развитие напряжений, равных пределу длительной прочности, которые в дальнейшем на процесс растрескивания влияния не оказывают. По мнению С.Е. Гречищева, растрескивание вызывается короткопериодными колебаниями температуры, приводящими к снижению предела временной прочности. Причем, чем больше частота этих колебаний, тем больше должна быть их амплитуда, чтобы трещинообразование было возможным. Автор пришел к заключению, что помимо зияющих трещин в мерзлой толще могут образовываться и скрытые, внутренние трещины. В частности было введено понятие резонансной частоты температурных колебаний, при которой в массиве развиваются максимальные напряжения. Эта частота зависит от времени релаксации мерзлого грунта. Отмечая справедливость выводов С.Е. Гречищева, необходимо вместе с тем указать, что предложенная им модель криогенного растрескивания мерзлых грунтов содержит много трудноопределяемых эмпирических характеристик, что затрудняет ее использование даже для земных условий.

Термоупругая модель процесса морозобойного растрескивания

Как показал вышеприведенный анализ, методики прогноза процесса морозобойного растрескивания отличаются способами: описания механизма разрушения; учета механических и реологических свойств пород; расчета динамики температурного поля и т.д. Использование многофакторных моделей, требующих большого объема эмпирической информации, даже для земных условий затрудняет их практическое применение. Тем более это касается Марса, для которого отсутствуют многие необходимые фактические данные, в частности, относительно реологических свойств пород. Кроме того, для высоких широт, характеризующихся крайне низкими средними «зимними» температурами (-90°C – -110°C), можно также в первом приближении пренебречь проявлением вязкопластических свойств пород. Сценарий образования полигонов мы рассматривали в соответствии с предположением о сходстве современных температурных условий с условиями их образования.

В силу этого можно оценить размер полигонов, используя модель двухслойной термоупругой среды. Согласно этой модели криогенному растрескиванию подвергаются массивы мерзлых пород, в верхних слоях которых в результате колебаний температуры возникают разрушающие напряжения. Первый от поверхности слой представлен сухим реголитом (пылеватым неконсолидированным материалом); в нем не может происходить криогенное растрескивание. В земных условиях это аналогично роли, которую играет снежный покров. Второй слой представлен различными трещиноватыми породами (базальтами, андезитами или льдонасыщенными дисперсными породами); он характеризуется более высокой теплопроводностью.

Феноменологический подход к этой задаче состоит в том, что объемно-напряженное состояние массива в процессе подвода или отвода энергии однозначно определяется неравномерным распределением температуры. Поэтому необходимо рассмотреть тепловую и механическую задачи о нахождении динамики температурных полей, полей напряжений и деформаций. В общем случае эти поля влияют друг на друга, и нужно рассматривать связанную задачу.

Для общего случая неравномерной температурной деформации напряжение и деформации связаны между собой следующими соотношениями термоупругости:

$$\sigma_{ij} = \gamma \omega \delta_{ij} + 2 \nu \varepsilon_{ij} - (3 \gamma + 2 \nu) \alpha (T - T_0) \delta_{ij}, \quad (3.70)$$

где $\alpha = \alpha_m / 3$ – коэффициент линейного термического расширения; σ_{ij} – символ Кронекера

$$\sigma_{ij} = \begin{cases} 0, i \neq j, \\ 1, i = j, \end{cases} \quad \omega = (\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) ; \quad \omega - \text{объемное расширение, при этом } \sigma_{ij} = d\omega / d\varepsilon_{ij};$$

величины σ_{ij} ($i, j = x, y, z$) и ε_{ij} – компоненты тензора напряжений и деформаций.

$$\sigma = \begin{pmatrix} \sigma_x & \sigma_y & \sigma_z \\ \sigma_x & \sigma_y & \sigma_z \\ \sigma_x & \sigma_y & \sigma_z \end{pmatrix}, \quad \varepsilon = \begin{pmatrix} \varepsilon_x & \varepsilon_y & \varepsilon_z \\ \varepsilon_x & \varepsilon_y & \varepsilon_z \\ \varepsilon_x & \varepsilon_y & \varepsilon_z \end{pmatrix},$$

γ, ν – постоянные Ламэ для изотермической деформации, $\nu = E / 2(1+\mu)$; $\gamma = E \mu / (1+\mu)(1-2\mu)$, здесь E – модуль упругости, μ – коэффициент Пуассона.

В уравнении теплопроводности появляется дополнительный поток тепла, связанный с деформацией. В случае, когда деформации и перепады температур относительно малы, $[(T - T_0) / T] \ll 1$, связанное уравнение теплопроводности можно записать в виде:

$$C_\rho \frac{\partial t}{\partial \tau} + (3 \gamma + 2 \nu) \alpha_\tau t \omega(x, y, z, \tau) = \lambda \nabla^2 t + f(x, y, z, \tau). \quad (3.71)$$

В отличие от обычного вида уравнения теплопроводности, это уравнение содержит слагаемое, связывающее приращение температуры со скоростью изменения объема деформируемого тела ω . Для диапазона низких температур, характерных для марсианских приповерхностных горизонтов (источники или стоки тепла незначительны), уравнение (3.71) преобразуется в вид:

$$C_\rho \frac{\partial t}{\partial \tau} \left[1 + \delta_0 \left(\frac{\gamma + 2 \nu}{3 \gamma + 2 \nu} \right) \left(\frac{\omega}{\alpha_m t} \right) \right] = \lambda \nabla^2 t. \quad (3.72)$$

Здесь $\delta_0 = \frac{(3\gamma + 2\nu)^2 \alpha_\tau^2 T_0}{\rho C_\rho V_e^2}$ – безразмерный параметр; $V = [(\gamma + 2\nu) / \rho]^{1/2}$ – скорость

распространения волн расширения в упругой среде; C_ρ – объемная теплоемкость.

Анализ уравнения (3.72) показывает, что выражение в квадратных скобках в левой части будет близко к единице в случае, когда величина δ_0 параметра, отражающего влияние связанности, будет много меньше единицы $\delta_0 \ll 1$. Естественно, что скорости изменения деформации $(\partial \omega / \partial \tau)$ и температуры $(\partial t / \partial \tau)$, соотношение которых также определяет необходимость учета связанности, имеют в этом случае значения одного порядка. Это условие предполагает, что изменение деформаций во времени происходит непосредственно вслед за изменением температуры. Уравнения, описывающие связанную задачу линейной термоупругости в векторной форме, имеют вид:

$$\left\{ \begin{array}{l} \nu \nabla U + (\gamma + \nu) \operatorname{grad}(\operatorname{div} \bar{U}) - (3\gamma + 2\nu) \alpha_m \operatorname{grad}(t) = \rho \bar{U}, \\ \frac{\partial t}{\partial \tau} + (3\gamma + 2\nu) \left(\frac{\alpha_m}{C_\rho} \right) t_0 \operatorname{div} \bar{U} = a \nabla^2 t, \end{array} \right. \quad (3.73)$$

$$(3.74)$$

где $\omega = \operatorname{div} U$; U – вектор перемещения.

Из уравнения (3.73) может быть определена деформация (перемещение) при произвольно заданной температуре. Подстановка в уравнение (3.74) полученного выражения для $\operatorname{div} U$ позволяет определить распределение температуры.

Связанная задача сложна и требует привлечения большого объема эмпирической информации по механическим свойствам пород при низких отрицательных температурах. Для марсианских условий, как показывает анализ уравнения (3.68), величина δ_0 (параметр, отражающий влияние связанности) будет существенно меньше единицы – $\delta_0 < 1$. Поэтому, в первом приближении, задачу можно рассматривать как несвязанную. Тогда сначала автономно решается тепловая задача, а затем, в рамках гипотезы о типе температуры в пространстве и во времени, оцениваются величины деформаций и напряжений. В этом случае поля температур можно считать установившимися.

Для случая пространственно-напряженного состояния, описываемого обобщенным законом Гука, связь между относительными линейными деформациями ε_{xx} , ε_{yy} , ε_{zz} и нормальными напряжениями σ_{xx} , σ_{yy} , σ_{zz} , с также угловыми деформациями ε_{xy} , ε_{yz} , ε_{zx} и касательными напряжениями τ_{xy} , τ_{yz} , τ_{zx} определяется следующими выражениями:

$$\varepsilon_{xx} - \alpha \Delta t(x, y, z, \tau) = \frac{1}{E} \left[\sigma_{xx} - \mu (\sigma_{yy} + \sigma_{zz}) \right], \quad (3.75)$$

$$\varepsilon_{yy} - \alpha \Delta t(x, y, z, \tau) = \frac{1}{E} \left[\sigma_{yy} - \mu (\sigma_{zz} + \sigma_{xx}) \right], \quad (3.76)$$

$$\varepsilon_{zz} - \alpha \Delta t(x, y, z, \tau) = \frac{1}{E} \left[\sigma_{zz} - \mu (\sigma_{xx} + \sigma_{yy}) \right], \quad (3.77)$$

$$\varepsilon_{xy} = \tau_{xy}/G, \quad \varepsilon_{yz} = \tau_{yz}/G, \quad \varepsilon_{zx} = \tau_{zx}/G, \quad (3.78)$$

где $G = E / 2(1 + \mu)$ – модуль сдвига, $\mu (\sigma_{yy} + \sigma_{zz})/E$ – «добавка» к величине относительной деформации по оси x за счет действия напряжений по осям y и z , а $[\mu (\sigma_{yy} + \sigma_{zz})/E]$ и $[\mu (\sigma_{xx} + \sigma_{yy})/E]$, соответственно, – по z и x и по x и y .

Приближенная оценка линейных размеров полигонов морозобойного растрескивания на Марсе

Рассмотрим возникновение объемно-напряженного состояния в массиве пород под действием градиента температур по глубине массива (dt/dz). При этом в силу несвязанности задачи температурный профиль в каждый момент времени является установившимся относительно поля напряжений и деформаций. Температурный профиль в слое, который подвергается рас-

трескиванию, можно, в первом приближении, рассматривать как линейный. При охлаждении сверху верхние слои стремятся сократиться, но этому мешают нижележащие слои. Вследствие взаимодействия этих слоев в них возникают нормальные напряжения: верхние слои растягиваются нижними, а последние сжимаются верхними. На нейтральной поверхности напряжения равны нулю. Представим, что массив состоит из отдельных пластин с начальной длиной l_o . Если бы они сокращались независимо друг от друга, их размер определялся температурным профилем (для простоты рассмотрим одномерный случай). Их деформация определялась бы соотношением: $l - l_o = l_o \alpha T(z)$. Если не учитывать, что пластина может несколько изгибаться, то есть ее форма не меняется, действительная деформация (сокращение) будет меньше, поскольку этому препятствуют нижележащие слои. Тогда реальное сокращение этих пластин, как и всего массива, будет одинаково с l_{cp} , соответствует средней температуре T_{cp} , и, следовательно, $l_{cp} - l_o = l_o \alpha T_{cp}$. Таким образом, недопущенная деформация равна разнице между длиной пластины, которую она имела бы при свободном сокращении, и реальной длиной:

$$l - l_{cp} = l_o \alpha (T - T_{cp}). \quad (3.79)$$

Эта недопущенная деформация вызывает нормальные напряжения. Для приповерхностных слоев, где $l < l_{cp}$, происходит деформация сжатия, вызывающая растягивающие напряжения. Для нижележащих слоев, где $l > l_{cp}$, происходит деформация растяжения, вызывающая сжимающие напряжения. Для оценки этих напряжений проанализируем уравнения (3.75–3.77) при упрощающих предположениях: рассматривается плоская задача (относительно координат x и z) и тогда все компоненты с индексом « $уу$ » выпадают из рассмотрения; не учитываем влияние внешней нагрузкой на массив (для марсианских условий бытовое давление слоя реголита ничтожно, а ускорение силы тяжести в три раза меньше, чем на Земле).

Поскольку задача статически неопределима, воспользуемся принципом совместности деформации. Тогда в уравнении (3.75) все слагаемые в правой части равны нулю $\sigma_{xx} = 0$ и $\sigma_{zz} = 0$ и $\varepsilon_{xx} - \alpha \Delta T = 0$. Это означает, что возникающая по оси x деформация целиком определяется температурной деформацией. Поскольку $\varepsilon_{xx} = \Delta x / l_o$, с учетом соотношения (3.79) можно записать:

$$\Delta x = l_o \alpha (T - T_{cp}). \quad (3.80)$$

В силу отсутствия бытового давления и наличия свободной границы $\sigma_{zz} = 0$ при пренебрежении влиянием на относительную деформацию по глубине слоя $\varepsilon_{xx} = \Delta z / h$ слагаемого $\alpha \Delta T$ (задача рассматривается в предположении неизменности геометрической формы, то есть не происходит изгиба) уравнение (3.77) запишется в виде:

$$\sigma_{xx} = E \alpha (T - T_{cp}). \quad (3.81)$$

Таким образом, возникновение относительной линейной деформации ε_{xx} обусловлено нормальным напряжением σ_{xx} , которое индуцируется возникновением температурных деформаций по оси x , а величина растягивающих напряжений будет пропорциональна значениям механических характеристик пород и величине понижения температуры в фиксированном сечении относительно средней температуры. Поскольку реальная относительная деформация (сокращение) $\varepsilon_{xx} = l_{cp} - l_o / l_o$ всех слоев будет одинакова и соответствует средней температуре T_{cp} , с учетом соотношения (3.81) можно записать:

$$E \alpha T_{cp} = \sigma_{xx} . \quad (3.82)$$

Если правая часть уравнения (3.82) превысит значение величины мгновенной прочности на разрыв σ_{xx}^{mc} , т.е. $\sigma_{xx} \geq \sigma_{xx}^{mc}$, произойдет образование трещины. Для марсианских условий, также как и для земных, целесообразно использовать в качестве расчетной величины величину не мгновенной, а длительной прочности на разрыв σ_p^u , поскольку породы находятся в области периодических изменений температуры. Тогда условие образования трещины с учетом температурной зависимости основных прогнозных параметров запишется в виде:

$$(1 + \beta T) \sigma_p^u / E(T) \alpha(T) T_{cp} \leq 1 , \quad (3.83)$$

где β – эмпирический коэффициент, учитывающий зависимость длительной прочности от температуры.

Соотношение (3.83) имеет структуру, сходную со структурой соотношения для условий образования трещины в земных условиях, которая предложена С.Е. Гречищевым [Гречищев и др., 1980]. Некоторое различие обусловлено отсутствием в полученном нами соотношении (3.83) сомножителя $(1-\mu)$. Однако оно несущественно, поскольку для очень низких отрицательных температур, характерных для Марса, величина коэффициента Пуассона составляет $\mu=0,1 \div 0,15$, а, следовательно, величина $(1-\mu)$ не сильно отличается от единицы. Поэтому для приближенной оценки условий образования трещины можно использовать соотношение, полученное С.Е. Гречищевым. Его анализ с учетом экспериментальных данных для земных пород, полученных при низких отрицательных температурах, рассмотренных ниже, показывает, что условия трещинообразования для высоких широт Марса могут в принципе выполняться.

В уравнении (3.83) в качестве основной причины образования трещин выступают нормальные напряжения разрыва. Тем не менее гипотеза о том, что трещины образуются в результате развития опасных касательных напряжений, нашедшая свое отражение в подходе Б.Н. Достовалова, на наш взгляд, также имеет право на существование. Она опирается на взгляды школы физико-химиков, в частности, академика П.А. Ребиндера [Ребиндер, 1979]. Согласно представлениям П.А. Ребиндера, при наличии одновременного действия растягивающих и сжимающих напряжений в массиве возникают опасные касательные напряжения. Максимальные касательные напряжения действуют в сечениях изотропных тел, наклоненных под углом 45° к плоскости пластины, и имеют величину, соответствующую половине величины нормальных напряжений. Поэтому, если прочность породы по отношению к касательным напряжениям ниже по сравнению с прочностью для растягивающих напряжений более чем в два раза, то появление трещин будет обусловлено касательными напряжениями. Причинами образования трещины, то есть нарушения прочности, – разрыва, являются сдвиговые напряжения. Условие разрушения сводится к тому, что интенсивность касательных напряжений в данном месте образца достигает критического (предельного) значения.

Согласно рассматриваемым представлениям, растягивающие напряжения как таковые не могут быть причиной местного разрыва, то есть образования трещины. Действительно, если рассмотреть всестороннее растяжение идеализированного изотропного тела, когда касательные напряжения всюду равны нулю, местный разрыв становится невозможным, прочность тела является наибольшей и разрушение под влиянием такого напряженного состояния соответствует разделению тела на отдельные структурные элементы. В реальных породах всегда возникает местный разрыв вследствие наличия дефектов, слабых мест и трещин, развивающихся в напряженном состоянии. Именно эти слабые места – зародыши будущих трещин

разрыва – и являются причиной возникновения опасных касательных напряжений, которые, таким образом, и надо рассматривать как причину разрыва. Явление локального разрушения от действия только касательных напряжений мы имеем в случае иссушения поверхностного слоя глинистой почвы, где наблюдается шелушение (отделение с поверхности чешуек глины определенной толщины, несколько вогнутых снаружи и возникающих в результате сети поверхностных трещин).

При крайне низких отрицательных температурах, характерных для верхних широт Марса, возникновение локальных разрывов за счет действия касательных сил приводит к их дальнейшему развитию, поскольку «залечивание» микротрещин не происходит из-за вырождения пластических свойств пород и при совместном воздействии с нормальными напряжениями растяжения (разрыва) происходит образование макротрещин. Исходя из представлений о доминировании касательных напряжений сдвига в формировании размеров полигональной сети, рассмотрим систему уравнений (3.75–3.78), как и ранее, относительно координат x и z , воспользовавшись принципом совместности деформации. Тогда уравнение (3.75) упростится и будет иметь вид соотношения (3.80). Далее, преобразуя уравнение (3.78) для относительной угловой деформации ε_{xz} , исходя из того, что $\varepsilon_{xz} = \Delta x / \Delta z$, получим:

$$\Delta x = \Delta z \tau_{xz} / G = 2(1 + \mu) \Delta z \tau_{xz} / E. \quad (3.84)$$

Далее, приравнивая величины Δx из уравнений (3.80) и (3.84), получим:

$$l_o \alpha (T - T_{cp}) = \Delta z \tau_{xz} / G. \quad (3.85)$$

Величина $(T - T_{cp}) / \Delta z$ при линейном профиле температур по глубине является градиентом температуры $\text{grad } T$. Величину τ_{xz} трактуем как значение длительной прочности на сдвиг τ_{cd}^* . Для учета температурной зависимости модуля упругости E и коэффициента линейного расширения α используем соотношения, предложенные С.Е. Гречищевым [Гречищев и др., 1980]: $E = E^* (1 + \beta_E T)$ и $\alpha = \alpha^* (1 + \gamma / T^{1/2})$, где E^* , β_E , α^* , γ – эмпирические константы. Исходя из того, что линейный размер полигона $l_n = 2l_o$ для плоского случая ограничен с двух сторон, можно записать:

$$l_n = 4 (1 + \mu) \tau_{cd}^* (T) / E^* (1 + \beta_E T) \alpha^* (1 + \gamma / T^{1/2}) \text{grad } T. \quad (3.86)$$

Структура уравнения (3.86) является аналогичной структуре формулы Б.Н. Достовалова. Несмотря на очевидную упрощенность такого подхода к оценке линейных размеров полигонов морозобойного растрескивания на Марсе, он в первом приближении может быть использован. Так, сопоставление расчетных оценок величины l_n , проведенных в соответствии с соотношением (3.86), с наблюдаемыми размерами полигонов в высоких широтах северного полушария Марса показало их удовлетворительную сходимость для случая, когда расчетная величина мощности слоя реголита при оценке $\text{grad } T$ по двухслойной модели приповерхностного разреза (реголит – раздробленный базальт) изменялась от периферии полярной шапки к экваториальной области от 0,2 до 1,0 м. Данные по динамике температурных полей приведены в п. 4.4, теплофизические и механические свойства пород выбраны согласно рисункам 3-24 и 3-25 (см.), а также рисункам 3-27, 3-30–3-32 (вклейка). Ссылки на используемую двухслойную модель и полученные на основе анализа линейных размеров полигонов значения мощности слоя реголита были опубликованы нами в начале 2002 г. в трудах международной конферен-

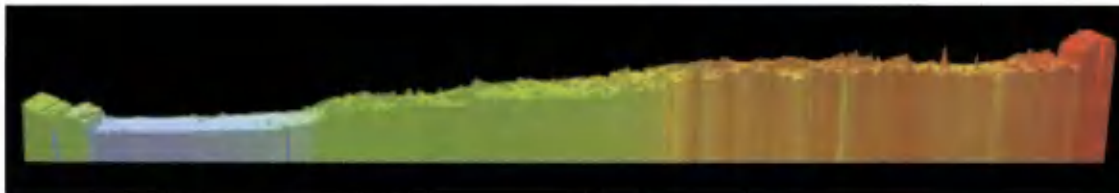


Рис. 3-2. Первая глобальная топографическая модель MOLA [Smith et al., 1999]



Рис. 3-3. Теплоэмиссионный спектрометр (TES)

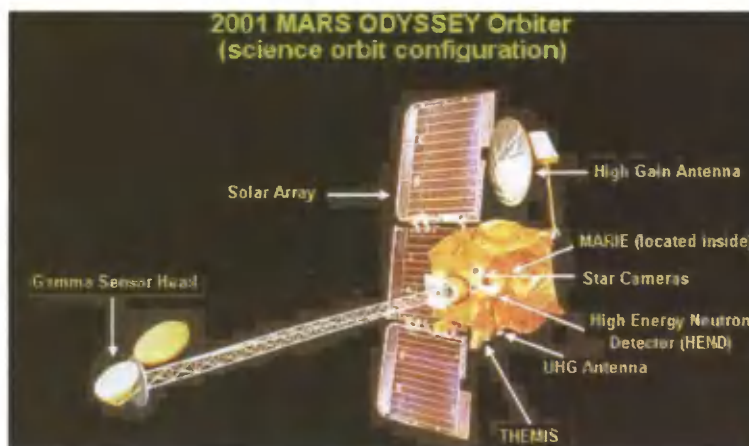


Рис. 3-4. Общий вид космического аппарата Mars Odyssey и схема установки основных исследовательских систем



Рис. 3-5. Общий вид системы изображений тепловой эмиссии THEMIS



Рис. 3-6. Общий вид прибора HEND с технологическими подставками

Тепловые нейтроны Эпитепловые нейтроны

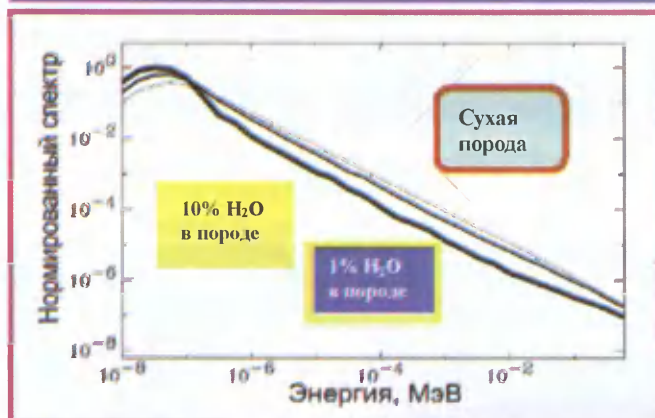
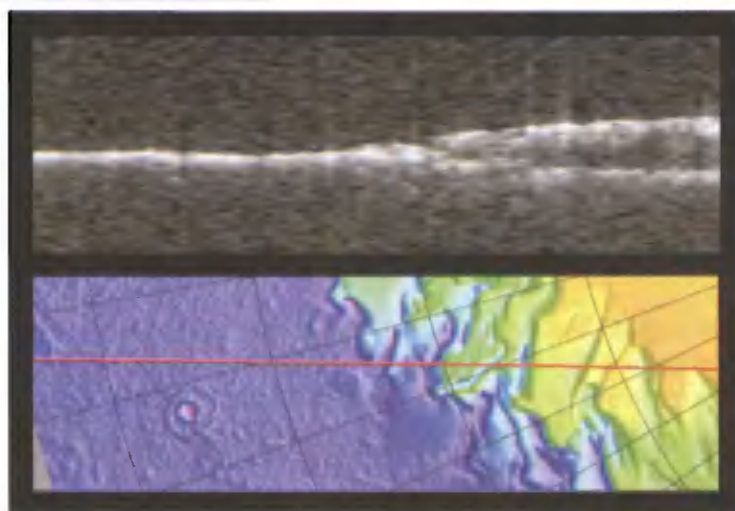


Рис. 3-7. Связь потока нейтронов с содержанием воды H_2O в приповерхностных слоях [Кузьмин, 2004]

Рис. 3-8. Результаты исследований, полученные с помощью системы MARSIS



а

б



Рис. 3-9. Общий вид марсоходов Spirit (*а*) и Opportunity (*б*)

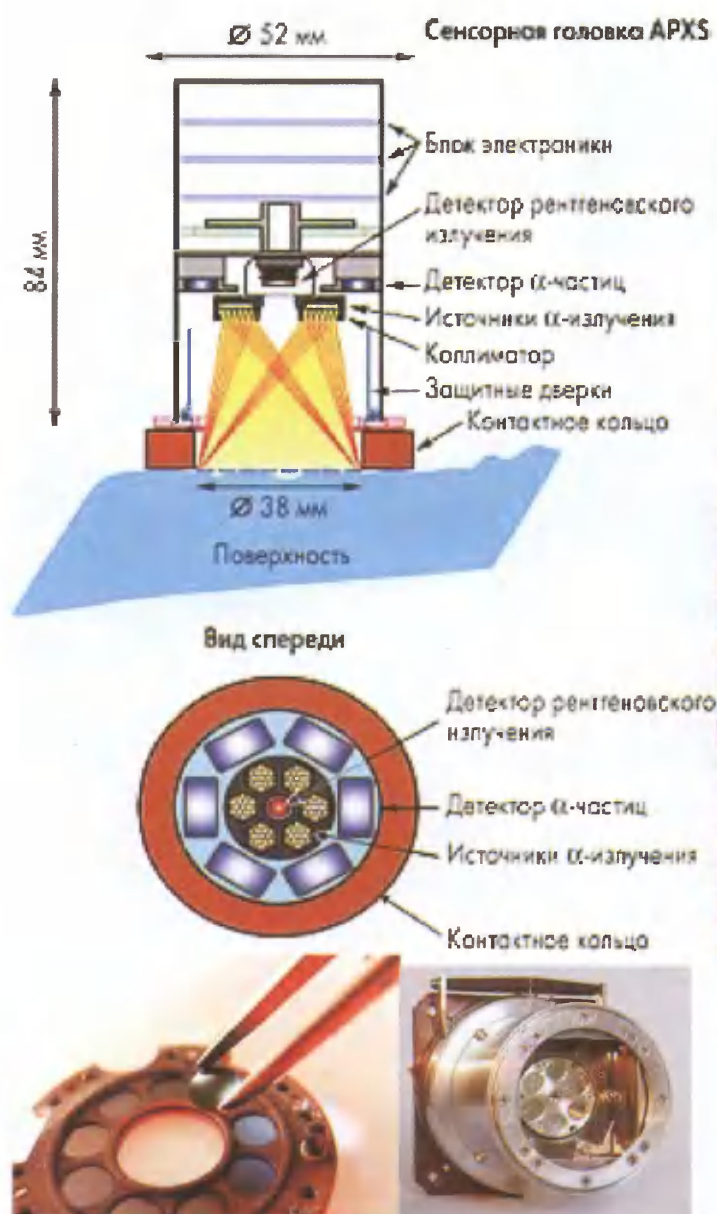


Рис. 3-10. Схема альфа-протон-рентгеновского спектрометра (APXS) и общий вид его размещения на манипуляторе

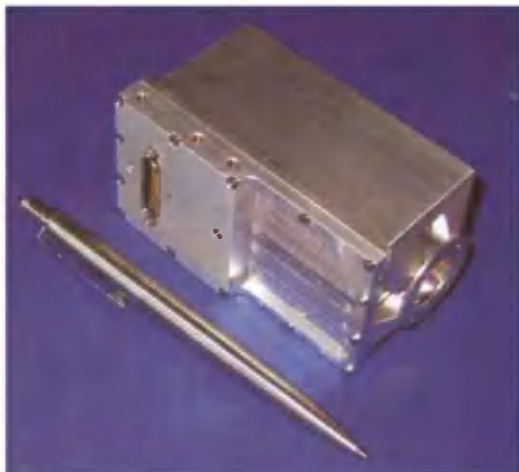


Рис. 3-11. Фотография спектрометра MIMOS II

а



б

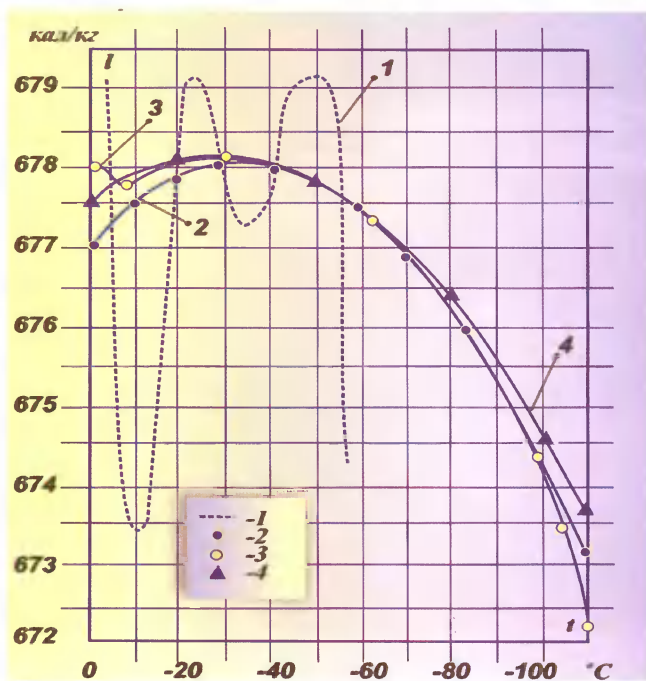


Рис. 3-16. Зависимость теплоты сублимации льда H_2O от температуры [Лебедев, Перельман, 1973]
1 – расчетный полином; 2, 3 и 4 – экспериментальные данные

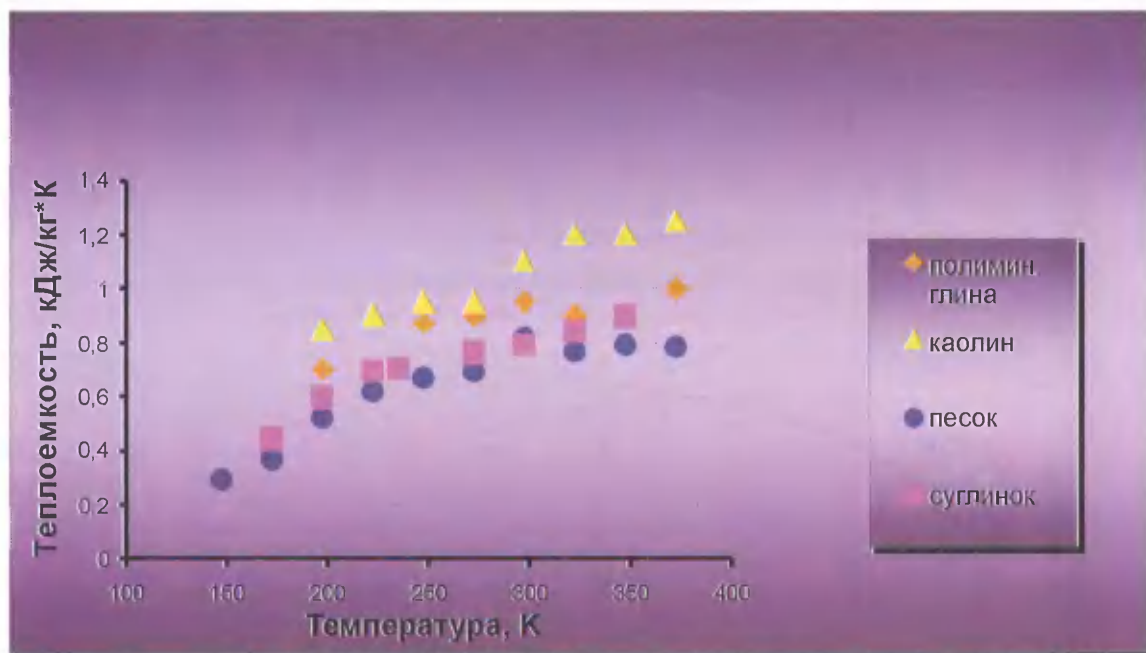


Рис. 3-23. Зависимость теплоемкости минерального скелета грунта с различным размером частиц и минеральным составом от температуры [Комаров, 2003]

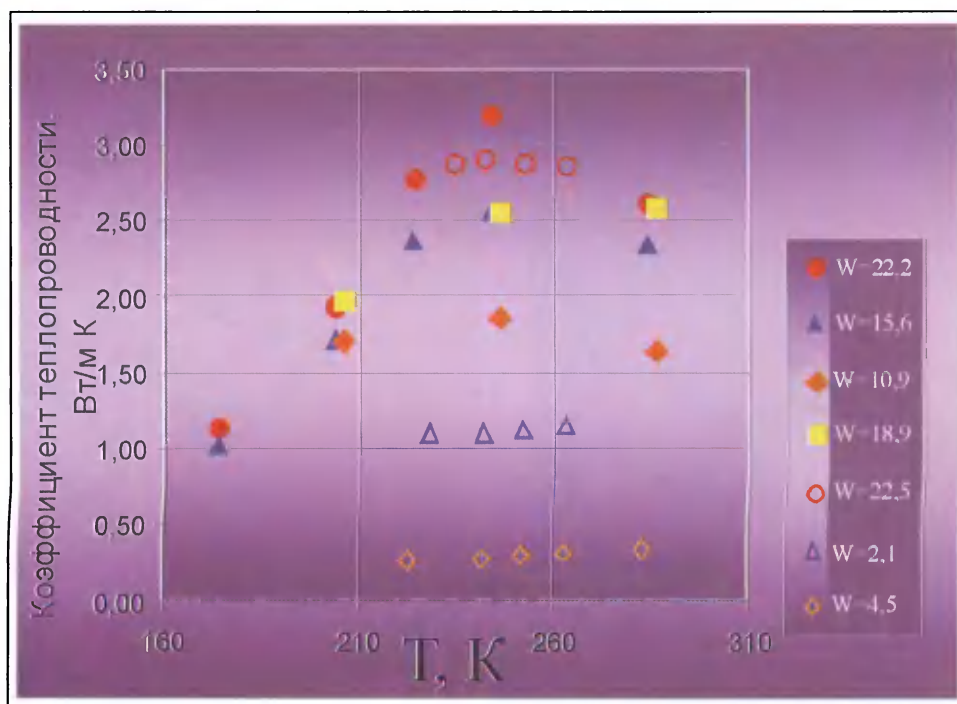


Рис. 3-24. Зависимость коэффициента теплопроводности кварцевого песка дисперсности (0,1– 0,25 мм) от температуры (T) и влажности (W)

Залитые значки – экспериментальные данные; незалитые значки – экспериментальные данные по [Haynes et al., 1991]

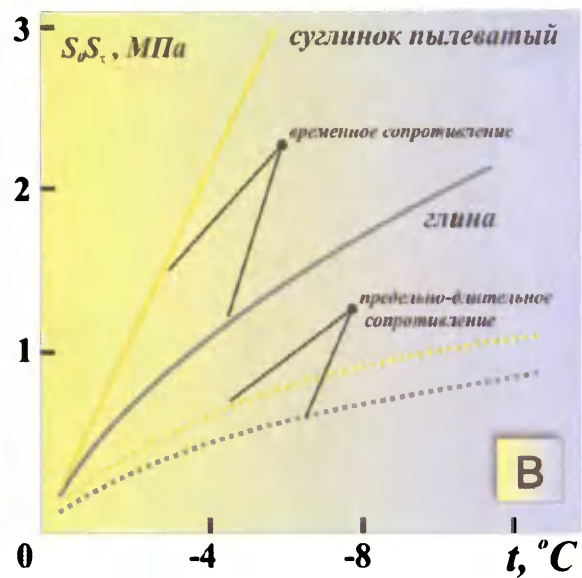
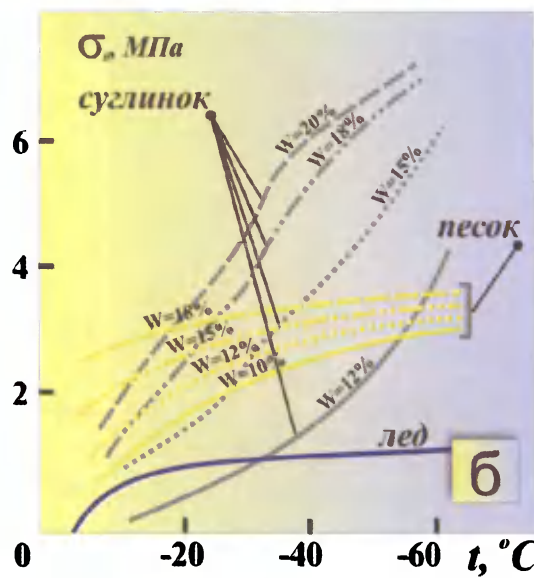
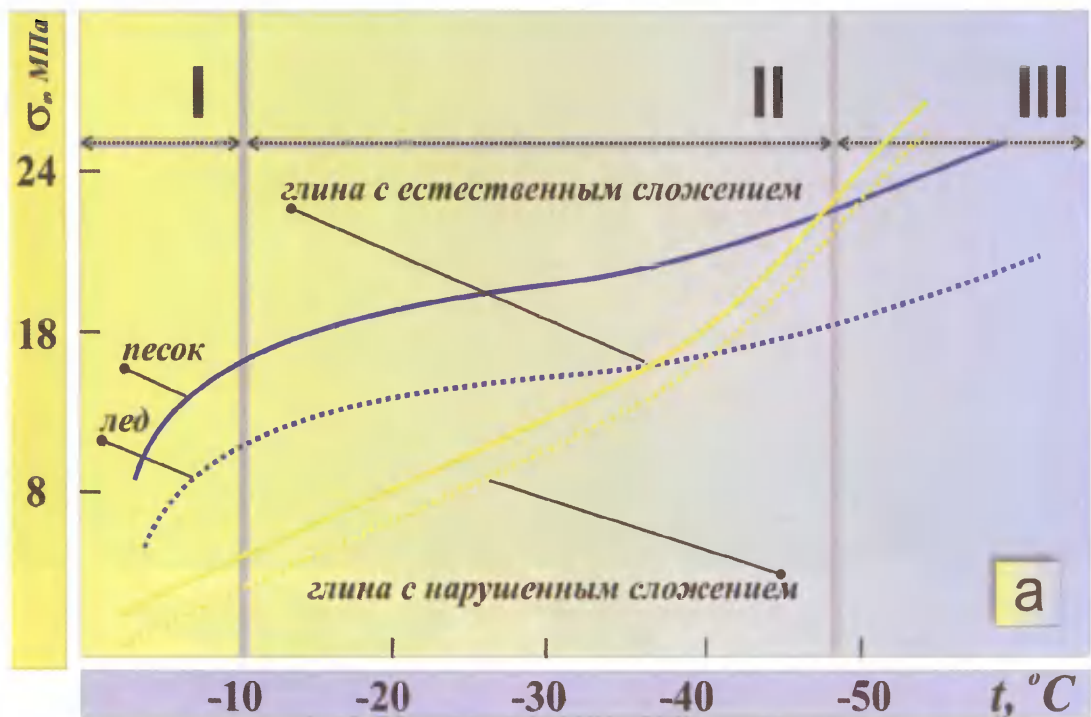


Рис. 3-30. Зависимость прочности мерзлых пород от температуры
а – на сжатие; б – на разрыв; в – на сдвиг

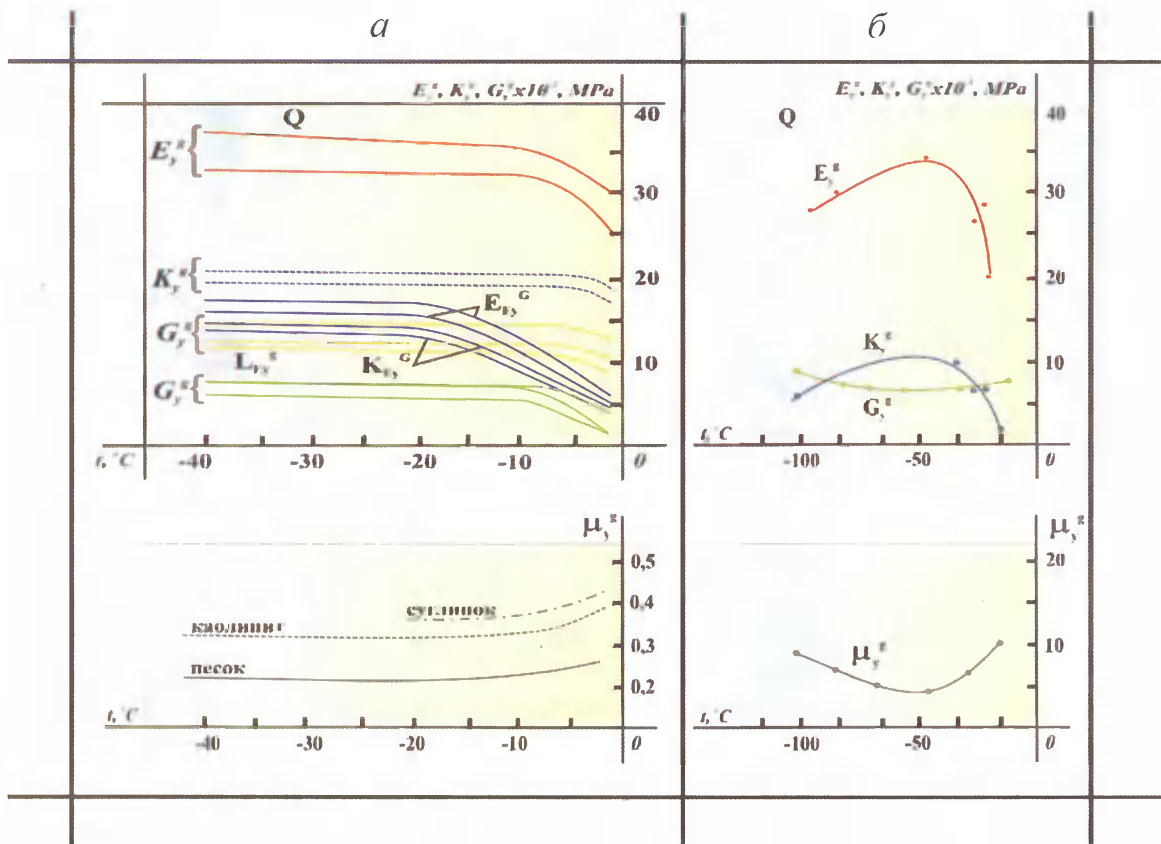


Рис. 3-31. Зависимость динамических упругих характеристик мерзлых грунтов и льда от температуры
a – от 0°C до -40°C ; *б* – от 0°C до -120°C

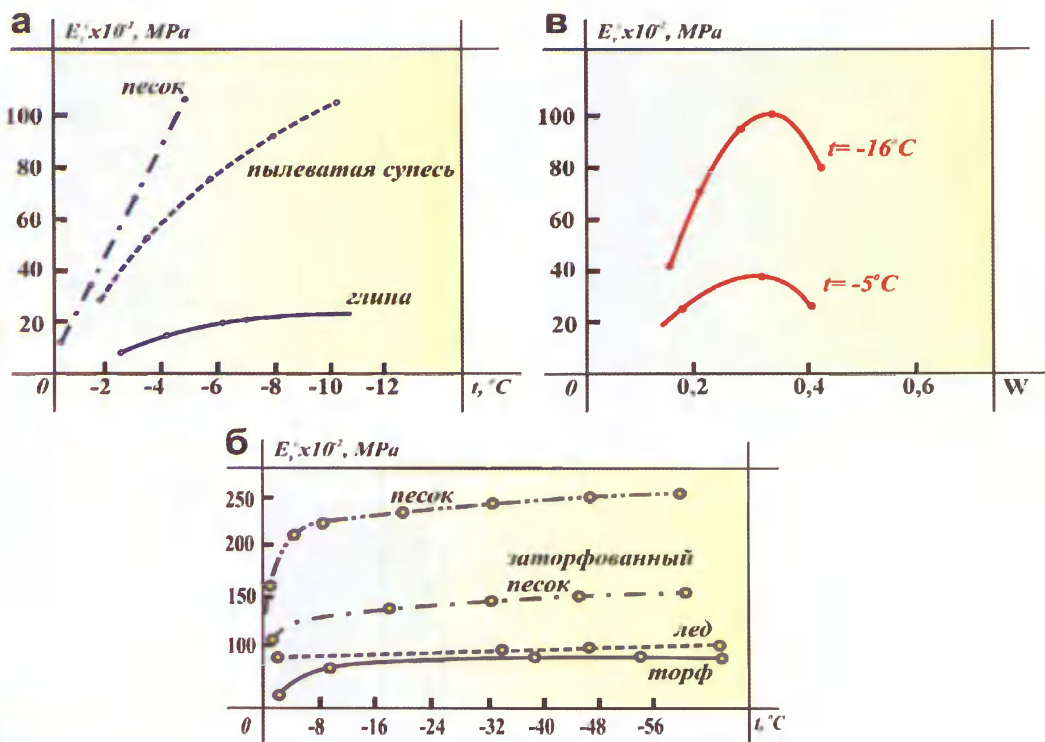


Рис. 3-32. Зависимость статического модуля упругости от температуры и влажности
 а – температуры (одноосное сжатие $\sigma = 0,2 \text{ МПа}$); б – температуры (ультразвуковые испытания); в – влажности (одноосное сжатие $\sigma = 0,1 \text{ МПа}$, суглинок)

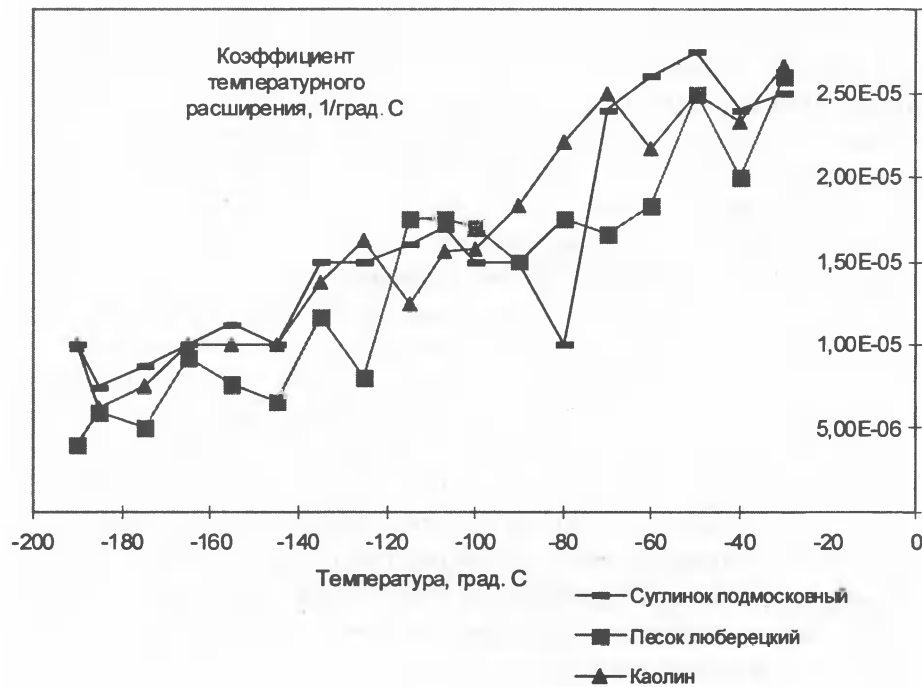


Рис. 3-27. Зависимость коэффициента температурного расширения α от температуры для грунтов с различным гранулометрическим составом

ции в г. Хьюстоне [Komarov et al., 2002]. Позже в публикации журнала «Science» [Feldman et al., 2002] и в ходе ежегодной конференции Американской ассоциации развития науки в г. Денвере (февраль 2003 г.) были опубликованы итоги работы Национальной лаборатории по энергетике в Лос Аламосе, США, по результатам интерпретации нейтронной спектроскопии (NEND) по водороду поверхностных горизонтов Марса. Была предложена карта мощности слоя поверхностного реголита (см. рис. 4-27), которая от экватора к полюсам изменяется от 1,2 м до 20 см. Совпадение мощности слоя реголита, предсказанного нами из сопоставления рассчитанных и наблюдаемых размеров полигонов, свидетельствует о корректности исходных посылок, заложенных в используемые нами приближенные схемы расчета температурных полей и размеров полигонов морозобойного растрескивания, которые могут развиваться в районах со стабильным существованием льда H_2O .

Механические свойства земных пород в диапазоне отрицательных температур

Для целей анализа и математического моделирования размеров полигонов морозобойного растрескивания на Марсе необходимо иметь данные по ряду прочностных и деформационных характеристик пород. Поскольку таких данных в литературе нет, воспользуемся данными для земных пород-аналогов при низких отрицательных температурах. Для изучения температурных деформаций мерзлых пород в широком диапазоне отрицательных температур использовался специальный низкотемпературный дилатометр фирмы Sinky-Rico марки DL-150LS, методика работы на котором описана в п. 3-2. На рисунке 3-27 (см.) представлены температурные кривые зависимости коэффициентов линейного расширения пород для интервала температур от -25 до -190°C [Ершов и др., 2001]. Уменьшение коэффициентов температур-

ного деформирования с понижением температуры большинство исследователей объясняют снижением роли структурных преобразований в мерзлой породе. Как следствие происходит приближение значений коэффициентов α грунтов к значениям коэффициентов основных породообразующих минералов (кварц, полевые шпаты, кальцит и др.).

Приведенные на рисунке 3-27 (см.) данные являются коэффициентами условно-мгновенной температурной деформации. В диапазоне температур -80 – -20°C для суглинистых пород фиксируется эффект «температурного последействия» по терминологии И.Н. Вотякова и С.Е. Гречищева, открывших его применительно к диапазону более высоких отрицательных температур, характерных для земных условий. Наличие эффекта связывалось этими авторами с проявлением реологических свойств пород и с вторичной консолидацией их структур, обусловленных фазовыми переходами «вода–лед», коагуляционно-пептизационными и другими структурными преобразованиями. Однако, в отличие от наблюдаемых ими деформаций расширения, при прекращении изменения температуры в образце происходило его сжатие в течение нескольких десятков минут. Выдерживание образца при постоянной температуре, после нагревания от -200 до -20°C продолжалось от 0,6 до 2,3 ч. При этом значения абсолютной деформации сжатия составляли от 0,001 до 0,01 мм, а деформации расширения – от 0,0015 до 0,00225 мм. Необычно протекал процесс «температурного последействия» в образцах подмосковного суглинка, у которых при поддержании температуры -25°C в течении 36 мин., сначала проявилась деформация расширения, а потом – деформация сжатия (рис. 3-28). Поскольку в этом температурном диапазоне фазовый состав влаги не меняется, объяснение этому следует искать, по-видимому, в различной скорости ряда последовательно протекающих структурообразовательных процессов, скорость релаксации которых значительно ниже, чем скорость релаксации температурного поля. В образцах песка эффект «температурного последействия» не проявлялся. В силу этого, а также в связи с тем, что процесс образования морозобойных трещин, фиксируемый в высоких широтах Марса, реализуется при крайне низких отрицательных температурах, при разработке количественных соотношений реологическими свойствами пород можно в первом приближении пренебречь.

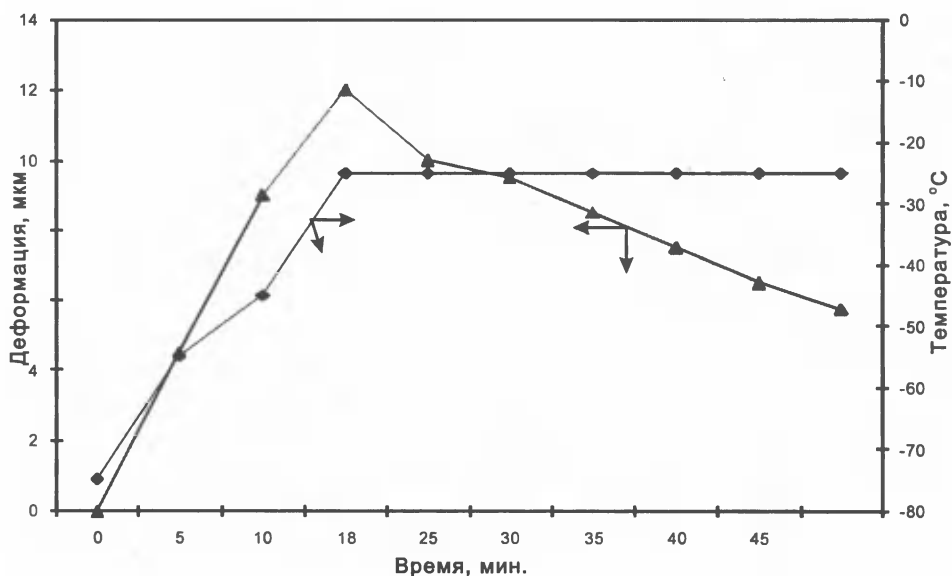


Рис. 3-28. Изменение величины деформации суглинка при стабилизации температурных условий во времени

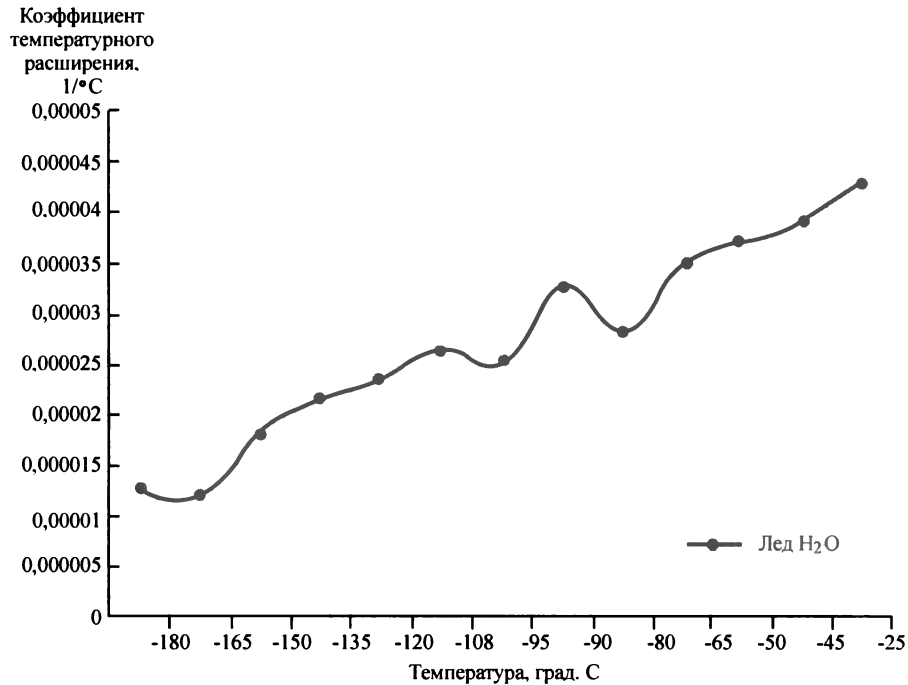


Рис. 3-29. Зависимость коэффициента температурного расширения от температуры для льда на стадии нагревания

На рисунке 3-29 приведен график зависимости температурного коэффициента линейного расширения льда. В диапазоне от -50 до -90°C наблюдается изменение характера деформирования. Аналогичное изменение фиксируется в этом диапазоне температур и для образцов песка и суглинка. На наш взгляд, это связано с перестройкой структуры льда из кубической в гексагональную сингонию, о чем указывает ряд авторов, исследующих структуру льда с помощью рентгенооскопии.

Коэффициент α для льда изменяется в зависимости от структуры кристаллов льда, угла наклона оптической оси кристаллов, интервала температуры и т.д. Так, например, для одиночного монокристалла льда температурная зависимость α имеет вид [Пауэлл, 1966]:

$$\alpha = (56,5 + 0,25t) \cdot 10^{-6}. \quad (3.87)$$

Прочностные и деформационные свойства мерзлых пород зависят от состава, строения, температуры и режима нагрузки. Результаты исследования для широкого диапазона отрицательных температур представлены на рис. 3-30–3-32 (вклейка) [Основы геокриологии..., 1996]. В общем случае прочность мерзлых пород возрастает с понижением температуры. Это справедливо практически для всех видов пород и видов испытаний и объясняется понижением содержания незамерзшей воды, увеличением содержания льда, упрочнением его кристаллической решетки, усилением льдоцементационного сцепления. Определяющее влияние на упругие свойства мерзлых пород оказывают фазовый состав влаги пород, их текстура. Коэффициент Пуассона σ_n для мерзлых пород слабо зависит от влажности и температуры и при расчетах может быть принят за константу: для песка $\sigma_n = 0,2-0,22$; для глинистых пород (каолин) – $0,35-0,4$; для суглинка – $0,33-0,38$. В среднем для глинистых пород $\sigma_n = 0,37$. Температурная зависимость модулей упругости криогенных образований в значительной степени обусловлена изменением фазового состава.

Глава 4

КРИОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПЛАНЕТЫ МАРС

4.1. Климатические условия Марса

Хотя Марс холоднее Земли, его температурный режим более похож на земной, чем на режим любой другой планеты. Диапазоны температуры и давления нижних слоев атмосферы Марса сравнимы с аналогичными параметрами для средних слоев стратосферы Земли. Однако имеются и важные отличия. Температурные колебания нижних слоев атмосферы Земли смягчаются за счет влияния океанов, в то время как у Марса океанов нет, и его поверхность покрыта материалом, имеющим низкую теплопроводность. В результате для него характерны более значительные сезонные и суточные колебания. Сезонные вариации температур в нижней части атмосферы Марса похожи на колебания в земной тропосфере и характеризуются общим уменьшением температур от летних к зимним для полярных областей. Это обусловлено близостью значений относительного наклона двух планет. Орбитальный эксцентриситет Марса и Земли различен, вследствие чего сезонная фазировка является важным фактором для современного климата Марса, имея относительно меньшее значение для климата сегодняшней Земли [Carr, 1996].

Моделирование циркуляции марсианской атмосферы началось с работ [Leovy, Mintz, 1969], которые успешно адаптировали имеющуюся Глобальную климатическую модель (ГКМ), разработанную в Университете Калифорнии, Лос-Анджелес (UCLA), для марсианских условий. Модель предсказывала условия конденсации CO_2 из атмосферы и присутствие переходных бароклинических волн в зимнее время в средних широтах. В 1989 г. другая земная климатическая модель, разработанная лабораторией динамической метеорологии LMD (Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, Paris), была адаптирована к условиям Марса. Эта модель стала первой, позволившей рассчитать параметры конденсации – сублимации CO_2 за полный марсианский год с учетом инсоляции. Благодаря этой модели стало возможным рассчитывать сезонные и кратковременные колебания давления, наблюдаемые Viking Landers. Аналогичные усилия предпринимались сотрудниками университетов Reading Oxford, Великобритания. Ими использованы данные спектрального анализатора с одновременным упрощенным вводом физических параметров. Полученные результаты подтверждены наблюдениями динамического режима бароклинических волн и природы граничного потока экваториальной ветви Циркуляции Хадлея (Hadley Circulation). В это же время новая ГКМ была развита в Лаборатории

геофизической динамики потоков (Geophysical Fluid Dynamic Laboratory) [Forget et al., 1999]). Кроме того, для создания баз данных применялись так называемые инженерные модели типа «MarsGRAM» [Justus et al., 2002].

Структура марсианской климатической базы данных Европейского космического агентства

В 1995 г. по инициативе Европейского космического агентства (The European Space Agency) LMD и AOPP (Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics, Department of Physics, Oxford University, Oxford, UK) объединились для создания ГКМ. Результатом их совместной работы стала ГМКБД [Collins, Lewis, 1997] – климатическая база данных Европейского агентства (The Mars Climate Database of the European Space Agency, Laboratoire de Météorologie Dynamique du CNRS, the UK Particle Physics and Astronomy Research Council), которая базируется на модельных расчетах климата и атмосферной циркуляции. Обобщенной модели циркуляции (GCM) [Forget et al., 1999]. Указанная модель широко используется для прогноза погоды и климатических исследований на Земле. Марсианский вариант GCM в значительной степени основывается на данных наблюдений *in situ* с учетом физических закономерностей атмосферной циркуляции и поверхностных условий на планете, полученных дистанционно.

В настоящее время ГМКБД представляет собой расчетно-поисковую систему, позволяющую получить информацию о климатических параметрах на данный момент времени и на протяжении выбранного периода, для конкретной точки или области, или для всей планеты, начиная от поверхности Марса, и с выбранным интервалом до высоты 120 км от поверхности [Collins, Lewis, 1997]. Основные климатические параметры и их стандартные отклонения, характерные карты распределения которых приведены ниже, представляют:

- блок энергетических характеристик. Он характеризуется следующими параметрами: коэффициентом излучаемости и его стандартным отклонением; альбедо; радиационным (тепловым инфракрасным IR) потоком к поверхности, радиационным (солнечным) потоком к поверхности; радиационным (тепловым инфракрасным IR) отраженным потоком от поверхности и радиационным (солнечным) отраженным потоком от поверхности; значением температуры поверхности и его стандартным отклонением; значением температуры приповерхностного слоя атмосферы в метровой шкале высот: 1, 5, 20, 50, 115, 240, 290, 980 м, в километровой шкале высот: 1,8; 2,4; 7; 9,6; 14,2; 19,5; 25; 31; 37; 43; 48; 54; 60; 65; 71; 77; 82; 87; 92; 97; 101; 106; 110; 114; 120 км;

- характеристики давления: значение давления на поверхности и его стандартное отклонение на поверхности и в слоях атмосферы на высотах, указанных выше;

- значение плотности слоев атмосферы на поверхности и в слоях атмосферы на высотах, указанных выше;

- плотность покрытия льдом CO₂ поверхности;

- широтная и меридиональная скорость ветров и ряд других параметров.

Расчетные значения, предоставляемые базой, основываются на интерполяции данных, полученных в ходе наблюдений с мест посадок Viking 1 и Viking 2. Расчетная часть учитывает пылевые бури и запыленность атмосферы путем введения нескольких сценариев расчета: первый отталкивается от современных наблюдений с космических аппаратов (в частности, с Mars Global Surveyor), еще два сценария описывают относительно «пыльный» год в период наблюдений Viking Lander, альтернативный вариант – очень «чистый» год (с визуальной оптической глубиной 0,1). Также предлагаются два дополнительных варианта, учитывающих сред-

ний глобальный пылевой шторм (с визуальной оптической глубиной 2) и сильный глобальный пылевой шторм (с визуальной оптической глубиной 5).

4.1.1. Температура нижних слоев атмосферы и амплитуда ее колебаний

Сезонные вариации температур в нижней части атмосферы Марса похожи на колебания в земной тропосфере и характеризуются общим уменьшением от летних к зимним температурам для полярных областей.

Рельеф поверхности влияет на циркуляцию в атмосфере на обеих планетах. Марс имеет более высокий вертикальный рельеф, поэтому, учитывая отсутствие океанов, тепловой эффект, обусловленный орографией Марса, может быть значительно большим, чем на Земле (рис.4-1, вклейка).

При анализе данных ГМКБД основное внимание было уделено высоким широтам северного полушария, где наблюдаются проявления экзогенных процессов мерзлотного генезиса, в частности, процесса морозобойного растрескивания. Средние температуры были оценены для самого теплого и самого холодного месяцев в марсианском году – сезон шестой ($L_s=180-210^\circ$) и сезон двенадцатый ($L_s=330-360^\circ$), соответственно. Для оценки зависимости изменений температуры с высотой были взяты две суточные температуры – в полночь и в полдень. По нашим первоначальным предположениям, они представляют собой их экстремальные суточные значения. Анализ данных показал, что, например, для теплого летнего сезона все изменения происходят до высоты 1800 м. На этой высоте отмечается температура -55°C , которая практически стабильна. За счет дневных температур равномерно прогревается слой воздуха мощностью до 490 м, в то время как ночные температуры достигают экстремальных отметок лишь в слое первых 20 м, а затем плавно достигают стабильных значений. Что касается изменений зимних температур, то значительных колебаний здесь не происходит. В период полярной ночи среднесуточные колебания температуры незначительны – около $1-2^\circ\text{C}$.

Как следует из гистограмм, приведенных на рисунке 4-2, минимальные суточные температуры обычно достигаются к 6 ч утра, а максимальные дневные температуры отмечены для 6 ч второй половины дня. Анализировались температурные условия на отметках высот 5, 20, 115, 490, 1800 м от поверхности. Они отражают диапазон высотных перепадов на этих широтах [Komarov, Isaev, Abramenko, 2004].

Для точек, расположенных на одной широте (64° с.ш.) на высотной отметке 5 м, выявлено понижение среднегодовых температур от -98°C для 48° в.д. до -99°C для 30° в.д., вызванных, по-видимому, воздействием преобладающих ветров для данной широты и данного высотного горизонта. При смещении на 6° в южном направлении по долготе 48° в.д. среднегодовые температуры повышаются с -98° до -91°C . Отмечается сглаживание меридиональных изменений температуры с высотой (рис. 4-3).

4.1.2. Сезонные, суточные колебания давления и ветровой режим

Работы по определению метеорологических параметров давления на Марсе проведены с помощью инструментальных методов на борту Viking 1 и Viking 2 в двухслойных региональ-

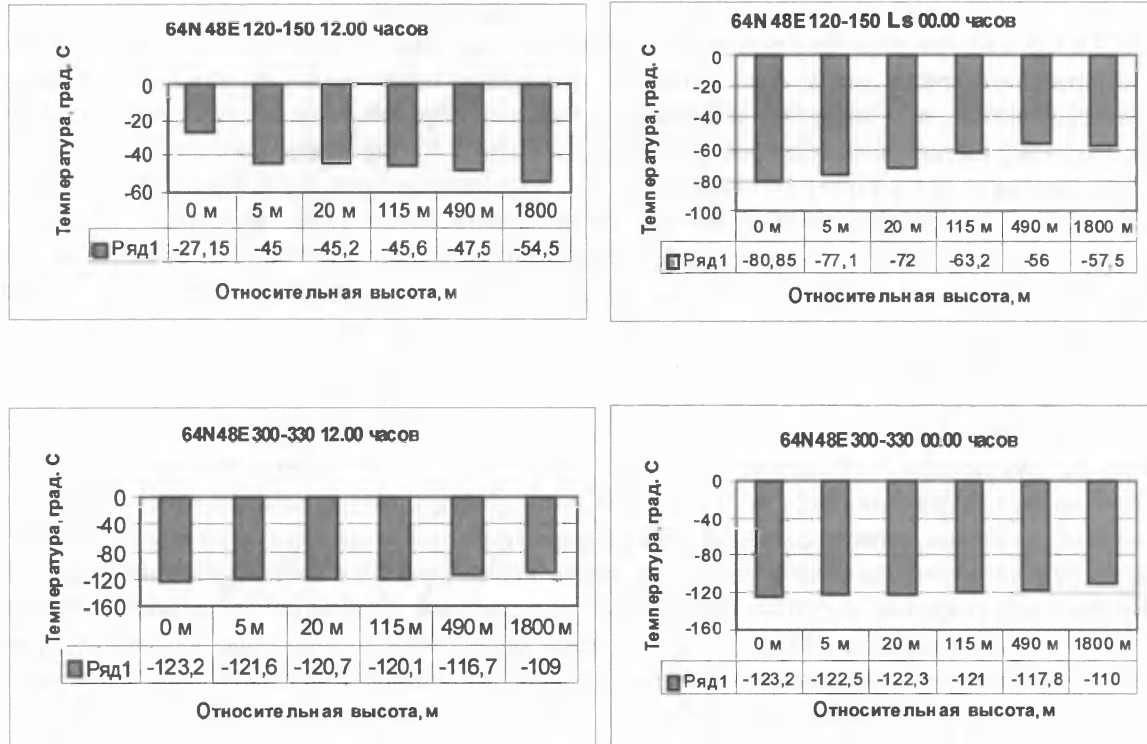


Рис. 4-2. Гистограммы изменений средних температур поверхности и атмосферы в зависимости от высоты и сезона для пункта с координатами 64° с.ш., 48° в.д.

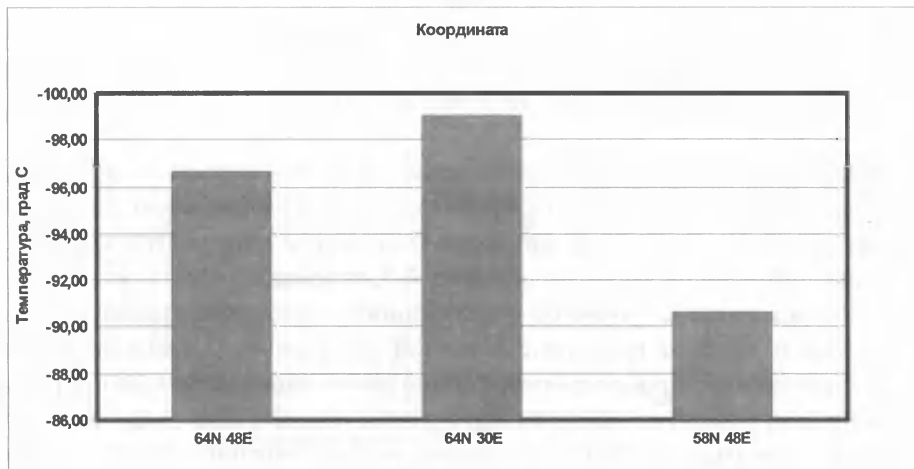


Рис. 4-3. Гистограмма изменений среднегодовой температуры на высоте 5 м от поверхности Марса в зависимости от географических координат

ных бассейнах в противоположных пунктах северного полушария: Viking 1 (The Mutch Memorial Station) на 22,5° с.ш., 48,0° з.д. и Viking 2 на 48,0° с.ш., 225,7° з.д., а также в ходе обработки данных Mars Global Surveyor.

Записи измерений приповерхностного давления, сделанные Viking Lander с точностью до $\sim 0,08$ мбар, с небольшой частотой измерений дают возможность оценить колебания давления в интервале от одного дня до года. Поскольку измерения проводились выборочно на определенных участках, они содержат информацию главным образом о тех компонентах циркуляции, которые имеют большую протяженность по высоте. Viking 2 проводил измерения около 1,5 марсианских лет, а Viking 1 – за более чем за 3 марсианских года. Было выявлено несколько показательных особенностей полученных данных [Sharp, Malin, 1984]. Во-первых, отмечается сдвиг между кривыми давления, зафиксированными Viking 1 и Viking 2, обусловленный разницей абсолютных отметок высот между ними ($\sim 1,2$ км). Во-вторых, отмечается высокая повторяемость высокоамплитудных сезонных колебаний давления, которая обусловлена конденсацией CO_2 , образующего сезонные полярные шапки осенью и зимой, и его последующей сублимацией весной и летом. Различия между двумя сезонными максимумами и минимумами отражают воздействия орбитального эксцентриситета и фазировки сезонного энергетического баланса двух полярных областей. В-третьих, характерны высокие суточные амплитуды колебаний значений давления осенью, зимой и весной, обусловленные перемещением планетарных волн давления, схожих со среднеширотными штормовыми системами на Земле. Эти волны были в частности замечены Viking 2, а также Viking 1 зимой в третий сезон наблюдений. В-четвертых, сезонные вариации стандартных ежедневных отклонений значений давления в течение солнечных суток у Viking 1 обусловлены вариациями в амплитудах давления термически управляемых, один и два раза в сутки, глобальных осцилляций, известных как суточные и полусуточные атмосферные приливы [Carr, 1996]. Колебания приливных амплитуд обусловлены в основном колебаниями за счет прямого нагрева атмосферы, чье пылевое содержание варьируется как сезонно, так и год от года.

Поскольку на Марсе существуют колебания высот физической поверхности более 30 км, давление у поверхности планеты колеблется от 3 мбар (300 Па) на возвышенностях до 10 мбар в депрессиях, составляя на «среднем» уровне около 5,4 мбар. Это более чем на два порядка ниже давления земной атмосферы у поверхности (рис. 4-4, вклейка).

Смена времен года на Марсе и эффекты, возникающие из-за различия температур дневного и ночного полушарий, вызывают периодические сезонные и суточные вариации давления (рис. 4-5, 4-6)

Основной причиной сезонных вариаций давления являются конденсация и испарение углекислоты – основного компонента атмосферы и сезонных полярных шапок. Средняя плотность атмосферы у поверхности составляет около $0,0166 \text{ кг/м}^3$, что соответствует плотности земной атмосферы примерно на высоте 35 км (рис. 4-7, вклейка).

Поверхность Марса имеет широкие по протяженности эоловые ландшафты, которые, несомненно, создаются и сейчас в результате ветровой деятельности, вызывающей дефляцию поверхности и вынос пыли. В процессе атмосферной циркуляции происходит перенос воды и CO_2 между различными резервуарами приповерхностных слоев. Пыль, поднятая в атмосферу сильными ветрами с поверхности Марса, поглощает часть солнечной радиации, обеспечивая тем самым дополнительный нагрев атмосферы.

Приповерхностные ветры были измерены в местах посадки Pathfinder и Viking Lander. Данные, переданные с Viking, были обработаны по форме и перемещению облаков и не зависели от эоловых форм, видимых на поверхности. К сожалению, наблюдения поверхностного давления и пространственной вариации температур имеют строгое ограничение из-за изменения ветра по вертикали. Для приповерхностного слоя карты распределения ветров в

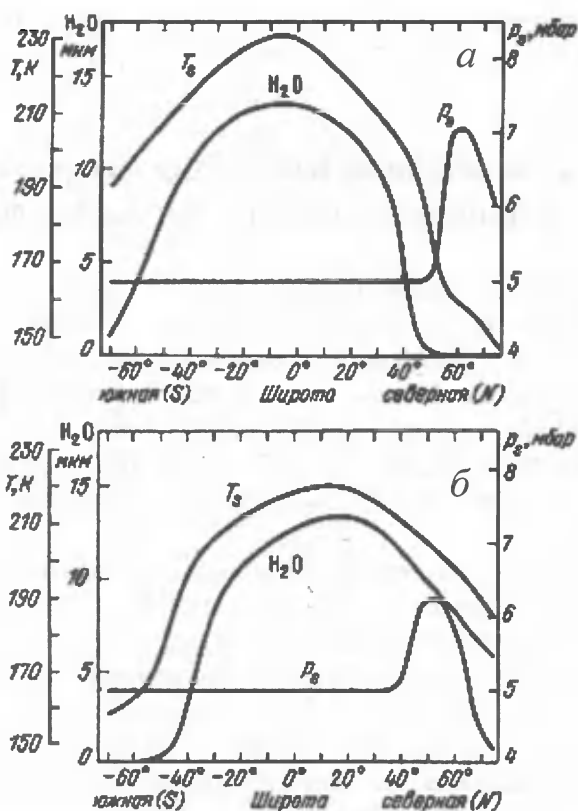


Рис. 4-5. Температура T_s и давление p_s у поверхности и содержание H_2O в атмосфере на различных широтах для двух сезонов (а – зима в северном полушарии, $L_s=348^\circ$; б – весна в северном полушарии, $L_s=38^\circ$) [Kong, McElroy, 1977]

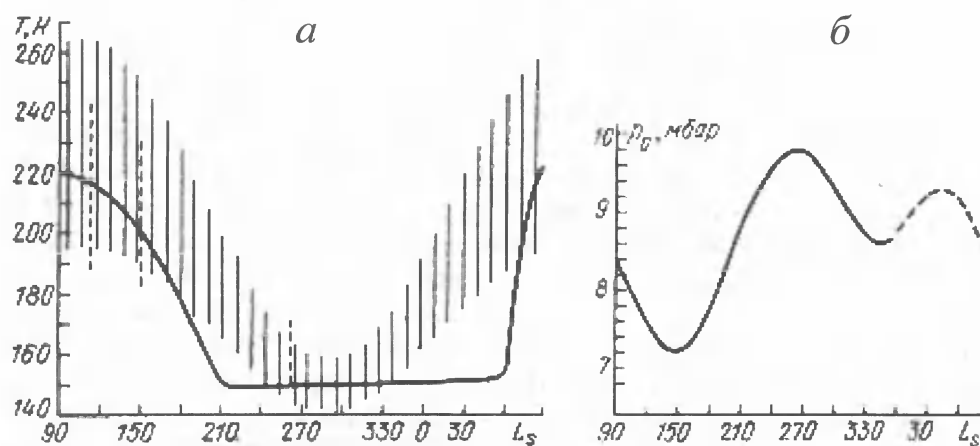


Рис. 4-6. Вариации температуры и давления на поверхности Марса

а – суточно-сезонные вариации температуры поверхности, принятые в расчете для 65° с.ш. (сплошные вертикальные линии) и измеренные на Viking 2 для 48° с.ш. (штриховые вертикальные линии) [Shimazaki, 1981]. Утолщенная линия – сезонная зависимость среднесуточной температуры поверхности на 65° с.ш. по данным инфракрасной радиометрии Mariner 9, Viking 1, Viking 2; L_s – ареоцентрическая долгота; б – сезонные вариации давления у поверхности [Shimazaki, Shimizu, 1979]

широтном и меридиональном направлении, полученные с помощью ГМКБД, приведены на рисунке 4-8 (вклейка).

4.1.3. Широтные и сезонные изменения содержания водяных паров в приповерхностном слое атмосферы

Концентрация водяных паров в атмосфере Марса была объектом исследования почти всех запускаемых аппаратов. Количество водяного пара в атмосфере составляет в среднем 10–30 мкм осажденного столба воды, а его сезонные и суточные вариации находятся в пределах 1–100 мкм. Содержание H_2O в атмосфере Марса, изменяющееся при прочих равных условиях по высоте, примерно в 100–200 раз меньше, чем в атмосфере самых сухих районов Земли. Однако, как и на Земле, в атмосфере Марса наблюдаются сильные широтные, сезонные и суточные изменения содержания H_2O , а, кроме того, содержание H_2O зависит от абсолютной высоты местности.

В каждом полушарии атмосфера зимой «сухая». Содержание водяного пара увеличивается в ней весной, и к середине лета его количество достигает максимума, следуя за изменениями температуры поверхности (см. рис. 4-5). В течение периода «лето – осень» водяной пар претерпевает постепенное перераспределение, причем максимум содержания перемещается от северной полярной области к экваториальным широтам. При этом общее глобальное содержание пара в атмосфере, по данным наблюдений с Viking 1, остается приблизительно постоянным и эквивалентным 1,3 км³ льда. Максимальное содержание H_2O (100 мкм осажденной воды, равное 0,2 об.%) зафиксировано летом над темными районами, опоясывающими северную остаточную полярную шапку.

На рисунке 4-9 показаны сезонно-широтные вариации содержания водяного пара, полученные по данным Viking 1 и Viking 2 в летний период в северном полушарии (www.lmd.jussieu.fr/mars.html). Наибольшая концентрация H_2O наблюдалась в приполярных районах в летний период. По мере приближения к осени максимум концентрации смещался к экватору, уменьшаясь по абсолютной величине.

Средняя концентрация водяного пара на низких широтах составляет 15 мкм осажденной воды, что соответствует концентрации на поверхности приблизительно нескольких микрон на километр. На рисунке 4-10 представлен суточный ход температуры поверхности и концентрации пара H_2O по данным инфракрасной спектроскопии с аппарата Mariner 9. Ночью у поверхности температура резко падает. Содержание водяных паров также уменьшается, по видимому, за счет конденсации и повышенной адсорбции воды породами поверхности. После восхода Солнца температура растет, происходит испарение и десорбция воды в приповерхностный слой. Расчетные суточные вариации концентрации водяного пара и ее вертикальное распределение показано на рисунке 4-11. Десять кривых (1–10) представляют высотные профили для различного времени суток с интервалом в 2,4 часа. Полное количество воды соответствует 15 мкм. На высотах выше 10 км суточные колебания никак не проявляются, в то время как у поверхности они велики. Ночью, согласно кривым 4–11, концентрация паров H_2O очень мала. В дневное время (кривые 3–10) она значительно выше и за счет конвективного перемешивания стремится к относительно равномерному профилю распределения по высоте.

Газ CO_2 является наиболее представительным продуктом дегазации планет земной группы. Он был впервые обнаружен по полосам 1,57 и 1,6 мкм. На рисунке 4-12 показаны профили

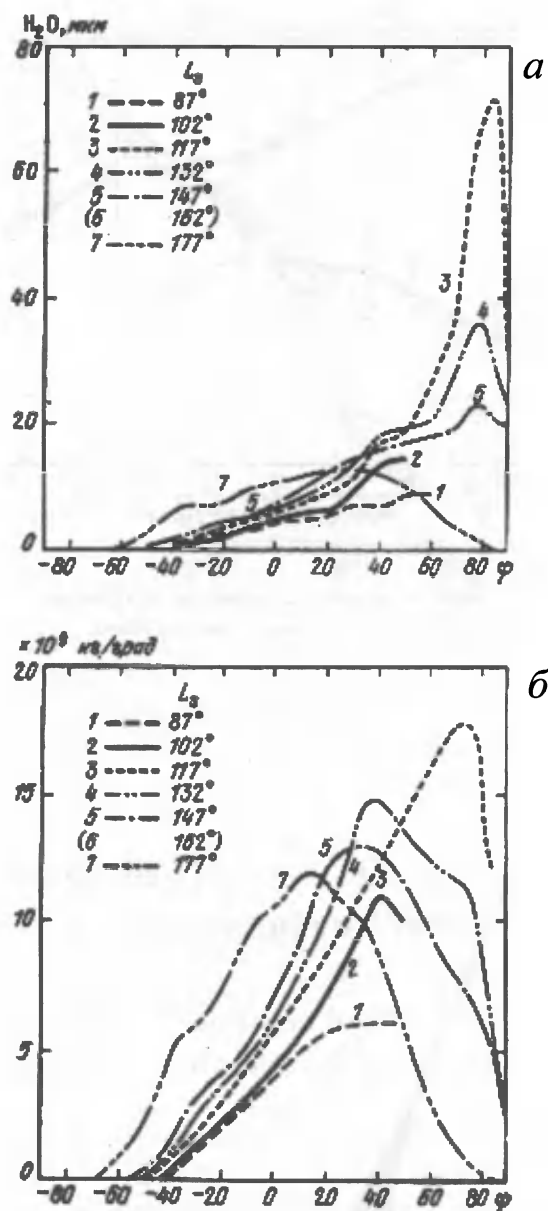


Рис. 4-9. Сезонно-широтные вариации содержания водяного пара

a – зависимость содержания водяного пара от широты φ для разных сезонов; *б* – полное количество водяного пара, приведенное к одному градусу широты [Farmer, Doms, 1977]

температуры, давления и CO_2 для низких широт после пылевой бури, полученные по измерениям в полосе 15 мкм.

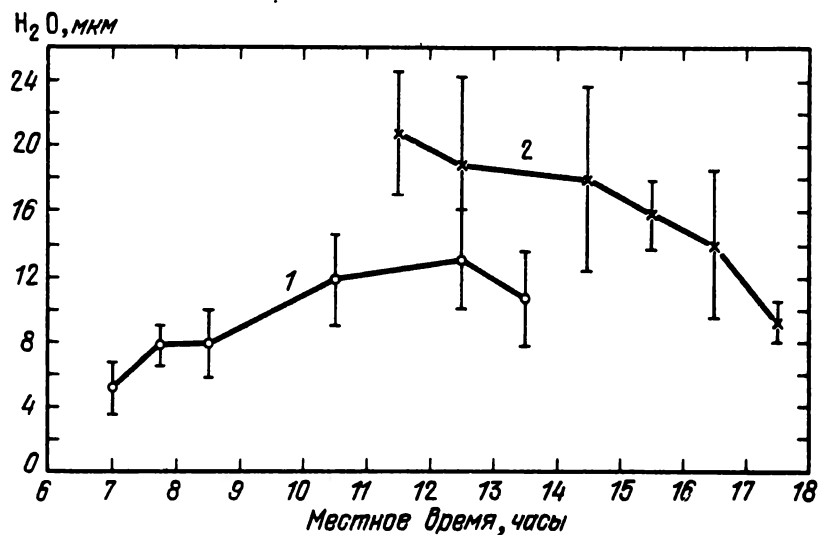


Рис. 4-10. Суточная зависимость содержания H_2O [Barker, 1976]

1 – для осени, 2 – для конца зимы на Марсе

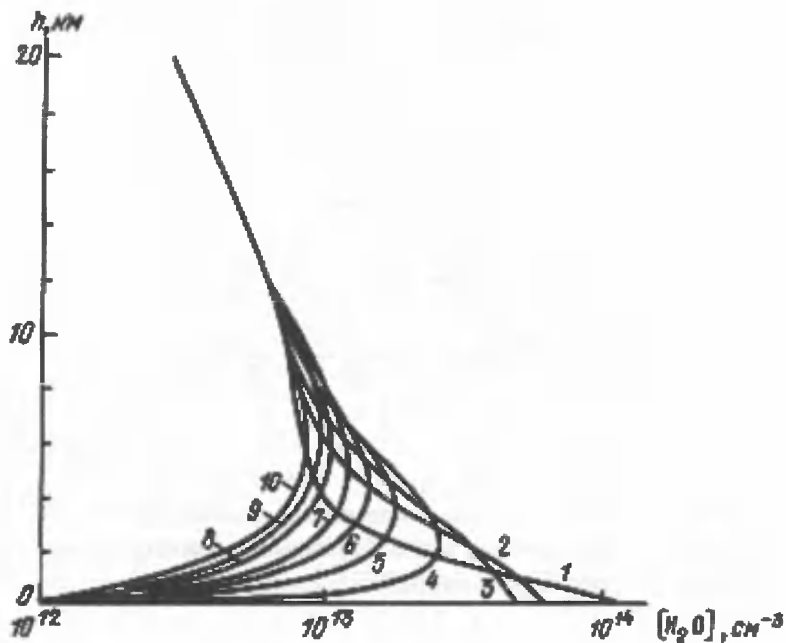


Рис. 4-11. Вертикальное распределение водяного пара и его суточные вариации

Номер кривой показывает время (интервал – 2,4 ч), прошедшее с момента испарения конденсата на поверхности; полное количество воды (пар+конденсат) равно 15 мкм [Краснопольский и др., 1980]

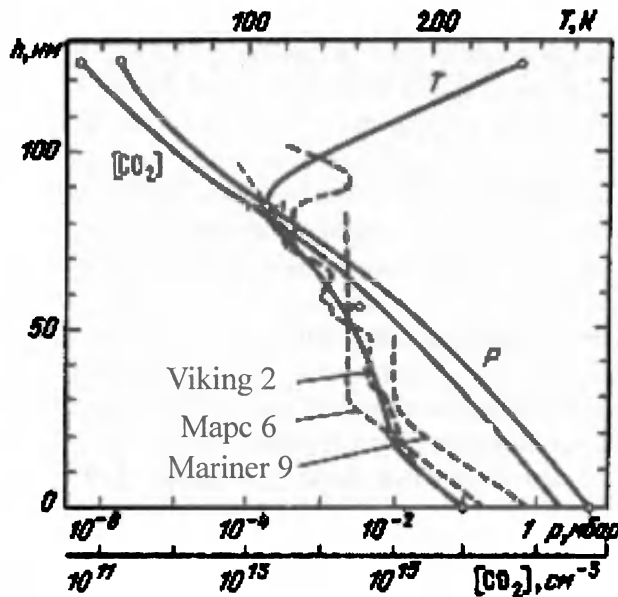


Рис. 4-12. Зависимость температуры, давления и содержания CO₂ от высоты по данным «Марс 5» [Краснопольский, 1982]
Значения температуры приведены также по результатам измерений, произведенных на других космических аппаратах

4.2. Радиационно-тепловой баланс и температура поверхности Марса

4.2.1. Широтные и сезонные изменения составляющих радиационно-теплого баланса поверхности

На Марсе, как и на Земле, отмечается сложная картина формирования климата, связанная с географической широтной зональностью и величиной радиационного баланса поверхности. На формирование климата влияют метеорологические условия теплого и холодного периодов, обусловленные сложными процессами радиационного обмена и тепломассопереноса в системе «поверхность планеты – атмосфера – космическое пространство». Температура поверхности может служить интегральным показателем всех этих процессов. Какая-то часть приходящей солнечной радиации (рис. 4-13а и 4-13б, вклейка) без изменения уходит в космическое пространство в результате отражения облаками и обратного молекулярного рассеяния атмосферой. Какая-то часть оставшейся солнечной радиации поглощается облаками и атмосферой. Оставшаяся достигает поверхности; часть этой радиации является рассеянной, а часть прямой. Большую часть достигшей поверхности радиации она поглощает и лишь небольшую рассеивает (рис. 4-13б и 4-13г, вклейка). Поглощенная атмосферой и поверхностью планеты коротковолновая радиация трансформируется в длинноволновую и является источником тепловых процессов в атмосфере и на поверхности (конденсация и сублимация CO₂ и H₂O, турбу-

лентный теплоперенос, перенос тепла атмосферными движениями и вихрями). Перемещаясь в широтном и меридиональном направлениях, воздушные массы преодолевают различные региональные неоднородности планетарной оболочки и приобретают или теряют то или иное количество энергии. При движении воздушных масс над полярными шапками в летнее время атмосфера заряжается энергией. При движении воздушных масс вне зоны полярных шапок идет потеря энергии, объясняемая тем, что в зимнее время, когда с понижением прихода солнечной радиации понижается турбулентность воздуха, идет непрерывное «высушивание» атмосферы за счет осаднения CO_2 , который не сублимируется и не пополняет энергетические запасы атмосферы.

Атмосфера Марса содержит кристаллы водяного льда, образующего в ней редкие облака. Часто появляются легкие туманы, возникающие на короткий срок и, главным образом, в утренние часы. Когда же воздух прогреется солнечными лучами, они рассеиваются. Это явление обусловлено конденсацией паров в атмосфере. В районе полярных шапок сезонно возникают облака - весной и летом их образование связано с сублимацией CO_2 . Так, в марсианском мае Северная шапка покрывается полупрозрачной дымкой.

Поскольку у Марса есть эксцентриситет, удаление его от Солнца в перигелии составляет 206,7 млн. км, а в афелии – 249,1 млн. км. Вследствие этого Марс в афелии получает солнечной энергии в полтора раза меньше, чем в перигелии. Соответственно, климат в северном и южном полушариях имеет существенные отличия. На полушарии, повернутом к Солнцу в период максимальной близости (перигелии), лето будет теплее, чем на том, которое повернуто к Солнцу в афелии. Поскольку в перигелии планеты движутся быстрее, то в полушарии с более теплым летом оно будет короче. Южная полярная шапка в перигелии марсианской орбиты обращена в сторону Солнца, и здесь холодные зимы сменяются жарким летом. В районе Северной полярной шапки температурные контрасты зимы и лета несколько смягчены. Заметим, что ввиду значительного эксцентриситета орбиты Марса разность солнечной постоянной в перигелии и афелии составляет около 40%.

Климат на Марсе резко континентальный. Даже на экваторе после жаркого дня, ночью, наблюдаются низкие отрицательные температуры. Перигелийную половину орбиты Марс проходит быстрее афелийной. Поэтому лето в южном полушарии, приходящееся на перигелийный период, более короткое, чем в северном полушарии, и более теплое, а зима суровее. Из-за значительного эксцентриситета орбиты Марса длительность сезонов в разных полушариях значительно различается. В зависимости от сезона меняется и продолжительность дня и ночи. В полярных широтах полярный день, продолжающийся почти целый земной год, сменяется столь же долгой полярной ночью. В средних широтах короткие зимние дни увеличиваются с приближением весны и лета и вновь уменьшаются после летнего солнцестояния.

Времена года на Марсе хорошо прослеживаются по его полярным шапкам. В зимнее время ледяная шапка на полюсе становится примерно на два метра толще, а летом этот зимний прирост снова тает.

Солнечная радиация характеризуется преимущественно широтной зональностью, а для излучения атмосферы характерна и широтная, и региональная изменчивость. Это находит косвенное подтверждение в распределении средней за год интенсивности массопереноса в атмосфере. Очевидно, что территории с наименьшим массопереносом характеризуются и наименьшим излучением атмосферы. Для анализа влияния радиационно-тепловых процессов в атмосфере на температуру поверхности они могут быть представлены такими интегральными показателями, как противоизлучение атмосферы, альбедо (рис. 4-14, вклейка), вертикальный градиент температуры воздуха и адвекция (горизонтальный тепломассоперенос), зависящими

от широты и рельефа местности, особенностей циркуляции воздуха, его влажности, температуры, а также от облачности, режима выпадения атмосферных осадков.

4.2.2. Специфика климата и радиационно-теплового баланса в полярных областях

Выше мы частично касались климатических особенностей, характерных для полярных областей Марса. Более детально ряд параметров, характеризующих радиационно-тепловой баланс Марса, на примере зимнего и весеннего периодов в северном полушарии приведены в таблицах 4-1 и 4-2, подготовленных по материалам ГМКБД. Радиационно-тепловой баланс рассмотрен на примере зимнего и весеннего периодов северного полушария. Дневные показатели соответствуют значениям параметров на 12.00 ч. Условно были выделены три зоны: полярная шапка (84–88° с.ш.); периферия полярной шапки (72–78° с.ш.); промежуточная зона (78–84° с.ш.). В зоне полярной шапки показатели всех характеристик в основном определяются наличием льда, в периферийной зоне – особенностями прилегающих областей (выраженными изначально в рельефе и широтном расположении и, как следствие, в показателях температурного режима). В промежуточной зоне показатели характеристик двух вышеописанных зон приближаются друг к другу.

Таблица 4-1

Климатические характеристики и параметры радиационно-теплового баланса, Северная полярная шапка, зима (составлено по данным ГМКБД)

Параметр	Зима ($L_s = 270-360^\circ$)		
	Широта		
	84–88°	78–84°	72–78°
Давление, Па	650–790	790–870	870–920
Температура поверхности, К	148,4–149,6	149,6–150,3	150,3–151,0
Температура газовой среды на высоте 5 м, К	148,6–150,0	150,0–150,7	150,7–152,0
Температура газовой среды на высоте 20 м, К	148,5–150,0	150,0–150,7	150,7–152,0
Плотность газовой среды на высоте 5 м, кг/м ³	0,023–0,027	0,027–0,030	0,0300–0,0326
Плотность газовой среды на высоте 20 м, кг/м ³	0,0227–0,0270	0,0270–0,0300	0,0300–0,0326
Суммарная солнечная радиация, ватт/м ²	Минимальные значения, сопоставимые с погрешностью определения		
Рассеянная солнечная радиация, ватт/м ²			
Инфракрасное излучение атмосферы, ватт/м ²	1,55–2,00	2,00–2,45	2,45–2,75
Инфракрасное излучение поверхности, ватт/м ²	19,1–22,2	22,2–24,0	24,0–25,6
Вихревые потоки на высоте 5 м, м ² /с ²	0–0,8	0–2,2	0,8–5,0
Широтная скорость ветра на высоте 5 м, м/с	0–3,0	1,0–6,5	5,5–11,5

Таблица 4-2

**Климатические характеристики и параметры радиационно-теплового баланса,
Северная полярная шапка, весна (составлено по данным ГМКБД)**

Параметр	Весна ($L_s = 0-90^\circ$)		
	Широта		
	84–88°	78–84°	72–78°
Давление, Па	730–870	800–950	900–990
Температура поверхности, К	150,0–151,0	150,0–151,0	151,0–152,0
Температура газовой среды на высоте 5 м, К	149,0–150,4	150,0–150,8	150,3–153,0
Температура газовой среды на высоте 20 м, К	149,5–151,1	150,2–151,2	150,4–153,6
Плотность газовой среды на высоте 5 м, кг/м ³	0,025–0,030	0,028–0,033	0,030–0,034
Плотность газовой среды на высоте 20 м, кг/м ³	0,0250–0,0300	0,0280–0,0330	0,0300–0,0340
Суммарная солнечная радиация, ватт/м ²	20–200		
Рассеянная солнечная радиация, ватт/м ²	5–120		
Инфракрасное излучение атмосферы, ватт/м ²	2,80–3,10	2,95–3,50	3,15–4,15
Инфракрасное излучение поверхности, ватт/м ²	24,4–25,4	25,0–26,2	25,8–27,6
Вихревые потоки на высоте 5 м, м ² /с ²	0–0,3	0–0,9	0–2,7
Содержание CO ₂ , кг/м ²	Круглосуточно		
	90° з.д. – 40° в.д.		
	500–700	500–800	240–500
	100° в.д. – 90° з.д.		
	0–400	300–620	240–500

Зимний период ($L_s = 270-360^\circ$)

В зоне полярной шапки изобары, в основном, повторяют форму поверхности, изменяясь в пределах 680–730 Па. На самых высоких широтах давление достигает своего минимального значения, а именно 650 Па. Это обусловлено тем, что в условиях предельно низких температур парциальное давление паров H₂O и CO₂ минимально, а их основная доля сконденсирована в ледовом массиве. Южнее, в промежуточной зоне, примерно до 77–80° с.ш., значения давления плавно, без резких скачков, также соответствуя форме поверхности полярной шапки, меняются от 730 до 850 Па. Далее на юг и вплоть до 72° с.ш., где $P=930$ Па, изобары идут более круто и уже практически не зависят от формы поверхности шапки, что может быть обусловлено локальным распространением паров CO₂ и H₂O, рельефными особенностями поверхности прилегающих областей и рядом других факторов.

Изолинии плотности газовой среды в 5 м над поверхностью по очертаниям идентичны изобарам, поскольку плотность среды и давление напрямую взаимосвязаны. Значения плотности в приповерхностном слое составляют 0,0230–0,0326 кг/м³. В 20 м над поверхностью, например, на широте 88° с.ш., значения плотности составляют 0,0227 кг/м³. Здесь плотность напрямую зависит от повышения рельефа в связи с отложениями льда H₂O и более низкой

температурой. На высоте 25 км от поверхности атмосфера становится значительно более разреженной, значения плотности уменьшаются на порядок и составляют в среднем $0,0025 \text{ кг/м}^3$. Что касается разницы дневных и ночных показателей, то в приповерхностном слое (десятки метров) дневные показатели ниже ночных (с отклонением $0,0006\text{--}0,0010 \text{ кг/м}^3$), а на высоте 25 км – выше (с отклонением $0,00007\text{--}0,00012 \text{ кг/м}^3$).

Величины широтной и меридиональной скорости ветра определяются особенностями форм рельефа, обуславливающих области распространения аэродинамической тени, в пределах которой скорости ветра минимальны, а также участки, на которых развивается наибольшая скорость потоков. Ощутимее всего влияние рельефа проявляется в приповерхностных слоях. Так, на высоте 5 м от поверхности меридиональная скорость ветра достигает значения $6,8 \text{ м/с}$, а широтная – 11 м/с . Величина меридиональной скорости в ночное время варьируется в диапазоне от 0 до $5,6 \text{ м/с}$, а днем на тех же участках – от $0,4$ до $6,8 \text{ м/с}$. Ее значения возрастают с высотой: так, на высоте 20 м от поверхности значение скорости возрастает на $0,5 \text{ м/с}$, а на 7 км увеличивается на $1\text{--}2 \text{ м/с}$. Вышесказанное относится к закономерностям скоростного режима по направлению от экватора к полярной шапке. При этом имеют место также локальные участки, где наблюдается движение ветра от полюса к экватору. В 5 м от поверхности оно наблюдается лишь на одном участке, который наименее подвержен ветрам, дующим к полюсу вследствие особенностей рельефа областей, прилегающих к периферийным полярным районам. Особенности же рельефа полярной шапки данного участка таковы, что аэродинамическая тень там небольшая, и поверхность не защищена от возможного ветрового воздействия со стороны полюса. На высотах в несколько километров влияние ветров, идущих с полюса, увеличивается и на определенных участках на высоте 7 км достигает уже $8,5 \text{ м}$.

Широтная скорость ветра также напрямую определяется особенностями форм рельефа, в первую очередь в приповерхностном слое, где в условиях аэродинамической тени, создаваемой крупными повышениями, она может сводиться к минимуму. На открытых территориях в 5 м от поверхности она достигает 11 м/с , в 2 км от поверхности – 25 м/с . Надо отметить, что в приповерхностном 5-метровом слое скорость ветра фиксируется в обоих направлениях с запада на восток и с востока на запад. Для высот около 10 км от поверхности и выше ветровой поток однонаправленный, достигающий скорости в 52 м/с .

Вихревые потоки возникают из-за перепада давления, которое в определенных условиях вызывает циркуляцию воздушных потоков. Атмосферные вихри зарождаются вокруг мощных восходящих потоков и с большой скоростью вращаются по часовой стрелке в южном полушарии и против часовой – в северном. Прослеживается следующая закономерность распределения вихревых потоков в зимний период: потоки минимальны в области пониженных температур и давления, в особенности непосредственно над ледяной шапкой, составляя величину $0,4\text{--}0,8 \text{ м}^2/\text{с}^2$; в областях с максимальной температурой поверхности и приповерхностных слоев газовой среды данная величина максимальна – до $4\text{--}5 \text{ м}^2/\text{с}^2$. К этим областям приурочено также максимальное давление, что создает условия для развития локального антициклона. По мере увеличения высоты прослеживается четкая тенденция к понижению значения данной характеристики. Так, на высоте около 3,4 км максимальные значения вихревых потоков составляют $0,8 \text{ м}^2/\text{с}^2$, на высоте около 15 км они затухают полностью.

Температуру поверхности в ночное и дневное время для условий полярной ночи (инсоляция отсутствует, интенсивность процессов фазовых переходов CO_2 и H_2O и тепломассопереноса минимальна) можно охарактеризовать следующим образом. В области северных широт от 84 до 88° изотермы повторяют контур полярной шапки, и значения минимальны. В области от 72 до 78° с.ш. температуры зависят также от других факторов, таких как локальные осо-

бенности рельефа. По-видимому, этот факт может быть связан с температурной инверсией, то есть с тем, что на пониженных участках рельефа температура будет ниже, чем на более высоких.

Максимальное отклонение по всей площади рассматриваемой территории составляет $0,268^\circ$ и соответствует периферийным участкам на широте $72\text{--}74^\circ$ с.ш., причем по долготе – только в районе $130\text{--}160^\circ$ з.д. и $160\text{--}170^\circ$ в.д. (что соответствует участкам более приподнятого рельефа).

Температурный фон вблизи поверхности существенно зависит от температуры поверхности. Закономерность изменения изолиний остается такой же, как и у температуры поверхности, подтверждая предположение о влиянии рельефа. По абсолютному значению ее величина по сравнению с температурой поверхности несколько выше: в области высоких широт – на $0,2^\circ$; на периферии полярной шапки – на 1° ; а в промежуточной зоне – на $0,5^\circ$. В таблице 4-1 (см.) представлены расчетные данные, осредненные за зимний период. Однако в конкретные временные периоды прослеживается следующая тенденция к различию дневных и ночных показателей: температура атмосферы в $5\text{--}20$ м от поверхности составляет $0,2\text{--}0,4^\circ$, а давление – $22,5\text{--}30,5$ Па. Температура поверхности равна $0,2\text{--}0,3^\circ$.

Осредненный характер данных показывает, что величинами суммарной и рассеянной солнечной радиации даже в дневной период можно пренебречь. В то же время инфракрасное (тепловое) излучение атмосферы и поверхности имеет место. Это явление можно объяснить тем, что поглощенная атмосферой и планетарной поверхностью коротковолновая радиация трансформируется в длинноволновую и является источником тепловых процессов в атмосфере. Инфракрасное излучение атмосферы варьируется от $1,55$ до $2,75$ ватт/м², а идущее от поверхности – от $19,2$ до $25,6$ ватт/м².

Весенний период ($L_s = 0\text{--}90^\circ$)

С началом весеннего периода давление плавно повышается в среднем по всей площади рассматриваемой территории на 80 Па (см. табл. 4-2). Температура поверхности также повышается. В периферийной и промежуточной зонах она достигает величин $150\text{--}152\text{K}$. В зоне высоких широт, между 140° в.д. и 140° з.д., наблюдается область с изменением температуры от 152 до 181K , что коррелирует с приходом суммарной и коротковолновой радиации на поверхность. Температура газовой среды (первые десятки метров от поверхности) периферийной и промежуточной зон днем все больше начинает зависеть от инсоляции, а ночью – от инфракрасного излучения поверхности и приземных слоев атмосферы. В зоне высоких широт охлаждающее влияние ледяной шапки еще слишком велико, а световой день еще не очень длинный. Температура газовой среды увеличивается незначительно. В периферийной зоне ее величина возрастает на 1° . В связи с тем, что в зону высоких широт еще не началось интенсивное поступление солнечной радиации, в первый весенний месяц ($L_s = 0\text{--}30^\circ$) процесс сублимации крайне незначителен, и в приповерхностных слоях (первые десятки метров) плотность газовой среды возрастает на $0,005$ кг/м³.

4.2.3. Средняя температура поверхности и амплитуда ее суточных, сезонных и годовых колебаний

Средняя температура поверхности освещенной части Марса при среднем расстоянии от Солнца составляет -43°C . Температура поверхности планеты, усредненная по широтам и се-

зонам, составляет -63°C . Как и на Земле, температура поверхности Марса зависит от широты и орографических особенностей, но подвержена более сильным, чем на Земле, суточным и сезонным колебаниям.

Амплитуда суточных колебаний температуры поверхности на экваторе составляет около 100° . Причем температура поверхности пород днем на $30\text{--}50^{\circ}$ выше, чем температура атмосферы на высоте 5 м, а ночью на $5\text{--}7^{\circ}$ ниже (рис. 4-15, 4-16, вклейка).

Вследствие эллиптичности орбиты Марса сезоны средних широт в северном и южном полушариях заметно отличаются друг от друга по температурному режиму. Так, например, аксимальные (дневные) температуры в северном полушарии колеблются от -10° летом до -50°C зимой [Kotagov et al., 2004]. Минимальные (ночные) от -90° до -110°C в те же сезоны. В южном полушарии максимальные температуры поверхности колеблются от $+15^{\circ}$ летом до -60°C зимой, а минимальные от -80° до -120°C , соответственно (рис. 4-17).

Как и на Земле, в полярных областях Марса Солнце не заходит за горизонт летом и не поднимается над ним зимой. Поэтому максимальные температуры поверхности этих областей относятся к летнему, а минимальные – к зимнему сезонам года. В северной полярной области температура поверхности колеблется от -63° до -58°C летом и от -138° до -128°C зимой. В южной полярной области температура колеблется от -43° до -38°C летом и от -143° до -133°C зимой.

Среднегодовая температура на поверхности пород для 64° с.ш. остается неизменной для участков, расположенных на данной широте, и составляет около -97°C , хотя участки разделяет сектор в 18°C . При смещении на юг от 64 параллели наблюдается повышение среднегодовых температур. Так, при 6 -градусном смещении на юг по 48° в.д. долготы среднегодовые температуры повышаются до -87°C . Это, очевидно, объясняется условиями полярной арктической зимы, когда большую часть зимы солнце не восходит над горизонтом, и при продвижении в сторону полюса характер климата становится более суровым.

Для сезонных средних поверхностных температур характерны следующие общие моменты: максимальных значений средняя сезонная температура достигает к концу лета; самым теплым сезоном является осень (рис. 4.18, вклейка). За ней следует резкое снижение средних температур зимой, но экстремум отрицательных средних температур достигается на выбранных участках по-разному. Так, для участка, расположенного на 64° с.ш., 48° в.д., минимум достигается зимой и составляет $-128,9^{\circ}\text{C}$, в то время как для более южного участка с координатами 58° с.ш., 48° в.д. наиболее холодным сезоном становится весна ($-123,5^{\circ}\text{C}$), также как и для более западного участка исследований (64° с.ш., 30° в.д.) с температурой $-123,1^{\circ}\text{C}$.

В наиболее холодный период для северного полушария ($L_s = 330\text{--}360^{\circ}$) (рис. 4-19, вклейка), суточные колебания температур в южном полушарии ($L_s = 120\text{--}150^{\circ}$) находятся в пределах одного градуса для точек, расположенных на параллелях 65° с.ш., 66° с.ш., 68° с.ш., 65° ю.ш. (рис. 4-20–4-22). Однако уже на параллели 47° с.ш. эти колебания достигают 50° , а на параллелях 43° и 44° с.ш. колебания суточных температур находятся на уровне 100° . Таким образом, с приближением к экватору и по мере выхода из зоны полярной ночи происходит резкий переход к области с широким амплитудным колебанием температур на поверхности Марса.

В северном полушарии для широтных отметок 65° , 66° , 68° с.ш. минимальных значений суточная температура достигает к 10 ч утра и к 8 ч утра для более низких широт -43° , 44° и 47° с.ш. Максимальные суточные температуры фиксируются для отметок 65° , 66° , 68° с.ш. в 12 ч ночи, в то время как для более низких широт отмечаются более разнообразные значения достижения максимальных суточных температур. Так, для точки, расположенной в районе равнины Утопия (43° с.ш., 91° з.д.), минимальная температура отмечается в полдень, но уже к 18 ч достигает

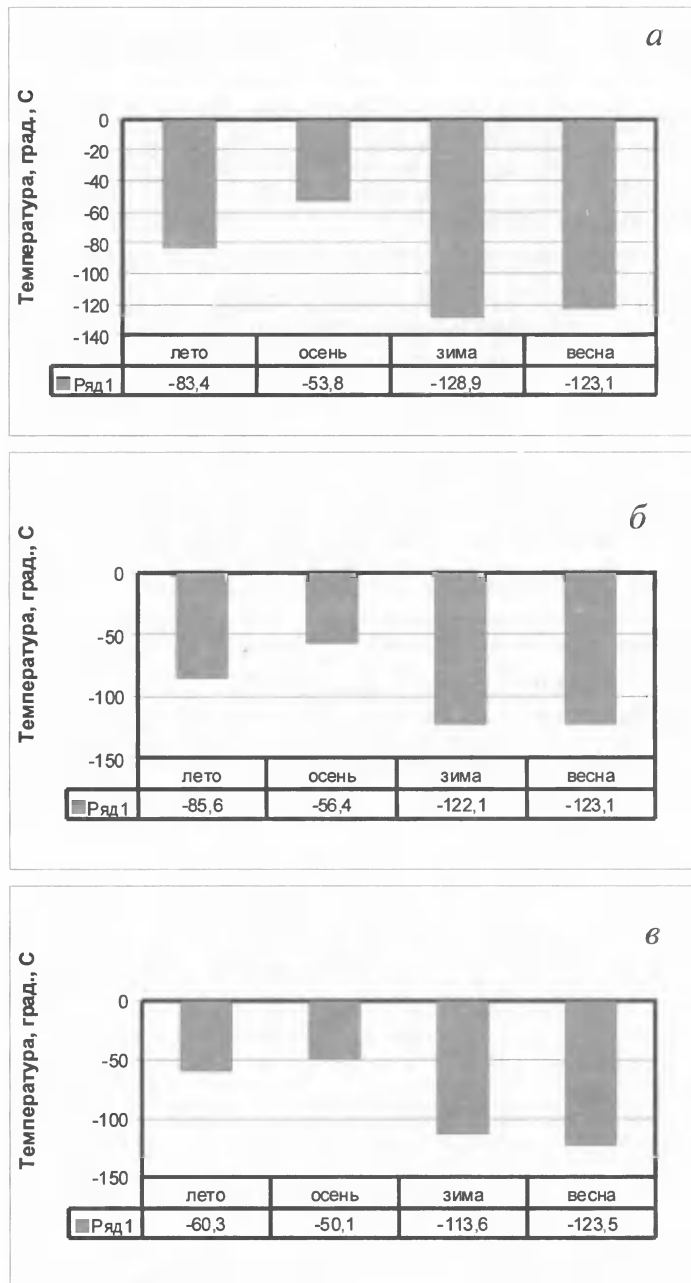


Рис. 4-17. Гистограммы изменения средних температур поверхности грунта в различные сезоны года
а – 64° с.ш., 48° в.д.; *б* – 64° с.ш., 30° в.д.; *в* – 58° с.ш., 48° в.д

своего максимального значения. При этом амплитуда суточных колебаний составляет 100°. Для участков, расположенных в областях с более низким значением альбедо, минимальные суточные температуры достигаются к 8 ч утра, а максимальными они становятся в 14–16 ч. При этом амплитуда колебаний составляет 50–60°. Таким образом, при воздействии инсоля-

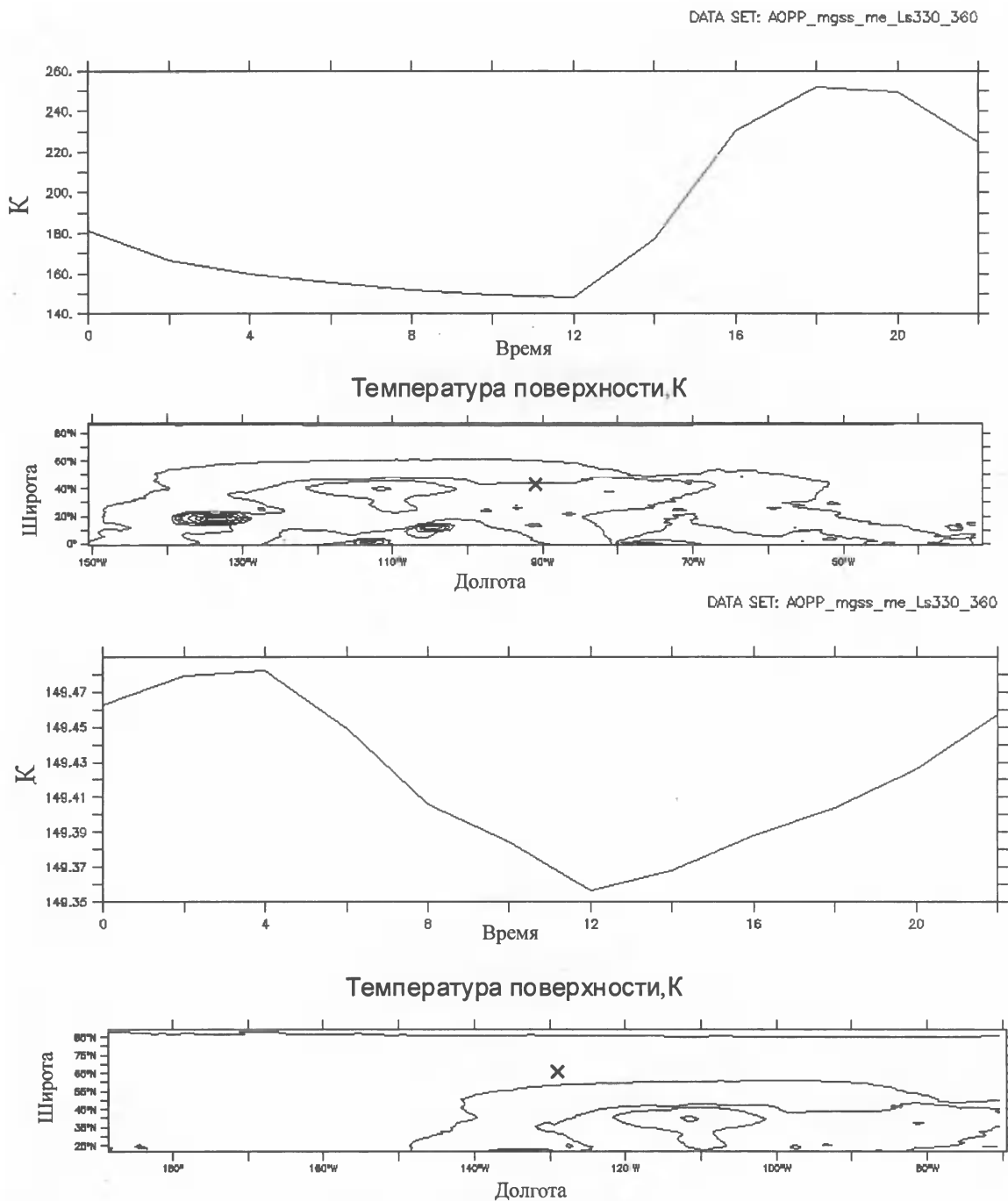


Рис. 4-20. Графики среднесуточной температуры поверхности за период $L_s=330-360^\circ$ для пунктов с координатами 43° с.ш., 91° з.д. (а) и 66° с.ш., 129° з.д. (б) (составлено по данным ГМКБД)

ции температура поверхности начинает зависеть от характера поверхности и расположения конкретного участка.

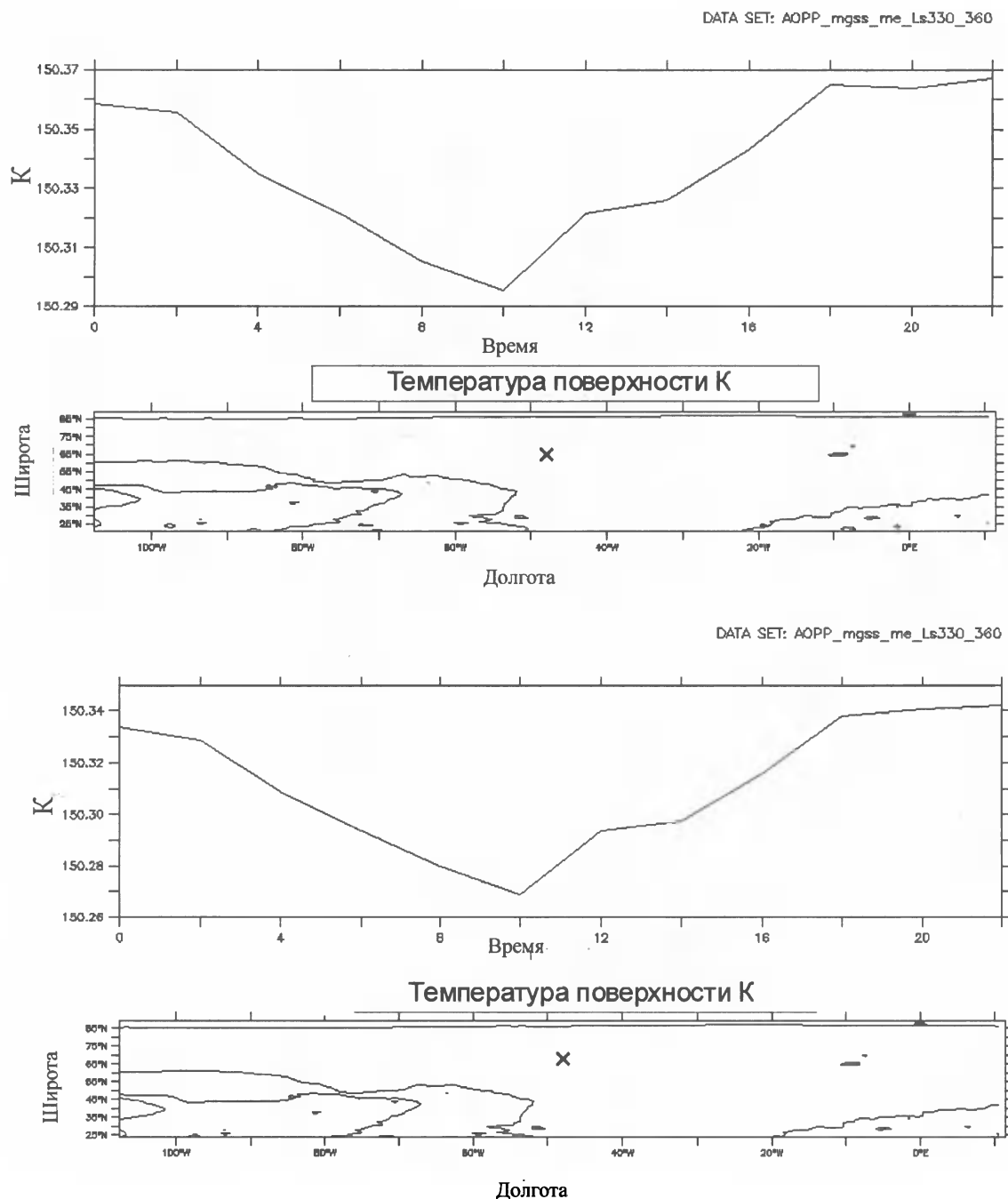


Рис. 4-21. Графики среднесуточной температуры поверхности за период $L_s=330-360^\circ$ для пунктов с координатами 65° с.ш., 48° з.д. (а) и 68° с.ш., 48° з.д. (б) (составлено по данным ГМКБД)

Для зимнего периода характерны незначительные колебания температуры от минимальных значений на поверхности грунта, составляющих около -123°C , до -110°C на высоте 1800 м. Причем основные колебания температуры происходят на высотах более 100 м. Амплитуда колебаний температуры на поверхности грунта составляет около 10°C .

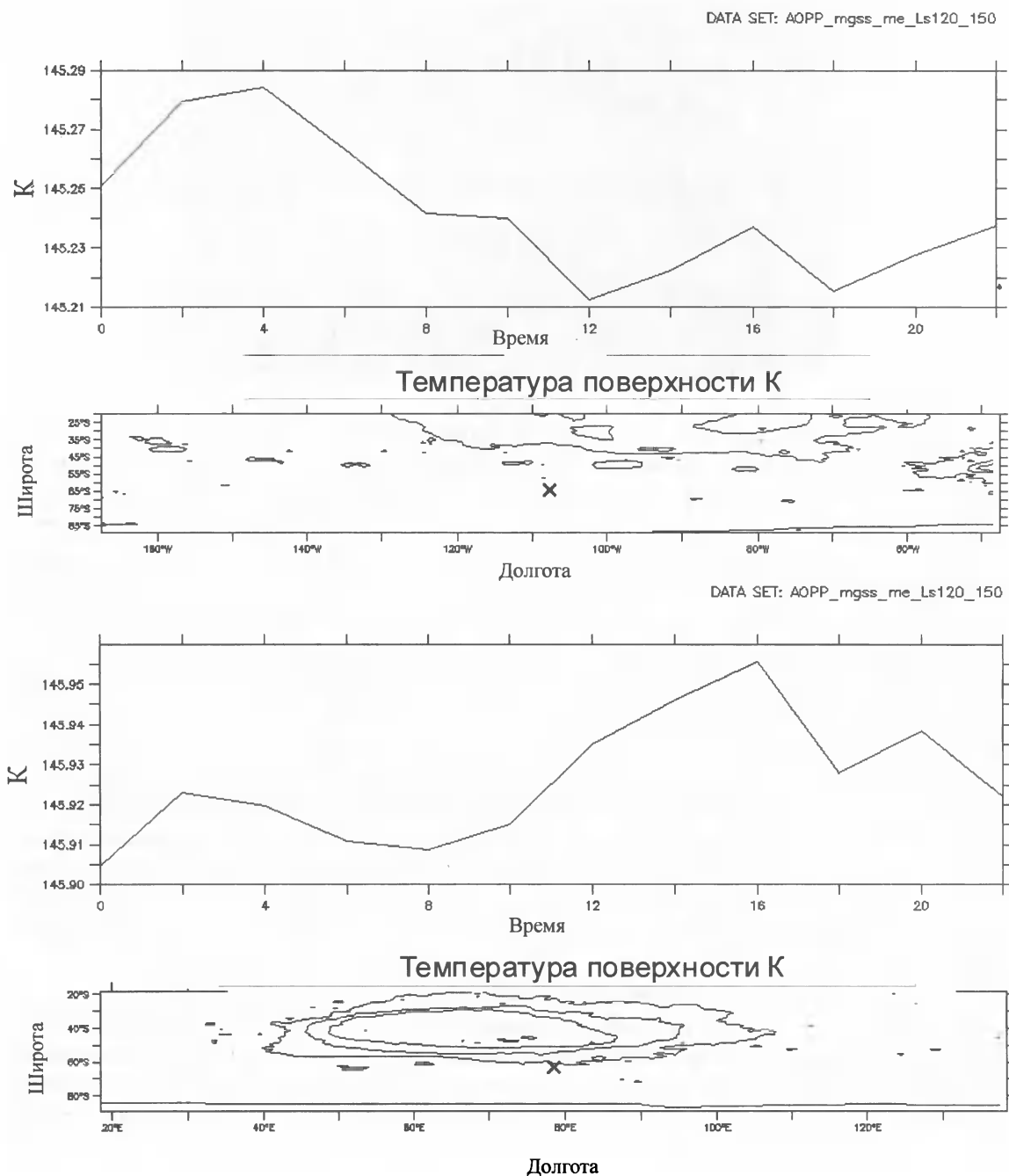


Рис. 4-22. Графики среднесуточной температуры поверхности за период $L_s=120-150^\circ$ для пунктов с координатами $64,4^\circ$ ю.ш., $107,6^\circ$ з.д. (а) и $62,94^\circ$ ю.ш., $281,53^\circ$ з.д. (б) (составлено по данным ГМКБД)

литуда колебаний средней сезонной температуры в слое до 20 м составляет не более $2-3^\circ\text{C}$. По другому обстоит ситуация с динамикой летних и весенних температур, когда в процессе теплообмена начинает принимать значительное участие радиационный поток к поверхности.

Амплитуда ее сезонных колебаний достигает 60°C. Поверхность достаточно быстро прогревается, и к полудню ее температура доходит до -25°C. Затем она также стремительно охлаждается, и к полуночи температура падает до экстремально низких отметок в -80°C.

4.3. Состав и свойства пород приповерхностного горизонта Марса

4.3.1. Гранулометрический состав, плотность и влажность пород

Многолетние наблюдения за пылевыми облаками в атмосфере Марса, наземные данные по поляриметрии и сопоставление суточного хода температуры поверхности с режимом инсоляции свидетельствуют, что поверхность планеты покрыта тонкозернистым материалом. С помощью измерений с космических аппаратов об этом получена достаточно надежная информация [Rover team, 1997]. Плотность приповерхностного грунта Марса, оцененная по величине тепловой инерции, составляет около 1,2 г/см³. Средняя плотность приповерхностного материала для всей планеты, полученная по данным радиолокации, равна 1,7 г/см³, а диэлектрическая проницаемость – 3,5. Эти оценки справедливы во всем диапазоне радиоволн от 3,8 до 70 см, а так как глубина проникновения электрических волн в этом диапазоне колеблется от нескольких десятков сантиметров до 10 м, получается, что грунт в приповерхностном слое мощностью до 10 м довольно однороден. Поляриметрические измерения дают минимальные значения плотности около 1 г/см³ в слое мощностью в доли миллиметра. По радиолокационным измерениям на Марсе обнаружены значительные вариации (0,2–2,5 г/см³) плотности грунта по долготе при средней плотности 1,4–1,5 г/см³. При средней плотности грунта 1,4 г/см³ и принятой плотности составляющих его частиц базальтового состава 2,8 г/см³ пористость приповерхностного грунта Марса составляет примерно 50%. Поскольку сила тяжести на Марсе в 2,65 раза меньше, чем на Земле, то трещины в коренных породах будут полностью закрываться соответственно на большей глубине (около 12 км, тогда как на Земле около 5 км). Исходя из этого, можно принять, что плотность чехла обломочного материала на Марсе на глубинах до нескольких километров будет порядка 2,2–2,5 г/см³, средняя пористость в нем будет около 20%. В масштабе нескольких десятков километров приповерхностный материал на Марсе довольно однороден, и средний размер его частиц оценивается в интервале 0,1–5 мм [Rover team, 1997]. О наличии на поверхности тонкого материала свидетельствуют резкие суточные колебания температур поверхности, быстро затухающие на небольшой глубине (около 25 см). Панорамные изображения подтверждают наличие на поверхности планеты как грубообломочного материала, так и тонкозернистого (рис. 4-23, вклейка).

Исследование приповерхностного грунта в месте посадки Viking 1 показало, что частицы в интервале размеров 0,01–0,1 мм составляют 60% на участках «песчаного» грунта и 30% на участках «каменистого» грунта. Более крупные частицы (0,1–2 мм) составляют 10 и 30%, соответственно.

По данным исследования поверхности Марса с помощью прибора HEND (детектор нейтронов высокой энергии), осуществленного в ходе экспедиции Mars Odyssey, было получе-



Рис. 4-24. Схема глубины залегания кровли мерзлых пород [Feldman et al., 2002]

но доказательство выдвинутого ранее предположения К. Фармера и П. Домса [Farmer, Doms, 1979], М. Меллона и Б. Джаковски [Mellon, Jakosky, 1993] о двухслойном строении большей части равнинных поверхностей Марса, особенно в области высоких широт, а именно того, что верхний слой имеет пылеватый (от 2,75 до 40 $\mu\text{м}$) [Rover team, 1997], тонкодисперсный характер, с встречающимися округлыми, до 3–4 см каменистыми включениями. Диаметр частиц в мм: булыжник – 256 до 64; щебень, галька – 64 до 4; гранулы – 4 до 2; песок – 2 до 0,062; илы – 0,062 до 0,005; глины – 0,005 и менее. Этот слой рыхлого, пылеватого материала – реголита – представлен глинисто-иловатыми частицами андезитового или андезито-базальтового состава, с низкой теплопроводностью, общей мощностью до 1 м (рис. 4-24). Его подстилает второй слой, представленный коренными породами – также, по-видимому, андезитового состава, сильно раздробленными и обладающими высокой теплопроводностью, с возможным высоким содержанием (до 57% в высоких широтах) замерзшей воды [Базилевский, 2003].

Влажность приповерхностных горизонтов

На поверхности Марса и вблизи нее возможны три формы термодинамически устойчивого существования воды: 1) физически связанная (адсорбированная) вода; 2) лед; 3) химически связанная вода (H_2O и OH^-). Судя по результатам лабораторных экспериментов и измерениям в местах посадки Viking 1 и Viking 2, содержание адсорбированной воды в материале поверхности Марса оценивается менее чем 0,1–0,2 масс.% [Rover team, 1997]. Очевидно, что наблюдаемые вариации нейтронного потока, полученные при помощи прибора HEND с поверхности Марса, определяются присутствием на поверхности и в приповерхностном слое льда H_2O и минералов, содержащих химически связанную воду. Присутствие льда H_2O контролируется температурой и парциальным давлением водяного пара, то есть климатическими факторами, которые, в свою очередь, зависят от географической широты и высоты местности, времени года, а в историческом плане – от наклона оси вращения Марса к плоскости его орбиты. Присутствие льда H_2O на поверхности и в породах поверхности во многом определяет характер геологических процессов на современном Марсе. Присутствие минералов, содержащих хими-

чески связанную воду, определяется возможностью и эффективностью химических реакций их образования в современную и предшествующие археологические эпохи. При низких температурах, характерных для поверхности Марса, ранее образованные водосодержащие минералы могут сохраняться в течение геологически длительного времени и таким образом быть индикатором природной среды прошлых эпох. Последнее утверждение весьма актуально в свете нерешенности вопроса о климате раннего Марса: влажный и теплый или сухой и холодный [Кузьмин, 1983; Kieffer et al., 1992; Carr, 1996; Tanaka, Kolb, 2001].

Химически связанная вода широко распространена в различных природных материалах на Земле, в основном как компонент различных гидросиликатов, таких, как типичный для метаморфических пород минерал хлорит $(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})_6\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_8$ или типичные для осадочной оболочки глинистые минералы, например, нонтронит $\text{Na}_{0.33}\text{Fe}_2^{3+}(\text{Al}_{0.33}\text{Si}_{3.67})\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. В зависимости от вариаций их химического состава эти два приведенных в качестве примеров минерала содержат от 5 до 15 масс.% химически связанной воды. Она присутствует практически во всех разновидностях вещества земной коры. Например, средние содержания химически связанной воды в магматических кислых, средних и основных породах острово-дужного типа варьируют от 1,6 до 2,1 масс.% [Коваленко и др., 2002]. Это согласуется с определениями содержания воды в магматических расплавах (анализ расплавных включений в минералах и закаленных вулканических стекол) главных геодинамических обстановок Земли: от 0,5 до 4,5 масс.%. Средние содержания химически связанной воды в земных глинах и глинистых сланцах различных геодинамических обстановок варьируют от 2 до 9%; в песках и песчаниках – от 0,8 до 5%; в карбонатных породах – от 0,6 до 3% [Ронов и др., 1990]. Очевидно, что химически связанная вода в песчаных и карбонатных породах находится, в основном, в присутствующих в их составе глинистых минералах. Важная роль химически связанной воды в осадочной оболочке Земли очевидна из следующей оценки [Ронов и др., 1990]: общее количество воды в океанах Земли $\sim 1,35 \cdot 10^{24}$ г, а количество химически связанной воды в осадочной оболочке нашей планеты $\sim 8,2 \cdot 10^{22}$ г, что есть 6% от массы воды в океанах.

Содержание физически связанной (за счет адсорбции) воды в природных земных материалах, как правило, коррелируют с содержанием химически связанной воды (рис. 4-25, вклейка). Это обусловлено тем, что адсорбции наиболее благоприятствуют высокая пористость и очень малый размер пор, характерные для глин, а они всегда содержат много химически связанной воды. Например, при 20°C и относительной влажности 47%, что соответствует $P(\text{H}_2\text{O}) = 10,8$ мб, изверженная порода гарцбургит, состоящая из кристаллов оливина и пироксена, содержит ~ 1 мг/г адсорбированной воды, а монтмориллонитовая глина содержит ~ 100 мг/г [Mautner, 1999; Water on Mars..., 2005].

Эта краткая сводка иллюстрирует факт того, что если силикатные материалы находились в контакте с водой в течение геологически длительного времени, то состоящие из них осадки и горные породы приобретают значительные содержания химически и физически связанной воды. В отношении Марса это означает, что если его геологическое прошлое было теплым и влажным, то в веществе коры этой планеты должно быть довольно много связанной воды.

Что касается свободной воды, то атмосфера Марса часто содержит достаточно пара, чтобы он осаждался в виде инея при пониженных ночных температурах. Иней был отмечен в местах посадки Viking 2 на 48° с.ш. и, по-видимому, может существовать и на других высокоширотных участках поверхности планеты. Вода как жидкость на поверхности Марса не наблюдалась. Теоретический анализ предполагает, что жидкая вода не образуется на поверхности благодаря низкому атмосферному давлению и низким температурам. Тем не менее давление в точках посадки Viking было неизменно выше тройной точки жидкой воды, а температуры

поверхности на Марсе поднимались выше точки замерзания. Соответственно можно ожидать, что на Марсе реализуются комбинации давления и температуры, которые позволяют существовать жидкой воде [Lobitz, Wood, 2001]. Карта таких участков (рис. 4-26, вклейка) построена на основе температурных данных и результатов измерений давления Viking 2, а также температурных данных Viking Orbiter IRTM в комбинации с данными топографии MGS MOLA. Цветом показано процентное содержание воды, распределение большинства областей недавней активности жидкой воды или места возможного кратковременного образования жидкой воды на существующей поверхности.

Оценка содержания H_2O в приповерхностном горизонте пород Марса по данным нейтронного и гамма-эмиссионного сканирования

Вплоть до последнего времени сведения эти были отрывочными, приуроченными к местам посадки исследовательских модулей, либо косвенными, основанными на интерпретации данных с орбитальных комплексов или спектров излучения при помощи телескопических наблюдений. И только после проведения успешной миссии Mars Odyssey, а именно после получения и обработки данных спектрометра гамма-излучения (Gamma-Ray Spectrometer), появилась возможность обобщения сведений для всей поверхности планеты за исключением полярных областей, до глубины 1–2 м от поверхности [Mitrofanov et al., 2002a]. Обнаружение большого количества водорода в приповерхностных слоях является бесспорным фактом, однако химическая форма существования этого элемента не всегда ясна. В верхних слоях, по-видимому, водород находится в составе молекул физически и химически связанной воды, и эти слои неотличимы от грунта в средних широтах, где лед не стабилен. Однако для более глубоких слоев лед может быть единственной обоснованной формой, которая связывает столь большое количество водорода. Подтверждением этого может быть следующее. Во-первых, большое количество водорода, соответствующее $35 \pm 15\%$ H_2O , слишком велико для его связывания путем метаморфического замещения большинства породообразующих материалов. Во-вторых, стратификацию водорода в слои с более чем десятикратным различием в концентрации трудно объяснить чем-то другим, кроме как летучестью, сравнимой с той, какая имеется у льда. В-третьих, водород-насыщенные области найдены только в наиболее холодных регионах, в которых климатические условия предполагают выраженную динамику летучести, схожую с той, которая ожидается для данных условий у льда [Boynton et al., 2002]. Многие теоретические работы предсказывали области, в которых лед H_2O может быть стабилен на Марсе [Lobitz, Wood, 2001]. Карта эпитермального нейтронного потока (рис. 4-27, вклейка) показывает взаимосвязь между регионами, где лед, как ожидается, может быть стабильным на глубине 80 см (белый контур) [Mellon, Jakosky, 1993] и областями низкого эпитермального потока.

Весовая концентрация льда H_2O ($35 \pm 15\%$ H_2O) предполагает, что в поверхностном материале находится до 60% (от 40 до 73%) льда в объемных единицах. Значения плотности для вмещающего безледного компонента составляют $2,5 \text{ г/см}^3$. Пористость самого верхнего метра марсианских пород недостаточна известна. Измерения плотности пород в точке посадки Viking 1 позволили получить следующие величины: $1,15 \pm 0,15 \text{ г/см}^3$ для наносного материала и $1,6 \pm 0,4 \text{ г/см}^3$ для блочного материала [Rover team, 1997]. Исходя из значений плотности силикатного зерна $2,5 \text{ г/см}^3$ и отсутствия льда H_2O в порах в местах посадки Viking 1, эти измеренные объемные плотности дают значения пористости для рассматриваемых материалов от $54 \pm 6\%$ до $36 \pm 16\%$ соответственно. Более низкое значение расчетной концентрации льда согласуется с этими значениями пористости, если поры заполнены. Однако трудно пред-

положить, какая порода обладает достаточной пористостью, способной вместить такое содержание льда.

Другим свидетельством возможного существования водной среды и льда H_2O на Марсе явилось исследование поверхности планеты при помощи прибора HEND, осуществленное в ходе экспедиции Mars Odyssey [Митрофанов и др., 2003]. Согласно полученным данным, в пределах зоны $\pm 40^\circ$ по широте наблюдается понижение значений величины потока эпитепловых нейтронов близ границ этой зоны, то есть в высоких широтах. Очевидная причина этого – присутствие льда H_2O в грунте, что отмечалось при наблюдениях с борта КА Mars Odyssey [Boynnton et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002b; Feldman et al., 2002], и теоретическими предсказаниями [Farmer, Doms, 1979; Кузьмин, 1983; Mellon, Jakosky, 1993; Mellon et al., 2004]. Далее в сторону экватора величины потока не обнаруживают корреляции ни с географической широтой, ни с высотой поверхности. В приэкваториальной части Марса в распределении потока эпитепловых нейтронов наблюдаются две географически антиподальные отрицательные аномалии, впервые отмеченные в работах И. Митрофанова [Mitrofanov et al., 2002b] и В. Фельдмана [Feldman et al., 2002]. В этих двух областях на поверхности находятся легко эродируемые ветром, очевидно, очень рыхлые отложения. Этот факт послужил основанием для того, чтобы считать их местами, где в геологическом прошлом были географические полюса планеты [Schultz, Lutz, 1988].

Для оценки содержания воды в грунте и особенностей распределения ее по глубине [Mitrofanov et al., 2002b] на основе данных прибора HEND был предложен следующий вариант расчета. За точку отсчета берется величина максимального потока нейтронов с поверхности с последующим сопоставлением этой величины с концентрацией воды, измеренной в области, где зафиксирован максимальный поток нейтронов. Такая область находится в районе плато Солнца (Solar Plato). По данным Viking 1 и Mars Pathfinder, концентрация связанной воды в поверхностных породах экваториальных областей Марса составляет 1–3%. В расчетах использовалась двухслойная модель, в которой сухой слой с содержанием льда H_2O 2% перекрывает льдонасыщенный слой с содержанием льда воды до 55%. В результате данного метода были рассчитаны значения содержания воды в грунте Марса (табл. 4-3).

Таблица 4-3

Оценка содержания воды (% по массе) в приповерхностном слое грунта (1–2 м) в различных районах Марса [Митрофанов и др., 2003]

Название района	Координаты	Содержание воды в % по массе (однослойная модель)	Вероятность принятия однослойной модели	Содержание воды в % по массе (двухслойная модель)	Вероятность принятия двухслойной модели
Северный полярный район	Широта $>80^\circ$	44,1	0,6	–	–
Южный полярный район	Широта $<-80^\circ$	22,7	0,004	55,0	0,26
Южная Аравия	$0^\circ < \text{Долгота} < 45^\circ$ $-20^\circ < \text{Широта} < 0^\circ$	5,2	0,4	10,0	0,25
Мемнония	$160^\circ < \text{Долгота} < 180^\circ$ $-25^\circ < \text{Широта} < 0^\circ$	5,1	0,5	9,0	0,7

4.3.2. Химико-минеральный состав пород

Для спектров отражения разнообразных светлых участков планеты типично очень большое сходство между собой и со спектрами пылевых облаков на Марсе. Это подтверждает точку зрения, что для светлых участков характерен весьма однородный глинистый материал с большим содержанием окислов железа (5–8%) и примесью воды в виде льда. Состав пылевых частиц считается силикатным, и вероятно, что это глинистые минералы типа монтмориллонита. Результаты химического анализа поверхностного материала Марса в местах посадки Viking 1 и Viking 2 показали сходство состава пород (табл. 4-4) в районах планеты, удаленных друг от друга на 6000 км. Для образцов пород были получены следующие отношения химических элементов: $Fe/Si=0,7\pm0,1$ (в земных базальтах $\sim 0,7$); S/Cl в разных образцах колеблется от 4 до 8; $Cl/Br\sim 100$. Этот грунт оказался хорошо перемешанной (химически однородной на большой площади) смесью продуктов химического выветривания, главным компонентом которой может быть богатый железом глинистый минерал (или минералы), например, нонтроновый монтмориллонит.

Таблица 4-4

Процентное содержание минералов, рассчитанное методом деконволюции (обратной разверстки) для обоих поверхностных спектральных типов [Bandfield, 2000]

Тип поверхности 1	Концентрация	Тип поверхности 2	Концентрация
Полевой шпат*	50	Полевой шпат	35
Стекло	25	Стекло	25
(Щитовой силикат)	15	(Щитовой силикат)	15
		(Клинопироксен)**	10

* Плагноклаз – доминантный полевой шпат.

** Авгит – доминанта клинопироксена.

В скобках указаны минералы с концентрациями выше или ниже предела определения (от 10 до 15%).

Наилучшее приближение к породам поверхности дает смесь богатых железом глин, характерных для процессов земного выветривания основных изверженных пород. В исследованных аппаратурой Viking 1 и Viking 2 образцах пород Марса наибольшие вариации наблюдались для серы и хлора, которые, вероятно, могут присутствовать в поверхностном материале в виде воднорастворимых солей. Например, образцы из поверхностных корочек пород содержат вдвое больше хлора и на 66% больше серы, чем мелкозем под корочками, хотя в нем самом содержание серы в 10–100 раз выше, чем в обычных породах Земли. Повышенное содержание хлора и серы в поверхностной корочке пород, по-видимому, обязано механизму капиллярного подсоса солевых растворов, появление которых возможно летом (в слое суточных колебаний температур) в дневные часы. Из анализа образцов породы также следует, что сера связана в сульфаты (вероятнее всего, это $MgSO_4$ или $MgSO_4 \cdot H_2O$ – кизерит). Свойства кизерита как цементирующего агрегата хорошо согласуются со свойствами марсианского материала поверхности образовывать плотные корочки с повышенным содержанием серы. В марсианском материале поверхности могут присутствовать также карбонаты и хлориды. Для образцов

материала в месте посадки Viking 1 сумма окислов плюс хлор составляет 92%. Остаток до 100% (8%) может быть представлен 0,4% Na для связывания всего наличного хлора в галит (NaCl), 4,4% CO₂ для связывания всего наличного кальция в кальцит (CaCO₃) и 3,2% воды – в виде структурной воды в глинах. Таким образом, тонкозернистый материал на поверхности Марса – это не обломки первичных пород, а продукты их химического выветривания. В современных условиях Марса выветривание поверхностного материала может происходить в результате фотоокисления минералов, как под воздействием ультрафиолетового излучения, достигающего беспрепятственно поверхности планеты, так и под воздействием озона. Кроме того, в выветривании поверхностного материала могут активно участвовать пленочные солевые растворы, появление которых вполне возможно в летний сезон в слое суточных колебаний поверхностных температур. Не менее важную роль в формировании того, что мы считаем продуктами выветривания, могли играть гидротермальные процессы под воздействием магматических расплавов на льдосодержащие мерзлые породы или при ударно-взрывных процессах кратерообразования в слое мерзлоты. Образующиеся при этом водные растворы могли способствовать гидротермальному изменению основных пород с возможным образованием палагонитовых туфов. Происхождение последних на Земле обычно связано с процессом взаимодействия базальтовых расплавов со льдом или подводным вулканизмом. Поскольку геохимические характеристики образцов грунта из двух удаленных друг от друга на 6000 км районов планеты оказались близкими, можно думать, что рыхлый материал на поверхности Марса в планетарном масштабе довольно однороден и большая часть планеты покрыта сходным материалом. Это подтверждается данными дистанционных и полевых исследований [Christensen et al., 2001].

Породы Марса на основе спектрального анализа, проведенного с помощью TES, предварительно можно разделить на два основных типа (рис. 4-28, вклейка).

Первый тип, выделенный на основе спектральных различий, схож со спектральным типом образцов потоковых базальтов Деканского плоскогорья (п-ов Индостан), который состоит в основном из плагиоклаза (65 об.%) и клинопироксенов (30%). Он также хорошо сопоставим и с другими базальтами (45–52 об.% SiO₂) и андезито-базальтами, отличающимися низкремнистым содержанием (52–57 об.% SiO₂), в которых преобладают минералы класса плагиоклаза и клинопироксена. Второй тип, выделяемый по спектральным особенностям, схож с андезито-базальтами и андезитами (их состав находится на границе между двумя областями с содержанием SiO₂ 57 об.%), состоящими в основном из плагиоклаза (45 об.%), обогащенного K₂CO₃ стекла (схожего с обсидианом, около 40 об.%), и пироксенов (около 10 об.%) (см. табл. 4-4). Концентрация этих поверхностных типов была отражена на картах регионального распределения с дискретностью 1° [(Bandfield, 2000)].

Полномасштабные исследования состава пород поверхности Марса начались с помощью аппаратуры OMEGA, установленной на Mars Express. OMEGA начал постепенно выстраивать карту поверхности планеты с размером пикселя от 4 км до 300 м. Высокое пространственное разрешение и ее спектральный диапазон дают возможность указать нахождение отдельных минералов на Марсе более точно, чем любым другим инструментом. На рисунке 4-29 (вклейка) в качестве примера представлены данные, полученные с помощью аппаратуры Omega, по абсорбции на волне 2,2 мкм, которые являются характеристикой пироксенов. Более высокое относительное содержание пироксенов обнаруживается внутри каньонов (синяя штриховка).

Во время миссии спектральная карта поверхностного горизонта была создана с разрешением 1–4 км. На отдельных участках, покрывающих 2–5% марсианской поверхности, было проведено картирование с разрешением до 300 м.

4.3.3. Теплофизические, оптические и механические характеристики марсианских пород

О теплофизических свойствах приповерхностных слоев можно судить по обобщающей величине тепловой инерции I , полученной при дистанционном зондировании поверхности с борта орбитальных космических аппаратов и с посадочных модулей непосредственно с поверхности планеты. Тепловая инерция определяется как комбинация объемной теплопроводности λ , объемной плотности ρ и удельной теплоемкости поверхностного слоя в соответствии с уравнением (3.15). Тепловая инерция (I) – это интегральный параметр, характеризующий энергообменные процессы в приповерхностных слоях породы и зависящий от размера частиц и их плотности, влагосодержания, термобарических условий и т.д. Величина I характеризует способность накапливать тепло в приповерхностном слое днем и перераспределять его в ночное время. Это следует из решения уравнения теплопроводности (3.28) при граничном условии (3.29), которое характеризует радиационно-тепловой баланс на поверхности, без учета затрат тепла на испарение и турбулентный теплообмен. Так, в дневное время величина $q(\tau)$, характеризующая плотность радиационного потока, падающего на поверхность, конечна, в то время как в ночное время $q=0$. Чем больше величина тепловой инерции, тем выше ночные температуры и запаздывание дневного максимума температуры поверхности к полуденному максимуму q .

Для определения тепловой инерции используются данные ТЭС, которые математически обрабатываются для создания карт планеты на определенные моменты наблюдений при разных значениях альбедо и тепловой инерции. Затем по картам определяется набор теоретических кривых распределения температуры вдоль интересующего профиля и подбираются кривые, наиболее совпадающие с экспериментальными. Карта тепловой инерции, основанная на расчетных и фактических данных с точек посадки спускаемых модулей, отражает вариации теплофизических свойств поверхностного слоя и позволяет сделать начальные обобщения о характере изменений тепловой инерции на планете (рис. 4-30, вклейка). Наблюдается характерное увеличение свойственных для 80% поверхности Марса значений тепловой инерции от 100 до 400 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2} – для северных широт начиная с 86° с.ш. до значений 2000 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}, а для южных широт начиная с 90° ю.ш. Кроме того, наблюдается некоторая зависимость между топографическими элементами поверхности и изменениями в значениях тепловой инерции: для северного полушария характерна обратная зависимость между относительными высотами и значениями тепловой инерции.

В частности, для мест посадки Viking 1 и 2 на равнине Утопия $I=335\div380$ Дж м⁻² с^{-1/2} К⁻¹, а плотность пород ρ колеблется от 1 до 1,6 г/см³. Принимая за значения теплоемкости $C=0,42$ кдж/кг К (см. рис. 3-23), с учетом полученной нами температурной зависимости C , находим величину коэффициента теплопроводности λ , которая будет изменяться от 0,2 до 0,12 Вт/м К, соответственно. Этот диапазон включает величину λ , оцененную для песчаных пород путем пересчета экспериментальных данных, полученных при атмосферном давлении, на величину среднего давления у поверхности Марса, которое составляет около 6 мбар (см. рис. 3-24 и 3-25).

Для других районов в высоких широтах величина тепловой инерции колеблется от 170 до 250 Дж м⁻² с^{-1/2} К⁻¹ (см. рис. 4-30), что соответствует величинам λ в диапазоне 0,07÷0,12 Вт/мК. Этот диапазон при пересчете на условия разрежения атмосферы соответствует теплопроводности пылеватых частиц. В целом на тонкодисперсный характер пород, покры-

вающих значительные площади планеты, указывают следующие факты: хорошо различимые на космоснимках эоловые образования в виде дюн и барханов; регулярно наблюдаемые пылевые бури; данные фотометрических и поляриметрических измерений поверхности, типичные для рассеивающей дисперсной среды; данные орбитальных радиолокационных наблюдений – GRS гамма-лучевая спектрометрия [Мороз и др., 1974; Кузьмин, 1983; CBoynton et al., 2002].

Проведенные экспериментальные исследования теплофизических характеристик земных пород позволяют оценить возможную плотность поверхностного слоя. Для районов высоких широт северного полушария с учетом данных по теплоемкости и теплопроводности пород (см. рис. 3-23, 3-24 и 3-25) величина плотности колеблется от 0,9 до 1,2 г/см³, в то время как, согласно другим методам измерения с орбиты Марса, она равняется: по данным полярометрии – 1 г/см³ (для слоя мощностью 1 мм); радиолокации – 1,4 г/см³ (в диапазоне радиоволн от 3,8 до 70 см); по диэлектрической проницаемости – 1,2 г/см³.

Теплопроводность поверхностного материала λ , которая изменяется в диапазоне 0,07÷0,12 Вт/м К, зависит, помимо давления, и от размеров частиц. Результаты лабораторных исследований, проведенные для дробленного силикатного материала при давлении 6 мбар [Wechsler, Glasser, 1965], показали, что таким значениям λ соответствуют частицы диаметром 0,25 мм. Однако данные фотометрии в ближнем инфракрасном диапазоне указывают на значительно меньшие размеры частиц – порядка десятков микрон. Так, при низких значениях $I \approx 170$ Дж м⁻² с^{-1/2} К⁻¹ диаметр частиц составлял 20÷30 мкм [Мороз, 1978]. Для этих же районов с учетом средней плотности $\rho=1,1$ г/см³ глубина проникновения суточных периодических температурных возмущений h в соответствии с формулой (3.23) изменяется в диапазоне от 5 до 7 см.

Для покрывающего поверхность реголита величина λ определяется очень низкой теплопроводностью разреженной газовой среды в поровом пространстве. В целом, неконсолидированные осадки (пыль) будут иметь низкие значения λ , отвердевшая пыль и частицы размером с песчаные – средние значения, а осколки породы и выходы коренных подстилающих пород – максимальные значения тепловой инерции. Это подтвердили наблюдения по TES с Mars Global Surveyor [Mellon, 2004].

Альбедо марсианской поверхности

На сегодняшний день оценивается на основании данных исследования ТЭС в ходе миссии Mars Global Surveyor и TEMIS (термоэмиссионная система изображений) в ходе миссии Mars Odyssey. На основании этих данных составлены карты распределения альбедо в глобальном масштабе (рис. 4-31) и профили изменения альбедо по высоте на основании Марсианской климатической базы данных (см. рис. 4-14).

Диапазон изменения альбедо составляет от 0,05 до 0,4 долей единицы. Области высокого альбедо (0,22 до 0,36) находятся в северном полушарии вплоть до экваториальных областей, за исключением области Великих Северных равнин, где значения альбедо понижаются до 0,1. Области низкого альбедо (от 0,10 до 0,22) сконцентрированы в южном полушарии в интервале 0° до 40°, за исключением области ударного бассейна Эллады (45° ю.ш., 70° в.д.). Для областей исследования (высокие северные широты 45–75° с.ш.) характерны значения альбедо 0,28±0,4.

При рассмотрении динамики изменений альбедо по профилю для северных широт нами были выявлены прямые зависимости изменения значений альбедо от рельефа. Так, для профиля вдоль 45° с.ш. наблюдается повышение значений альбедо с 0,27 до 0,31 при поднятии рельефа с -4 до 4 км. А затем, при последующем понижении рельефа с 4 до -4 км в области 20–25° в.д. происходит также резкое снижение альбедо до 0,11. Схожая картина наблюдается

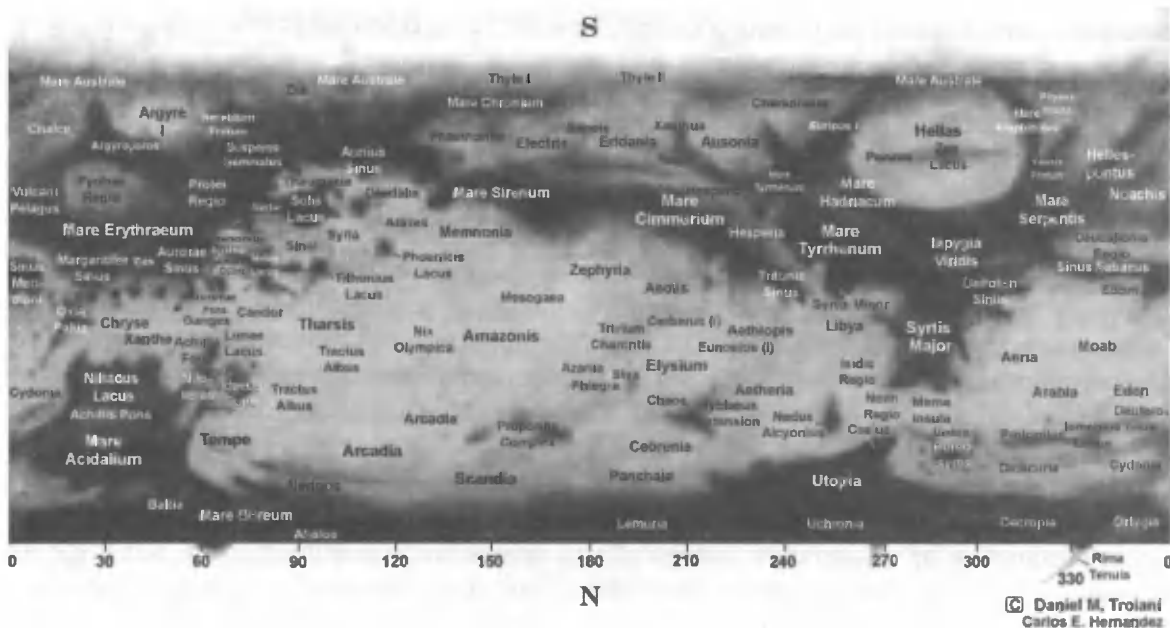


Рис. 4-31. Карта альbedo Марса (по данным ГМКБД)

и для профилей 60 и 75° с.ш. при уменьшении относительных отметок высоты с -2,8 до -5 км в районе 40° в.д. происходит аналогичное по характеру снижение альbedo от 0,3 до 0,1, что подтверждает анализ космоснимков, проведенный в Институте космических исследований РАН по материалам «Марс 4», «Марс 5» и «Марс 9» [Мороз и др., 1974]. При оценке характера изменения альbedo в южном полушарии (30° и 60° в.д.) подобный характер взаимосвязи альbedo и рельефа не выявился. Более того, для профиля вдоль 60° в.д. наблюдалась обратная зависимость.

Используя данные по тепловой инерции (см. рис. 4-26), альbedo (см. рис. 4-14) и топографии (рис. 4-32, вклейка) нами был проанализирован материал, в первую очередь, для высоких широт северного полушария, для которых характерно наличие большого количества наблюдаемых проявлений криогенных процессов.

Так, для топографических профилей вдоль 45° с.ш. (рис. 4-33а, вклейка) с увеличением относительных высот от -4 км до 4 км происходит падение значений тепловой инерции с 225 до 65 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}, а с последующим падением высот до -4 км происходит рост значений тепловой инерции до 360 Дж м⁻² К⁻¹ с^{-1/2}. Аналогичная картина наблюдается и для профилей вдоль 60° с.ш. (рис. 4-33б). Однако чем более высокими становятся широты, тем менее однозначным становится поведение тепловой инерции. Так, для профиля вдоль 75° с.ш. (рис. 4-33в) нет столь явной зависимости между изменением относительных высот и значениями тепловой инерции.

Еще более сложной становится картина изменений для южного полушария, где, по-видимому, сильнее сказывается близость полярной шапки и морфология поверхности (рис. 4-34, вклейка).

Можно отметить отсутствие взаимосвязи между понижениями рельефа с 4 км до «минус» 8 км от нулевой отметки высот (в районе ударных бассейнов Эллада (Hellas) 45° ю.ш., 70° в.д., Аргир (Argyre) 50° ю.ш., 320° в.д.) в южном полушарии и значениями тепловой

инерции, остающимися на уровне $300\text{--}350 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$. В это же время повышение рельефа в экваториальной зоне влечет за собой падение значений тепловой инерции с фоновых $300 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$ до практически минимальных значений – $50 \text{ Дж м}^{-2} \text{ К}^{-1} \text{ с}^{-1/2}$.

Можно сделать предположения о причинах этих изменений. Основными параметрами, влияющими на значения тепловой инерции, являются в первую очередь физические свойства пород, а именно дисперсность материала и объемная плотность. Скорее всего, с увеличением высотных отметок, особенно на участках вулканизма, где поверхность представлена выходами коренных пород с высокой объемной плотностью, происходит закономерное снижение значений тепловой инерции. В областях с пониженным рельефом, представляющих собой выположенные равнины с отметками до -8 км , где происходит накопление пылеватого тонкодисперсного материала с низкой объемной плотностью, неконсолидированному и несцементированному благодаря золотому переносу; это вызывает закономерное повышение значений тепловой инерции.

В связи с тем, что значения альбедо зависят от дисперсности частиц, цвета материала (различный объемный состав), покрытия частиц тонкой, в несколько микрометров минеральной составляющей, и от цементации, можно делать предварительные прогнозы о характере изменений альбедо в зависимости от геоморфологических особенностей рельефа, близости к полярным шапкам и расположения в областях вулканизма или равнин. Так, например, для вулканически-тектонической провинции Фарсида альбедо будет отличаться аномальными значениями до $0,4$. На наш взгляд это связано с тем, что в этом регионе покровные материалы в основном представлены светлыми, тонкодисперсными, неконсолидированными пылеватыми отложениями высокой пористости. Это и влечет за собой столь существенное увеличение альбедо по сравнению с фоновыми значениями ($0,2\text{--}0,24$). Для регионов исследования характерны покровные материалы смешанного типа от неконсолидированной пыли до блочных выходов коренных пород. Преобладают мелкозернистые материалы с цементацией и затемнением поверхности частиц, невысокой пористостью, что понижает значение альбедо до $0,14\text{--}0,20$. Тепловой баланс и температурный режим марсианской поверхности в зоне полярных шапок и приполярных областях в основном определяется оптическими свойствами льда H_2O , CO_2 и снега.

Некоторые механические характеристики марсианских пород

Механические свойства пород поверхности были оценены в ходе миссии Mars Pathfinder, где в качестве крыльчатки выступили колеса марсохода. Эти данные представлены в таблице 4-5. Благодаря непосредственному контакту с исследуемой поверхностью удалось не только описать марсианские породы из районов посадки, но и провести первичные исследования их механических свойств в сравнении с аналогичными породами на Земле [Rover team, 1997]. В целом марсианские отложения схожи со сравнительно неплотными породами на Земле. Также они схожи с тестовым материалом, который моделирует лунный грунт. Углы трения (φ) в среднем составляют $36,6^\circ$ и типичны между 32° и 41° ; углы естественного откоса (θ), измеренные при помощи снимков посадочного комплекса, в среднем составляют $34,2^\circ$ и типичны в интервале между 30° и 38° . Значения силы сцепления (c) рассчитаны с допущением, что φ равен θ , в среднем соответствует $0,238 \text{ кПа}$ и типичен в интервале между $0,120$ и $0,356 \text{ кПа}$. Объемная пористость отложений может быть рассчитана из значения их φ с допущением, что они ведут себя как лунные породы. Это дает значение средней объемной плотности около 1520 кг/м^3 .

Таблица 4-5

Механические свойства марсианских пород [Rover team..., 1997]

День L_s^*	$T^{\circ}\text{C}$	Глубина, см	$\text{tg } \varphi_{\text{cp}}^{**}$	Угол естественного откоса Θ , град.	Сила сцепления c (кПа) при $\varphi = \Theta$	Угол трения φ , град.	Сила сцепления C^{***} , кПа	Тип материала
3		0,4	0,850	38,3	0,21	37,0	set to 0	Комковатый
4	3,1	1,6	0,804	38,3	0,09	34,4	0,31	Комковатый
	1,8	0,2						Комковатый
13	-2,4	1,3	0,866	38,3	0,34	41,5	-0,04	Комковатый
	-2,4	0,2						Комковатый
13	0,3	3,8	0,753	36,8	0,15	33,3	set to 0	Комковатый
21	-6,7	6,0	0,820	38,3	0,09	42,4	-0,18	Комковатый
23	-0,2	0,8	0,495	24,0	0,36	26,4	0,53	Сжатый
27	-0,9	3,7	0,806	34,0	0,27	37,1	0,08	Смешанный
		0–1,2	0,773	34,0	0,30	36,9	0,04	Смешанный
		1,2–3,7	0,821	34,0	0,26	41,2	0,08	Комковатый
27	3,1	4,3	0,778	34,0	0,19	36,9	0,06	Смешанный
		0–1,0	0,655	34,0	0,00	28,2	0,18	Нанос, увал
		1,0–4,3	0,814	34,0	0,27	41,0	-0,10	Комковатый
29	-35	3,2	0,662	32,4	0,40	34,7	0,23	Смешанный
		0–1,4	0,709	32,4	0,18	35,1	0,01	Дюнный
		1,4–3,2	0,847	32,4	0,43	40,6	-0,02	Комковатый
29	-35	1,5	0,778	32,4	0,26	38,1	-0,04	Смешанный

* Марсианский день события (1 день = 24,6 ч); отсчет начинается со дня посадки. В день 27 и 29 анализы были сделаны для ряда данных.

** Средний видимый коэффициент трения, рассчитанный для одновременных значений прочности на сдвиг или тяговое усилие и нормальных напряжений.

*** Наблюдаемые из минимальных значений прочности на сдвиг или тяговое усилие и нормальных напряжений; сцепление, приведенное к нулю в двух случаях, «+» – направление движения марсохода вперед; «-» – направление движения марсохода назад.

Для земных пород – аналогов наиболее близкими по значениям удельного сцепления (C_n) и угла внутреннего трения (φ) являются пылеватые песчаные грунты четвертичных отложений (удельное сцепление C_n (кПа) меняется от 0,02 до 0,08 при изменении коэффициента пористости (e) от 0,75 до 0,45°, при этих же условиях угол внутреннего трения φ (град) меняется от 26 до 36°) и супеси с показателем текучести $0 \leq I_L \leq 0,25$ (удельное сцепление C_n (кПа) меняется 0,13 до 0,21 при изменении коэффициента пористости (e) от 0,75 до 0,45°, при этих же условиях угол внутреннего трения φ (град) меняется от 24 до 30°) [СНиП 2.02.01-83, 1985].

Основная проблема сравнения рассматриваемых параметров заключается в том, что на Марсе породы поверхности находятся в воздушно-сухом состоянии. В связи с этим силы сцепления для марсианских грунтов будут, по-видимому, ниже, чем для аналогичных пород на Земле. Кроме того, немаловажным фактором является и сила тяжести, которая в 2,65 раза меньше, чем на Земле. По-видимому, влияние ее на значение угла внутреннего трения пород будет сказываться в сторону его снижения. Это подтверждается изобилием космоснимков участков поверхности, на которых реголит как будто «течет», создавая формы рельефа, похожие на флювиальные [(Mahaney et al., 2001)].

4.4. Температурный режим приповерхностных горизонтов Марса

Температурный режим верхних горизонтов пород оценивался нами путем математического моделирования с помощью программы «ХитМарс». Постановка задачи рассмотрена в п. 3.2.3. Связь температуры поверхности с оптическими параметрами реализуется через граничные условия (3.29).

По современным представлениям на поверхности Марса фиксируется слой реголита, характеризующийся низкой теплопроводностью (рис. 4-35, вклейка). Поэтому для оценки температурных полей мы рассмотрели две модели – однослойную, представленную массивом раздробленного базальта, и двухслойную, в которой базальт покрывает слой реголита мощностью от 0,2 до 2 м.

Расчет при использовании однослойной модели велся для массива раздробленного базальта, на участках, расположенных в районе Великих Северных равнин (43° с.ш.) и в южном полушарии (25° ю.ш.). Расчетные данные указывают на близкие значения глубин годовых амплитуд – они составляет 18÷21 м, но характер температурного профиля отличался благодаря другой сезонности. Следует отметить, что для однослойной модели величина альбедо поверхности задавалась равной 0,35, что примерно в полтора раза ниже альбедо слоя реголита. Для выбранного участка северного полушария глубина годовых амплитуд составляла 18 м при температуре поверхности -67°C, тогда как для южного полушария эта же глубина рассчитывалась из условия, что температура поверхности равна -55°C. Из рисунка 4-36 видно, что основная часть температурного градиента срабатывается до глубин 7,9 м, причем максимальные значения градиента температур характерны для «зимнего» периода (сезон с 11 по 2 на рисунке 4-37).

Для двухслойной модели первый от поверхности слой представлен иссушенным реголитом (пылеватый неконсолидированный материал) с малой теплопроводностью, термическое сопротивление которого адекватно термическому сопротивлению пяти – десятиметрового слоя свежевывапавшего снега. Второй слой представлен различными трещиноватыми породами (базальтами, андезитами). Он характеризуется более высокой теплопроводностью. Результаты расчетов по двухслойной модели отражены на рисунке 4-38 и 4-39. Поверхностный слой реголита, обладающий крайне низкой теплопроводностью, «срабатывает» существенную долю температурного возмущения. Расчеты показали, что увеличение его мощности в пять раз (до 1,0 м) приводит к непропорционально меньшему влиянию на динамику температурных полей. Так, величины мощности слоя годовых амплитуд уменьшаются от значений 13÷16 м (для слоя реголита мощностью 20 см) до 10÷12 м для слоя реголита мощностью в 1 м.

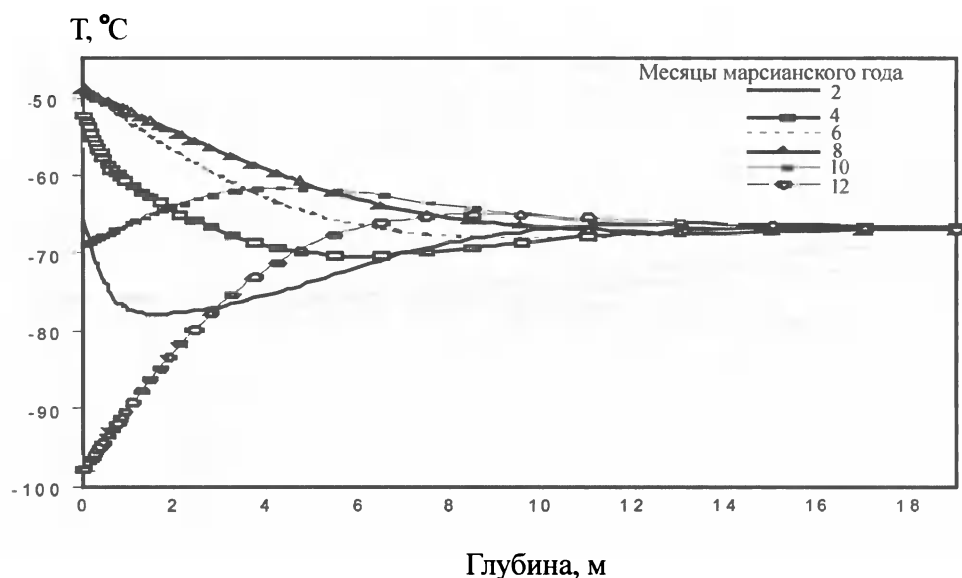


Рис. 4-36. Динамика изменений температурного профиля в раздробленном базальте для участка Великих Северных равнин, 43° с.ш. (вариант однослойной модели)

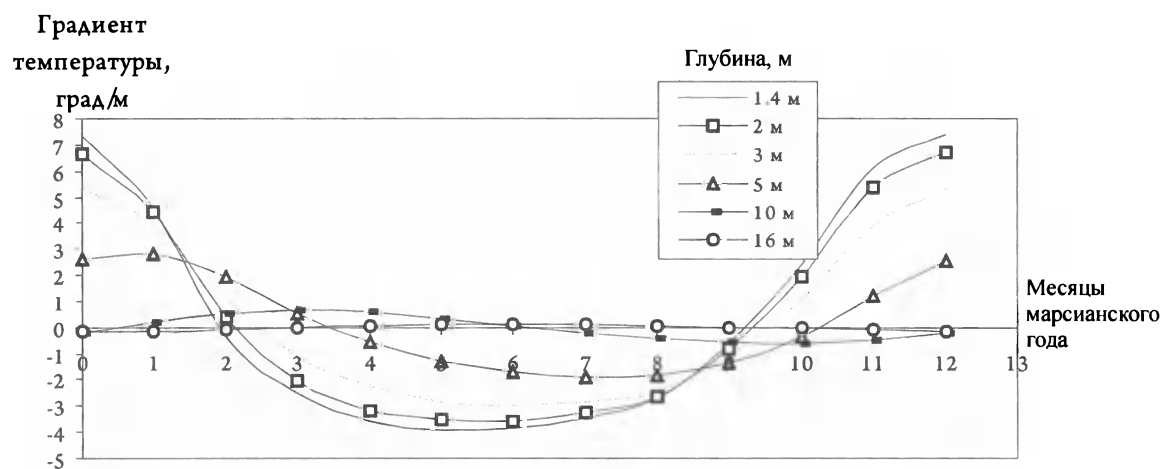


Рис. 4-37. Динамика изменений градиента температур в раздробленном базальте для участка Великих Северных равнин, 43° с.ш. (вариант однослойной модели)

Представляется необходимым отметить, что ссылки на используемую двухслойную модель и полученные на основе анализа линейных размеров полигонов значения мощности слоя реголита 0,2÷1,0 м были опубликованы нами в начале 2002 г. в трудах Международной конференции в Хьюстоне [Kotagov et al., 2002]. Позже в публикации журнала «Science» [Feldman et al., 2002] и в ходе ежегодной конференции Американской ассоциации развития науки в Денвере (февраль 2003 г.) были опубликованы итоги работы Национальной лаборатории по энергетике в Лос Аламосе, США, по результатам интерпретации нейтронной спектроскопии по

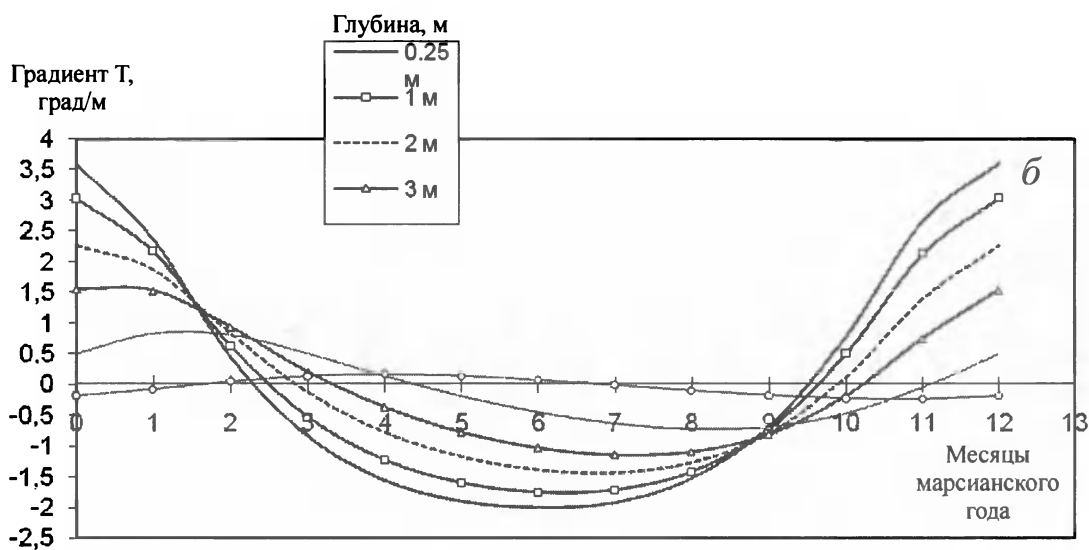
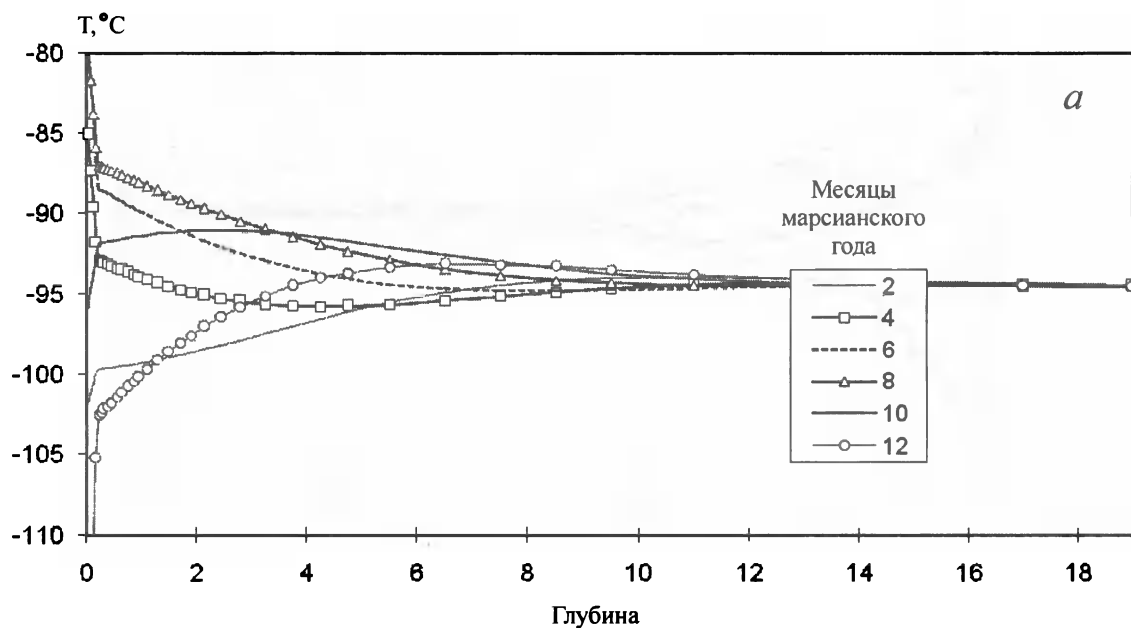


Рис. 4-38. Графики изменения температурных условий в массиве раздробленного базальта, перекрытого слоем реголита мощностью 20 см, на участке Великих Северных равнин, 43° с.ш.

а — динамика температурного профиля; *б* — динамика значений градиента температуры на разных глубинах

водороду поверхностных горизонтов Марса. Была предложена карта мощности слоя поверхностного реголита (см. рис. 4-24), которая от экватора к полюсам изменяется от 1,2 м до 20 см. Очевидно, что такое совпадение размеров слоя реголита является случайным. Однако, на наш взгляд, это свидетельствует о правильности исходных посылок, заложенных в используемые

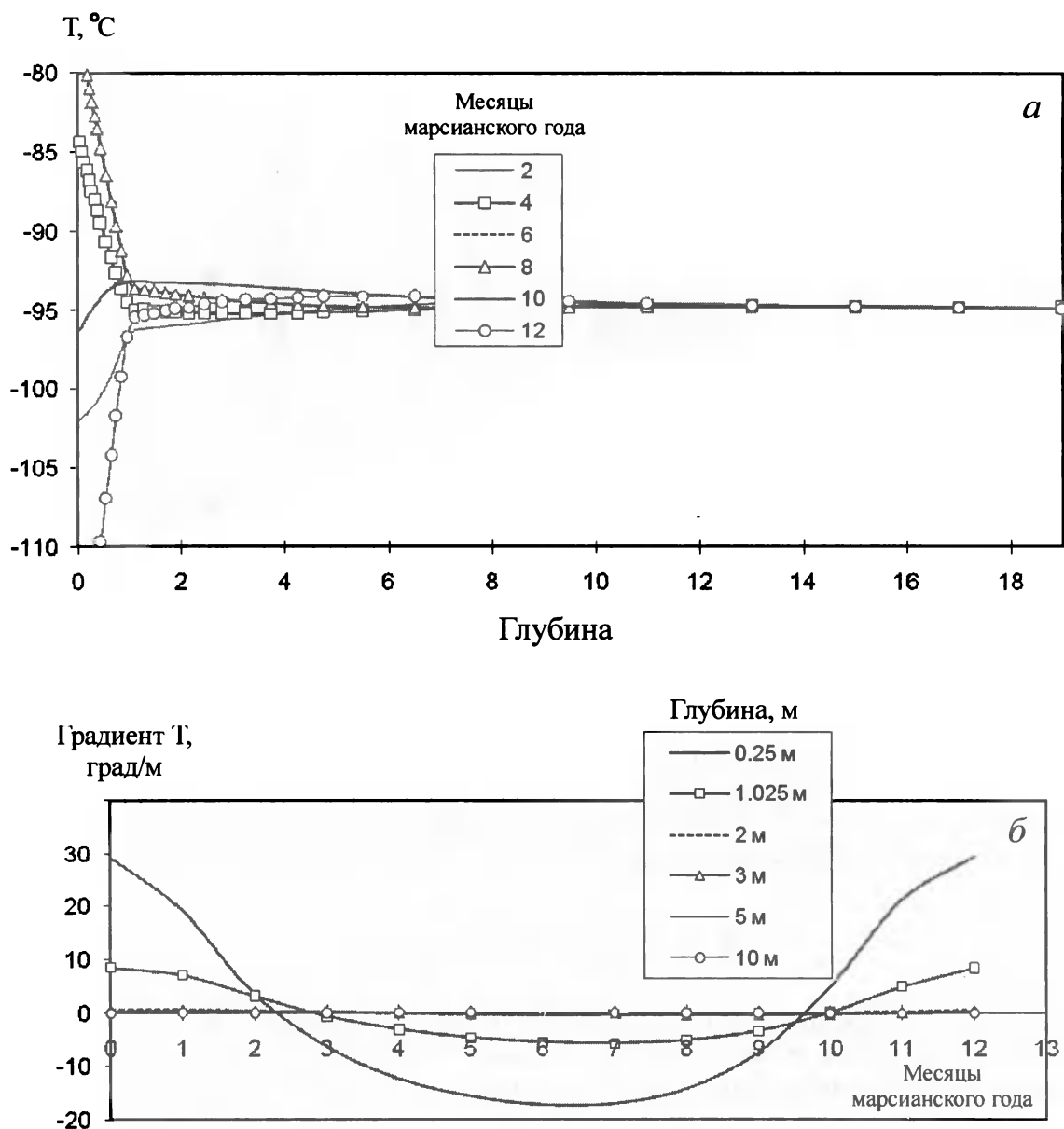


Рис. 4-39. Графики изменения температурных условий в массиве раздробленного базальта, перекрытого слоем реголита мощностью 1 м, на участке Великих Северных равнин, 43° с.ш.

а – динамика температурного профиля; *б* – динамика значений градиента температуры на разных глубинах

нами приближенные схемы расчета температурных полей и размеров полигонов морозобойного растрескивания, которые могут развиваться в районах со стабильным существованием льда H_2O . Кроме того, в 2004 г. группой авторитетных исследователей Марса [Mellon et al., 2004] были опубликованы графики динамики температурного поля (рис. 4-40), полученные исходя из модели двухслойного разреза, которые по характеру аналогичны полученным нами.

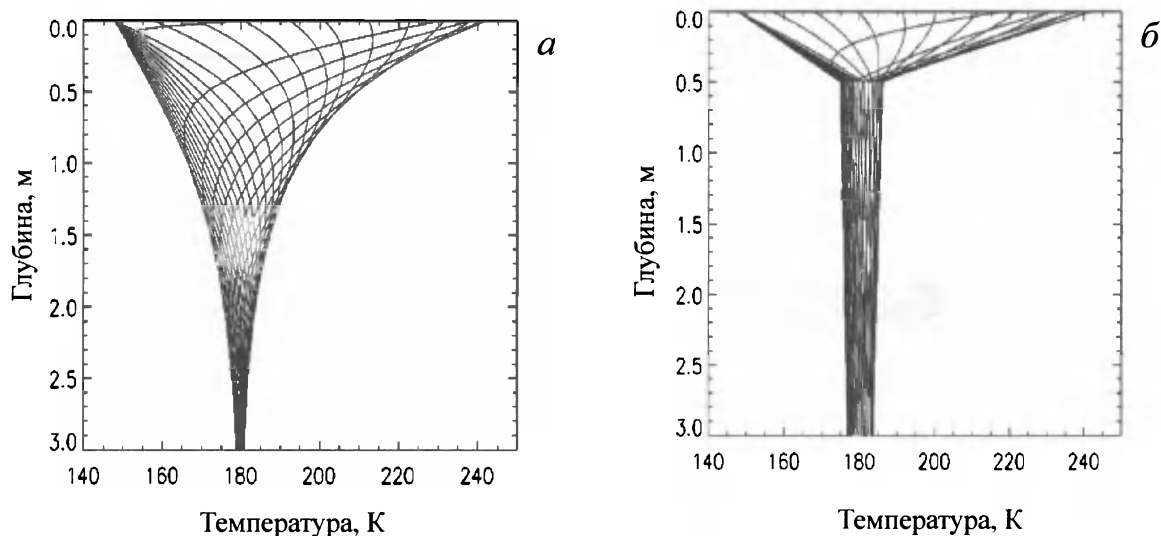


Рис. 4-40. Пример температурных профилей приповерхностного горизонта [Mellon et al., 2004]

a – гомогенный (однослойный) массив; *б* – слоистый массив

4.5. Мощность криолитосферы Марса

Большая удаленность Марса от Солнца (в 1,5 раза дальше, чем Земля) и сильная разреженность атмосферы обуславливают наличие мощной области холода - криосферы, которая начинается с высот 130–140 км над поверхностью и проникает ниже поверхности на всех широтах от экватора до полюсов (рис. 4-41). Повсеместное проникновение криосферы в кору Марса способствовало формированию криогенной оболочки – криолитосферы.

4.5.1. Криолитосфера Марса

Под криолитосферой Марса понимается область проникновения криосферы в верхние горизонты литосферы, то есть область марсианских пород с температурой ниже 0°C , куда входят и поверхностные аккумулятивные толщи полярных шапок. Существующие оценки возможных долгопериодических изменений поверхностной температуры Марса показывают, что независимо от характера дегазации планеты (ранняя, равномерная или более поздняя) средняя температура марсианской поверхности всегда оставалась ниже точки замерзания воды. Вследствие этого на Марсе сформировался поверхностный слой пород с отрицательной температурой. В отличие от Земли, где мерзлые толщи пород в обоих полушариях планеты ограничиваются пространственно, образуя криолитозоны, на Марсе область многолетнего промерзания поверхностных пород имеет планетарное распространение – от экватора до полюсов. Существование такой криогенной оболочки на планете должно было способствовать тому, что основная часть летучих компонентов (H_2O и CO_2), выделившихся при дегазации планетного вещества, была захвачена при формировании криосферы.

Наличие сезонных колебаний содержания водяного пара в современной атмосфере Марса, а также присутствие конденсационных образований из льда H_2O в атмосфере (облака, туманы) и на поверхности (полярные шапки) требует существования ниже поверхности планеты более

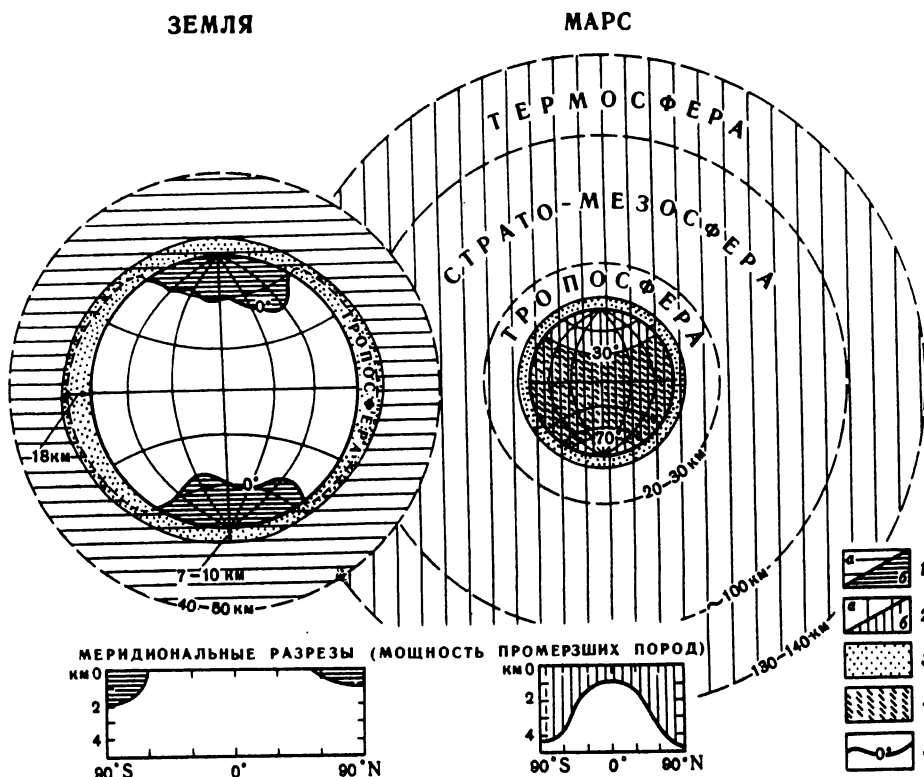


Рис. 4-41. Сравнение криосфер Земли и Марса [Кузьмин, 1983]

1 – области криосферы в атмосфере (а) и в коре (б) Земли; 2 – области криосферы в атмосфере (а) и в коре Марса (б); 3 – область, где заключена основная масса воды в атмосфере; 4 – области с дневными летними температурами поверхности выше 0°C на Марсе; 5 – среднегодовая изотерма 0°C на Земле

постоянного резервуара воды, который должен находиться в динамическом равновесии с атмосферой. В случае отсутствия такого резервуара атмосфера Марса постепенно была бы полностью иссушена в результате фотодиссоциации водяного пара. Учитывая, что температуры поверхности Марса крайне низки даже на экваторе, таким резервуаром воды (CO_2) могут быть только мерзлые породы.

Наличие характерных форм рельефа наилучшим образом согласуется с наличием мощной мерзлоты в верхних горизонтах коры и проявлением мерзлотных процессов на поверхности планеты. Причем отличительной особенностью является то, что их линейные размеры значительно крупнее их земных аналогов. Такое различие может означать, что процесс образования запасов льда на Марсе и масштабы разрушения ледистых толщ могли заметно отличаться от таковых на Земле. Обнаруженные на Марсе геологические свидетельства флювиальной деятельности позволяют думать, что условия на планете в прошлые эпохи могли заметно отличаться от современных. Следы жидкостной эрозии могут свидетельствовать в пользу того, что на планете могли быть более высокие температуры, в результате чего кровля мерзлоты, по-видимому, находилась на большей глубине.

Крупные вулканические структуры, наблюдаемые на Марсе, и многочисленные геологические свидетельства широкого развития площадного вулканизма, происходившего в разные периоды истории планеты, служат подтверждением того, что тепловой поток (в локальных райо-

нах) также менялся во времени и мог быть более высоким в прошлые эпохи. Местное повышение теплового потока, по-видимому, привело к уменьшению мощности мерзлоты. Это могло сопровождаться таянием льдов и выходом на поверхность больших масс воды. Тем не менее обнаруженные на Марсе формы рельефа с признаками проявления мерзлоты наблюдаются в различных геологических местностях различного возраста, включая очень древние образования. Это означает, что, несмотря на возможные климатические флуктуации и вариации теплового потока в прошлом, условия для существования мерзлоты оставались благоприятными на протяжении длительных периодов геологической истории планеты. Таким образом, представляется вполне логичным заключение о том, что за длительную историю формирования коры основная часть H_2O и CO_2 , выделившихся в результате дегазации планетного вещества, вследствие низких температур на поверхности могла конденсироваться в приповерхностных горизонтах литосферы с образованием мерзлых толщ. По этой причине наблюдаемый дефицит водяного пара в современной атмосфере Марса есть не столько результат фотодиссоциации водяного пара и вымораживания H_2O в полярных шапках, сколько результат планетарной консервации основной массы воды в криолитосфере и под ней [Head, Fishbaugh, 2001]. Такая точка зрения все больше подтверждается результатами фотогеологического анализа снимков поверхности Марса, полученных в последние годы космическими аппаратами. В настоящее время благодаря такому анализу выявлены действовавшие в прошлом и действующие сейчас главные рельефообразующие процессы, определившие современный облик планеты. Среди этих процессов большая роль принадлежит тем, развитие которых стало возможным лишь при широком распространении на Марсе льдосодержащих пород.

Верхняя граница мерзлых пород

Она определяется по так называемому «кратерному методу», который был разработан в результате фотогеологического анализа поверхности Марса по снимкам масштаба от 1:5 000 000 до 1:250 000, полученным с космических аппаратов Mariner 9, «Марс 5» и Viking 1 и Viking 2 (рис. 4-42) [Кузьмин, 1983].

В основу этого метода положены геоморфологические критерии, по которым можно было бы определить, как меняется верхняя граница мерзлых пород в зависимости от широты. В качестве критериев были выбраны морфологические особенности строения наиболее типичных и повсеместно распространенных форм рельефа – метеоритных кратеров. Последние в зависимости от размера (диаметра и глубины) и морфологического типа вскрывают мерзлые породы на разную глубину – от десятков метров до нескольких километров, что, по-видимому, должно отразиться на характере морфологических черт кратеров. Это позволяет рассматривать кратерные формы как наиболее вероятные индикаторы особенностей строения криолитосферы Марса.

Морфологический анализ космических снимков показал, что эрозионные формы в основном наблюдаются на внутренних склонах кратеров и отсутствуют на межкратерных пространствах. Это согласуется с тем, что источник эрозии находился на определенной глубине от поверхности и вскрывался в результате образования метеоритных кратеров. Присутствие борозд на склонах кратеров может, по-видимому, указывать на вскрытие льдосодержащих мерзлых пород и последующую эрозию стенок кратеров за счет развития термоэрозии (оползневых процессов и, возможно, селевидных потоков). Все эти факты наряду с процессами сублимации могли привести к образованию радиальной системы борозд и оврагоподобных форм (при последовательном отступлении бровки склонов), типичных для внутренних склонов исследованных кратеров.

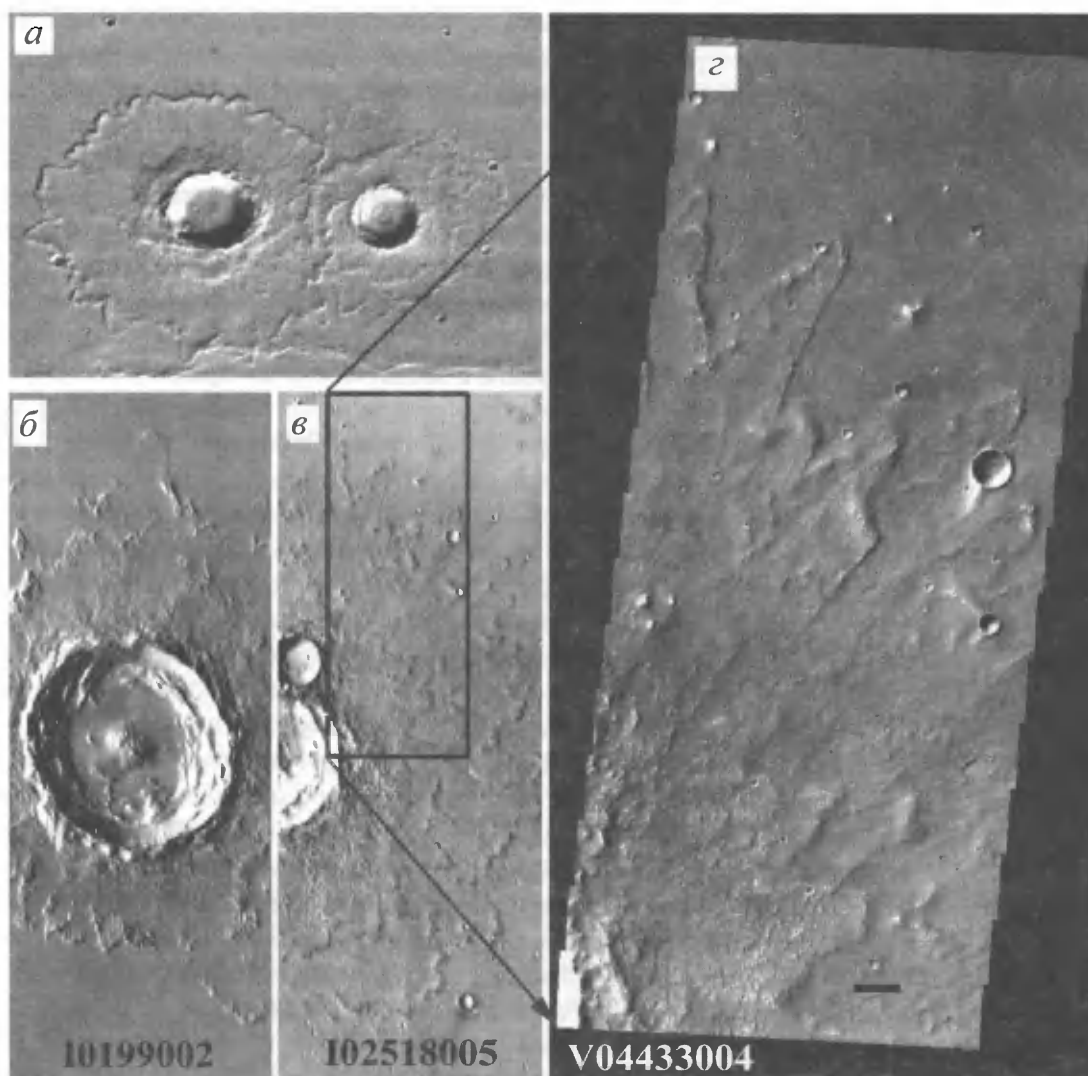


Рис. 4-42. Флюидизированные выбросы из метеоритных кратеров на Марсе [Кузьмин, 2004]

Проведенный Р.О. Кузьминым анализ морфологии внутренних склонов кратеров 2-го и 3-го морфологических классов (в интервале диаметров 15–25 км) показал, что на некотором расстоянии от бровки (вниз по склону) наблюдается перегиб. При этом верхняя часть склона круче и имеет прямой или слабовогнутый профиль. Ниже перегиба склон положе, а его профиль слабовыпуклый. Именно к нижней части склона чаще всего и приурочены системы радиально-ориентированных борозд, в то время как верхняя часть склона не имеет подобных форм. Измерение глубины рассмотренных кратеров, производившееся по ширине тени и высоте Солнца над исследованным участком поверхности, позволило построить их схематические гипсометрические профили. Оказалось, что перегиб склона находится на глубинах порядка нескольких сотен метров и это что может соответствовать положению основания морозных пород, ниже которых, по-видимому, вскрываются мерзлые льдонасыщенные породы.

В более крупных кратерах (диаметром 30–40 км) не наблюдается описанных особенностей внутренних склонов, что можно объяснить более значительным возрастом этих кратерных струк-

тур. За время существования таких кратеров верхние части склонов успевают выполяживаться. Кроме того, в кратерах данного размера могли вскрываться горизонты подмерзлотных вод, что также способствовало бы более интенсивному разрушению внутренних склонов. В таких кратерах склон чаще имеет слабовыпуклый профиль.

Несомненно, что разрушение склонов кратеров – достаточно длительный процесс. Усиление процессов термоэрозии, вскрытых в стенках кратеров мерзлых пород, возможно, могло быть связано с климатическими вариациями, вероятно, имевшими место на Марсе в прошлом. Считается, что причины прошлых климатических вариаций заключаются в периодических изменениях орбиты Марса и угла наклона оси вращения планеты, в результате которых менялась величина потока приходящей солнечной энергии.

В результате съемки марсианской поверхности с космических аппаратов Viking 1 и Viking 2 обнаружилась особенность зон выбросов, окружающих геологически молодые кратеры (см. рис. 4-42). Недавние кратеры на Марсе, начиная с некоторого размера, который меняется от района к району, окружены радиальными языками струйчатых потоков с лопастевидными краями. Морфология потоков свидетельствует о течении материала выбросов после падения на окружающую поверхность на расстояния до 80 км. Появление потоковидных выбросов у марсианских кратеров объясняется как результат метеоритного удара в льдосодержащие породы. В результате этого материал выбросов подвергается флюидизации и при попадании на поверхность проявляет текучие свойства, что приводит к формированию столь специфичной морфологии зоны выбросов. Такое объяснение согласуется с результатами взрывных экспериментов на мишенях, содержащих воду в жидкой и твердой фазах.

Потоковидные языки выбросов часто накладываются друг на друга с последовательным уменьшением их длины в сторону бровки кратера, образуя ярусность зоны выбросов, диаметр которой, как правило, превышает кратерный диаметр в несколько раз. В целом морфология выбросов из марсианских кратеров имеет сходство с земными грязевыми потоками и грунтовыми лавинами, хотя их размеры значительно крупнее земных аналогов. Минимальный размер свежих кратеров с подобными выбросами в том или ином районе Марса указывает на вскрытие льдосодержащих пород определенной глубины. Поэтому кратеры с флюидизированными выбросами могут служить своеобразными датчиками наличия мерзлых пород в тех или иных районах Марса и глубины залегания их верхней границы.

В результате изучения морфологии свежих кратеров, проведенного при анализе космических снимков отдельных районов Марса в широтном поясе от 60° с.ш. до 60° ю.ш., было установлено, что на всех широтах этого пояса кратеры с флюидизированными выбросами имеют распространение на всех геологических типах местностей независимо от их гипсометрических уровней. К такому же выводу пришли американские исследователи К. Аллен и П. Мугинис-Марк [Allen et al., 1998] при анализе снимков всей поверхности Марса. Таким образом, установлено, что подобные кратеры распространены на всех широтах от экватора до полюсов. Кроме того, в результате изучения морфологии таких кратеров выяснилось, что на пониженных участках планеты и в районах высоких широт (выше 40°) наблюдаются более протяженные зоны флюидизированных выбросов (рис. 4-43, вклейка).

Этот факт может указывать на более высокое льдосодержание поверхностных пород в таких районах планеты. Присутствие кратеров с флюидизированными выбросами на всех широтах планеты (от экватора до полюсов) служит надежным свидетельством повсеместного распространения мерзлоты на Марсе. Тот факт, что флюидизированные выбросы наблюдаются даже у кратеров с диаметром около 80 км (глубина превышает 2 км), указывает на значительные мощности мерзлоты. Кроме того, была выявлена следующая тенденция: при выборке кратеров

диаметром 2 км происходит зональное изменение характера выброса, а именно, начиная с 40-х широт и выше кратеры с сухим характером выбросов сменяются на флюидизированные (см. рис. 4-43). Это можно интерпретировать как возможное поднятие верхней границы мерзлоты к поверхности планеты по мере продвижения от экватора к полюсам. Из приведенных оценок, полученных в результате изучения морфологии кратеров, следует, что слой сухих морозных пород на Марсе имеет четкую тенденцию к выклиниванию по направлению от экватора к высоким широтам, где резко возрастает вероятность выхода на поверхность мерзлых пород.

Р.О. Кузьминым был предложен метод определения относительной льдистости массива, которая рассчитывается, исходя из отношения диаметра ореола флюидизированного выброса пластичного материала к диаметру самого кратера [Кузьмин, 2004].

4.5.2. Мощность мерзлых пород и криолитосферы Марса

Существующие представления о мощности мерзлых пород и криолитосферы Марса базируются на работах М.С. Красса и В.Г. Мерзликина [Красс, Мерзликин, 1990], Р.О. Кузьмина [Кузьмин, 1983], С. Клиффорда и Т. Паркера [Clifford, Parker, 2001]. Оценка средней мощности криолитосферы Марса была проведена ими на основе модели установившегося температурного поля. Мощность массива мерзлых марсианских пород H_m определялась по профилю стационарного распределения температуры T (К) по глубине для однослойной или многослойной литологической модели разреза с учетом средней температуры поверхности T_{cp} , теплопроводности массива λ и теплопотока к нижней границе мерзлоты q . Различия заключались в выборе значений этих величин (табл. 4-6). Так, М.С. Красс и В.Г. Мерзликин принимали λ постоянной средней величиной, Р.О. Кузьмин задавал λ дифференцированно, а С. Клиффорд и Т. Паркер также принимали во внимание зависимость теплопроводности льда и пористости пород верхнего горизонта ($0,35 \pm 0,15$). Величина теплопотока снизу q выбирались Р.О. Кузьминым, основываясь на данных В.Н. Мороза [Мороз, 1974]. Р.О. Кузьмин, С. Клиффорд и Т. Паркер учитывали наличие водоносных засоленных горизонтов. Температура фазового перехода H_2O T_ϕ на нижней границе принималась всеми равной нулю.

В результате расчетов у М.С. Красса и В.Г. Мерзликина средняя мощность мерзлых пород составила 2,7 км, у Р.О. Кузьмина значения варьируют от 5 км под полярными шапками до 1,5 км в экваториальной зоне, а среднее значение составило 3,23 км. А у С. Клиффорда и Т. Паркера значения средней мощности мерзлых пород составили 2,3–,7 км на экваторе и 6,5–13 км на полюсах. По терминологии, принятой в геокриологии, эти величины соответствуют мощности криолитосферы, учитывающей наличие охлажденных и морозных (в экваториальной области – до глубин 300 м) пород.

В свете наших представлений и появившихся в последнее время данных дистанционного зондирования, полученных со спускаемых аппаратов, видится целесообразным скорректировать величину мощности мерзлых пород в сторону ощутимого уменьшения. Для этого необходимо учитывать следующие данные: уточненные значения величины температуры поверхности в меридиональном направлении; влияние давления вышележащих толщ на положение нижней границы мерзлых пород; наличие на поверхности иссушенного слоя реголита с крайне малой теплопроводностью; величину льдистости пород верхних горизонтов; результаты низкотемпературных измерений свойств земных пород в лабораторных условиях; минерализацию поровых растворов (исходя из гипотезы о наличии в недрах Марса высокоминерализованных рассолов).

Таблица 4-6

**Входные и выходные параметры расчетных оценок мощности криолитосферы Марса
по данным разных авторов**

Авторы	Вводимые параметры			
	осредненные значения температуры поверхности, °C	теплопроводность массива, Вт/м К	теплоток из недр, Вт/м ²	мощность мерзлых пород, км
М.С. Красс, И.Г. Мерзликин [1990]	-60, среднее по планете	1,8	0,04	2,7
Р.О. Кузьмин [1983]	-55 – на экваторе -119 – на полюсах	от 1,8 до 2,2	от 0,022 до 0,055	1,5 – на экваторе 5,0 – на полюсах
S.M. Clifford, T.J. Parker [2003]	-55 – на экваторе -119 – на полюсах	от 2,2 до 4,6	0,03	2,3÷4,7 на экваторе 6,5÷13,0 на полюсах

Учет изменения температурных условий в меридиональном направлении

Оценка временной и пространственной изменчивости температуры поверхности была проведена путем обработки данных ГМКБД. Результаты приведены в таблице 4-7.

Таблица 4-7

**Изменения среднемесячной и среднегодовой температуры поверхности Марса
в меридиональном направлении**

Солнечная широта	Солнечная долгота												T _{ср.} К	T _{ср.} °C
	0–30	30–60	60–90	90–120	120–150	150–180	180–210	210–240	240–270	270–300	300–330	330–360		
90° с.ш.	148	155	184	217	208	174	152	148	148	148	148	148	165	-108
60° с.ш.	174	212	222	224	218	204	186	160	150	150	150	151	183	-90
30° с.ш.	220	225	220	220	220	220	215	210	205	205	205	215	215	-58
0°	215	215	210	210	215	230	230	230	230	225	225	220	221	-52
30° ю.ш.	215	205	194	194	205	220	235	245	245	245	240	230	223	-50
60° ю.ш.	178	150	147	146	146	146	152	210	242	242	228	205	183	-90
90° ю.ш.	145	145	145	144	143	143	144	145	168	239	223	171	163	-110
Среднее	185	187	189	194	194	191	188	193	198	208	203	191	193	-80

Учет наличия на поверхности слоя реголита, а также уточненные данные по льдистости и теплопроводности пород верхних горизонтов

Как показали последние исследования поверхности Марса посадочными комплексами Viking 1, Viking 2, Mars Pathfinder, Spirit и Opportunity, она покрыта слоем реголита мощностью от 1 м до 20–30 см, образованным, по-видимому, за счет процесса физического выветривания (см. рис. 4-24).

Несмотря на незначительность этого слоя, в силу крайне низкой теплопроводности, которая оценивалась на основании карт тепловой инерции поверхности (см. п. 4.3), термическое

сопротивление его весьма существенно. Оно сопоставимо с термическим сопротивлением слоя свежеснежного покрова мощностью до 10 м. Низкая теплопроводность обусловлена высокой разуплотненностью реголита и разрежением атмосферы (6 мбар). Наличие этого слоя приводит к уменьшению температурного возмущения на поверхности (см. рис. 4-38 и 4-39) и соответствующему снижению мощности криолитозоны.

Для средних широт и экваториальной области необходимо учитывать наличие массива рыхлых обезвоженных пород, мощность которого достигает 150–300 м. Его теплопроводность предположительно несколько выше теплопроводности приповерхностного реголита за счет большей плотности.

Теплопроводность массива мерзлых пород выбиралась из предположения, что их льдистость соответствует данным, полученным HEND (см. п. 4.5.2), с учетом температурной зависимости (см. рис. 3-24). Следует отметить, что С. Клиффорд и Т. Паркер провели расчетную оценку теплопроводности массива льдистых пород, используя метод обобщенной проводимости и учитывая температурную зависимость теплопроводности поликристаллического льда в свободном объеме, которая с понижением температуры возрастает в несколько раз (см. табл. 3-6). Вследствие этого суммарная величина теплопроводности массива оказалась существенно завышенной по сравнению с нашими экспериментальными данными на земных образцах-аналогах (см. рис. 3-24), показавшими, что повышенная дефектность порового льда и микротрещиноватость на границе «лед–порода» при низких отрицательных температурах, наоборот, приводит к снижению величины λ . Именно этим, на наш взгляд, объясняется ошутимое завышение величины мощности криолитосферы в работе С. Клиффорда и Т. Паркера по сравнению с нашими результатами.

Учет влияния давления вышележащих толщ на температуру замерзания воды

Вышеуказанные исследователи не учитывали влияние давления вышележащих толщ на температуру замерзания воды на нижней границе мерзлых пород, принимая ее равной $T_{\phi}=0^{\circ}\text{C}$. Однако если использовать для анализа классическое уравнение Клапейрона–Клаузиуса (3.4), тогда с учетом величины гравитации на Марсе, которая в 2,6 раза меньше земной, величина температуры замерзания будет изменяться от значений $-0,2^{\circ}\text{C}$ в экваториальной области до $\sim -0,9^{\circ}\text{C}$ для полярных областей. Однако, как показано в п. 3.2.2, для марсианских условий, по-нашему мнению, более адекватным является использование модификации уравнения Клапейрона–Клаузиуса (3.5), которая учитывает возможность равновесия фаз, находящихся под разным давлением, то есть в предположении, что лед H_2O выделяется под атмосферным (марсианским) давлением, а вода находится под воздействием бытового давления. Такая трактовка в большей степени адекватна из-за сильной раздробленности базальтов и андезитов в верхних горизонтах Марса. Тогда расчетную величину температуры замерзания следует задавать в диапазоне от $-1,6^{\circ}$ до -5°C . Для районов, занимаемых полярными шапками, температуру замерзания целесообразней определять по уравнению (3.4), величина которой будет изменяться от $-1,8^{\circ}$ до $-1,2^{\circ}\text{C}$, в зависимости от мощности. Эти оценки получены из предположения, что значения плотности воды и льда H_2O повышены по сравнению с земными условиями. В силу большого разрежения атмосферы Марса дегазация приводит к увеличению плотности в жидкой и твердой фазах, однако поправка для жидкой фазы не очень существенна. Плотность льда, полученного при замерзании воды, по данным Л. Полинга [Pauling, 1936], увеличивается с понижением температуры и составляет, например, при $T=-100^{\circ}\text{C}$ величину $\rho=930 \text{ кг/м}^3$,

а аблационный лед (кристаллизующиеся водяные пары) имеет даже несколько большую плотность.

Корректировка мощности криолитосферы и мерзлых пород, исходя из гипотезы о наличии на Марсе высокоминерализованных рассолов

Для условий Марса можно предположить наличие еще одного фактора, который оказывает существенное влияние на размер криолитозоны и фазовый состав влаги в породах. Это наличие воднорастворимых солей в верхних слоях, которое следует из анализа химического состава марсианской породы, полученной посадочными аппаратами Viking 1, Viking 2 и Mars Pathfinder [Toulmin et al., 1977; Clark, 1979; Brass, 1980; Rieder et al., 1997].

В литературе вопросу минерального состава поверхности Марса уделяется значительное внимание. В статье [Rieder et al., 1997], посвященной данным альфа-протонового рентгеновского спектрометра (APXS Alpha Proton X-Ray Spectrometer), установленного на борту Mars Pathfinder, были исследованы на химический состав образцы шести грунтов и пяти пород в месте посадки комплекса долина Арес (Ares Vallis) (рис. 4-44, вклейка). Анализ грунта показал схожесть характеристик с образцами, исследованными в ходе миссий Viking 1 и Viking 2. Исследованные породы были частично покрыты пылью, но в целом дали схожие показатели по составу. Они оказались неожиданно более насыщены кремнием и калием, но в то же время дали более низкие показатели по содержанию магния по сравнению с марсианскими грунтами и метеоритами. Исследованные породы оказались близкими по составу к земным андезитам и усредненному составу земной коры.

Из последних данных, полученных с марсохода Spirit, можно отметить информацию со спектрометра Mössbauer, которая приводится в статье [Morris et al., 2004]. Спектр пород поверхности, измеренный на Марсе марсоходом Spirit во время первоначального этапа миссии, характеризуется совокупностями двухвалентного железа (оливина и, возможно, пироксена) и трехвалентного железа (по экспериментальным данным, отнесенного к нанофазовому оксиду трехвалентного железа). Два секстета из нестехиометрического магнетита также присутствуют, за исключением корок на скале Мазатзал (Mazatzal), где присутствуют похожие на гематит секстеты.

Большое содержание фаз трехвалентного железа связано с ненарушенным залеганием грунтов и пород поверхности по сравнению со свежими поверхностями, вскрытыми при шлифовании (grinding). Повсеместное присутствие оливина в грунтах предполагает, что процессы физического выветривания преобладают над химическим выветриванием на сегодняшний момент в районе исследования в кратере Гусева.

О минерализации исследуемой поверхности в месте посадки марсохода Spirit говорится также и в статье [Herkenhoff, 2004]. При помощи микроскопа был проведен анализ структуры грунтов и пород в кратере Гусева на Марсе с разрешением 100 мкм. Слабо обозначенные агломераты пыли присутствуют в грунтах около Коламбия Мемориал Стейшн (The Columbia Memorial Station). Некоторые из очищенных и обработанных поверхностей показывают специфический характер структур и свидетельства метаморфизма поверхностей, покрытий и жил с вторичной минерализацией. Они также связаны с вулканическим происхождением и последующим метаморфизмом и/или выветриванием.

Косвенным свидетельством наличия рассолов могут служить результаты наблюдений за сезонным изменением радарной отражательной способности планеты в области Залива Солнца (15–20° ю.ш., 80–90° з.д.). Для наблюдаемого повышения отражательной способности

T (hours) : 12

DATA SET: AOPP_mgsa_me_Ls330_360

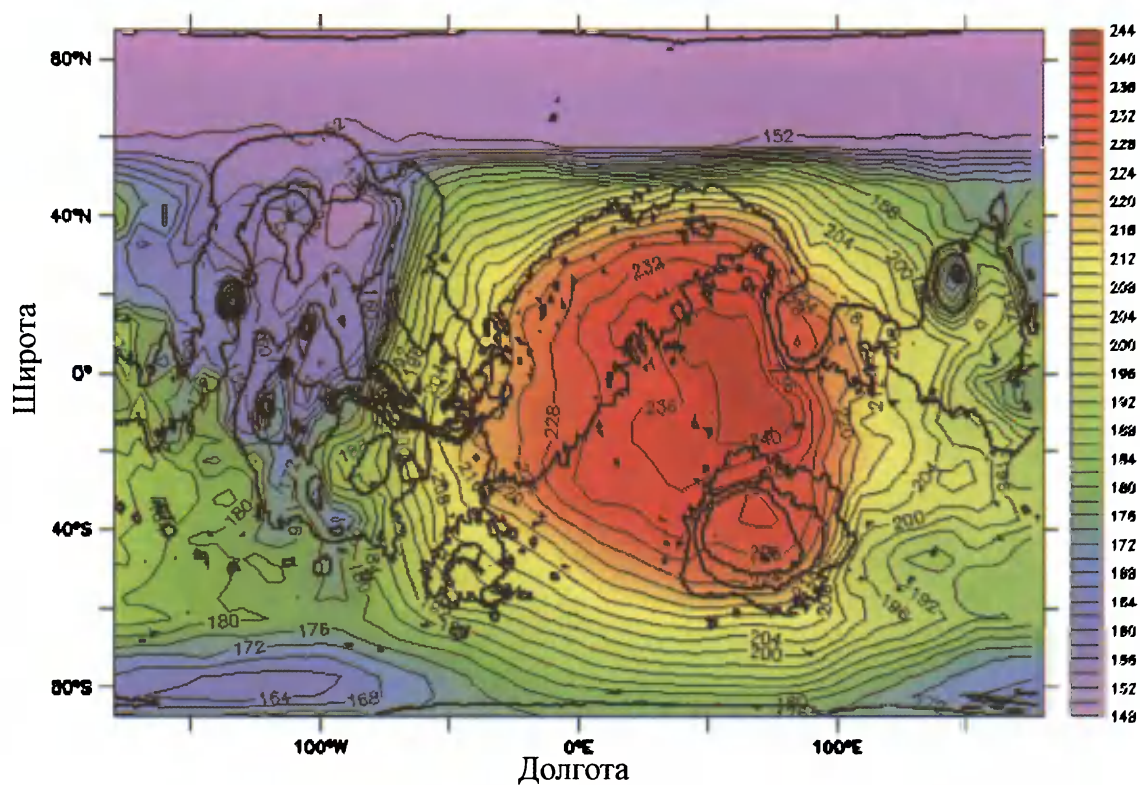
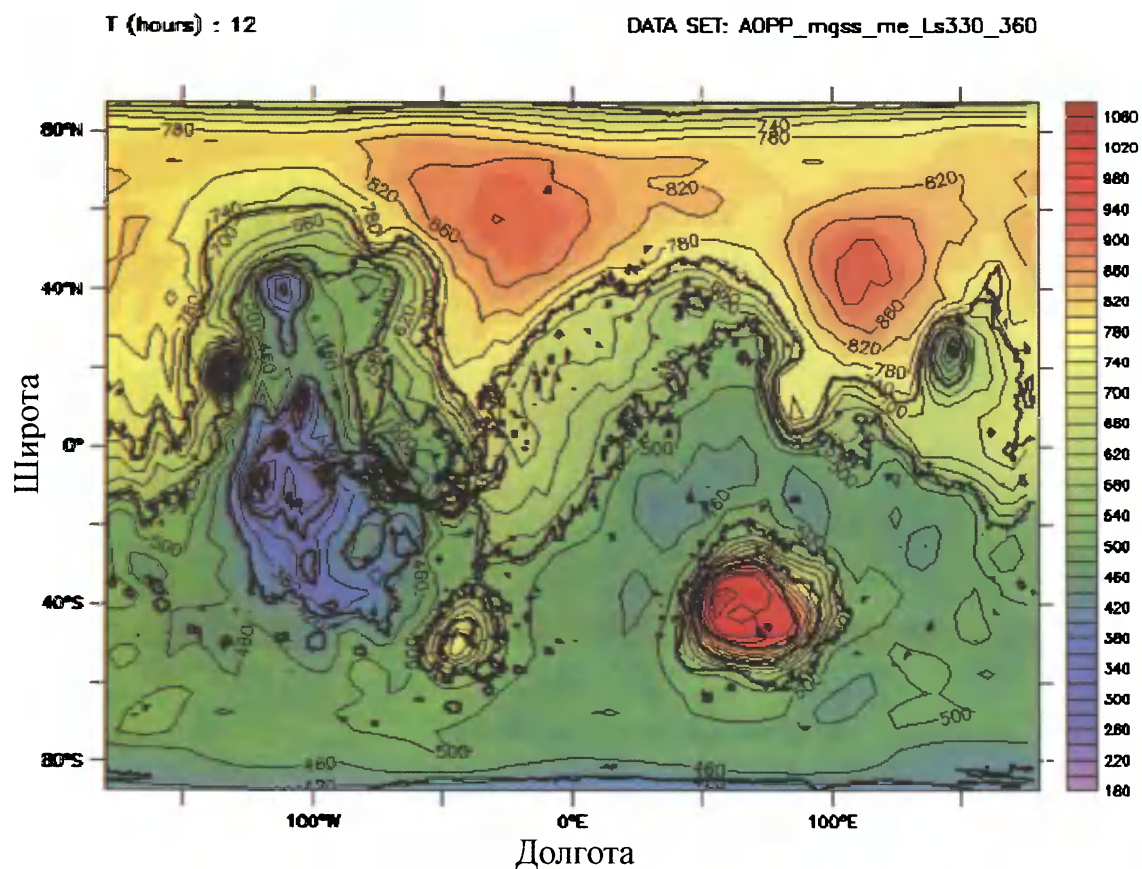


Рис. 4-1. Карта температуры атмосферы Марса на высоте 0–5 м по состоянию на конец зимы в северном полушарии и конец лета в южном полушарии (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)



T (hours) : 12

DATA SET: AOPP_mgss_me_Ls330_360

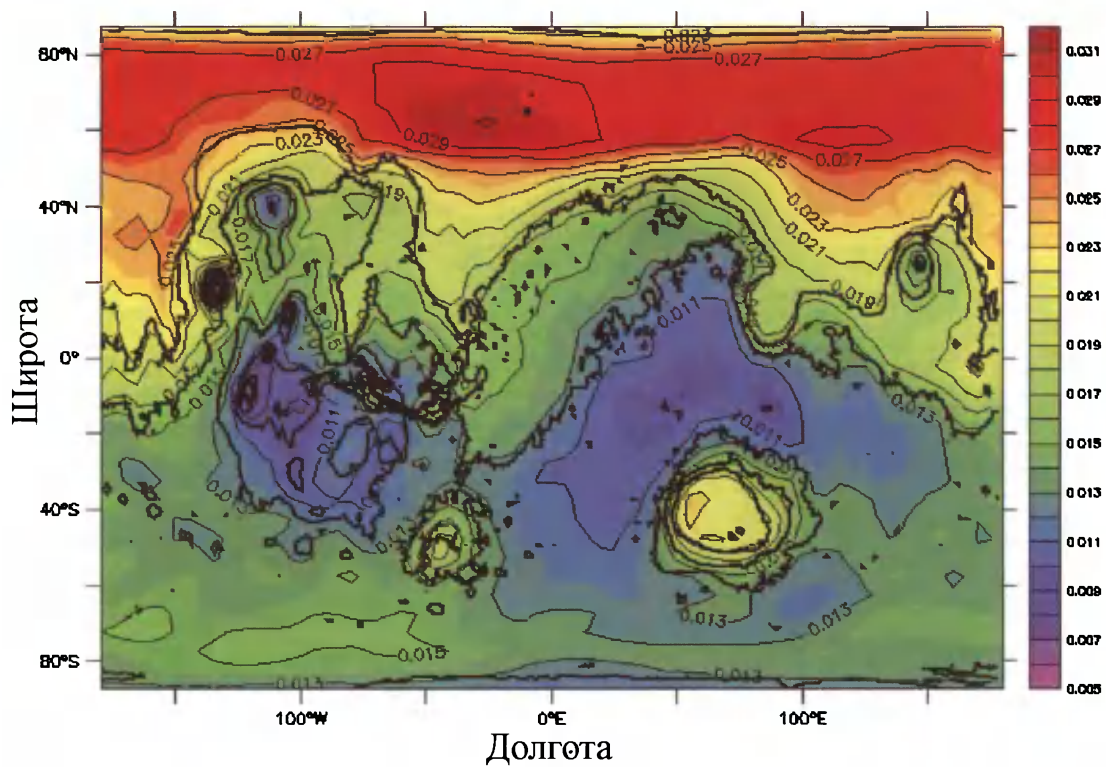


Рис. 4-7. Карта значений плотности атмосферы Марса (кг/м^3) на высоте 0–5 м по состоянию на конец зимы в северном полушарии и конец лета в южном полушарии (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

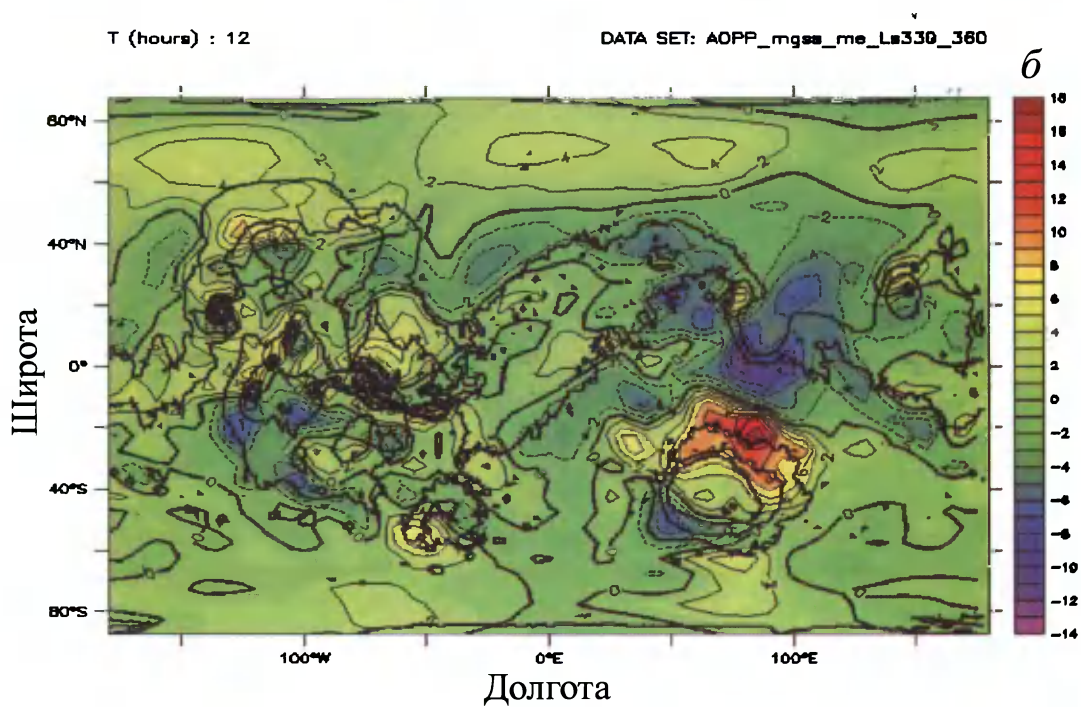
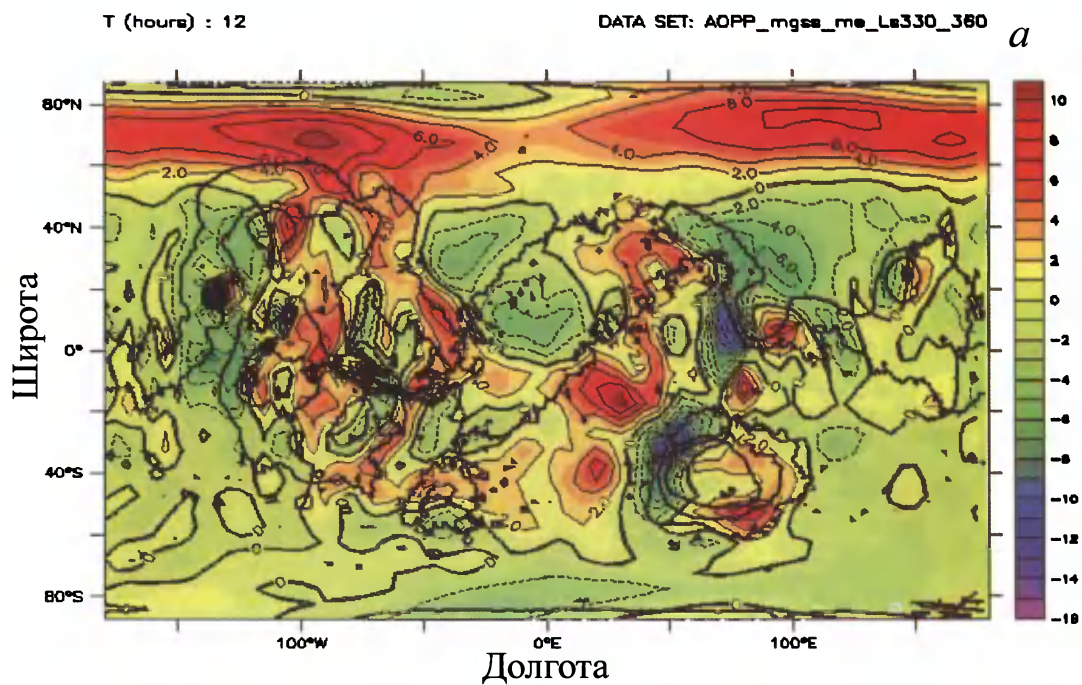
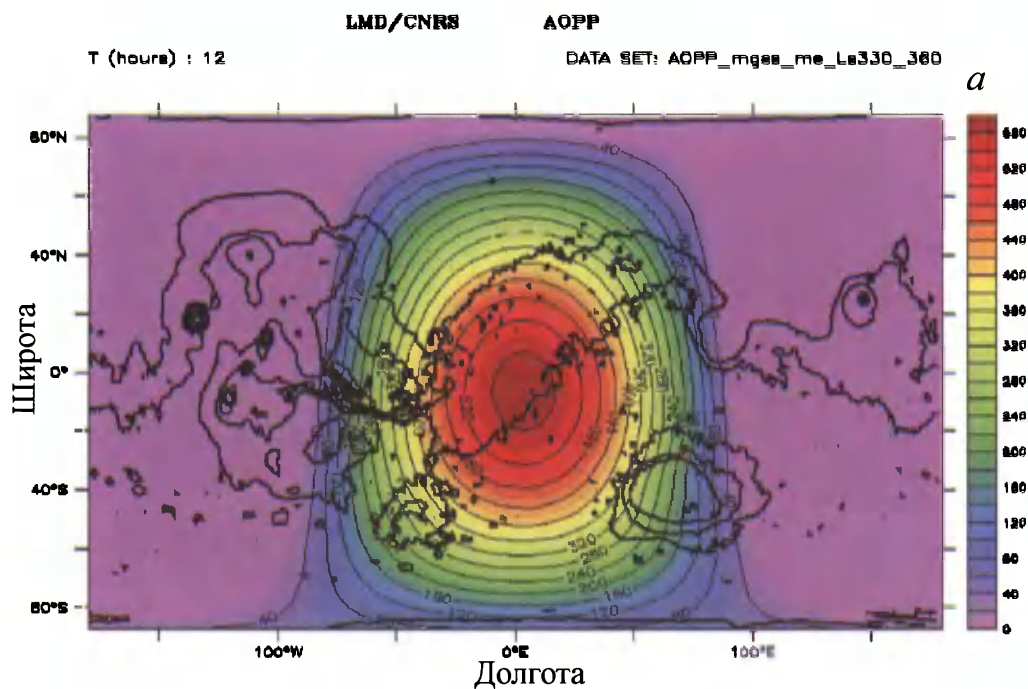
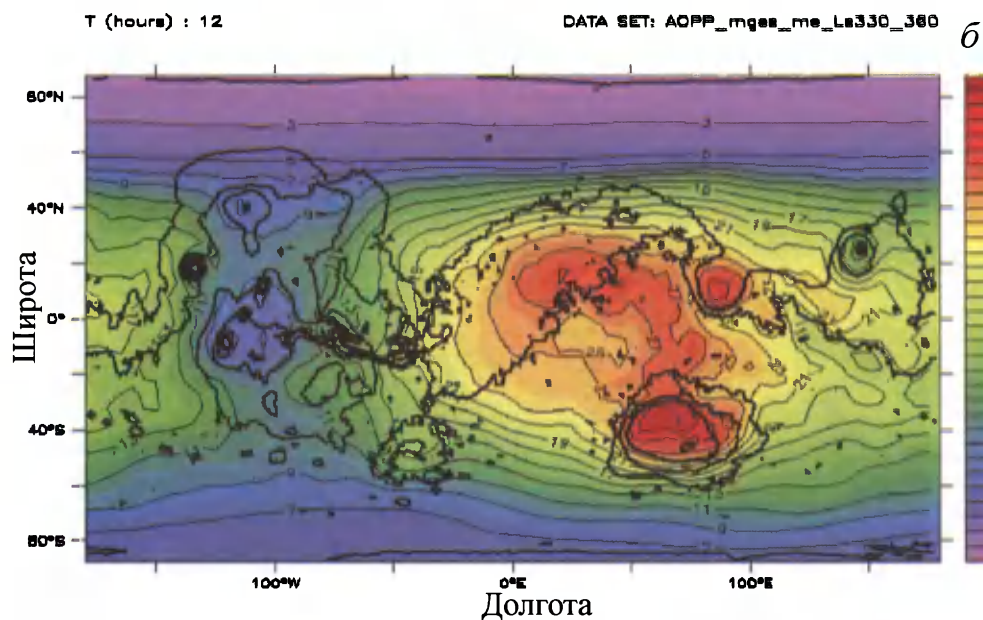


Рис. 4-8. Карта распределения скоростей ветра (м/с) в широтном (*a*) и меридиональном (*б*) направлениях на высоте 0–5 м по состоянию на конец зимы в северном полушарии и конец лета в южном полушарии (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)



Тепловой поток, Вт/м²



Тепловой поток, Вт/м²

Рис. 4-13. Карта значений радиационных солнечного (*a*) и теплового инфракрасного потоков (*б*) к поверхности и теплового инфракрасного (*в*) и солнечного потоков (*г*) от поверхности по состоянию на конец зимы в северном полушарии и конец лета в южном полушарии (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

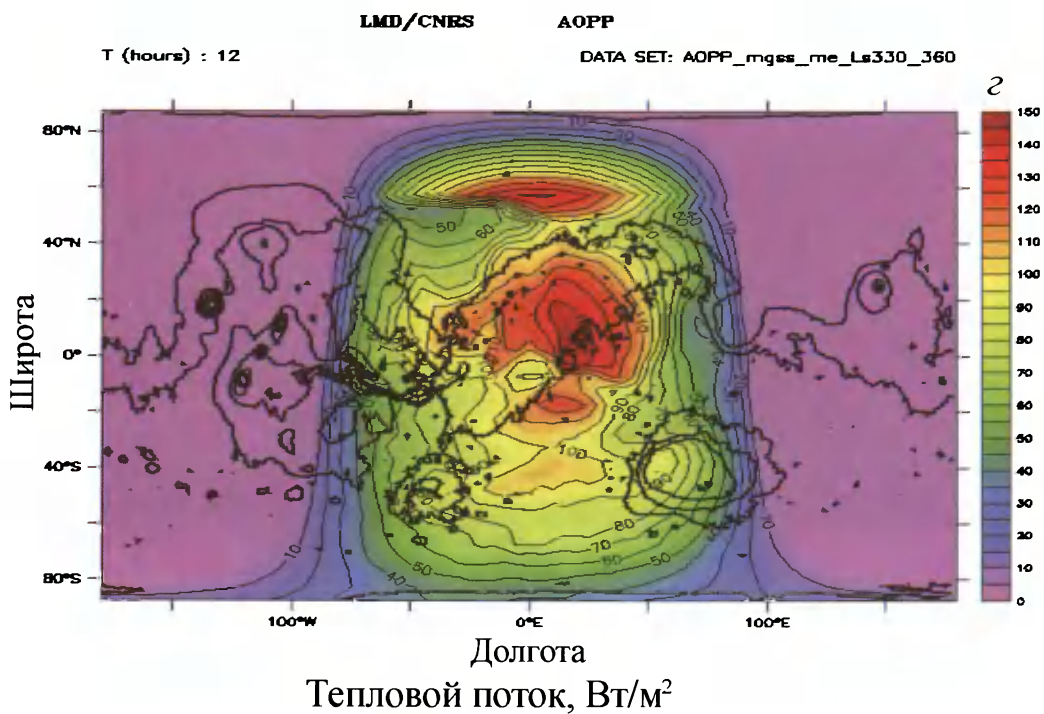
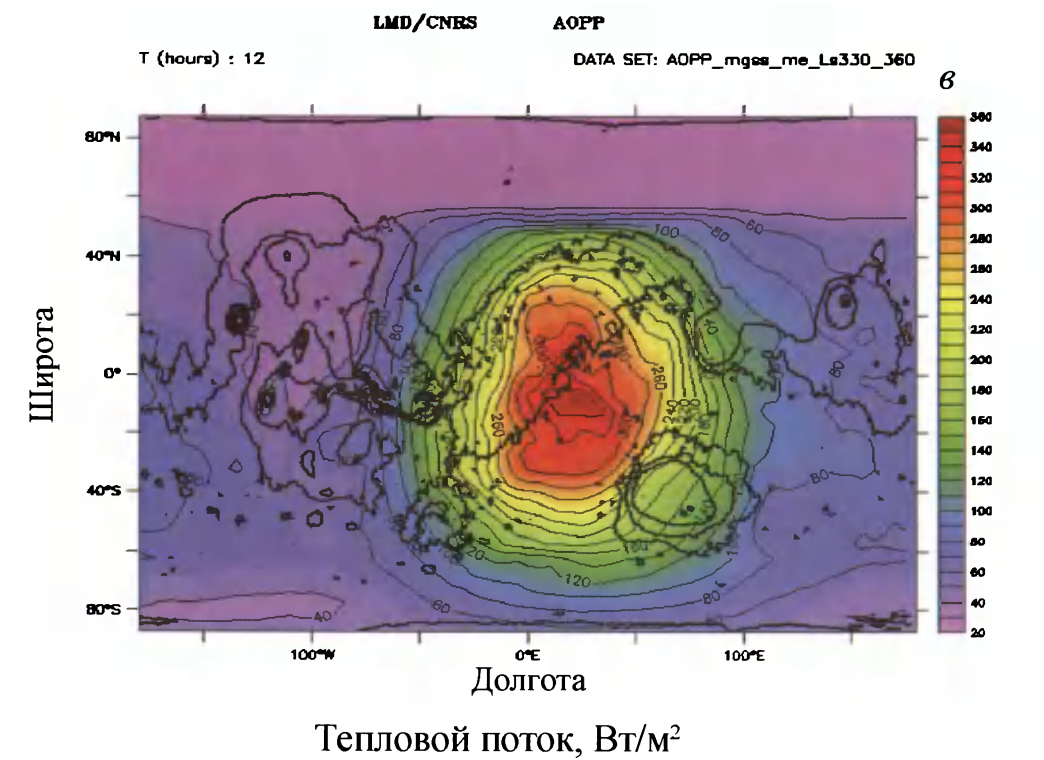


Рис. 4-13 (окончание)

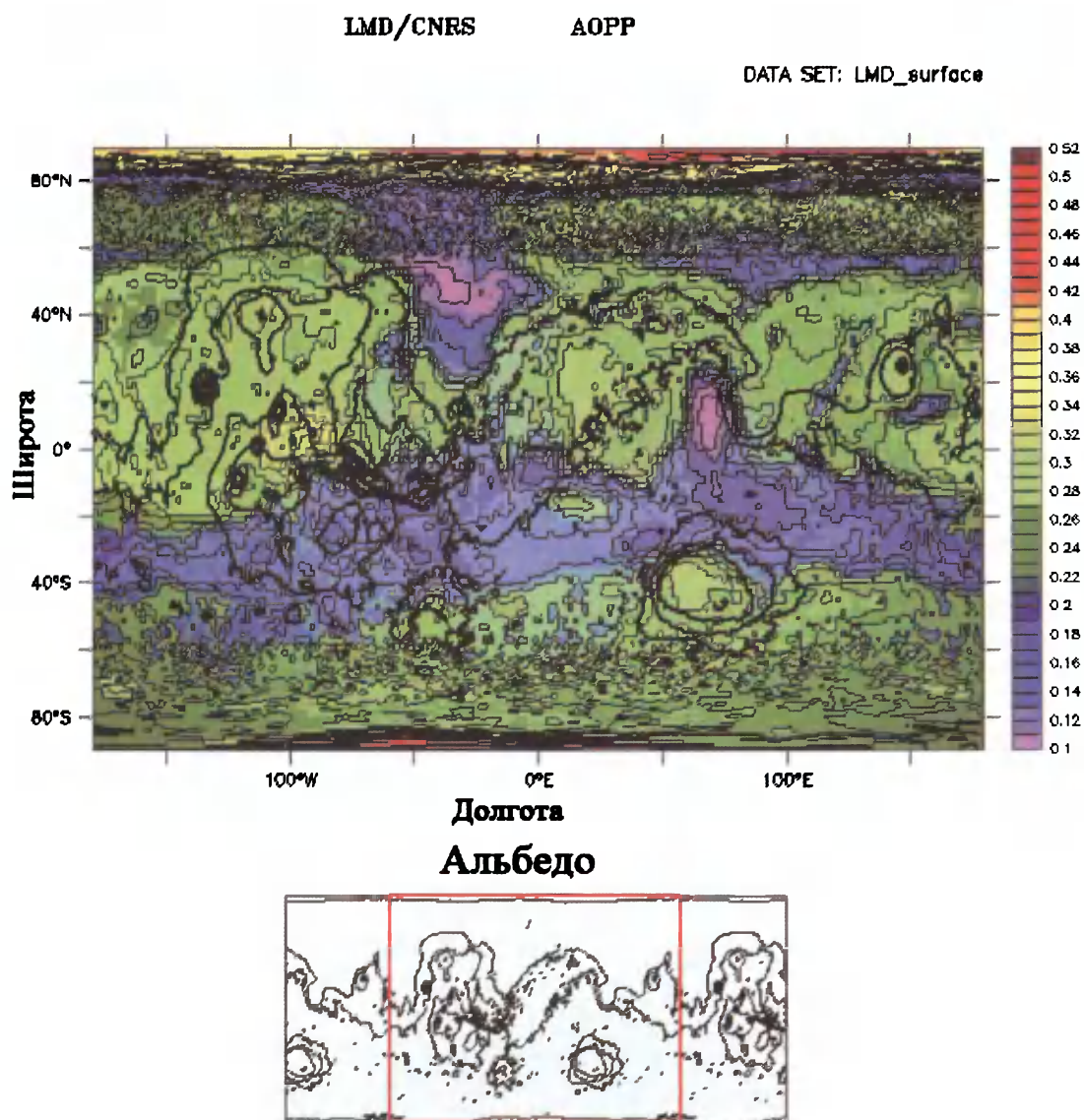


Рис. 4-14. Карта значений альбе́до (годовая интерполяция) (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

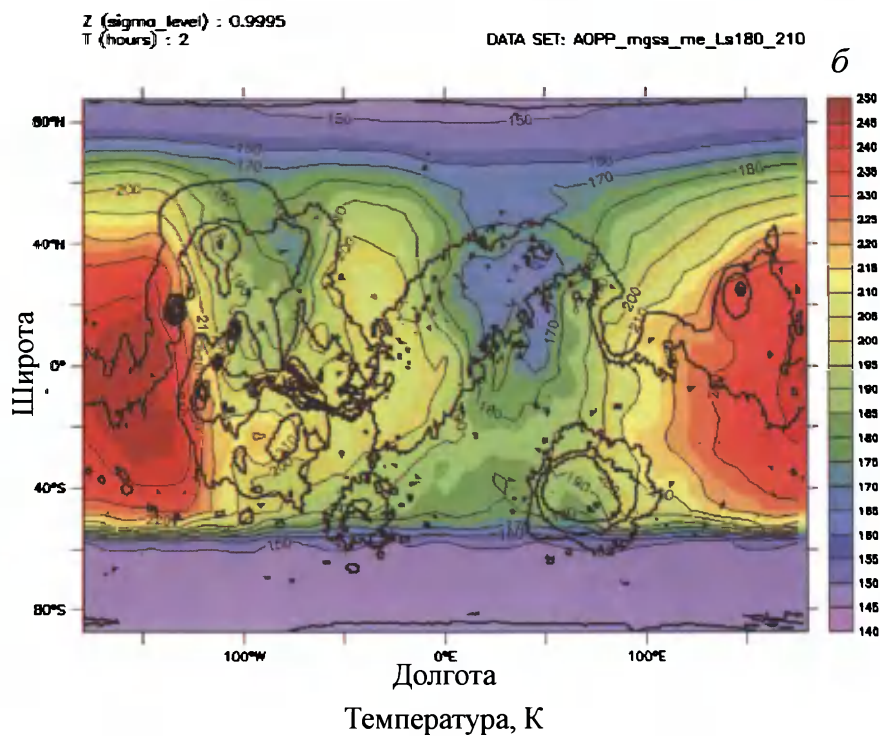
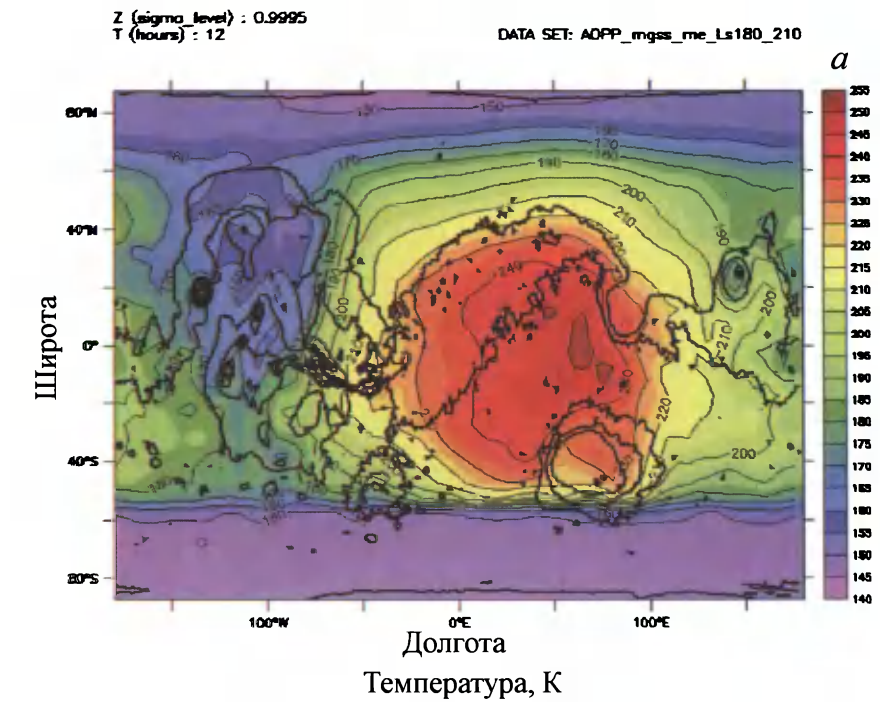


Рис. 4-15. Температура атмосферы на высоте 5 м в 12 часов дня (*a*) и в 2 часа ночи (*б*) для периода $L_s=180-210^\circ$ (начало осени в северном полушарии, начало весны в южном полушарии, построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

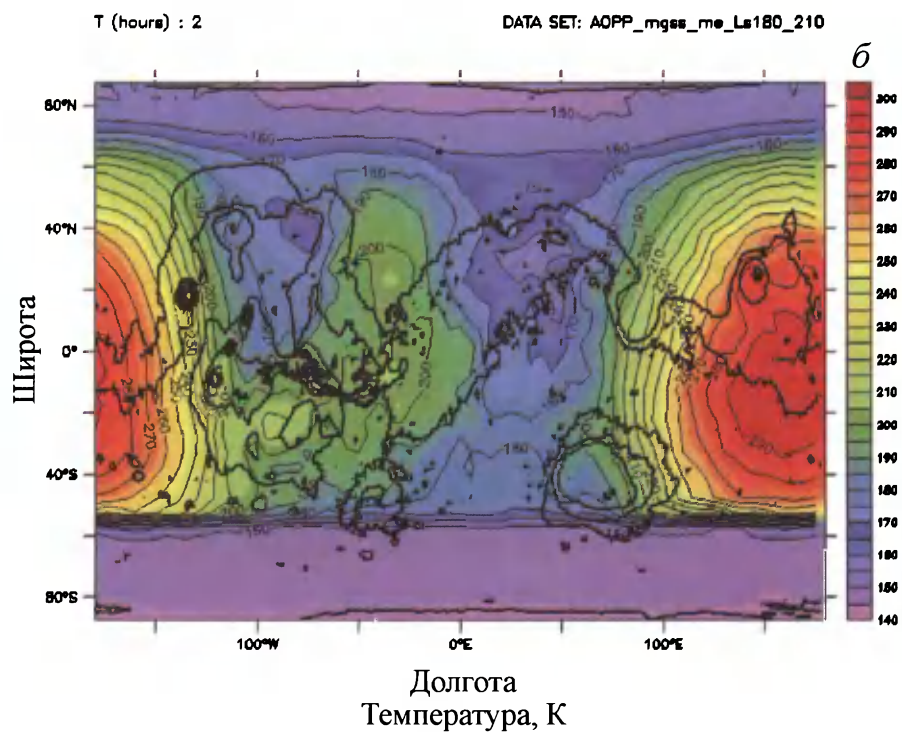
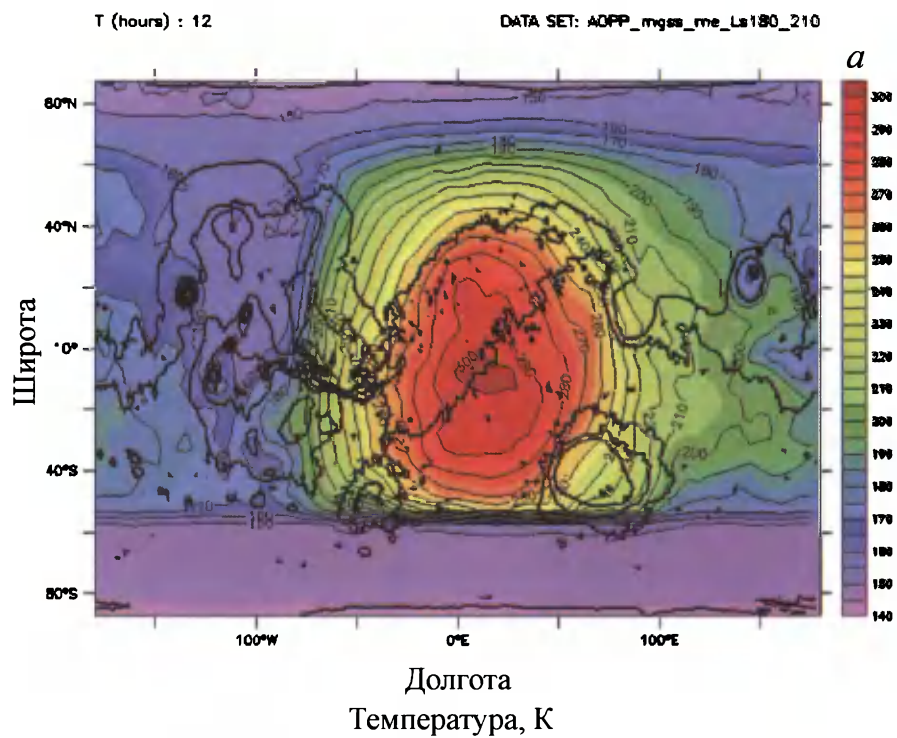


Рис. 4-16. Температура поверхности в 12 часов дня (а) и в 2 часа ночи (б) для периода $L_s=180-210^\circ$ (начало осени в северном полушарии, начало весны в южном полушарии, построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

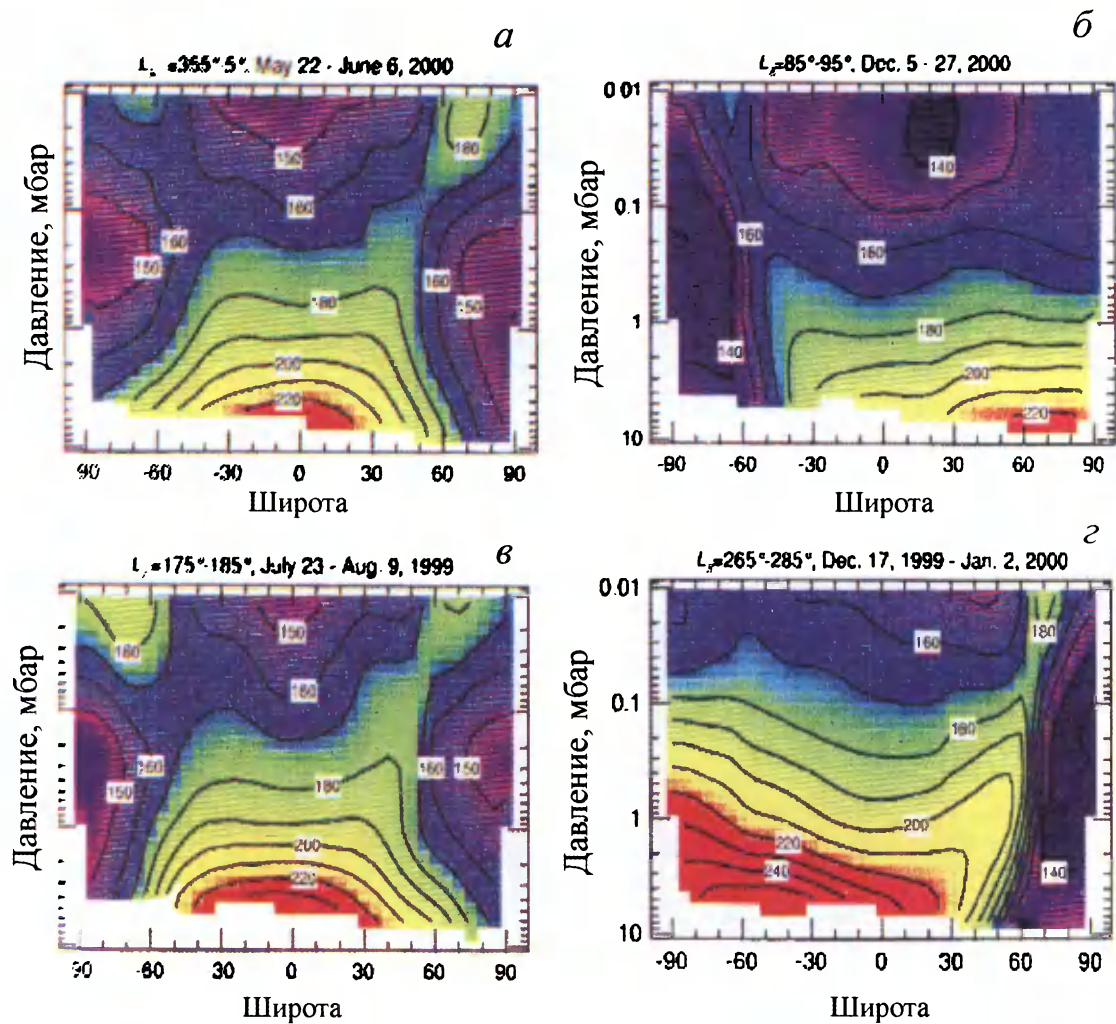
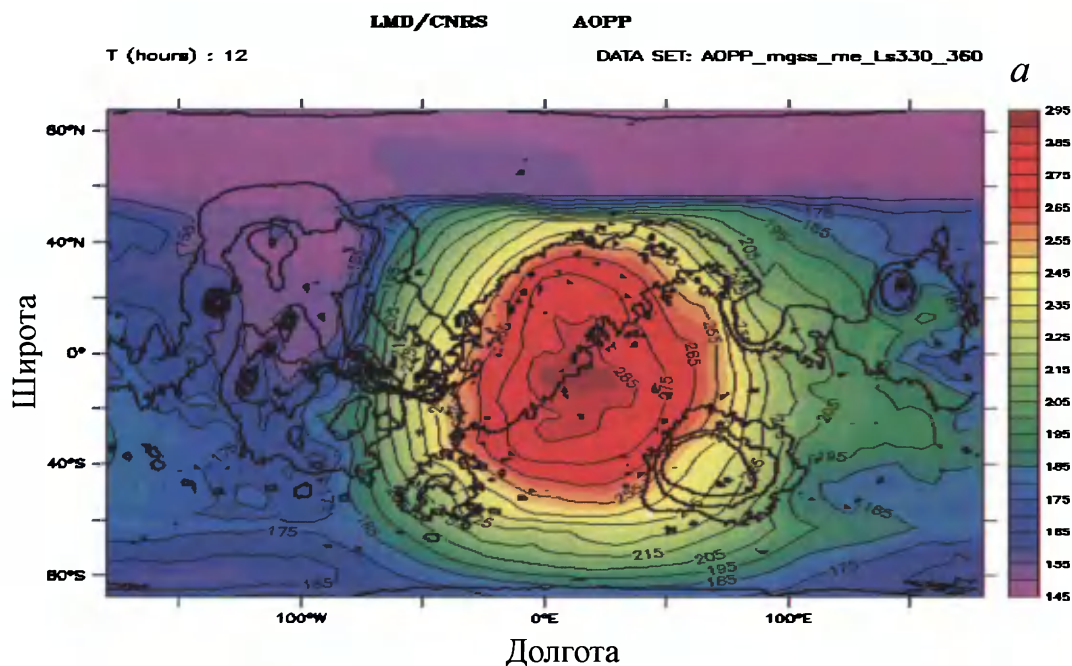
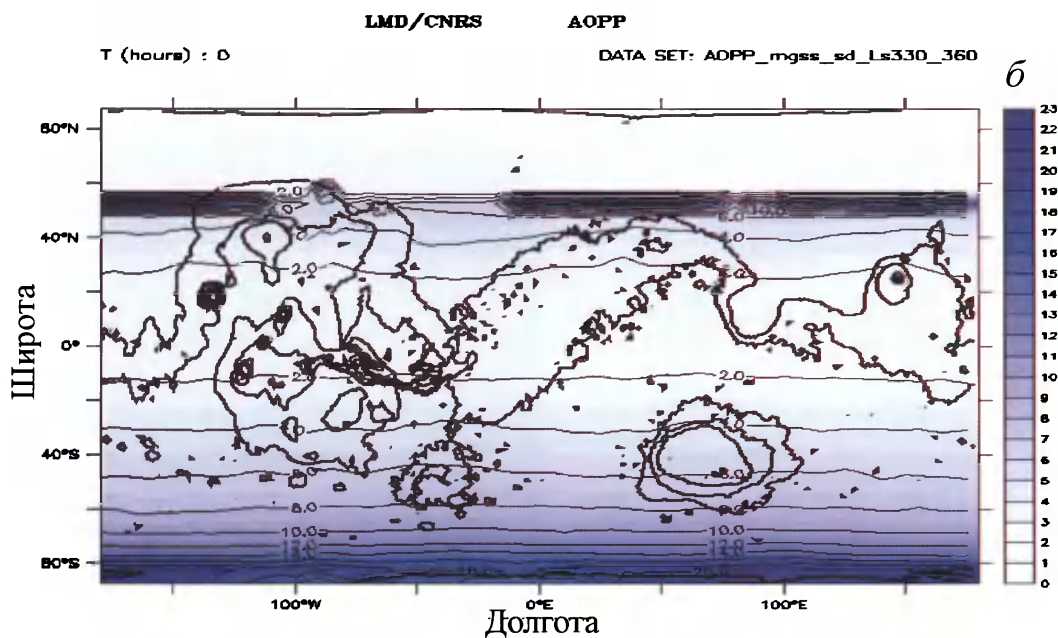


Рис. 4-18. Сезонные изменения температур поверхности (в градусах К) по данным TES для северного полушария
 а – начало весны; б – начало лета; в – начало осени; г – начало зимы



Температура поверхности, К



Стандартное отклонение температуры, К

Рис. 4-19. Карта значений температуры поверхности Марса (*a*) и стандартного отклонения от его среднего значения (*б*) (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)



Рис. 4-23. Поверхность, сложенная грунтом с крупными кусками породы, в районе Chryse Planitia на месте посадки Viking 1 (http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/mission_page/MR_Viking_1_Landek_page1.html)

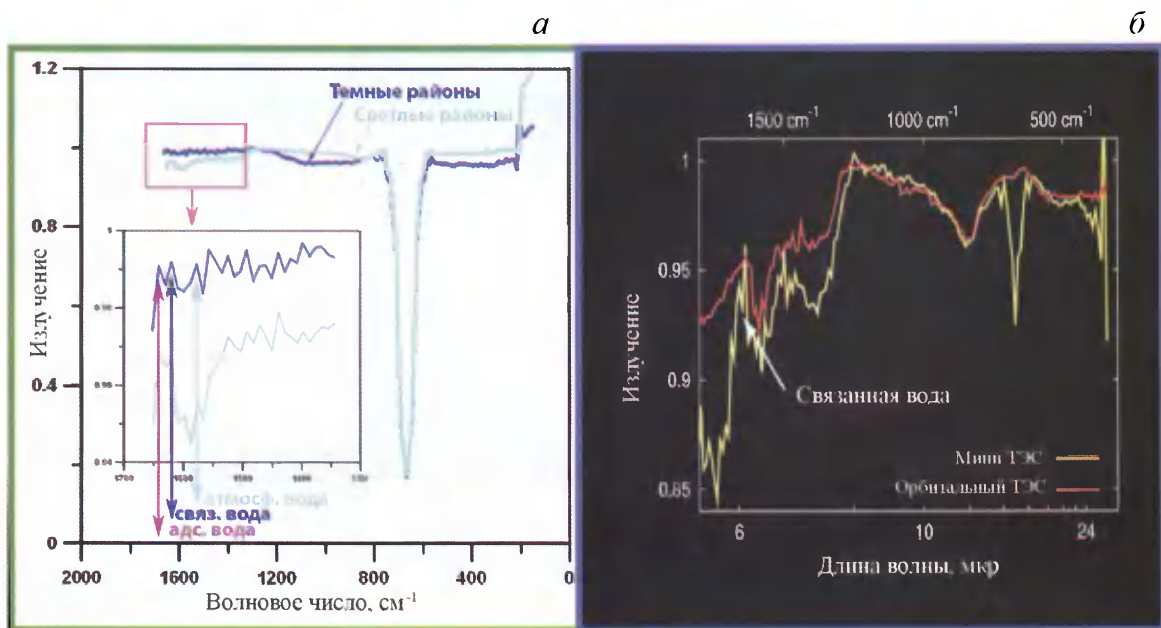


Рис. 4-25. Вода H_2O разных категорий связи в поверхностном слое реголита Марса по данным наблюдений термоэмиссионного спектрометра TES с борта Mars Global Surveyor

а – спектральные полосы воды разных категорий связи в коротковолновой части TES-спектров; *б* – инфракрасный спектр поверхности Марса, по данным TES и мини-TES

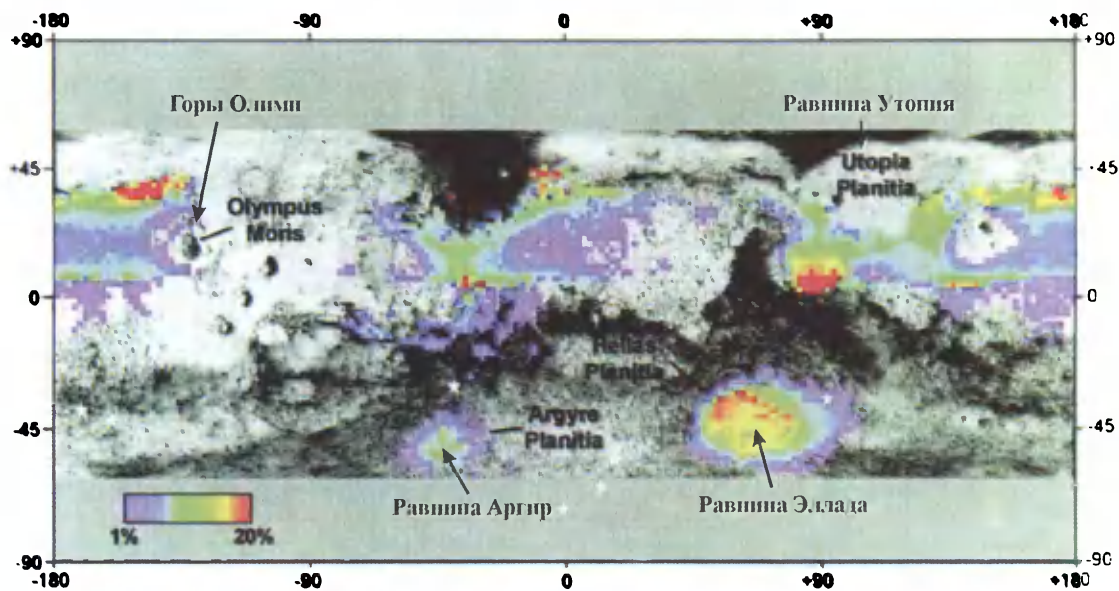


Рис. 4-26. Местоположение участков, где возможно существование жидкой воды [Lobitz, Wood, 2001]
Пояснения см. в тексте

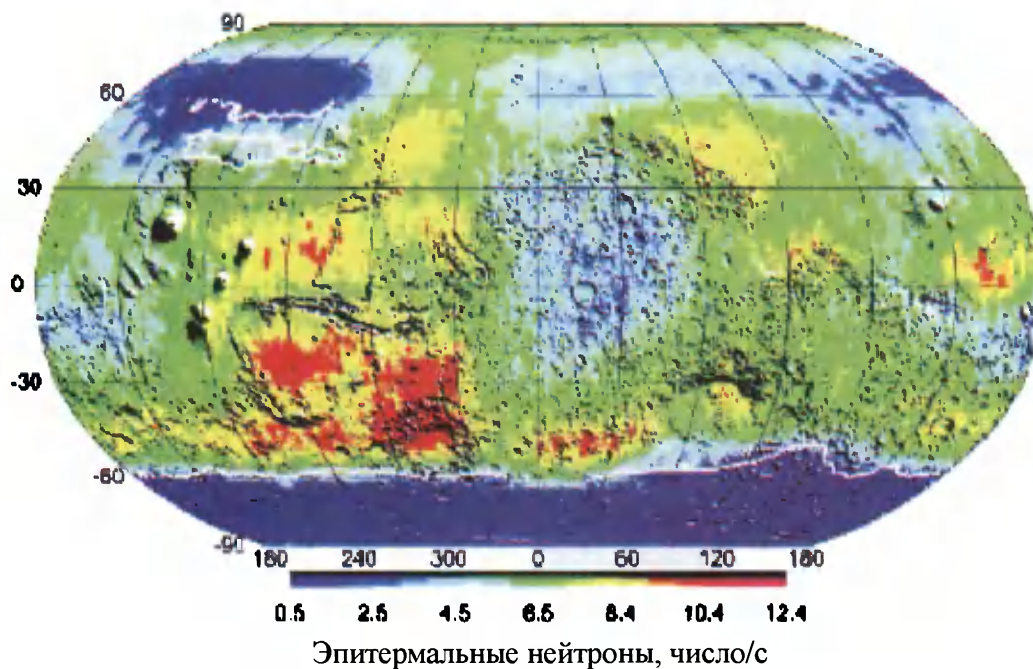


Рис. 4-27. Карта «эпитеплового» нейтронного потока по данным детектора нейтронов высокой энергии (HEND) [Mitrofanov et al., 2002b]
Белым контуром показаны области, где лед воды H_2O , в соответствии с расчетами, может быть стабильным

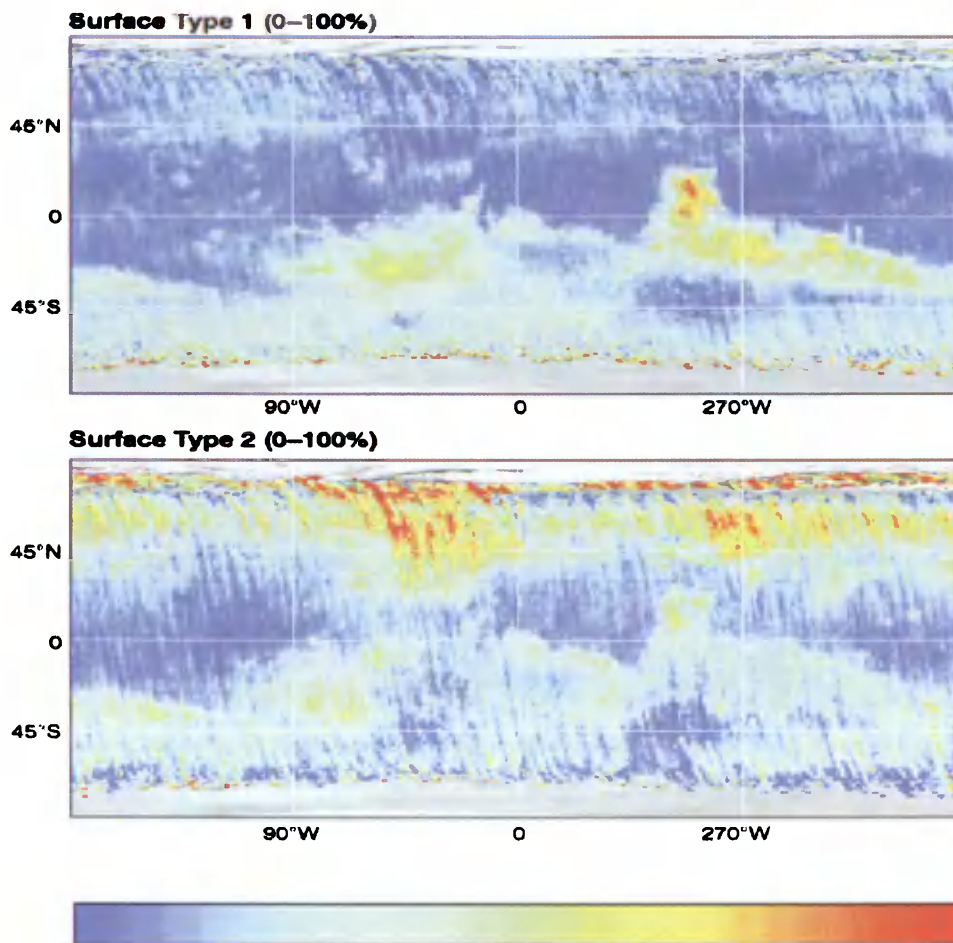


Рис. 4-28. Карта минералогических типов поверхности Марса, наложенная на эпитермальную карту [Bandfield, 2000]

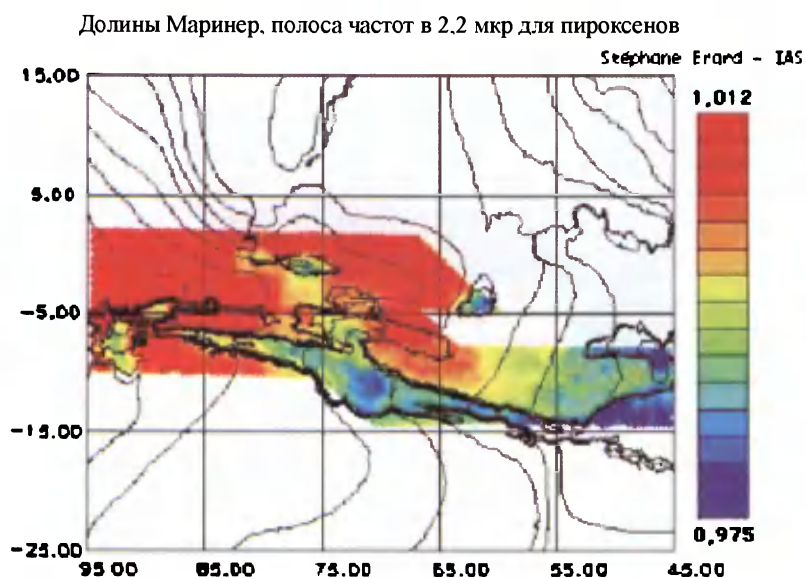


Рис. 4-29. Данные по абсорбции пироксенов на волне 2,2 мкм над долиной Маринер (<http://www/lpi.usra.edu/science/Kirkland/Workshop1/erard1.html>)

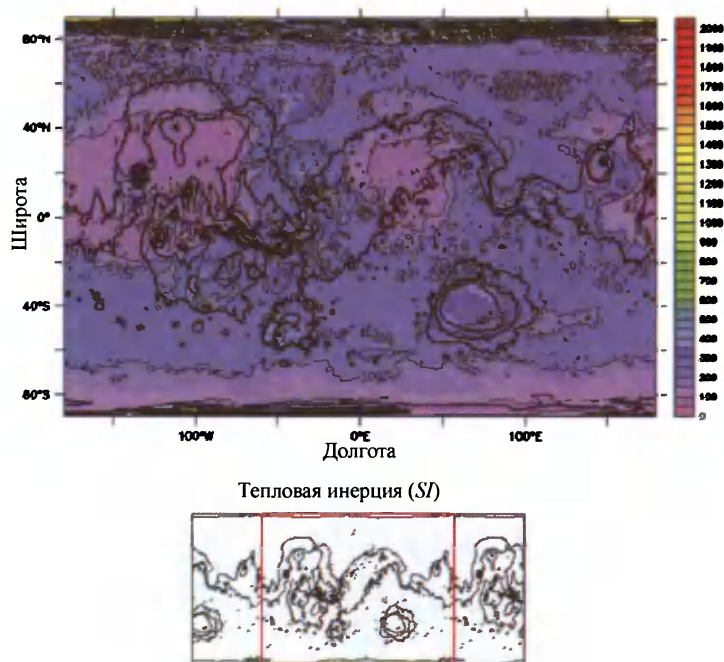


Рис. 4-30. Карта тепловой инерции (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

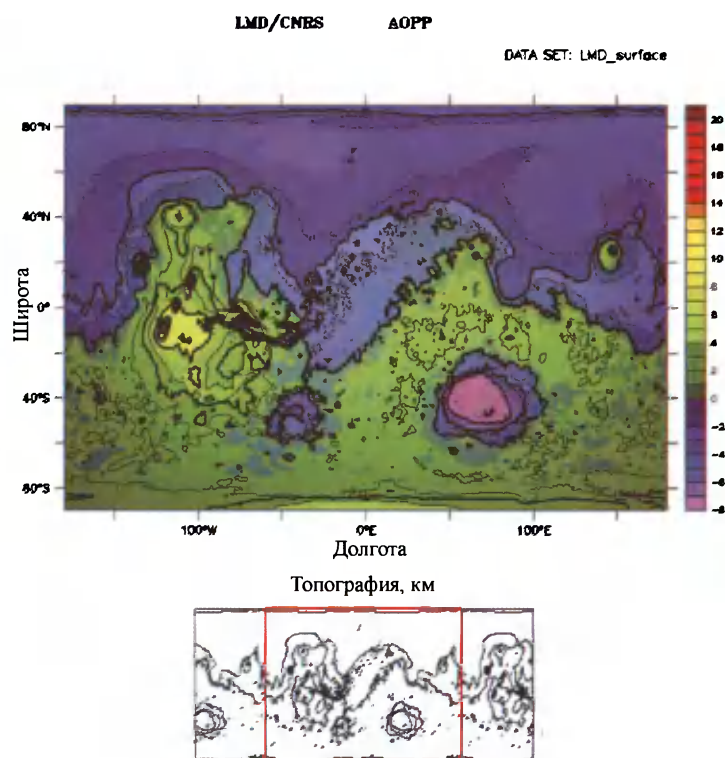


Рис. 4-32. Топографическая карта районов Марса (построена с использованием расчетного модуля ГМКБ)

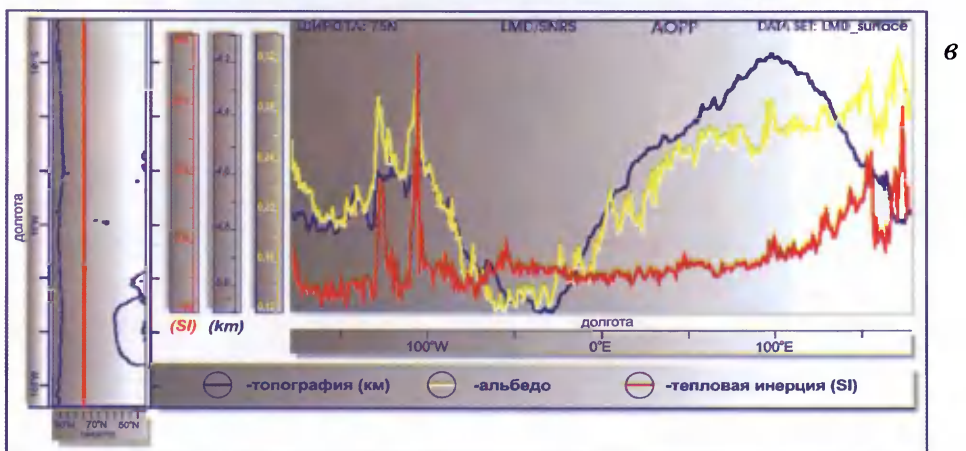
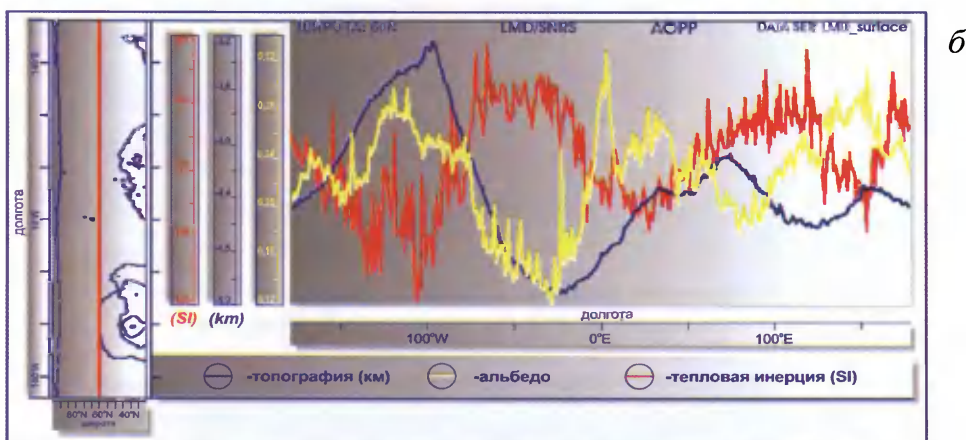
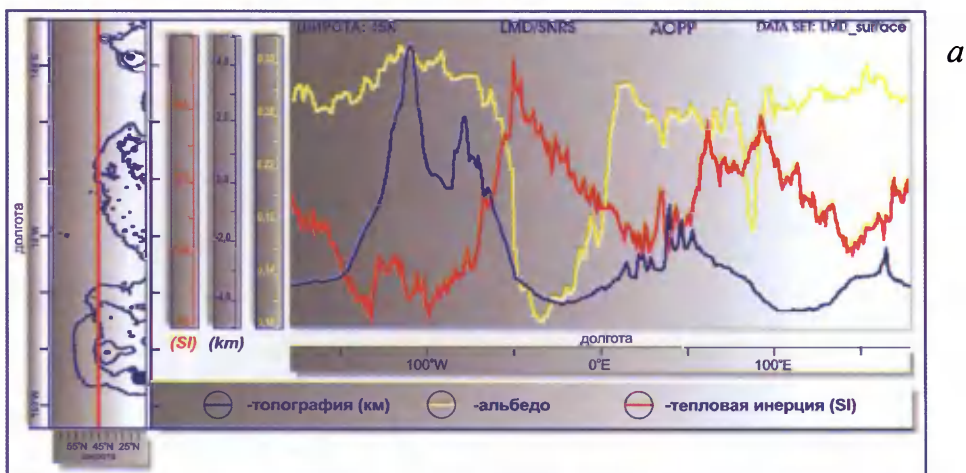
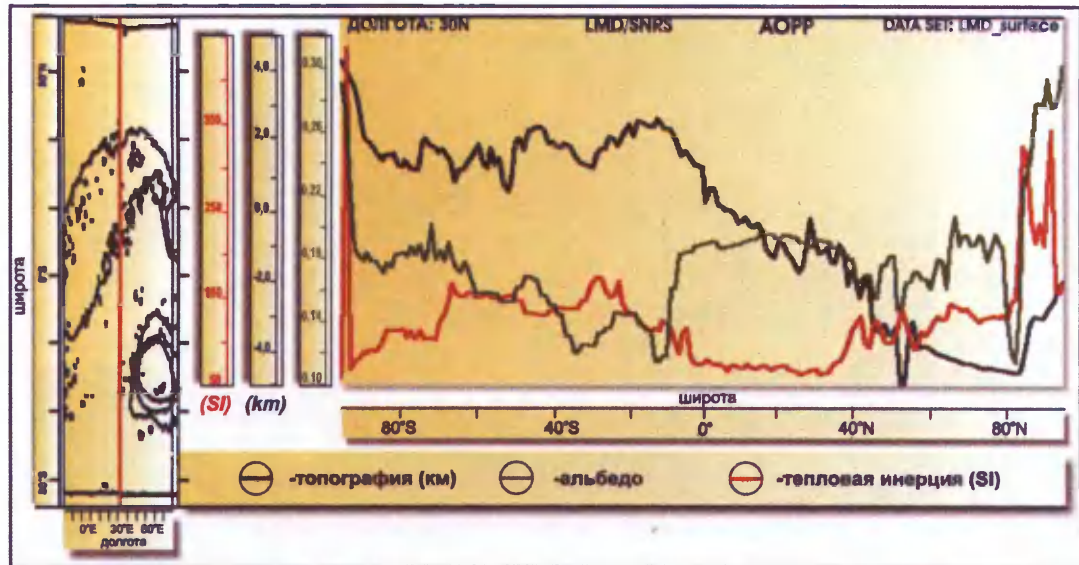
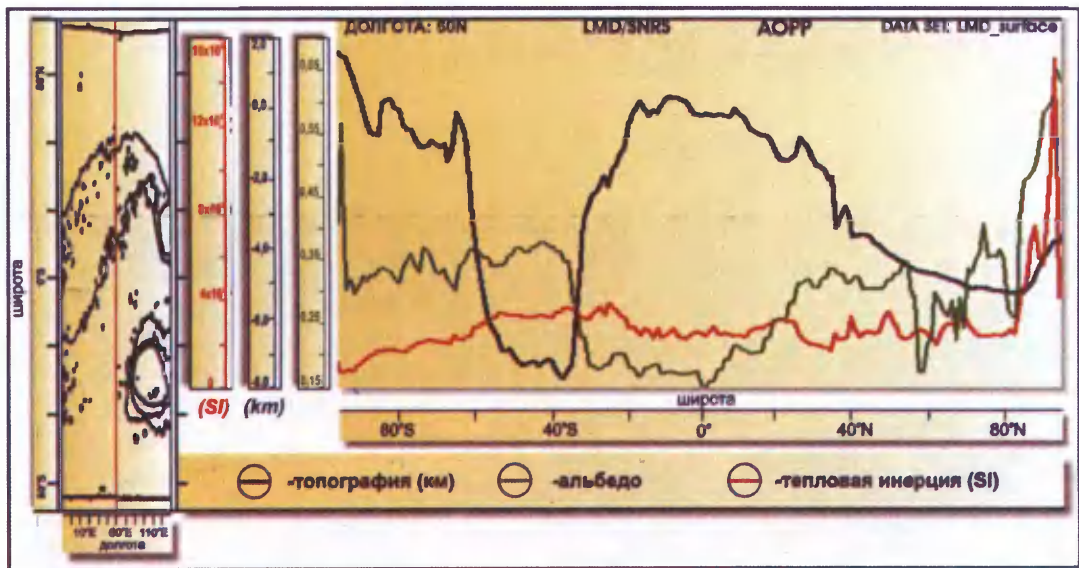


Рис. 4-33. Корреляция значений альbedo, тепловой инерции и топографии для участков в северном полушарии
a – 45° с.ш.; *б* – 60° с.ш.; *в* – 75° с.ш.



а



б

Рис. 4-34. Корреляция значений альбедо, тепловой инерции и топографии для участков в южном полушарии
а – 30°; б – 60°

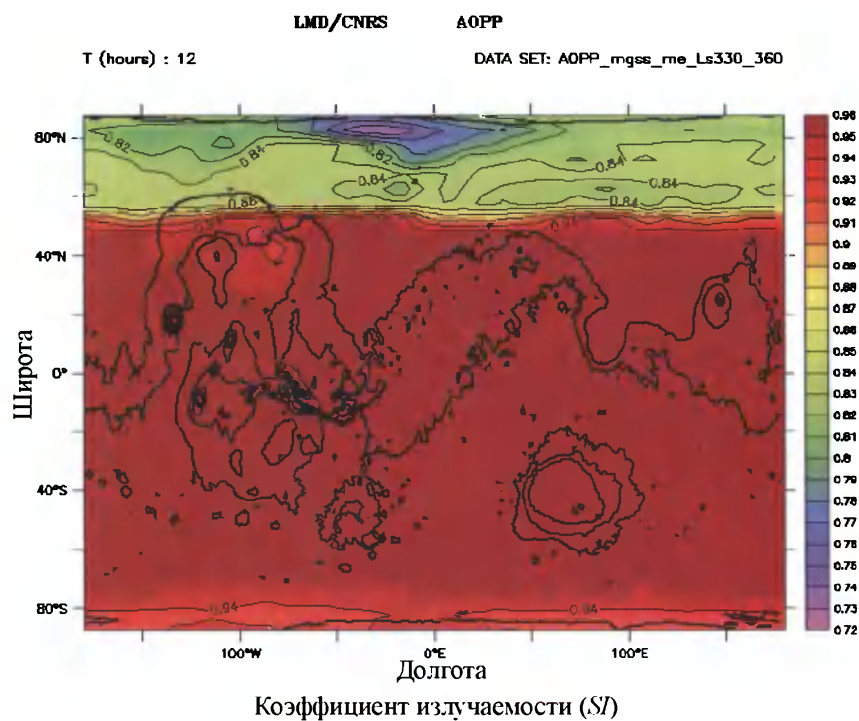


Рис. 4-35. Карта значений коэффициента излучаемости поверхности (построена с использованием расчетного модуля ГМКБД)

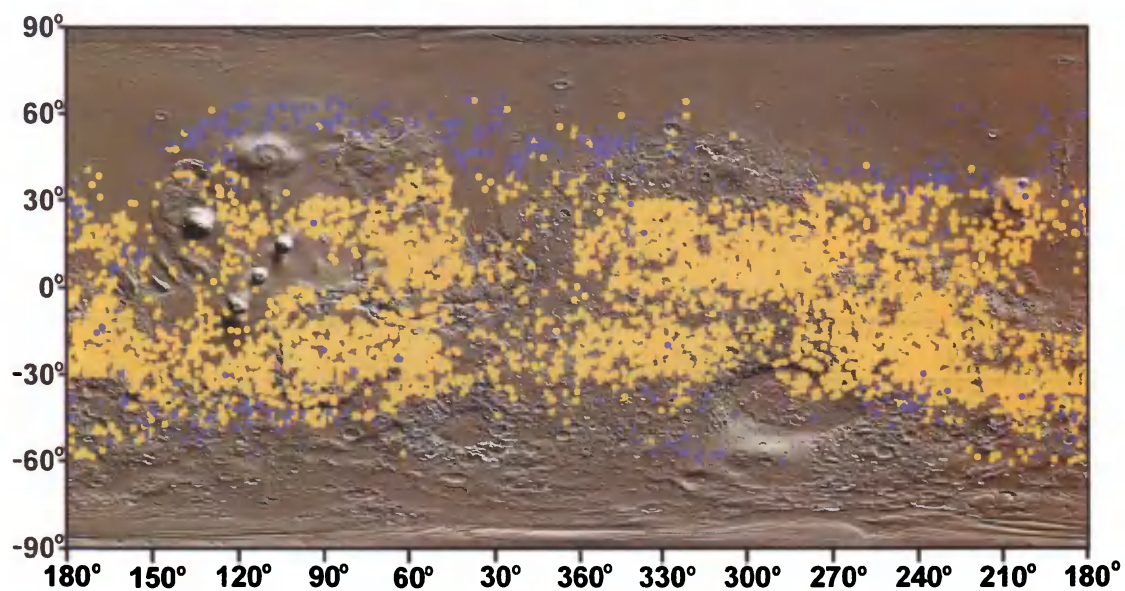


Рис. 4-43. Карта распространения кратеров с сухими (светлые маркеры) и флюидизированными (темные маркеры) выбросами с диаметром кратера до 2 км [Кузьмин, 2004]

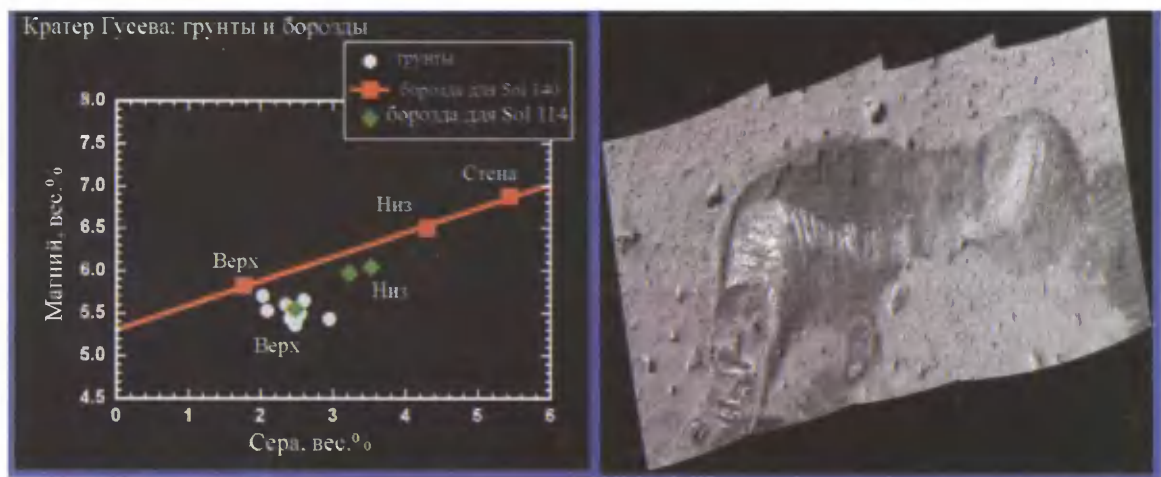


Рис. 4-44. Данные, полученные с помощью альфа-протонового рентгеновского спектрометра (APXS) в долине Арес в месте посадки марсоходов Mars, характеризуют минерализационный характер верхних слоев Марса (http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/marspath_images.html)

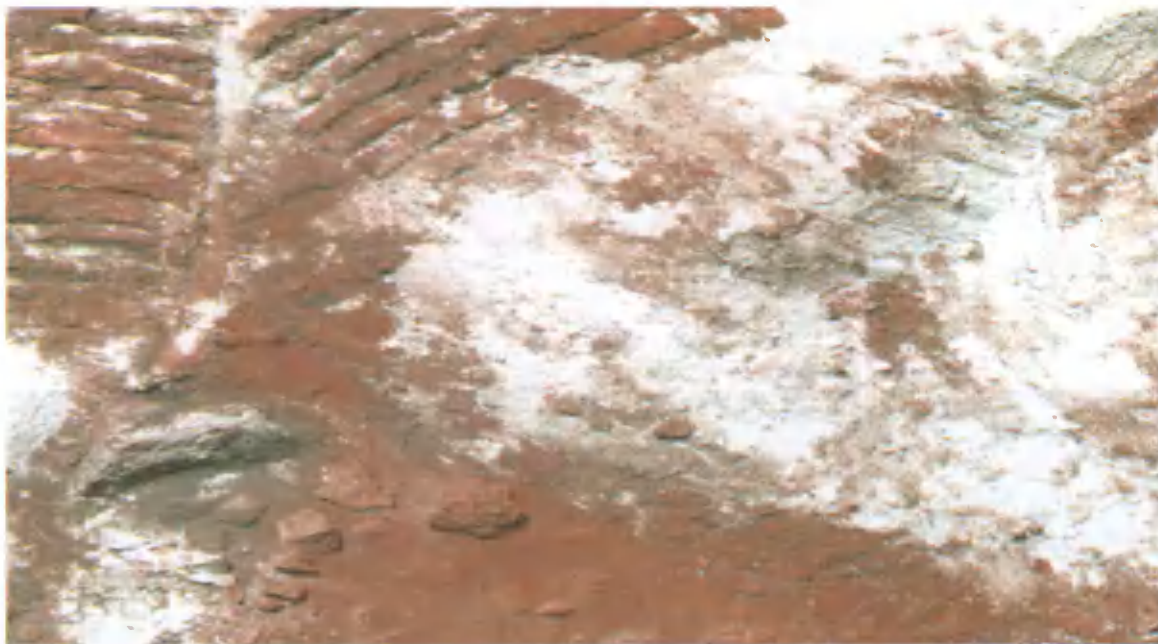


Рис. 4-45. Вид «солевых коробочек» на поверхности Марса
(http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/marspath_images.html)

требуется наличие высокой диэлектрической проницаемости грунта. А поскольку у воды при измерениях на длине волны 12,6 см диэлектрическая проницаемость в несколько раз выше, чем у иссушенных пород, следовательно, можно связать это изменение с появлением в грунте жидкой влаги [Zent, Fanale, 1986; Zissk, Mouginiis-Mark, 1980]. Так как максимальные среднесуточные температуры в этом районе существенно ниже 273К, наличие жидкой фазы может быть обусловлено присутствием солей в грунте.

В пользу гипотезы о существовании растворов в верхних горизонтах говорит наличие на поверхности соляных «коробочек» (рис. 4-45, вклейка), отмеченных при съемке поверхности аппаратами Viking 1, Viking 2 и Mars Pathfinder [Sharp et al., 1984; Smith et al., 1997]. Эти сцементированные корочки характеризовались повышенным содержанием хлора и серы по сравнению с вмещающими породами (хлора вдвое, а серы на 2/3 больше). Причем в самой породе отмечено их значительное содержание, превышающее на один–два порядка их содержание в земных породах [Clark, 1979]. Их происхождение связывается с цементацией верхнего слоя грунта (около 1–2 см) глинистыми частицами и солями. При изучении поверхностного слоя грунта было обнаружено бимодальное распределение обломочного материала с двумя максимумами около 0,1 мм и около 10–20 см с явным дефицитом частиц в интервале размеров от 2 мм до 1 см, причем многие обломки в этом интервале представляют собой сцементированные фрагменты из более тонкозернистого материала. Не исключено, что дефицит частиц указанного размера вызван действием на поверхности Марса криогенно-солевого выветривания, причиной которого может служить сезонный процесс таяния–замерзания солевых растворов в слое суточных колебаний температур.

Согласно работе [Кузьмин, Забалуева, 1998] формирование корочек связано с механизмом капиллярного подсоса солевых растворов к поверхности в слое летних колебаний температур. В принципе, не отрицая возможности реализации процесса с помощью указанного механизма, тем не менее, сложно представить, что в условиях столь высокой интенсивности испарения рассолы могли приблизиться к поверхности.

На наш взгляд возможен альтернативный механизм образования корочек - в период, когда происходит промерзание и кристаллизация таких сильно минерализованных рассолов, во вмещающих породах за счет неоднородности строения и, следовательно, неравномерности промерзания, возникают замкнутые объемы этих вод, гидростатическое давление в которых повышено. Под действием механических напряжений, возникающих вследствие этого, а также температурных колебаний может произойти растрескивание породы и на поверхность происходит разгрузка приповерхностных рассолов. В силу высокоинтенсивного испарения, влага H_2O уходит, приводя к концентрации рассола и его последующей кристаллизации.

На основании данных исследования марсианского грунта были получены фазовые диаграммы для тех солевых растворов, присутствие которых наиболее вероятно на Марсе (табл. 4-8). Потенциальные зоны существования солевых растворов в криолитозоне Марса были впервые рассмотрены в работе [Кузьмин, Забалуева, 1998]. Авторы исходили из предположения о магниально-хлоридном и сульфатном составе этих растворов (№ 6 и 8 в табл. 4-8). В соответствии с этим ими были предложены варианты модельного разреза криолитозоны Марса. Мы можем предположить, что механизм образования таких зон сходен с механизмом, характерным для районов Центральной Якутии (так называемый континентальный тип засоления). Там в результате сильного испарения происходила значительная криогенная концентрация поровых растворов, надмерзлотных вод. При промерзании за счет поршневого механизма происходило вытеснение солей вниз по разрезу. Это приводило также к образованию криопеггов, в которых концентрация легко растворенных солей может достигать 250–300 г/л и даже более. Следует

Таблица 4-8

Точки эвтектики для наиболее вероятных для Марса солевых растворов [Brass, 1980]

№№ п/п	Раствор	Температура точки эвтектики, К
1	Лед + $\text{NaCl}_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ + KCl	250,25
2	Лед + $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ + $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	251,45
3	Лед + $\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ + KCl	261,15
4	Лед + $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ + $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	221,15
5	Лед + $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ + $\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	238,15
6	Лед + $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ + $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$	218,15
7	Лед + $\text{CaCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ + KCl	221,15
8	Лед + $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ + KCl	238,25
9	Лед + $\text{MgCl}_2 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$ + $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	238,25

отметить, что ее величина в поровых растворах при низких отрицательных температурах также очень существенна (2–3 нормальности), вплоть до эвтектической.

В силу разной ионной силы химический состав солей в поровом растворе существенно влияет на температуру начала его замерзания. Например, при прочих равных условиях температура начала замерзания (оттаивания) при засолении солями с общим катионом Na^+ понижается в ряду: $\text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaNO}_3 - \text{NaCl}$, а с анионом $\text{Cl}^- - \text{KCl} - \text{NaCl} - \text{MgCl}_2 - \text{CaCl}_2$ [Комаров, 2003]. Анализ данных таблицы 4-8 показывает, что присутствие CaCl_2 и MgCl_2 в растворах приводит к заметному снижению температуры эвтектики таких растворов до 218К. Эвтектические температуры замерзания водных растворов солей имеют следующие значения: KCl – $-10,6^\circ\text{C}$, NaCl – $-21,2^\circ\text{C}$, MgCl_2 – $-33,6^\circ\text{C}$, CaCl_2 – -55°C . Поэтому следует предположить, что и температура начала замерзания водных растворов солей при наличии в них хлоридов кальция и магния будет существенно ниже. Оценки, сделанные с помощью программы, описанной в работе [Комаров и др., 2008], показывают, что при значениях минерализации, характерных для морской воды, наличие CaCl_2 и MgCl_2 вместо NaCl понижает температуру начала замерзания на несколько градусов.

Поскольку на Марсе средние температуры очень низкие, а в верхних горизонтах они могут быть ниже точки, соответствующей эвтектическому вымерзанию растворов комбинаций солей (см. табл. 4-8), в них возможно образование больших областей, для которых характерно наличие криогидратов легкорастворимых солей (механический конгломерат льда с вкраплениями твердых фаз солей). Вследствие этого представляется целесообразным выделить, соответствующую изотерму как границу между зоной мерзлых льдосодержащих и мерзлых криогидратосодержащих пород. Земного аналога последней зоны нет.

Расчетная оценка мощности мерзлых пород и криосферы

Результаты расчетных оценок, проведенных нами на основе модели установившегося температурного поля, представлены на схематизированной модели строения криолитосферы Марса в меридиональном направлении (табл. 4-9, рис. 4-46*).

* В проведении расчетных оценок участвовал О.Н. Абраменко.

Таблица 4-9

Сводная таблица расчетных значений мощности иссушенных, криогидратсодержащих, льдосодержащих, охлажденных пород и суммарной мощности криолитосферы

Мощность, м	90° с.ш.	75° с.ш.	60° с.ш.	30° с.ш.	0°	30° ю.ш.	60° ю.ш.	75° ю.ш.	90° ю.ш.
Мощность полярных шапок	2000	1000	0	0	0	0	0	500	2000
Средняя мощность реголита	0	0	0,60	1,50	1,80	1,50	0,60	0	0
Средняя мощность рыхлых иссушенных пород	0	0	0	150	300	150	0	0	0
Средняя мощность мерзлых криогидратсодержащих пород	2200	2010	1350	0	0	0	870	1250	1470
Средняя мощность мерзлых льдосодержащих пород	1830	1840	1440	1610	1600	1610	1500	1850	1840
Средняя суммарная мощность мерзлых пород,	4030	3850	2790	1610	1600	1610	2370	3110	3310
Средняя мощность охлажденных пород	50	40	240	170	160	170	210	40	60
Средняя суммарная мощность криолитосферы	4080	3890	3030	1780	1760	1770	2580	3140	3350

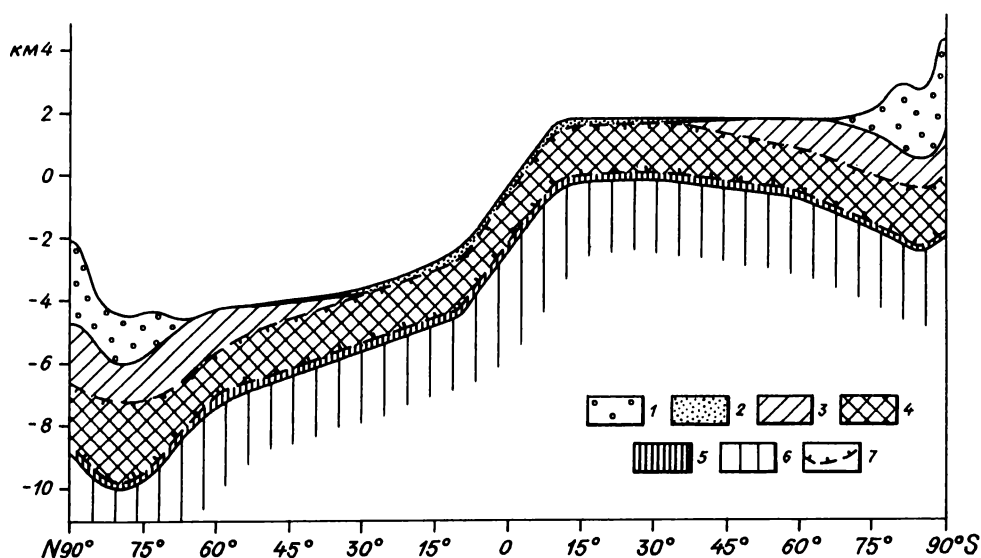


Рис. 4-46. Схематический разрез криолитосферы Марса в меридиональном направлении (по стовосьмидесятому меридиану)

1 – полярные шапки; 2 – морозные породы; 3 – мерзлые криогидратсодержащие породы; 4 – мерзлые льдосодержащие породы; 5 – охлажденные породы; 6 – талые породы; 7 – границы льдосодержащих пород

Величина средней температуры поверхности T_{cp} соответствует данным, приведенным в таблице 4-7. Мощность реголита задавалась от значений 2,0 м в экваториальной области до 0,2 м в приполярных областях с величиной коэффициента теплопроводности, равной $\lambda=0,02$ Вт/м К (рис. 4-24). Величина λ для мерзлых льдосодержащих пород принималась равной $\lambda=1,6$ Вт/м К, мерзлых криогидратсодержащих пород – $\lambda=1,4$ Вт/м К, охлажденных пород – $\lambda=1,1$ Вт/м К, морозных пород – $\lambda=0,7$ Вт/м К. Эвтектическая температура, характеризующая границу между мерзлыми льдосодержащими и криогидратсодержащими породами, соответствует величине $T_{эв}$ 217К. С учетом влияния давления вышележащих пород температура замерзания T_{ϕ} поровых рассолов на нижней границе залегания мерзлых пород, вне областей под полярными шапками, задавалась в диапазоне температур 263÷267К и 270÷271К под районами, занятыми полярными отложениями. Мощность полярных шапок принималась в соответствии с данными ралара «MARSIS» (см. п. 5.3.3), а теплопроводность льда – согласно таблице 3-6. При расчетах не рассматривалась потенциальная возможность существования зоны мерзлых пород, содержащих газогидрат CO_2 .

Таким образом, в рамках гипотезы о наличии в марсианской криолитосфере высокоминерализованных рассолов и с учетом рассуждений, изложенных выше, средняя мощность мерзлых пород составит 2300 м, а криолитосферы – 2500 м. Эти величины превышают размер их земных аналогов, но в меньшей степени, чем по оценкам, приведенным в работах Р.О. Кузьмина, М.С. Красса и В.Г. Мерзликина, S.M. Clifford и T.J. Parker.

По данным нейтронной спектроскопии льдистость (влажность) в приповерхностных слоях составляет от 10 до 55% по массе (табл. 4-3). В предположении, что этот диапазон характеризует льдистость криосферы, с учетом пересчета на объемную льдистость, суммарный объем льда в сферическом слое мощностью 2,3 км при внешнем радиусе Марса в 3394 км составит $(0,6\div3)\cdot 10^8$ км³; это примерно на порядок превышает объем льда H_2O в полярных шапках. В частности, суммарный объем льда в южной полярной шапке (включая пылевые отложения и отложения льда CO_2) по данным специалистов, работающих с данными MARSIS [Plaut et al., 2007], равняется $(1,6\pm 0,2)\cdot 10^6$ км³ (подробнее см. в п. 5.3).

Объем льда всех ледников Земли составляет примерно $30\cdot 10^6$ км³, при этом на долю Антарктиды приходится 88,9%, Гренландии – 9,2%, а общая площадь наземного оледенения оценивается величиной $16,3\cdot 10^6$ км². Из них на Антарктиду приходится около $14\cdot 10^6$ км², где мощность достигает 4–4,5 км, а на долю Гренландии – $1,8\cdot 10^6$ км², где мощность достигает 3÷3,5 км [Клиге, Данилов, Конищев, 1998]. Общая площадь, занятая многолетнемерзлыми породами (ММП), включая подземные льды, в пределах суши Земли оценивается в $(32\div35)\cdot 10^6$ км², что составляет (21,5÷24)% ее территории. Максимальная зафиксированная мощность ММП составляет около 1,5 км (Россия, Центральная Якутия, бассейн р. Вилюй).

Глава 5

ЭКЗОГЕННЫЕ КРИОГЕННЫЕ ПРОЦЕССЫ НА МАРСЕ

5.1. Проявления экзогенных криогенных процессов

Большинство признаков проявления мерзлоты на Марсе представляет собой следствие разрушения криогенных толщ эндогенными и экзогенными процессами.

В ходе анализа снимков поверхности Марса и картографирования проявлений мерзлотных процессов были выявлены зависимости их распространения от географической широты местности, климатических факторов и региональных геологических особенностей. Основные признаки проявления мерзлоты в рельефе Марса представлены следующими типами рельефа и отдельными образованиями: постоянными полярными шапками, флюидизированными выбросами из метеоритных кратеров, подсклоновыми шлейфами с признаками вязкопластичного течения материала, провальнo-просадочными образованиями, оползневыми формами рельефа, термоэрозийными образованиями и полигональными формами рельефа.

5.1.1. Особенности планетарного распространения признаков проявления мерзлоты в рельефе Марса

В целом, рассматривая морфологические формы проявления мерзлоты в рельефе, можно сделать вывод о приуроченности их к определенным широтным зонам Марса. По-видимому, это обусловлено воздействием климатических факторов, на фоне которых дополнительно сказывались и региональные геологические особенности планеты. Данная закономерность свидетельствует, что на Марсе, как и на Земле, заметно проявляет себя фактор широтной зональности, определяющий основные особенности проявления мерзлоты в рельефе планеты.

Для экваториальной зоны Марса типичны образования, связанные с процессом разрушения криогенных толщ под воздействием эндогенной активности или разгрузкой подмерзлотных артезианских бассейнов, – крупные провальнo-просадочные формы рельефа, из которых берут начало крупнейшие на планете долины флювиального типа. Эта же зона (в пределах гигантских каньонов – долин Маринер) характеризуется широким распространением крупных оползневых образований и оврагоподобных долин, возникновение которых, вероятно, связано с вскрытием в бортах каньонов мерзлых пород и горизонтов подмерзлотных вод. Многочис-

ленные дендритовидные долины распространены главным образом в пределах сильно кратерированных возвышенностей в зоне от 30° с.ш. до 40° ю.ш. Образование этих долин связано с воздействием на мерзлые толщи интрузивной магматической деятельности, признаки которой видны в тех же районах. В области от 30° ю.ш. до 47° с.ш. (в отдельных районах) обнаружены аласоподобные котловины (рис. 5-1).

Наиболее выраженный зональный характер распространения имеют криогенные склоновые образования – обширные подсклоновые шлейфы с признаками вязкопластичного течения слагающего их материала по типу каменных глетчеров (рис. 5-2).

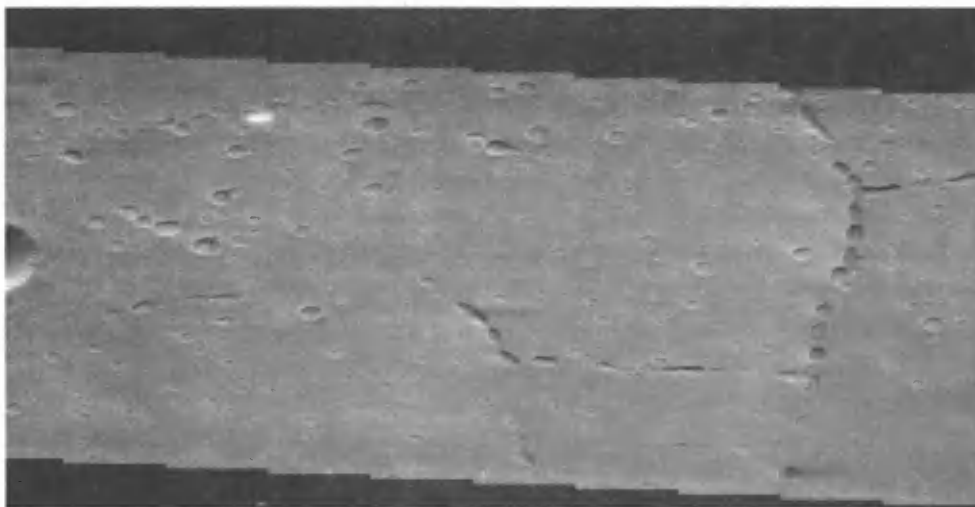


Рис. 5-1. Аласоподобные образования. Снимок МОС 40 PIA03842 (http://www.msss.com/moc_gallery/)

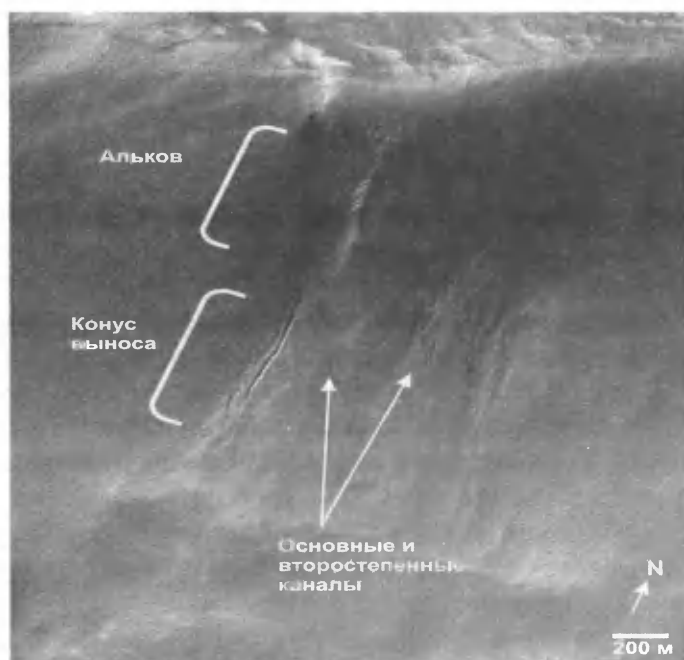


Рис. 5-2. Пример стоковых форм [Malin et al., 2000]

Фрагмент снимка МОС M03-00537 (около 54,8° с.ш., 342,5° з.д.), освещение с верхнего левого угла

Распространение этих форм рельефа строго ограничивается двумя широтными зонами (30–50° с.ш. и 30–60° ю.ш.), за исключением отдельных участков в более низких широтах, зачастую приуроченных к понижениям рельефа или к склоновым площадям ударных кратеров. Такой характер распространения служит показательным фактом, подтверждающим, что в пределах указанных широт мерзлые льдосодержащие породы залегают близко к дневной поверхности, а вскрытие их в стенках уступов сопровождалось интенсивным развитием криогенных склоновых процессов. О том, что мерзлые породы на сороковых широтах планеты находятся непосредственно у поверхности, свидетельствуют и полигональные формы микрорельефа, обнаруженные в местах посадки Viking 1 (47° с.ш.) и в месте посадки Phoenix (68,35° с.ш.). При панорамной съемке поверхности с посадочного аппарата Viking 2 на более низкой широте – 22,5° с.ш. (рис. 5-3, вклейка) и марсохода Opportunity (13–17° ю.ш., кратер Гусева) подобных образований не обнаружено.

Область распространения термоэрозионных образований также приурочена к широтам выше 30° с.ш. Значительные площади полярных областей Марса заняты постоянными полярными шапками (см. рис. 5-1).

Зональный характер распространения отдельных признаков мерзлоты в рельефе планеты различен для северного и южного полушарий. Например, область с развитием термоэрозионных образований типична только для северного полушария. Постоянные ледяные покровы северной полярной шапки занимают более крупные площади, чем в южном полушарии. В определенной степени это касается и зон распространения подсклоновых шлейфов – они более обширны в северном полушарии. Области с дендритовидными долинами в большей мере приурочены к южному полушарию. Крупные оползневые образования и оврагоподобные долины распространены главным образом в приэкваториальной зоне южного полушария, однако это уже результат региональных геологических особенностей – приуроченность к системе гигантских каньонов, расположенных в указанной зоне. Все это создает некоторую асимметрию полушарий Марса по распространенности тех или иных криогенных образований.

Исследуемые криогенные образования обнаружены в разных геологических провинциях возрастом от 3 до 0,2 млрд. лет. Это свидетельствует, что криолитосфера сформировалась на достаточно ранних этапах геологической истории планеты и представляет собой самостоятельную планетарную оболочку Марса. Она может заключать в себе основную массу воды, выделившейся при дегазации планетного вещества.

5.1.2. Следы флювиальной деятельности и приповерхностные источники воды

Относительно молодые формы рельефа на Марсе (рис. 5-4), увиденные на снимках высокого разрешения при помощи Марсианской орбитальной камеры с борта Mars Global Surveyor, получаемых с марта 1999 г., предполагают наличие источников жидкой воды на небольших относительно марсианской поверхности глубинах [Malin, Edgett, 2001]. Обнаруженные в средних и высоких марсианских широтах (в частности, в южном полушарии) стоки на стенах некоторых ударных кратеров, в южно-полярных понижениях и в крупных марсианских долинах могут быть объяснены процессами, связанными с просачиванием грунтовых вод и поверхностным стоком. Относительно молодые поверхностные формы показывают, что происходит наложение стоков на другие геологические молодые поверхности без последующего наложения

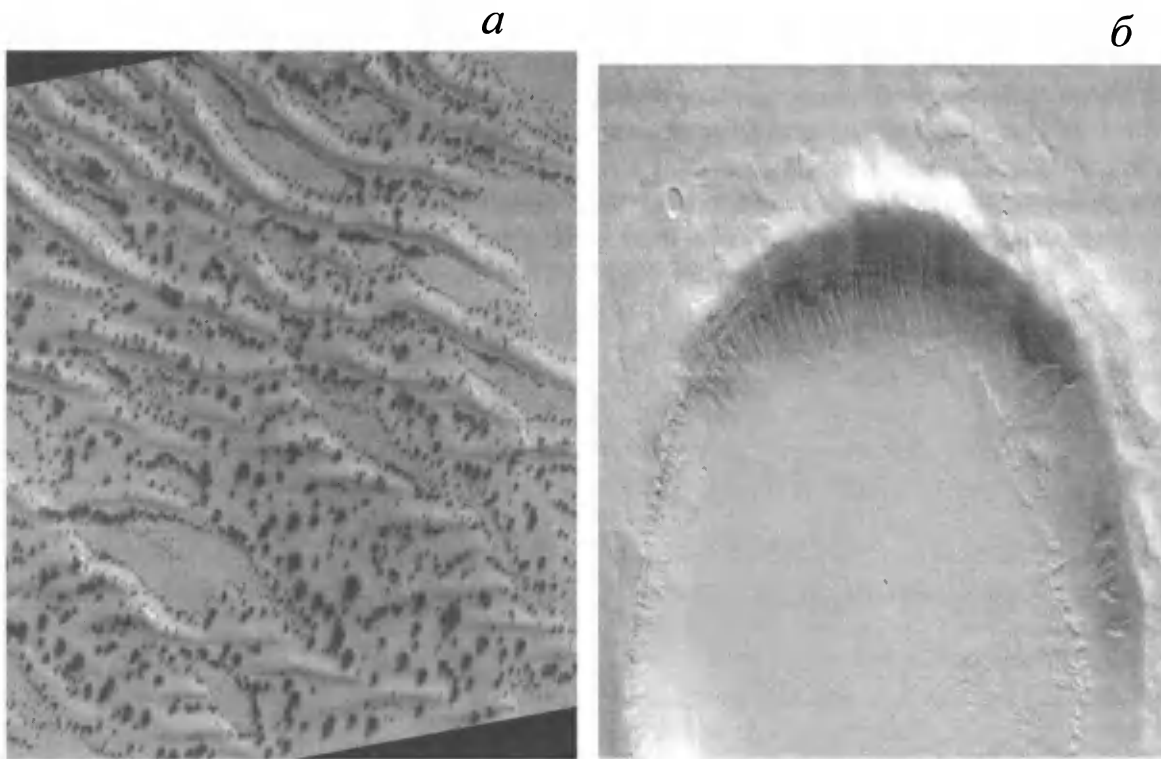


Рис. 5-4. Фрагменты рельефа поверхности

а – фотография дюн с темными пятнами на склонах, характеризующих процессы таяния на освещенной поверхности; *б* – фотография склона кратера с четкими участками таяния снега (http://www.msss.com/moc_gallery/)

поверхностных форм или пересекающих форм, включая ударные кратеры, малоразмерных полигонов, и эоловых дюн. Ограниченный размер и географическое распределение форм подчеркивают ограниченность резервуаров источников.

В 1972 г. Mariner 9 сфотографировал с орбиты некоторые свидетельства – в форме огромных каналов водотоков и древовидных сетей малых долин – того, что свободная вода могла быть стабильна на поверхности планеты некоторое время назад. Анализ данных «Марс 4» и «Марс 5» (1974 г.) и орбитальных снимков миссий Viking (1976–1980 гг.) внес свой вклад в эти представления, как и наблюдения стоковой области, сделанные Mars Pathfinder в 1997 г.

Начиная со стадии картирования, осуществленного миссией MGS, база данных снимков Марсианской орбитальной камеры (МОС) насчитывает более 212 000 изображений с разрешением от 1,5 до 12 м/пиксель. Снимки покрывают площадь от <1 км до 3 км в поперечнике, с протяженностью от нескольких километров до нескольких сотен километров. С января 2000 г. около 150 снимков МОС были интерпретированы как проявления жидкостного просачивания и поверхностного стока (рис. 5-5). Три атрибута наблюдаемых геоморфологических форм – головной источник (head alcove), характеризующий морфологию, главный и вторичный каналы (определяющий транспортные пути) и осадочный вынос, состоящий из масс эрозионного материала, – дают косвенные доказательства существования процессов влажностного переноса (рис. 5-6).

Наблюдаемые объекты, примерно один к трем, находятся на внутренних стенах или центральных пиках ударных кратеров, четверть из них – на стенах особых впадин в южно-поляр-

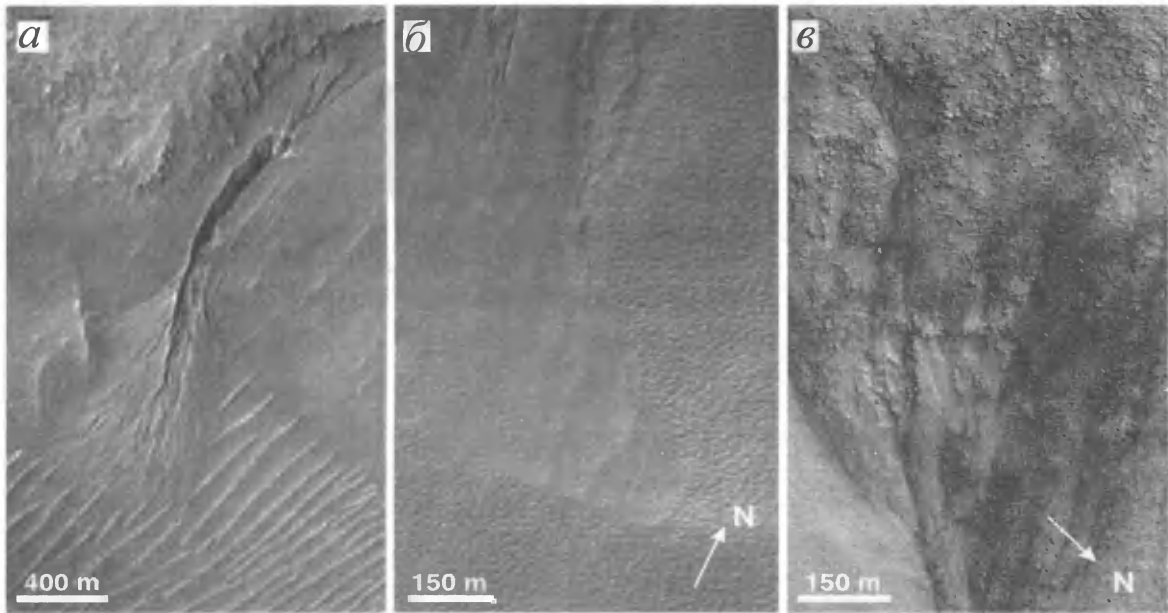


Рис. 5-5. Возрастные отношения между оврагами и другими формами рельефа [Malin et al., 2000]
 а – образец конуса выноса, который частично покрывает золотое основание долины Ниргал (Nirgal Valleys). Фрагмент снимка МОС М07-00752 (около 29,4° ю.ш., 39,1° з.д.), освещение с верхнего левого угла; б – наложение материала конуса выноса на полигональные участки поверхности. Фрагмент снимка МОС М03-00537 (около 54,80° ю.ш., 342,50° з.д.), освещение с верхнего левого угла; в – обнаженная поверхность большого алькова в верхней, западной стене кратера, покрытая булыжником. Фрагмент снимка МОС М11-00530 (65,0° ю.ш., 15,0° з.д.), освещение с верхнего правого угла

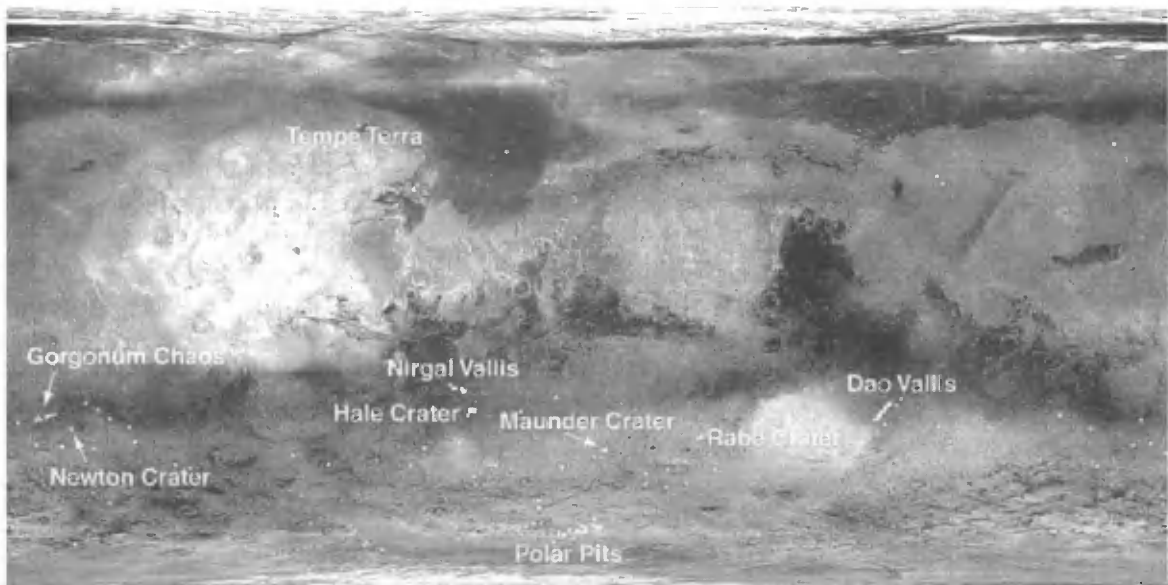


Рис. 5-6. Простая цилиндрическая равноугольная карта Марса (центр – 0° широты, 0° долготы) [Malin et al., 2000]
 На карте светлыми точками показано распространение форм жидкостного сноса

ных областях, пятая часть – на стенах двух главных марсианских систем долин: Ниргал (Nirgal Vallis) и Дао (Dao Vallis) (см. рис. 5-6).

Чуть меньше 50% всех найденных форм обнаружено на склонах, обращенных на юг, и около 20% – на северных склонах. Формы существуют в 2,5 раза чаще на обращенных к полюсу склонах в данном полушарии, чем их находится на склонах, обращенных к экватору. Более 90% форм находятся к югу от экватора, за исключением долины Ниргал, расположенной с 27° по 30° ю.ш. Все они обращены к полюсу, начиная с 30° ю.ш. Концентрации этих форм обнаружены вдоль двух долин, в приполярных понижениях (pits), в кратерах и трогах, связанных с Хаосом Горгоны (Gorgonium Chaos), и внутри кратеров Hale, Maunder, Newton и Rabe.

Рассматриваемые формы просачивания не кратерированы: только один конус выноса из более чем 150 рассмотренных имел несколько кратеров на всех видимых снимках со средней шкалой разрешения 3 м/пиксель. Отсутствие ударных кратеров предполагает, что эти формы геологически молоды.

Не обнаружены примеры древних, разрушенных участков просачивания. Более того, почти все они имеют признаки, предполагающие относительно молодой возраст: наложение конусов выноса на эоловые отложения в долине Ниргал, наложение на участки полигонального рельефа и отсутствие вновь создаваемых полигонов, а также резко выраженная топография и наличие определяемых по альбедо полигонов внутри алькова некоторых из этих форм (см. рис. 5-5). Эти факты доказывают, что формы просачивания наиболее молодые, так как перекрывают другие поверхностные формы, и из-за отсутствия ударных кратеров на их поверхности [Malin, Edgett, 2000a].

5.1.3. Провально-просадочные образования

В приэкваториальной зоне Марса обширные участки древней сильно кратерированной поверхности подверглись интенсивному разрушению за счет активного развития здесь провально-просадочных процессов, в результате чего сформировался своеобразный тип рельефа в виде крупных (замкнутых и полузамкнутых) депрессий. Впервые они были обнаружены и описаны при анализе снимков, полученных с Mariner 6 и Mariner 7. Эти депрессии в плане имеют неправильную, а местами округлую форму и отделены от окружающей поверхности резко очерченными уступами, которые осложнены многочисленными формами оползания и оседания склонового материала. При огромных размерах депрессий (сотни километров в поперечнике) высота ограничивающих уступов меняется незначительно и находится в пределах 1–2 км, что может свидетельствовать об единообразии процесса разрушения первичной поверхности на больших площадях.

Главную особенность депрессий, определяющую их морфологический облик, составляет хаотический рельеф их днищ (рис. 5-7). Он представлен беспорядочным нагромождением угловатых глыбовых форм и скоплениями бугров и останцов пирамидальной формы (размером от сотен метров до десятков километров), которые разделены многочисленными, сложно пересекающимися трещинами. Местами трещины образуют в плане полигональную сетку.

Области наибольшего распространения хаосов на Марсе ограничиваются широтами от 10° с.ш. до 20° ю.ш. и долготами от 10° до 50° з.д., хотя подобные образования меньших размеров иногда встречаются и в других районах планеты. Примечательно, что основная часть хаосов находится на относительно пониженных участках мегарельефа, приуроченных к осевой зоне отрицательной тектонической структуры, названной трогом Хриса. Характерная чер-

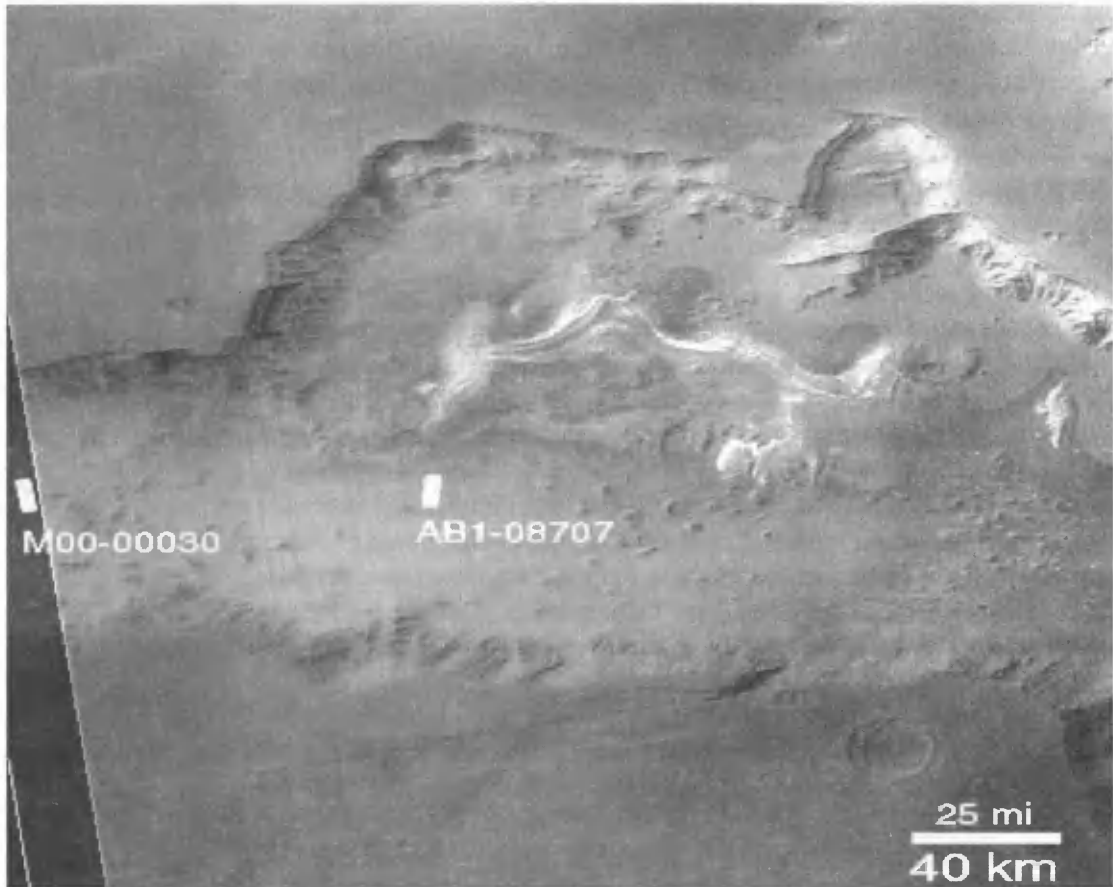


Рис. 5-7. Провальные образования системы долин Маринер, участок Ганг/Чазма (Ganges/Chasma) (<http://antwpr.gsfc.nasa.gov/apod>)

та большинства хаосов состоит в том, что из них берут начало (в форме широких каналов прорыва) крупнейшие долины Марса.

Существующие в настоящее время представления о происхождении хаотических местностей на Марсе сводятся главным образом к двум гипотезам. Согласно первой из них наиболее вероятная причина образования хаотических местностей состоит в проявлении региональной геотермической активности (внедрение магматических расплавов), которая привела к проплавлению снизу больших масс мерзлых пород с крупными телами пластовых льдов, что вызывало обрушение и просадки перекрывающих пород и отложений [Sharp, 1973; Blasius et al., 1977].

Согласно второй гипотезе [Farmer, 1996], формирование хаотических местностей могло быть предопределено особенностями региональных мерзлотно-гидрогеологических условий. Приуроченность этих местностей к относительно пониженным участкам мегарельефа (с перепадом высот около 5 км на расстоянии 1800 км) и возможные пространственные неоднородности в положении нижней границы мерзлоты могли обусловить возникновение замкнутых резервуаров подмерзлотных вод типа артезианских бассейнов. Увеличение мощности мерзлоты в таких районах могло привести к росту гидростатического давления в пределах во-

доносных резервуаров вплоть до величин литостатического давления, создаваемого толщей перекрывающих пород. Когда давление в водоносных резервуарах превышало литостатическое давление, кровля разрушалась, и происходил прорыв подмерзлотных вод, который сопровождался просадками и обрушением вышележащих пород и отложений. Обрушению верхних горизонтов пород над водоносными резервуарами, очевидно, способствовала сильная трещиноватость первичной поверхности, образовавшаяся в результате интенсивной метеоритной бомбардировки и тектонической деятельности в предшествующие периоды геологической истории планеты.

Другие исследователи [Кузьмин, Забалуева, 1998] отдают предпочтение теории, связанной с иссушением верхнего горизонта грунтов вследствие сублимации льда, с последующим уменьшением их теплопроводности, что, при сохранении внутреннего теплопотока, приводит к увеличению градиента температуры мерзлого грунта и тем самым создает условия для поднятия нижней границы мерзлоты. Поднятие нижней границы мерзлоты в экваториальных областях могло достигать нескольких сотен метров. Следствием этого процесса могла служить разгрузка талой воды в область артезианских бассейнов, сопровождаемая увеличением гидростатического давления в них. Не исключено, что в подобном случае происходило внедрение напорных вод в мерзлые вышележащие толщи, сопровождаемое образованием инъекционных льдов значительной мощности. При превышении литостатического давления происходила разгрузка напорных подмерзлотных вод, которая приводила к формированию провально-просадочных депрессий.

Помимо рассмотренных крупных форм провально-просадочного типа, на снимках поверхности Марса обнаружены менее крупные и неглубокие депрессии размером от сотен метров до десятков километров. По морфологическому облику эти образования (см. рис. 5-1) имеют большое сходство с аласными котловинами на Земле. Аласоподобные образования встречаются в обоих полушариях планеты и часто тяготеют к областям, сложенным довольно мощными (от десятков до сотен метров) покровами осадочных отложений. Формирование подобных отрицательных форм рельефа, по-видимому, связано с сублимацией льда во вмещающих отложениях, разуплотнение которых приводило к просадкам. Не исключено, что дефляция поверхностного материала способствовала обнажению нижележащих льдосодержащих отложений и тем самым поддерживала процесс разрушения льда. Развитие таких форм привело к довольно интенсивной планации первичного уровня, что можно рассматривать как косвенный признак довольно однородного распределения льда во вмещающих отложениях.

В северном полушарии Марса в пределах обширных областей на широтах выше 30° рельеф поверхности (в масштабе нескольких километров) имеет специфическую морфологию, не встречающуюся в других районах планеты. Эти области, как правило, представлены беспорядочным рельефом отрицательных и положительных форм с неправильными в плане очертаниями, что придает поверхности пятнистый, бугристо-ячеистый вид. На отдельных участках поверхность здесь осложнена оврагоподобными формами и извилистыми (часто слепыми) долинами.

О том, что мерзлота на Марсе действительно могла подвергаться вулканогенному воздействию, свидетельствуют некоторые данные, обнаруженные на космических снимках. В пределах северных равнин планеты (на широтах выше 30° с.ш.), помимо обширных лавовых покровов, обнаружено широкое распространение положительных форм рельефа (столовых гор, грядовых образований и конусовидных куполов). Они характеризуются морфологическими особенностями, типичными для земных вулканогенных образований, сформировавшихся в результате воздействия магматических расплавов на мерзлоту и ледниковые покровы.



Рис. 5-8. Флюидизированные выбросы из свежих метеоритных кратеров на Марсе (снимок PSP/009863/1465/RED.NOPMAP.BROWSE)

В указанных районах Марса часто наблюдается инверсия рельефа в зонах выбросов из метеоритных кратеров. Как правило, флюидизированные выбросы из метеоритных кратеров на Марсе образуют обширные (несколько диаметров кратера) покровы, наложенные на окружающую поверхность. У многих кратеров, осложняющих поверхность северных равнин, покровы выбросов находятся ниже окружающей местности (рис. 5-8). Такая особенность рельефа зоны выбросов может быть свидетельством того, что мерзлые породы под кратерными выбросами, имеющими в момент образования положительные температуры в сотни градусов, подвергались термоэрозии. Такой процесс прогрева кратерными выбросами мерзлых нижележащих пород мог привести к просадкам поверхности в пределах зоны выбросов и формированию бугристо-западинного рельефа. По-видимому, кратеры с подобным рельефом зоны выбросов можно рассматривать как индикаторы мерзлых приповерхностных пород с повышенным содержанием льда.

5.1.4. Формы рельефа, образованные криогенными склоновыми процессами

При анализе космических снимков, полученных станциями Viking 1 и Viking 2, на Марсе были обнаружены необычные формы рельефа, образованные в результате массового перемещения материала на склонах. Наиболее широко процесс смещения материала на склонах

положительных форм рельефа проявился в северном полушарии в районах столовых гор Нилосирт (34° с.ш., 290° з.д.), Протонил (45° с.ш., 322° з.д.) и Дейтеронил (45° с.ш., 340° з.д.). Эти районы характеризуются сильно расчлененным рельефом со множеством платообразных останцовых форм древней сильно кратерированной возвышенности, окруженных более низкими равнинными поверхностями. Сложное взаимопроникновение этих образований привело к возникновению на Марсе своеобразного типа мегарельефа, который получил название «разъединенной» местности. Этот тип местности приурочен к переходной зоне между древними сильно кратерированными возвышенностями на юге и более молодыми, менее кратерированными поверхностями равнин низкого гипсометрического уровня на севере. Различие уровней этих поверхностей составляет 1–2 км, а ширина переходной зоны (см. рис. 2-7) достигает нескольких сотен километров и представляет собой склон глобального уступа, протянувшегося на две трети длины окружности планеты в северном и частично южном полушариях.

Наибольшей ширины «разъединенная» местность достигает в интервале долгот $280\text{--}360^\circ$ з.д. Происхождение этой местности, по-видимому, связано с разрушением глобального уступа древней кратерированной поверхности (см. главу 2) и последовательным отступанием его на юг. В результате этого возникли скопления платообразных останцов неправильной формы и разных размеров (от одного до многих десятков километров в поперечнике), разделенных сглаженными поверхностями понижений.

Формирование данного типа местности происходило под воздействием активных склоновых процессов, приводивших к разрушению останцовых возвышенностей. По мере уменьшения размеров плосковершинных останцов они становились островершинными, а разделяющие их долины расширялись.

Продольная полосчатость поверхностных отложений, заполняющих долины, плавное изгибание и характер слияния этой полосчатости в местах соединения долин (столь характерные для гляциальных образований), могут являться убедительными морфологическими свидетельствами вязкопластичного движения больших масс рыхлых пород, сцементированных внутрипоровым льдом (возможно, базальным льдом-цементом). По-видимому, сползающий с противоположных склонов льдосодержащий материал заполнял днища долин и продолжал движение вниз по основному уклону долин. Сформировавшаяся при этом продольная гофрировка поверхности днищ, образованная системой параллельных гряд и борозд, служит признаком того, что движению подвергалась вся толща отложений. В местах расширения долин сползающий со склонов материал образует обширные подсклоновые шлейфы протяженностью до 6 км, поверхность которых осложнена тонкими бороздами, ориентированными перпендикулярно склонам останцовых возвышенностей. Таким образом, морфологические особенности днищ долин, структура поверхности заполняющих их отложений и соотношение этих отложений с окружающими элементами рельефа позволяют рассматривать описанное явление как мерзлотно-гляциальное.

Указанные морфологические особенности подсклоновых шлейфов позволяют предполагать, что образование этих форм рельефа происходило не при перемещении лишь поверхностного слоя грунта, столь характерного для солифлюкционного процесса, а при движении всего объема отложений, слагающих эти образования. Общий характер морфологии рассмотренных образований в основании склонов останцовых форм рельефа имеет большое сходство с каменными глетчерами и делювиально-солифлюкционными шлейфами в северных горных районах Земли, однако по размеру они на один–два порядка величины крупнее своих земных аналогов.

Возможным механизмом образования вышеуказанных форм может быть как солифлюкционный процесс, так и процессы морозного крипа. Однако необходимо учитывать темпе-

ратурный режим на поверхности планеты. И в связи с этим возникает предположение о засоленности влагосодержащих поверхностных горизонтов, вовлеченных в данные процессы. В этом случае талый слой может быть влагонасыщен в той степени, которая необходима для осуществления процессов солифлюкции.

С другой стороны морфология подсклоновых шлейфов указывает на то, что они образованы в результате вязкопластичного движения всей массы материала, слагающего их, а не поверхностным перемещением (подобно солифлюкции).

На основании изучения снимков Mariner 9 было выявлено, что на широтах выше 30° широко распространены покровные отложения, мощность которых постепенно увеличивается к полюсам планеты. Происхождение этих отложений связывается с эоловой деятельностью. Однако изученные особенности рельефа «разъединенной» местности позволяют сделать заключение, что покровные отложения в переходной зоне между сильно кратерированными возвышенностями и равнинными поверхностями, по-видимому, обязаны своим происхождением не столько эоловым процессам, сколько процессам криогенной планации первичного расчлененного рельефа.

В результате космической съемки Марса на его поверхности обнаружено широкое развитие оползневых явлений, часто приуроченных к внутренним склонам кратеров, бортам долин, каньонов и депрессий с хаотическим рельефом днищ. При анализе снимков, полученных Viking 1 и Viking 2 с разрешением около 100 м, выяснилось, что наиболее активное развитие крупномасштабных оползневых форм рельефа на Марсе происходило в экваториальной зоне планеты – особенно в пределах области расположения каньонов Маринер. Борта этих каньонов часто осложнены многочисленными обвальными-осыпными и оползневыми формами, что свидетельствует об активном участии гравитационных процессов, приводящих к последовательному отступанию склонов и постепенному расширению долин Маринер. Размеры оползневых форм в пределах указанных каньонов колеблются от нескольких до многих десятков километров в поперечнике. Морфометрические оценки оползней показывают, что их объемы могут достигать сотен и тысяч кубических километров. Площади, занятые отдельными оползнями, колеблются от 40 до 7000 км². Высота бортов каньонов, к которым приурочены оползневые образования, составляет от 2 до 5 км, а их уклоны около 30° .

Морфология наблюдаемых оползневых форм свидетельствует, что в процессе обрушения и оползания огромных масс мерзлых пород слагающий их материал подвергался флюидизации и приобретал текучие свойства. Для фронтальной зоны таких оползней характерно присутствие обширных выбросов грунтовой массы в виде шлейфов с лопастевидными краями, поверхность которых осложнена системой субпараллельных, продольных гряд и ложбин, а также поперечными валами. Ширина гряд от 0,2 до 1,5 км, а ширина борозд от 0,1 до 0,5 км. В тыловой части оползневых образований наблюдается глыбовый рельеф, представляющий собой нагромождение блоков оседания более прочных пород, слагающих верхние горизонты бортов каньона.

Наблюдаемое морфологическое сходство оползней на Марсе с земными образованиями, возникшими в результате обрушения больших объемов льдосодержащего обломочного материала, может служить подтверждением того, что оползневые явления в каньонах долин Маринер возникли в результате разрушения льдосодержащих мерзлых пород, вскрываемых в стенках этих каньонов. При этом следует отметить одно важное обстоятельство – высота уступов, ограничивающих каньоны, заметно превышает общую мощность мерзлоты на данных широтах планеты, то есть в нижней части этих уступов возможно вскрытие подмерзлотных

водоносных горизонтов. Поэтому не исключено, что разгрузка подмерзлотных вод могла приводить к подрезке бортов каньонов и тем самым активизировать оползневые процессы.

5.2. Проявления и механизм образования полигональных форм рельефа в высоких широтах Марса

5.2.1. Полигональные сети, наблюдаемые в высоких широтах Марса

Впервые существование полигонального рельефа на Марсе отмечено на панорамных снимках, полученных с места посадки орбитальных комплексов Viking 1 и Viking 2 [Mutch, 1977], а предположение, что такие формы рельефа обусловлены процессом морозобойного трещинообразования, были высказаны И.Я. Барановым [Баранов, 1966]. Современные космоснимки высокого разрешения ($1,4 \div 10,0$ м/пиксель), полученные при помощи Марсианской орбитальной камеры (МОС) с комплекса Mars Global Surveyor [Malin, Edgett, 2001], предоставили, на наш взгляд, многочисленные морфологические доказательства существования полигонов морозобойного растрескивания (рис. 5-9). Они локализованы как в северном полушарии

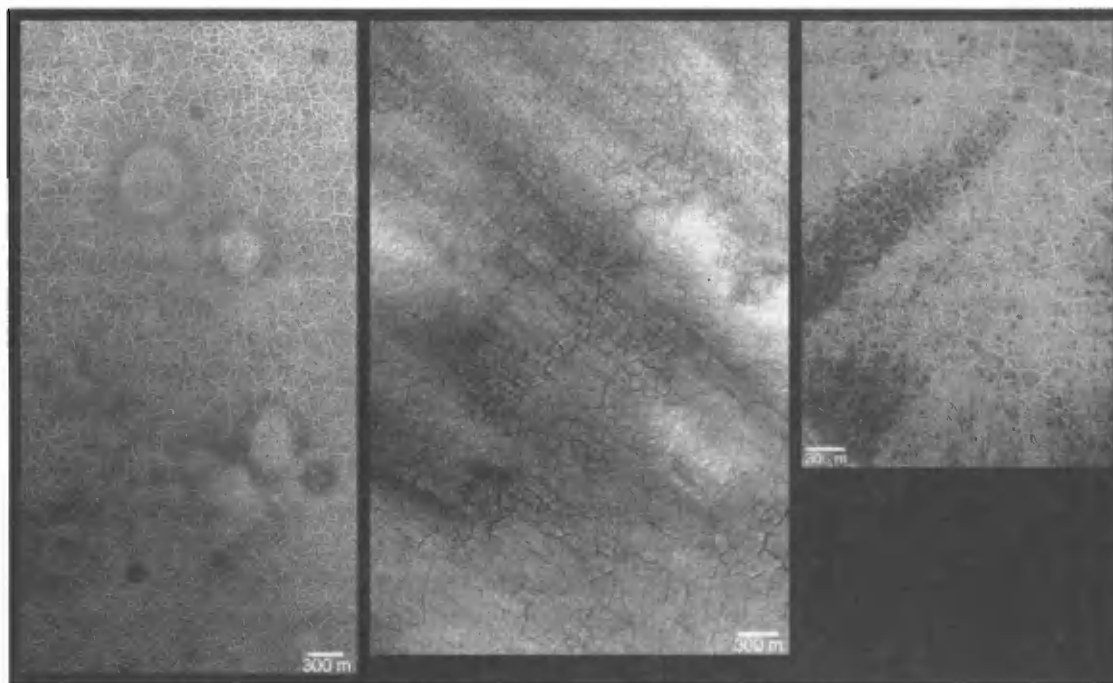


Рис. 5-9. Примеры полигонального рельефа на Марсе
Снимки МОС, сделанные в разных точках северного полушария (http://www.msss.com/moc_gallery/)

на широтах выше 40° с.ш., так и в южном, начиная с широт 55° ю.ш.. Эти формы находятся в широтной области, где при современных климатических условиях планеты лед H_2O является стабильным в верхних горизонтах пород и на участках, где, по недавно опубликованным результатам гамма- и нейтронной спектроскопии марсианской поверхности, проведенной с корабля Mars Odyssey [Boynton, 2002; Feldman et al., 2002; Mitrofanov et al., 2002a], отмечено наличие водного (H_2O) льда I.

Размер видимых полигонов от 5 до 150 м. Как правило, эти желоба заполнены тонкозернистым материалом и лишены обломков, в отличие от сильно каменистой поверхности внутренних частей полигонов. На отдельных участках желобов наблюдаются формы эоловой аккумуляции в виде знаков ряби. Подобная картина очень типична для оазисов Антарктиды, где при ветровой эрозии полигональной поверхности моренных толщ в межблочных желобах скапливается тонкий песчаный материал, а поверхность полигональных блоков сложена более грубым материалом (рис. 5-10, вклейка).

5.2.2. Карта распространения полигонов и их классификация

В ходе исследований были выделены крупноразмерные полигональные участки с размером полигонов до нескольких сотен метров, мелкоразмерные полигоны, покрывающие поверхность планеты полигональной сетью с размером ячейки от 10 до 150 м и участки с переходным микрорельефом, сочетающим две генерации полигонов – как крупноразмерную, так и мелкоразмерную. Выделенные в ходе исследований полигональные участки располагались в основном в высоких широтах и практически не обнаруживались в экваториальных областях.

Наиболее вероятно образование подобных форм на Марсе объясняется процессом морозобойного трещинообразования при тепловых напряжениях, возникающих за счет быстрого охлаждения поверхности мерзлых пород. В результате многократно повторяющегося заполнения морозобойных трещин эоловым материалом и сублимационным льдом могло, как и на Земле, происходить образование песчано-ледяных жил. Это подтверждается наличием валиков, оконтуривающих желоба, которые появляются в результате расклинивающего действия на вмещающие породы песчано-ледяных жил при их росте (см. рис. 5-9). Такой процесс типичен для оазисов Антарктиды, рельеф которых может быть вероятным аналогом некоторых образований на Марсе (см. рис. 5-10).

Присутствие полигонального рельефа на 40-х широтах Марса (при отсутствии их на более низких широтах) может служить указанием того, что в подобных областях планеты верхняя граница мерзлоты приближается непосредственно к поверхности.

В процессе отбора снимков с ярко выраженным полигонально-жильным рельефом была создана база данных, которая нашла свое отражение в виде карт проявлений полигонального рельефа на Марсе (рис. 5-11, вклейка), созданной совместно с Р.О. Кузьминым [Kuzmin et al., 2003]. Она основана на выборке из 420 участков полигональной поверхности рельефа. В дальнейшем, в ходе углубленных исследований, отобранные полигоны были классифицированы на основе классических схем, предлагаемых для земных полигонов.

Полигональные сети разбиты на следующие типы.

Тип 1.1 – регулярные сети с мелкими полигонами (рис. 5-12а) с высокой центральной частью (бугристые «кноб» образования). Данный тип полигонов распространен практически

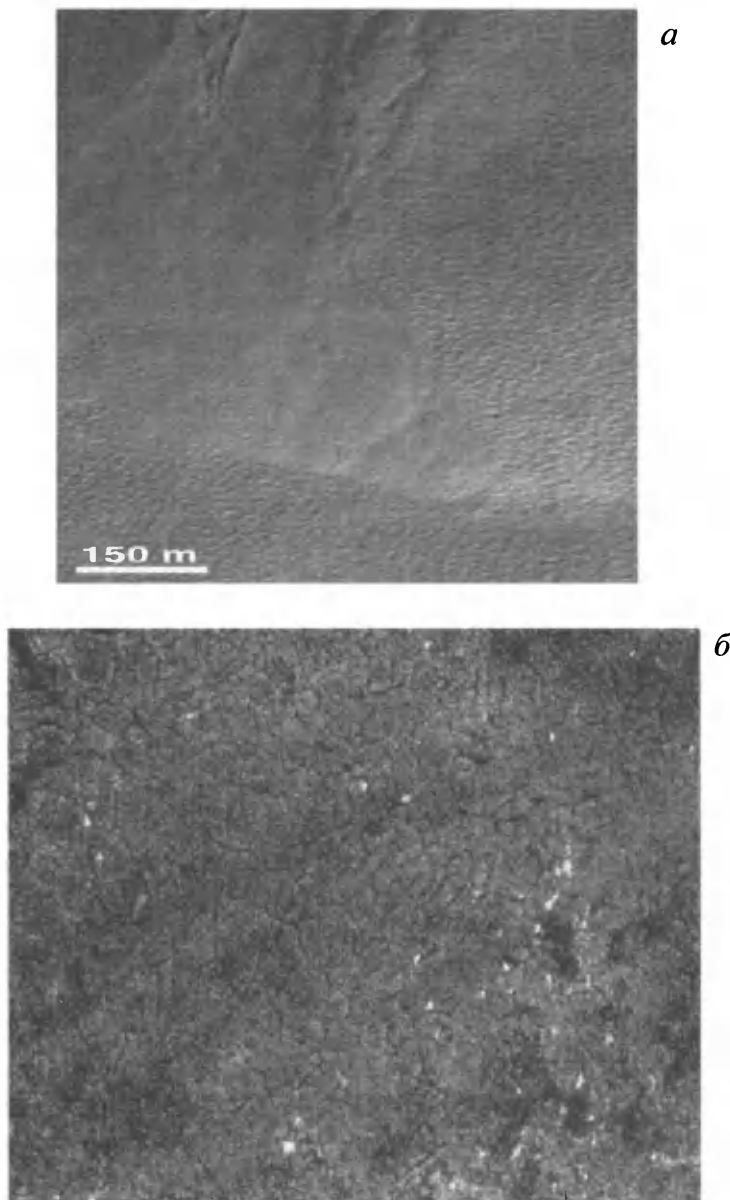
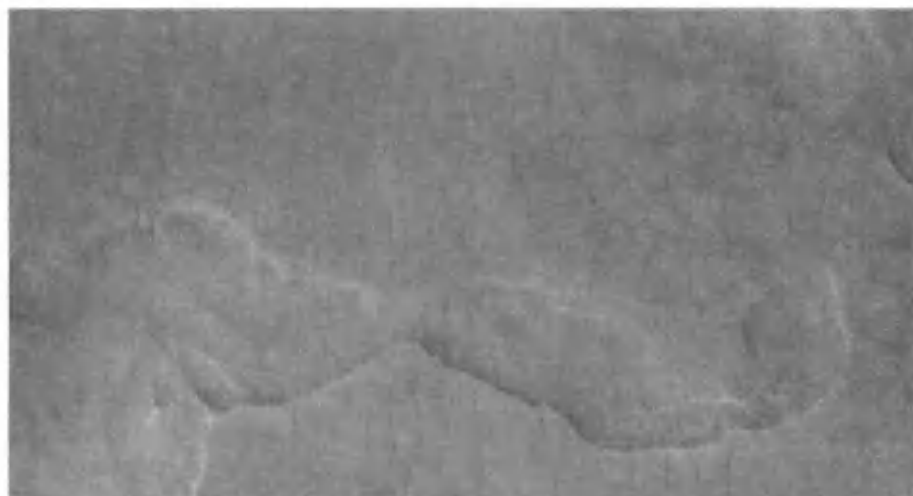
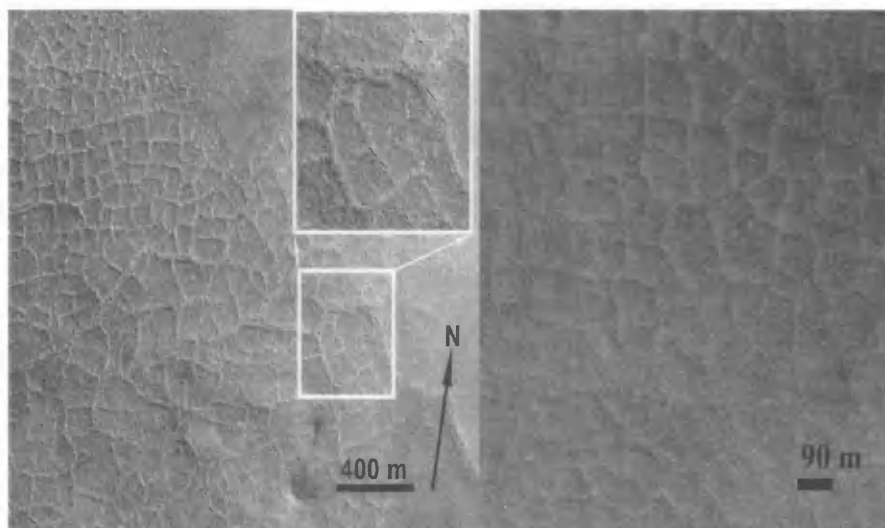


Рис. 5-12. Космоснимки участков поверхности Марса, относимых к различным полигональным формам поверхности (http://www.msss.com/moc_gallery/)

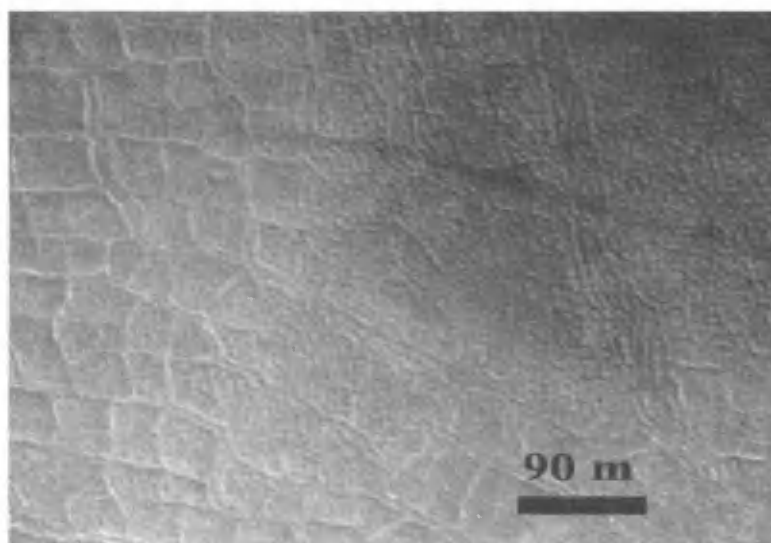
а – относимый к типу 1.1 – смешанных полигональных форм. Снимок МОС МО300537; *б* – относимый к типу 2.1 – с неправильной сетью разномасштабных полигонов с ортогональной и гексагональной структурой пересечений. Снимок МОС М21-02001, 75,08° с.ш., 205,49° з.д.; *в* – относимый к типу 3.1 – крупноразмерных полигонов с ортогональным и гексагональным пересечением сети. Снимок МОС Е05-03354, 44,32° с.ш., 279,24° з.д.; *г* – с растущими валиками по краю морозобойных трещин. Снимки МОС 2-150, 65,53° с.ш., 312,144° з.д.; *д* – относимый к полигональным сетям разных генераций, с растущими валиками по краю морозобойных трещин (тип 3.2). Снимок МОС М00-00602, 65,70° с.ш., 231,98° з.д.; *е* – относимый к полигональным сетям разных генераций, с растущими валиками по краю морозобойных трещин. Снимок МОС М01-00204, 67,53° с.ш., 312,44° з.д.; *ж* – с выработанной центральной частью полигонов. Снимок МОС М00-00602, 79,9 65,70° с.ш., 231,98° з.д.; *з* – с проявлением просядочных депрессий по трещинам. Снимок МОС Е05-00488, 41,68° с.ш., 277,23° з.д.; *и* – относимый к типу 4.3 с палеополлигонами. Снимок МОС Е05-02703, 79,97° ю.ш., 126,13° з.д.



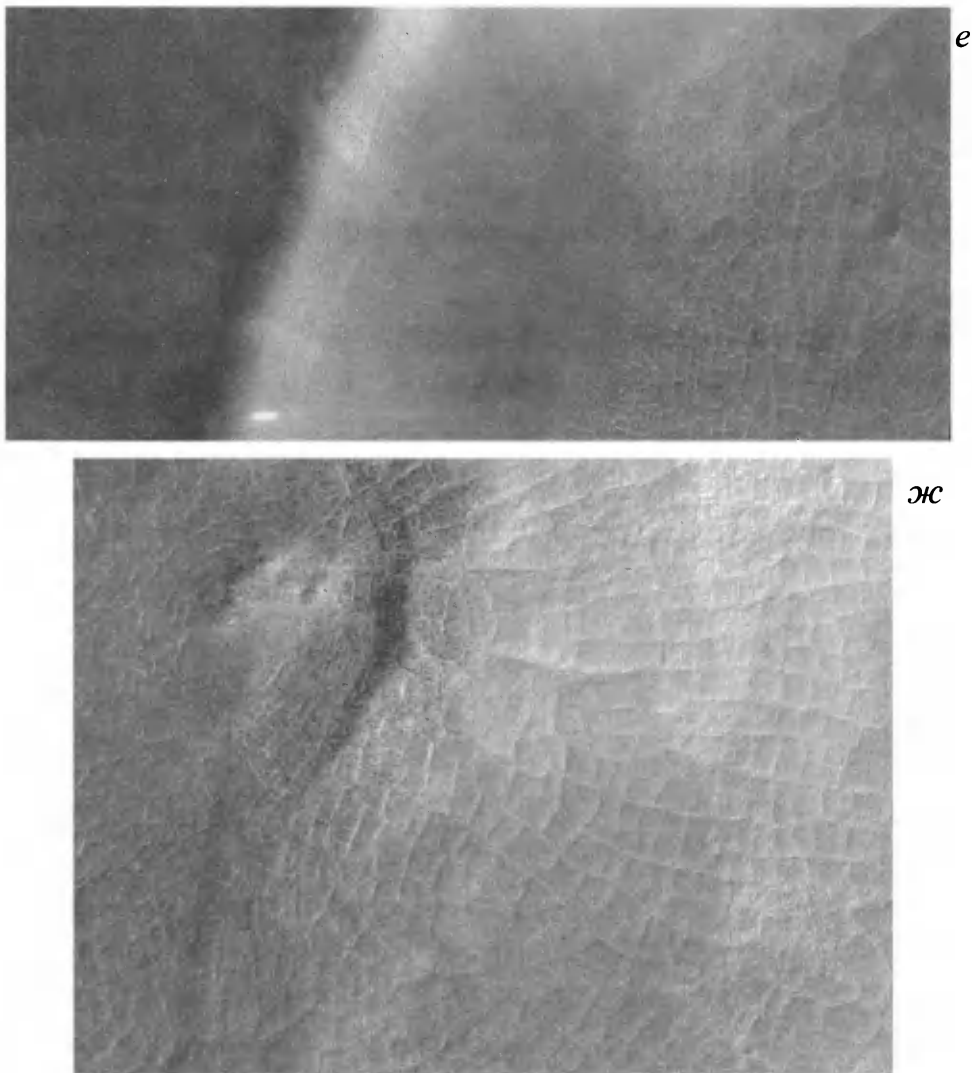
б



в



г

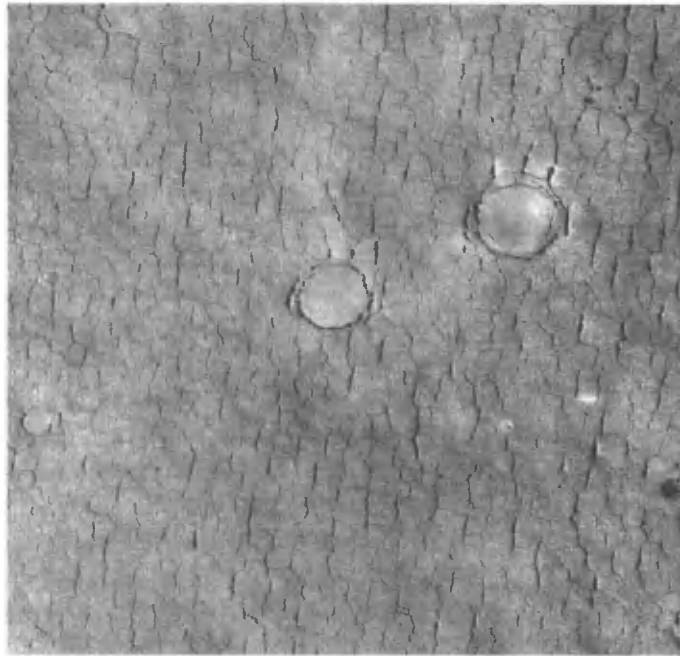


на всей исследуемой территории и составляет «фоновый» полигональный микрорельеф, по которому зачастую происходит вторичное трещинообразование, или же он покрывает более ранние полигональные формы. Средний размер полигонов не превышает 10 м.

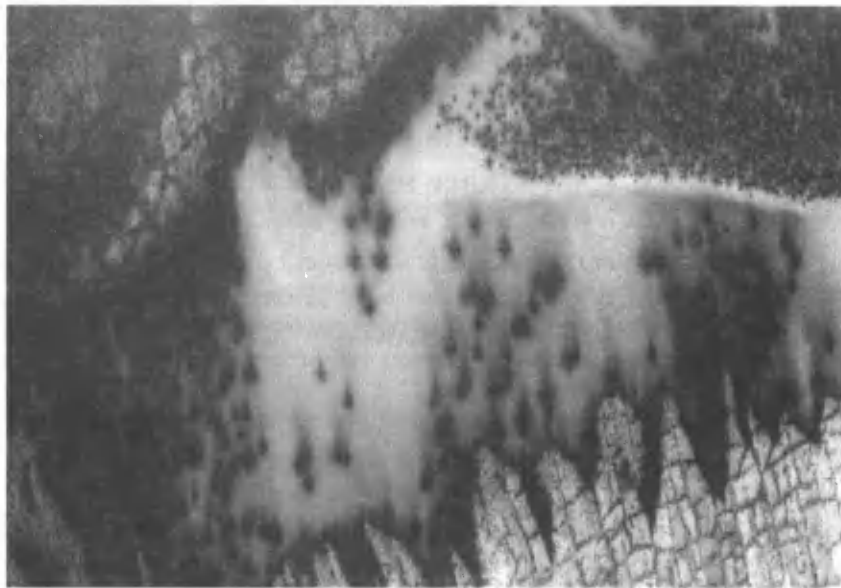
Тип 2.1 – неправильная сеть разномасштабных полигонов с ортогональной и гексагональной структурой пересечений (рис. 5-12б). Данный тип распространен довольно широко и связан с морфологически неоднородными областями (с резкими перепадами высот, наличием крутых склонов и т.д.). Размер полигонов имеет широкий разброс – от 10 до 150 м.

Тип 3.1 – крупноразмерные полигональные сети с ортогональными и гексагональными структурными элементами (рис. 5-12в). Данный тип также распространен широко, но приурочен к плоским равнинным участкам. Размеры полигонов составляют 100–120 м и в пределах одной области вариации средних размеров не превышают 10 м.

Тип 3.2 – крупноразмерные ортогональные и гексагональные полигональные сети с явными «валиками» по обе стороны трещины. Довольно редкий тип полигонов. Из зафиксированных редких проявлений данного типа можно судить о том, что он может проявиться как на



3



и

плоских равнинных участках (снимки МОС 2-150 65,53° с.ш., 312,144° з.д., рис. 5-12г; МОС М00-00602, 65,70° с.ш., 231,98° з.д., рис. 5-12д), так и во внутренних частях кратеров (МОС М01-00204, 67,53° с.ш., 312,44° з.д., рис. 5-12е). Размер полигонов колеблется около 100 м.

Тип 3.3 – крупноразмерные полигональные сети с прямоугольными полигонами, расположенными радиально от центра ударного кратера. Встречаются довольно часто и занимают внутренние поверхности ударных кратеров. Наблюдается изменение размеров полигонов от центральной части импакта (где они достигают 150 м и имеют практически квадратную форму) до периферийных частей (где они вытягиваются вдоль края кратера и их линейные разме-

ры достигают 200 м, а в поперечном сечении снижаются до 50 м (МОС R11-04544, 62,94° ю.ш., 281,53° з.д.) (см. рис. 5-13и, вклейка).

Тип 4.1 – сеть полигонов с полностью эродированной центральной частью. Встречаются довольно редко, размер варьирует от 50 до 150 м, закономерности их расположения на сегодняшний день не выявлены (МОС M00-00602, 65,70° с.ш., 231,98° з.д., рис. 5-12ж);

Тип 4.2 – сеть полигонов с элементами сублимационного обезвоживания по полигональной сети. Как и тип 4.1, встречается довольно редко, размеры колеблются около 100 м, основной особенностью являются провальные образования по трещинам полигональной сети (МОС E05-00488, 41,68° с.ш., 277,23° з.д.) (рис. 5-12з);

Тип 4.3 – сеть сильно эродированных полигонов – палеополигоны, встречаются довольно часто, в основном в приполярных районах, подверженных гляциальным процессам, полигоны достигают размеров до 150 м и довольно однородные по размеру для каждого участка (МОС E05-02703, 79,97° ю.ш., 126,13° з.д., рис. 5-13и).

Данная классификация отражает взаимосвязь встречающихся полигональных форм с другими формами рельефа, географическим положением участка и между собой внутри классификации. Классификация позволяет выделить наиболее характерные группы полигонального рельефа по размеру, характеру пересечений полигональной сети, и сочетаний разных типов на одной территории (генерации полигонов). За основу были взяты представления о классификации полигонального рельефа на Земле.

5.2.3. Результаты совместного морфометрического и статистического анализа полигонального рельефа на Марсе и Земле

Для анализа был использован фактический материал по полигонам морозобойного расстрескивания для разных районов в высоких широтах Земли: по Ямалу и архипелагу Новая Земля, Новосибирским островам, Тазовскому полуострову и Антарктиде [Исаев, 2005].

Методика сравнительного морфометрического и статистического анализа размера полигонов на Марсе и Земле

В качестве методической основы сравнительного морфометрического и статистического анализа нами были использованы представления Н.Н. Романовского [1977] о характере формирования и типизации полигонального рельефа в зависимости от состава слагающих пород: льдистости (влажности), криогенной текстуры грунта; климатических условий исследуемого района, геоморфологических особенностей местности. На основе этих представлений классифицированы участки районов исследований на Земле (районы Тазовского полуострова, Новой Земли, полуострова Ямал, Новосибирских островов, Антарктиды) и области развития и распространения полигональных форм на Марсе (участки Северных равнин, плато Утопия). Затем выделенные в соответствии с данной классификацией участки (с развивающимися полигональными формами, со смешанными формами – как деградационными, так и растущими, с деградационными, термокарстовыми формами) были обработаны по методике, базирующейся на методике М.В. Раца и Т.Н. Каплиной [Раци, Каплина, 1972]. В ее основе – оценка полигональной сети в соответствии с базовой геометрической характеристикой – числом лучей

(трещин), сходящихся в вершинах полигонов. Это число связано с числом граней полигонов. Например, для трехлучевых пересечений характерны 5-6-гранные отдельности, для ортогональных полигонов – четырехлучевые узлы решетки. Авторами были выделены характерные особенности для выделенных типов сетей. Так, ортогональные полигоны связаны с очертаниями береговой линии, как современными, так и древними. Ортогональная сеть отделяется от основной фоновой полигональной сети или бесполигональных участков резкой границей. С другой стороны наблюдается постепенный переход от ортогональной сети к полигональной. Эти данные подтверждают высказанные ранее в работе [Рац, Чернышев, 1970] предположение о том, что трехлучевая сеть возникает при отсутствии каких-либо полей напряжений, а ортогональная формируется от какой-либо заданной границы – берега, тектонического разрыва, и по мере удаления переходит в обычную полигональную сеть. Анализ размещения того или иного типа полигональной сети по территории может дать возможность некоторых палеогеографических реконструкций. Так, полосы ортогонального рисунка сети могут свидетельствовать о существовании здесь в прошлом водотоков или озер. Согласно обсуждаемой методике, на первом этапе обработки данных выделялась полигональная сеть, характеризующая данный участок и проводился морфометрический анализ, оценивающий характер и число (трех-, четырех-, пятилучевые) пересечений в узлах полигональной решетки, преобладание той или иной геометрической формы полигонов (ортогональная, гексагональная и т.д.) (рис. 5-13а, вклейка). На втором этапе проводился статистический анализ, характеризующий степень распространённости полигонов с различными значениями их среднего размера. Сопоставление полигонов по типам и размерам позволило провести аналогии между участками на Земле и Марсе, выявив основные сходства и различия в их характере.

Результаты морфометрического и статистического анализа полигонального рельефа на Марсе и Земле

Некоторые характерные примеры анализа, проведенного по единой методике, приведены на рисунке 5-13 (вклейка).

Наиболее представительный материал по Земле был собран по участкам Тазовского полуострова, где нами были определены и классифицированы основные группы полигональных форм на основе представлений о классификации, изложенных ниже.

Первая группа – растущие полигоны – с ярко выраженными валиками вдоль морозобоинной трещины и углублением – «полигональной ванной» в центре полигона, часто заполненной водой, с размерами полигонов от 15 до 25 м (рис. 5-13б, вклейка). Полигоны в основном четырех-пятиугольной формы. Характер пересечений решетки – в основном четырехлучевой.

Второй основной тип – это полигоны с выраженным термокарстовым формированием полигональной сети, характеризующейся глубокими, широкими, раскрытыми трещинами с полигональными ваннами, в основном безводными (рис. 5-13в, вклейка), средний размер полигонов – до 50100 м. Полигоны в основном пяти- реже четырех- и шестиугольные. Характер пересечений в основном трехлучевой.

Промежуточные формы с наличием как растущих, так и деградационных форм полигонального рельефа были вынесены в отдельную категорию – «смешанных типов полигонов» (рис. 5-13г, вклейка). Средний размер полигонов составляет 50–75 м. Форма полигонов в основном пятиугольная. Характер узлов полигональной решетки – трех-четырехлучевой.

Результаты обработки для участка Северной равнины Марса (снимок МОС 2-150) с координатами 65,53° с.ш., 312,144° з.д. представлены на рисунке 5-13д (вклейка). Участок харак-

теризуется наличием валиков вдоль трещин (тип 3.2), что в земных условиях служит индикатором развивающейся полигональной сети, преобладанием пяти- и шестиугольных форм с ясной идентификацией внутриполигональных ванн и трещин, окруженных валиками. Размер полигонов варьирует от 20 до 200 м при среднем значении около 100 м. Преобладающее число пересечений – трехлучевое. Участок равнины Утопия на Марсе 43,5° с.ш., 269,3° з.д., представленный фрагментом космоснимка МОС 2-02863, отнесен нами к типу деградационной ортогональной полигональной сети (тип 4.3). Размеры полигонов колеблются от 40 до 180 м при среднем значении около 80 м, с преобладающим трехлучевым сочленением трещин. Их границы, если исходить из характера и интенсивности альbedo, можно интерпретировать как канавообразные понижения, ширина которых достигает 8÷10 м (рис. 5-13е, вклейка).

Пример полигональной сети с регулярными крупноразмерными ортогональными полигонами (тип 3.1), разбиваемыми полигонами последующей генерации (тип 1.1), рассмотрен на снимке МОС М00-00602, 65,70° с.ш., 231,98° з.д. (рис. 5-13ж, вклейка). Средний размер крупных полигонов составляет 75–100 м. Неправильная сеть с ортогональной и гексагональной структурой (тип 2.1) разбивается мелкоразмерными полигонами бугристой формы (тип 1.1). При обработке этого снимка выяснилось, что благодаря типу 1.1 средний размер полигонов колеблется в интервале до 50 м.

В приполярных областях распространены регулярные полигональные сети мелкоразмерных полигонов (тип 1.1), размер которых редко превышает 25 м. Вариант обработки таких сетей представлен на рисунке 5-13з (вклейка) МОС М03-04614, 64,39° ю.ш. 107,61° з.д.), полигоны достигают размеров 20–25 м, имеют характерную выпуклую форму и гексагональный характер пересечения трещин.

Представляло несомненный интерес рассмотрение характера изменений размеров полигонов (тип 3.3) в ударных кратерах, где при ударе формируются локальные термические условия, благоприятные для появления жидкой фазы в поверхностном слое пород и последующего его замерзания. Пример обработки такого участка представлен на рисунке 5-13и (вклейка, МОС R11-04544, 62,94° ю.ш., 281,53° з.д.). Средний размер полигонов меняется от центра импакта к его краям, характер пресечений узлов решетки в основном гексагональный (63,57%), средний размер полигонов достигает 70–110 м (44,39%).

Подводя итог сравнительного морфометрического и статистического анализа, можно сделать вывод, что наблюдаются аналогии в морфологии марсианского и земного полигонального рельефа. Сравнение геометрических форм полигонов позволяет отметить: относительно большие средние размеры марсианских полигонов (в среднем 100–120 м); присутствие полигональной сети мелкоразмерных полигонов, по-видимому, более поздней генерации, покрывающей практически полностью пространства приполярных областей в обоих полушариях; сходство в характере пересечений узлов решетки полигональной сети. Учитывая совокупность фактов, подтверждающих наличие льдонасыщенных пород в приповерхностном слое пород Марса, есть основания предположить, что наблюдаемые в высоких широтах Марса полигональные формы рельефа являются полигонами морозобойного растрескивания.

В пользу этой гипотезы свидетельствует также обнаруженная корреляция участков высоких широт Марса, где наблюдаются полигональные сети, с участками, где по данным нейтронной спектроскопии стабильно существует лед H_2O (см. рис. 4-27) и для которых характерно наличие флюидизированных выбросов (см. рис. 4-43). Другим фактом, косвенно указывающим на такой механизм образования полигонов, является корреляция местоположения полигонов с местами, где обнаружены «соляные корочки». Для анализа используется методика типизации поверхности по данным о тепловой инерции и альbedo.

Первая попытка провести совместный анализ величин тепловой инерции и альбедо поверхности для участков посадки Viking Lander была предпринята в работе [Keifer et al., 1977]. Однако определенные особенности взаимосвязи между этими величинами не позволили авторам прийти к положительному ответу о возможности использования такой обработки данных. Позже, в 2000 г., в работах Б.М. Яковски [Jakovsky et al., 2000] и М.Т. Меллона с соавторами [Mellon et al., 2000] эти данные были по-новому интерпретированы. Имеющиеся несогласия в характере изменения рассматриваемых характеристик были объяснены их зависимостью от географического положения участков. Кроме того в работе последних, а также П.Р. Кристенсена с соавторами [Christensen et al., 2001] представления о породах выделенных типов поверхности были напрямую связаны со свойствами подстилающих пород, из которых эти породы были принесены и отложены, что позволило получить определенную информацию о разрезе. Эти работы, посвященные анализу данных по тепловой инерции и альбедо, полученных Mars Global Surveyor, а также Mars Odyssey [Mitrofanov et al., 2002a], позволили выделить основные типы поверхности, рассмотренные в таблице 5-1. В частности, пример типизации поверхности представлен на рисунке 5-14 (вклейка), а глобальная карта распространения выделенных типов поверхности – на рисунке 5-15 (вклейка) [Putzig et al., 2003].

Нами было проведено сопоставление участков распространения полигонального рельефа, которые предположительно сформировались за счет процесса морозобойного растрескивания, с типами поверхности по классификации М.Т. Меллона [Mellon et al., 2000]. Такими типами являются участки В и С (см. табл. 5-1), на которых обнаружено присутствие соляных корок. Скорее всего, это свидетельствует о присутствии жидких рассолов в непосредственной близости от поверхности. Наличие рассолов является одним из возможных факторов формирования и развития морозобойных трещин на Марсе. В связи с этим нами было проведено сопоставление участков типа В и С, характеризующихся наличием соляных корок, с картой распространения полигонального рельефа (см. рис. 5-11). В результате обнаружилась определенная корреляция этих областей поверхности. Это можно видеть, в частности, на примере данных для высоких широт северного полушария (см. рис. 4-33), где наблюдается соответствующая корреляция значений тепловой инерции и альбедо.

Таблица 5-1

Основные типы поверхности в координатах «тепловая инерция – альбедо» [Putzig et al., 2003]

Тип	Инерция	Альбедо	Интерпретация
A	Низкая (24–130)	Высокое (0,23–0,32)	Неконсолидированная пыль (высокое альбедо)
B	Высокая (130–386)	Низкое (0,09–0,19)	Зернистые частицы, некоторое количество соляных корок, обломки
C	Высокая (130–368)	Среднее (0,19–0,27)	Соляные корки, некоторые обломки или подстилающие породы
D	Низкая (24–130)	Среднее–низкое (0,09–0,23)	Неконсолидированная пыль (низкое альбедо)
E	От низкой до высокой (24–386)	Очень низкое (< 0,09)	Также, как и тип В, но с небольшим количеством или без неконсолидированной пыли
F	Очень высокая (>386)	Все варианты	Высокое содержание обломков и/или коренных пород

5.2.4. Сопоставление результатов математического моделирования линейных размеров полигонов с данными дистанционных наблюдений с орбиты

Методики прогноза процесса морозобойного растрескивания отличаются способами: описания механизма разрушения; учета механических и реологических свойств пород; расчета динамики температурного поля и т.д. Использование многофакторных моделей, требующих большого объема эмпирической информации, даже для земных условий затрудняет их практическое применение. Тем более это касается Марса, для которого отсутствуют многие необходимые фактические данные, в частности, относительно реологических свойств пород. Кроме того, для высоких широт, характеризующихся крайне низкими средними «зимними» температурами ($-110\div-120^{\circ}\text{C}$), можно в первом приближении пренебречь проявлением вязкопластических свойств пород, поскольку последние в высшей степени «охрупчены».

В силу этого можно оценить размер полигонов, используя модель двухслойной термоупругой среды, которая была предложена И.А. Комаровым [Ершов, Комаров, Козлов, Исаев, 2003]. Первый от поверхности слой представлен сухим реголитом (пылеватым неконсолидированным материалом). В нем не может происходить криогенное растрескивание. Второй слой представлен различными трещиноватыми породами (базальтами, андезитами) или льдо-насыщенными дисперсными породами. Этот слой характеризуется значительно более высокой теплопроводностью и подвергается криогенному растрескиванию в результате колебаний температуры.

Феноменологический подход к этой задаче состоит в том, что объемно-напряженное состояние массива в процессе подвода (отвода) энергии однозначно определяется неравномерным распределением температуры. Поэтому необходимо рассмотреть тепловую и механическую задачи о нахождении динамики температурных полей, полей напряжений и деформаций (см. п. 3.2.3 и 3.2.4).

Сценарий образования полигонов рассматривается в соответствии с предположением о сходстве современных температурных условий с условиями их образования. Для анализа были выбраны девять участков, расположенных на разной широте и долготе. Несколько участков приурочены к 40-м широтам северного полушария (M02-02863, E06-00510, E12-02564), на которых не столь продолжительна полярная зима, а амплитуда суточных и годовых температур высока. В качестве сравнения брались участки на 60-х широтах (2-150, M00-00602, M19-00047, M01-00204). Для них более характерна продолжительная «полярная ночь» с минимальными суточными колебаниями температуры в пределах $1\text{--}2^{\circ}$ и достижение экстремально низких, устойчивых в течение 4-х «месяцев» ($L_s=240\text{--}360^{\circ}$) температур на уровне $150\text{--}160\text{K}$. Для характеристики участков в южном полушарии были выбраны точки на 60-х широтах (M03-04614, R11-04544) (табл. 5-2).

Характерные профили температуры по глубине массива (расчет по двухслойной модели) для участка, расположенного на широте 43° с.ш. (равнина Утопия), показаны на рисунках 4-38 и 4-39. Они свидетельствуют, что основная доля температурного возмущения на поверхности «срабатывается» слоем реголита, крайне плохо проводящим тепло. Поэтому значения градиента температуры в слоях пород, которые подвергаются морозобойному растрескиванию, невелики.

Расчеты проводились для самых холодных месяцев – «декабря» ($L_s=330\text{--}360^{\circ}$) для северного полушария и «мая» ($L_s=120\text{--}150^{\circ}$) для южного полушария по двухслойной модели при

Таблица 5-2

**Сводная таблица расчетных и фактических значений размеров полигонов
на участках полигонального рельефа на Марсе**

Номер участка по классификации МОС	Координаты	Географическое положение	Тип полигона по классификации авторов	Мощность реголита, м [Feldman et al., 2002]	Размер полигонов (расчетный метод)	Фактический размер полигонов (морфометрический метод), м
2-150	65,53° с.ш. 312,144° з.д.	Великая Северная равнина (Vastitas Borealis)	3.2	0,6	100	80
M02-02863	43,5° с.ш. 264,3° з.д.	Равнина Утопия (Utopia Planitia)	2.2, 3.1, 4.2	1,0	100	70
M00-00602	65,70° с.ш. 269,3° з.д.	Великая Северная равнина (Vastitas Borealis)	1.1, 4.1	0,6	100	90
M03-04614	64,39° ю.ш. 107,61° з.д.	Южное море	1.1	0,5	80	20
R11-04544	62,94° ю.ш. 281,53° з.д.	Плато Малеа (Malea Planum)	3.3	0,5	80	100
E06-00510	43,94° с.ш. 350,53° з.д.	Ацидальной равнина (Acidalia Planitia)	4.3	1,0	100	140
M19-00047	65,55° с.ш. 327,89° з.д.	Великая Северная равнина (Vastitas Borealis)	1.1, 3.3	0,6	100	200
M01-00204	67,53° с.ш. 312,44° з.д.	Великая Северная равнина (Vastitas Borealis)	1.1, 4.1	0,6	100	170
E12-02564	47,36° с.ш. 329,06° з.д.	Ацидальной равнина (Acidalia Planitia)	3.1, 3.2	1,0	100	120

разной мощности реголита, величину коэффициента теплопроводности λ которого задавали равной $\lambda=0,07$ Вт/мК, а альбедо – 0,5. Для подстилающих трещиноватых пород (базальт, андезит) величина λ задавалась в диапазоне $1,2 \div 1,5$ Вт/мК.

Ввиду отсутствия необходимой информации по породам Марса, для оценочных расчетов использованы данные по прочностным (см. рис. 3-30) и деформационным (см. рис. 3-27, 3-20, 3-30) свойствам земных пород при низких отрицательных температурах. Их значения выбирались исходя из предположения, что полигоны образуются в зимний период, характеризующийся наиболее суровыми условиями (среднемесячные температуры составляют $-90 \div -100^\circ\text{C}$). Учитывая экстремальный характер температурной зависимости этих параметров для песчаных пород, величина коэффициента Пуассона задавалась в диапазоне значений $\mu=0,11 \div 0,12$;

модуля упругости $E_0 = 25000 \div 28000$ МПа (с учетом того, что динамические характеристики определяются по скорости прохождения продольных и поперечных волн, а статические – по данным непосредственных испытаний); модуля сдвига $G_0 = 7500 \div 8500$ МПа; коэффициента линейного расширения – $\alpha = (1,6 \div 1,8) \cdot 10^{-5} \text{ K}^{-1}$. Поскольку отсутствуют данные по значениям длительной прочности на сдвиг для песка, воспользуемся данными для суглинков. При этом интерполяция данных на низкие температуры достаточно сложна. Поэтому оценим приближенно величину $\tau''_{co} \approx 2,0$ МПа.

Приведенное в таблице 5-2 сопоставление расчетных значений линейных размеров полигонов с данными морфометрии для полигонов первой генерации показало их удовлетворительное согласование для большинства случаев. В первую очередь это касается участков в Марса. Вместе с тем для ряда участков в южном и северном полушариях наблюдается существенное различие. По-видимому, это можно объяснить факторами наличия нескольких генераций полигонов на одном участке, зависимостью от микроклиматических особенностей участков, не учитываемых расчетной схемой, и локальными колебаниями мощности реголита, оказывающими непосредственное влияние на формирование размеров полигонов.

Исходя из использованной модели, можно предположить, что для более высоких широт будут характерны полигоны меньшего размера. Это обусловлено понижением среднемесячных значений зимней температуры поверхности и соответствующим увеличением градиента температуры по глубине, а также повышением величины модуля упругости. Коэффициент линейного расширения и прочностные характеристики для более низких температур, по-видимому, будут изменяться не очень существенно.

Как уже отмечалось в разделе 3.2.4, несмотря на очевидную упрощенность расчетной схемы для оценки линейных размеров полигонов морозобойного растрескивания и погрешность, вносимую с входными данными, она в первом приближении может быть использована. При расчетах размеров полигонов с помощью двухслойной термоупругой модели нами был задан диапазон значений мощности слоя реголита $0,2 \div 1,0$ м. Это приводило к удовлетворительному согласию расчетных и наблюдаемых данных. Позже непосредственная оценка этой мощности по результатам интерпретации нейтронной и гамма-спектроскопии поверхностных горизонтов Марса (см. рис. 4-24), показала, что от периферии полярной шапки к экватору она изменяется от 0,2 до 1,2 м. Это косвенно свидетельствует о корректности исходных посылок, заложенных в используемые нами приближенные схемы расчета температурных полей и размеров полигонов морозобойного растрескивания, которые могут развиваться в высоких широтах северного и южного полушария Марса со стабильным существованием льда H_2O .

Таким образом, результаты сравнительного морфометрического и статистического анализа формы и размеров полигонов в высоких широтах Земли и Марса, наблюдений с помощью измерительной аппаратуры орбитальных космических аппаратов и спускаемых модулей, которые фиксируют в этих областях Марса наличие стабильного льда H_2O , а также флюидизированных выбросов из импактов и «соляных корочек», сравнения наблюдаемых размеров полигонов с данными математического моделирования, позволяют предположить, что полигональные формы марсианского микрорельефа, отмеченные в высоких широтах, сформировались в результате процесса морозобойного растрескивания.

Однако при анализе космоснимков наблюдался факт значительного несоответствия видимой ширины раскрытия морозобойных трещин, наблюдаемых на Марсе, с ее характерными значениями для земных условий и, соответственно, с развиваемыми положениями, что делало обсуждаемую гипотезу уязвимой.

5.2.5. Механизм развития и эволюции формы марсианских трещин

Рассмотрение космоснимков полигонального рельефа с максимальным разрешением показало, что зона, интерпретируемая нами как ширина раскрытия трещин, для большинства рассмотренных участков может достигать нескольких метров. Для земных полигонов эти значения существенно меньше. Их первоначальная расчетная ширина, исходя из соображений, изложенных в разделе 3.2.4, составляет несколько миллиметров. Развитие и раскрытие трещин происходит, в основном, за счет сезонного таяния сезонно-талого слоя и заполнения трещин водами поверхностного стока с последующим их замерзанием и увеличением объема. Возможно также образование грунтовых и льдогрунтовых жил.

Для марсианских условий первоначальный размер трещин, исходя из расчетных соотношений, также будет составлять миллиметры, поскольку меньшая величина коэффициента линейного расширения (см. рис. 3-27) компенсируется большими линейными размерами полигонов первой генерации (см. табл. 5-2). В связи с этим возникла необходимость объяснить возможный механизм развития морозобойных трещин на Марсе. На наш взгляд основной механизм эволюции раскрытия трещин существует за счет сублимации льда, приводящей к иссушению пород, потере ими связности и последующего обсыпания. Как только образуется трещина, по-видимому, в зимний период льдосодержащая порода начинает контактировать с разреженной марсианской атмосферой, среднее давление которой у поверхности составляет 6 мбар (рис. 5-16). В этот период температура на глубинах в несколько метров имеет более высокие значения, чем на поверхности (см. рис. 4-39). Парциальное давление насыщенных паров воды P_v надо льдом, находящимся в породе, выше, чем в атмосфере, и начинается процесс сублимационного обезвоживания. В силу низкотемпературного фона массива по абсолютной величине за зимний период величина сублимированного слоя будет минимальна, около 2 мм с одной стороны трещины; за летний период существенно больше, около 1 см. Оценки проводились по формуле (3.43), исходя из однослойной модели при расчете температурного поля (см. рис. 3-43). Величина коэффициента диффузии принималась равной $2 \text{ см}^2/\text{с}$. После образования трещина будет заполняться поверхностным реголитом и осыпающейся породой. Реголит будет оказывать сопротивление переносу парообразной влаги, однако в силу большой разуплотненности интенсивность процесса сублимации только несколько понизится. С другой стороны, большое термическое сопротивление реголита не приведет к существенной трансформации температурного профиля в массиве. Поэтому расчетные оценки мощности обезвоженного за счет сублимации слоя, который может осыпаться, сделаем для модели, учитывающей наличие диффузионного сопротивления реголита, для среднегодового температурного поля в массиве по двухслойной модели (см. рис. 4-41). Оценки показали, что ширина трещины в несколько метров может образоваться за период в 10 000 земных лет. В случае, если в летний период вблизи трещины возможно образование жидкой фазы (H_2O или рассол), процесс раскрытия трещины может резко интенсифицироваться. С другой стороны, в периоды года, когда температура в атмосфере будет выше, чем температура в нижней части трещины, может происходить процесс кристаллизации водяных паров. Это приведет к блокированию части стенки трещины для процесса паропереноса из внутренних слоев массива. В целом эти процессы приводят к тому, что изначальная «клиновидная» форма раскрывшейся трещины эволюционирует в «воронкообразную».

Интересно отметить, что в работе [Levy et al., 2005] приведены данные свидетельствуют о существовании аналогичного механизма развития трещины в сухих долинах Dry Valleys Антарктиды (рис. 5-17).

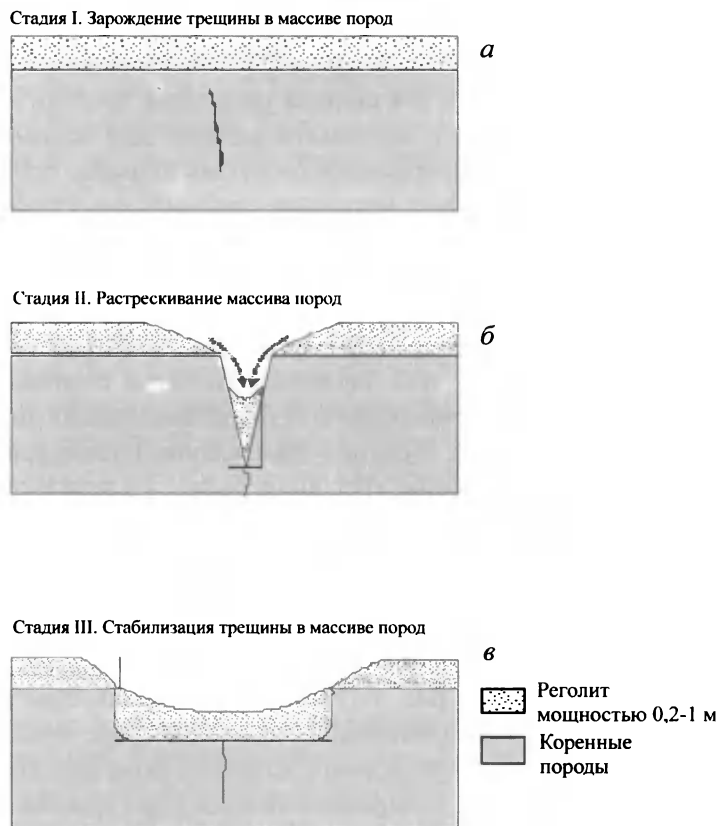


Рис. 5-16. Предполагаемый вариант развития морозобойного растрескивания на Марсе

Согласно С. Леви с соавторами [2005], на первой стадии неветренелый гранитный материал перекрывает ледниковый лед (рис. 5-17а). Выветренный поверхностный горизонт мощностью 5–15 см закрывает валунную глину (тиль). Обломки на поверхности покрыты пустынным загаром и отполированы ветром. Обломки в захороненном леднике и на поверхности ледника неветрелые, у 25% из них на поверхности обнаруживаются следы движения в леднике – продольные царапины и вмятины. На второй стадии (рис. 5-17б) трещины формируются в поверхностном горизонте и распространяются вертикально вниз к участкам во льду, характеризующимся растягивающим напряжением. Эти напряжения формируются при сезонных понижениях температуры и растрескивании верхнего слоя льда. Трещины формируют полигональные в плане структуры с шириной от 0,5 до 2,0 см. Песок проникает сквозь крупные обломки внутрь трещины, давая начало песчано-жильным формам. Третья стадия (рис. 5-17в) характеризуется продвижением мелкозернистого материала в глубь трещины. При этом крупнообломочный материал остается на поверхности и выстилает дно полигональной трещины. Эта пассивная сортировка увеличивает скорость сублимации подстилающего льда. Четвертая стадия (рис. 5-17г) описывает формирование впадины по морозобойной жиле. Усиливающаяся сублимация подстилающего льда приводит к формированию понижения по всей длине трещины, которое оконтуривает более высокую центральную часть полигона. Благодаря повышенной проницаемости крупнообломочного материала, подвергнувшегося сортировке в ходе

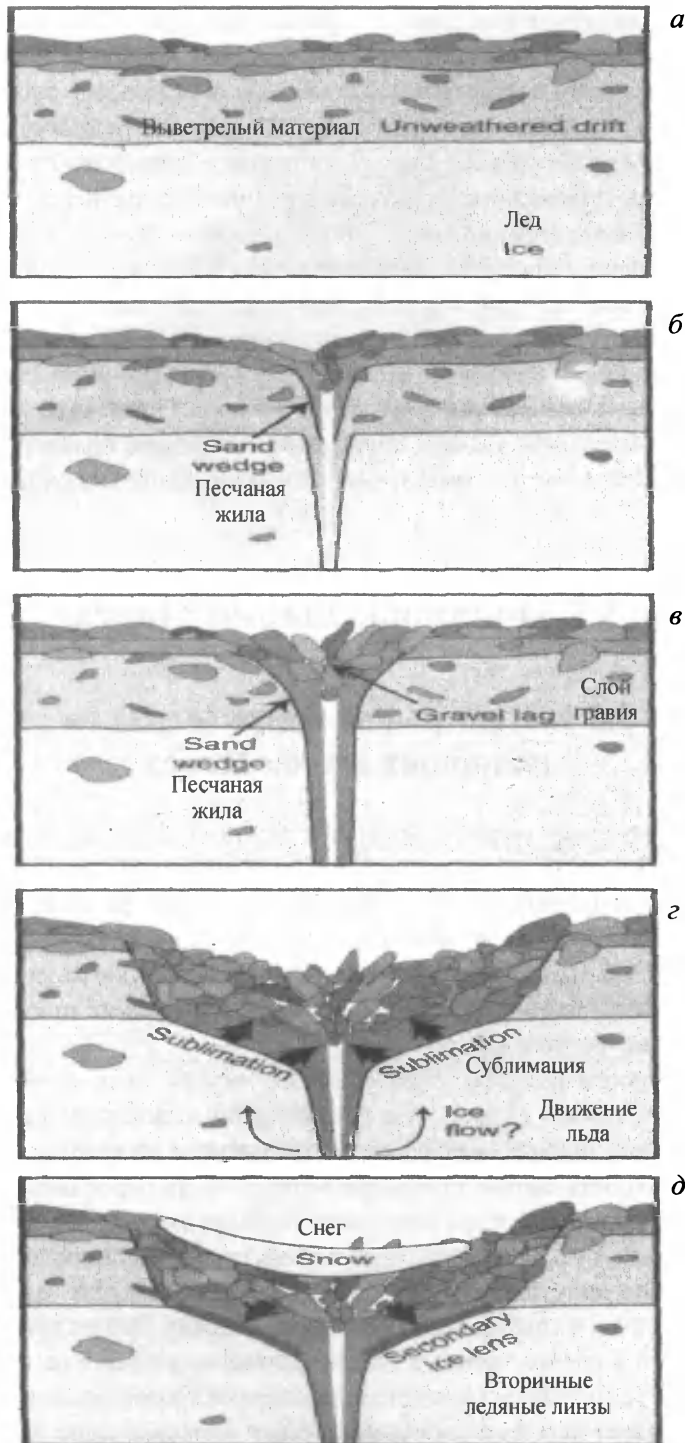


Рис. 5-17. Образование морозобойных трещин в областях распространения полигонального рельефа [Levy, 2005]
 а – образование сублимационного осадка; б – начало образования морозобойной трещины; в – развитие гравийного осадка-заполнителя; г – развитие впадины по трещине; д – возвратное развитие структуры и образование вторичного льда во впадине

заполнения песчаным материалом первичной трещины, имеет место адвективное охлаждение во время зимних месяцев стенок трещины, что увеличивает скорость сублимации подстилающего льда. Стрелки на рисунке 5-17 показывают возможное движение льда, при условии, если песчаный материал поступает в жилу и тем самым ускоряет процесс сублимации в трещине. Однако подтверждения подобного движения льда в скрытых трещинах не наблюдается. На пятой стадии (рис. 5-17д) наблюдается аккумуляция снега, приносимого ветром в понижения трещины. Он замедляет сублимацию благодаря увеличению градиента давления пара. Сцементированный льдом песок (темная линия над ледниковым льдом) формируется при просачивании подтаявшего снега и последующего замерзания на кровле ледникового льда. Вторичный лед по изотопному составу отличается от захороненного льда.

Резюмируя все вышеизложенное, можно констатировать следующее. Гипотеза о том, что наблюдаемые в верхних широтах полигональные формы рельефа – проявления процесса морозобойного растрескивания, которая ранее выдвигалась рядом названных выше авторов только фрагментарно и на качественном уровне, в сильнейшей степени подтверждается новейшими комплексными исследованиями и результатами математического моделирования.

5.3. Полярные шапки Марса

5.3.1. Топография и стратиграфия полярных шапок Марса

Региональная топография северных полярных отложений известна по стереограмметрическим данным. Для большей части территории, подстилаемой переслаивающимися отложениями, характерен невыразительный, относительно ровный рельеф. Самым высоким образованием рельефа является хребет высотой 5 км (от нулевой поверхности) в районе 87° с.ш., между 270 и 360° з.д. Интересным фактом топографии является то, что наивысший пик южных отложений сдвинут относительно полюса на 2°, наивысший пик северных отложений расположен четко по центру полюса.

Локальные особенности рельефа, образованного внутри этих огромных шапок, можно подразделить на шесть групп: 1) широкие криволинейные впадины (депрессии); 2) трог, формирующие обширный темный спиралеобразный рисунок на каждом из полюсов; 3) относительно ровная поверхность соответствующая верхней части переслаивающихся отложений; 4) эскарпы (крутые обрывы) в пределах переслаивающихся отложений; 5) выходящие на периферию выпуклые склоны; 6) воронки кратеров в области южных полярных отложений.

Каждому из полюсов присущи широкие замкнутые пространства, составляющие десятки километров в ширину, 2 км в глубину и около 500 км в длину. Это не просто долины, врезанные в отложения; трог в расположенных рядом отложениях практически параллельны этим депрессиям. Подобная связь говорит о некотором развитии трогов после начала формирования депрессии. Депрессии каждого из полюсов вскрывают нижележащие равнинные комплексы в их внешних участках. Депрессия каньон Северный (Chasma Boreale) берет начало в крутом эскарпе и включает в себя несколько других эскарпов глубиной от 200 до 400 м, расположенных в 100 км далее. Параллельно общему направлению депрессии каньон Южный (Chasma Australe) идет ярко выраженный рисунок ярдангов.

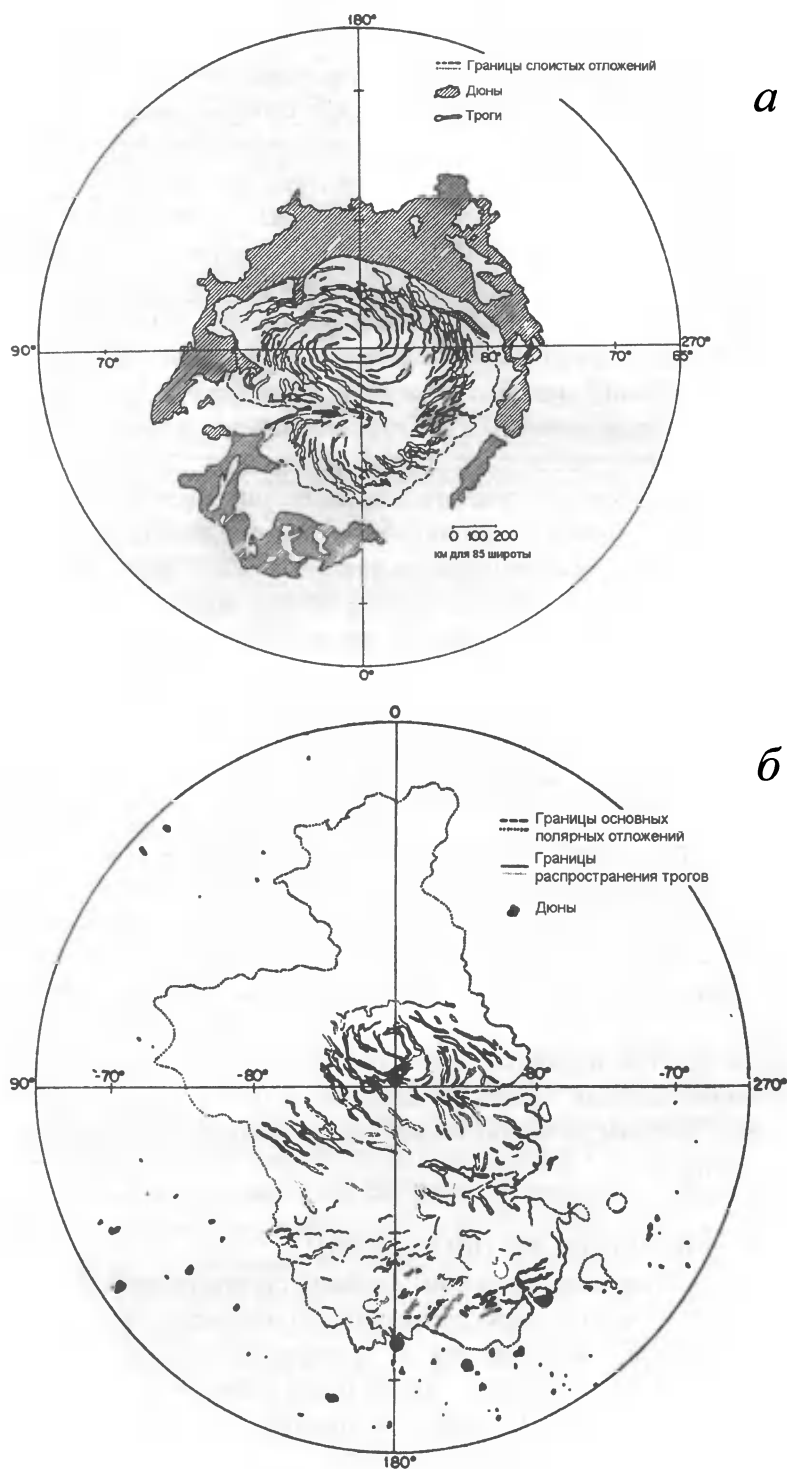


Рис. 5-18. Схема основных подразделений полярных отложений
 а – северные полярные отложения; б – южные полярные отложения

Самыми выдающимися чертами каждого из полушарий являются элементы нечетко выраженной спиралевидной формы (рис. 5-18). Они сформированы едва выраженными трогами; на склонах этих трогов, обращенных к экватору и оттаивающих в летнее время, обнажаются слоистые отложения. Несмотря на пересечение, в некоторых местах трог и идут практически параллельно друг другу; в среднем их ширина составляет около 10 км, а интервалы между ними – около 50 км. В южном полярном регионе трог простираются вплоть до областей, не содержащих остаточный лед. Обращенные к полюсу склоны трогов являются более пологими, нежели обращенные к экватору (уклон менее 5°), но достигают приблизительно той же высоты. В содержащих лед областях сглаженной равнины склоны трогов, обращенных к полюсу, имеют тенденцию так же сохранять остаточный лед.

На северном полюсе сглаженная равнина представлена невысокими волнообразными элементами рельефа, расстояние между которыми варьируется от 2 до 10 км. Гребни этих волнообразных образований криволинейны и почти всегда идут параллельно трогам, что говорит об их генетическом родстве.

Крутые (20–30°) аркообразные эскарпы, составляющие несколько сотен метров в высоту и до 50 км в длину, встречаются в двух линейных зонах северных полярных отложений. Возможно, они служат признаком стремительно развивающейся эрозии данных областей, в ходе которой образуется материал, в дальнейшем слагающий дюны.

Периферийные склоны отложений чаще всего являются выпуклыми, и при высоком разрешении изображения можно видеть, что переслаивающиеся отложения имеют четко выраженное основание, которое лежит на подстилающей равнине. В южном полярном регионе сомкнутые впадины, обнажающие подстилающую равнину, образованные в переслаивающихся отложениях, как правило, имеют выпуклые склоны и четкие контакты с нижележащими геологическими подразделениями.

В пределах кратерированной области впадины, как правило, имеют заостренный хребет, идущий по краю воронки, и вогнутые склоны, переходящие в относительно плоское дно (рис. 5-19). Их глубина достигает 1 км. При изображении с разрешением в 300 м видно, что их горизонтальные размеры варьируются в пределах десятков километров. Впадины встречаются по одной и группами. Для рельефа этой области также характерны хребты, похожие на обнаженные дайки.

Другие формы рельефа полярных отложений представлены: разнообразными ярдангами; серповидными образованиями, сформированными на поверхности гладкой равнины, принимаемыми за снежные дюны; нечеткими хребтами, идущими параллельно границе северных полярных отложений.

Стратиграфия полярных отложений

Полярные районы Марса представлены сложной стратиграфией. Можно выделить следующие подразделения: слоистые (переслаивающиеся) отложения и прилегающие к ним льды; разнообразные территории, находящиеся на периферии районов слоистых отложений. Северные и южные слоистые отложения гораздо более схожи между собой, нежели северные и южные периферийные районы. Слоистые отложения лежат поверх базального равнинного материала, который древнее них, сильно испещрен кратерами на юге и более молодой и сглаженный на севере. Остаточный лед залегает на слоистых отложениях обоих полюсов. Приблизительные границы слоистых территорий представлены на рисунке 5-20а и 5-20б.

Марсианские слоистые отложения PLD были впервые идентифицированы на снимках, полученных с космических аппаратов Mariner и Viking, где было интерпретировано более де-

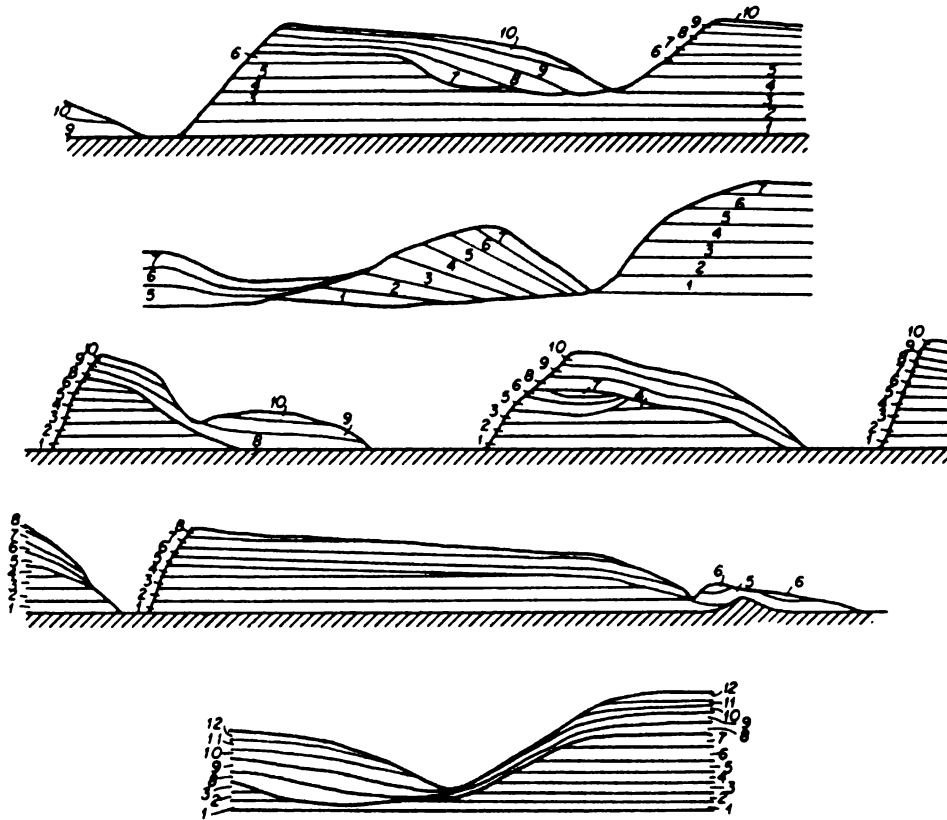


Рис. 5-19. Разные типы сложения трогов в северных слоистых отложениях

1, 2.....12 – порядковые номера слоев. Горизонтальный масштаб – в 1 см 20 км. Мощность отложений 300–500 м; полюс находится справа

сятка слоев с контрастирующим альбедо. Мощность отдельных слоев согласно разрешению доступных снимков около 10 м. Снимки высокого разрешения, полученные орбитальной камерой Mars Global Surveyor (MGS), показали, что слоистость прослеживается до максимального разрешения камеры, которое составляет несколько метров. Слоистые отложения являются самым четко выраженным подразделением полярных отложений. Льдонасыщенные слоистые отложения Южной полярной шапки Марса были исследованы с помощью Mars Advanced Radar, предназначенного для глубинного зондирования с орбитальной станции Mars Express. Сигнал радара проникает на глубину более 3,7 км. Для большей части территории отражение зафиксировано с временной задержкой, которая соответствует поверхности раздела между отложениями и субстратом. Энергия отражения сигнала от этой границы раздела показывает минимальное затухание, что указывает на поверхность, состоящую практически из чистого льда. Были построены топографические карты, карты базальной границы и карты мощностей слоистых отложений (рис. 5-21, вклейка). В 300 км от южного полюса наблюдается ряд захороненных депрессий. Карты мощностей показывают ассиметричное распределение отложений и наличие регионов с аномальной мощностью отложений. Подсчитанный общий объем отложений равен $1,6 \cdot 10^6 \text{ км}^3$, что эквивалентно примерно 11 метрам общей толщины слоя воды.

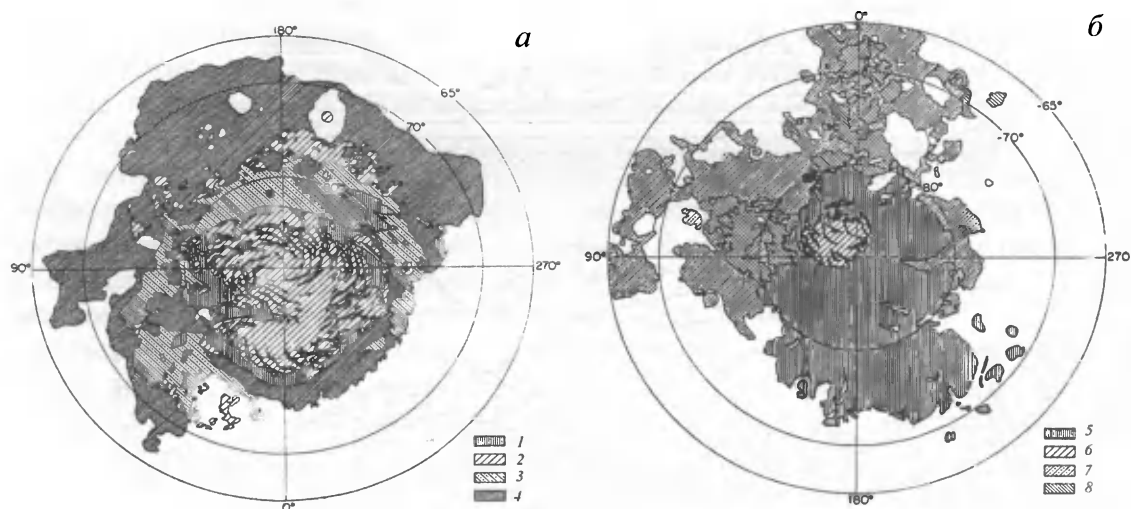


Рис. 5-20. Характер полярных отложений по данным [Tanaka, Scott, 1987]

а – северная полярная область: 1 – остаточный лёд; 2 – слоистые отложения; 3 – дюны полулунной и линейной форм соответственно; 4 – покровный материал; *б* – южная полярная область: 5 – остаточный лёд; 6 – слоистые отложения; 7 – территория с поверхностью, меняющейся от сглаженной до кратерированной; 8 – несортированный материал

Полярные регионы Марса покрыты часто- и тонкослоистыми отложениями, в которых записана климатических вариаций в течение неизвестного периода времени [Kieffer et al., 1992]. Хотя точный состав отложений не известен, предполагается, что они преимущественно состоят из льда H_2O и представляют собой крупнейший резервуар воды на планете [Smith et al., 2001]. Сравнение топографических карт, полученных Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA) на MGS показали, что северные PLD (NPLD) и SPLD похожи в общих чертах морфологии и мощностей [Smith et al., 2001]. NPLD и SPLD при первом приближении имеют коническую форму диаметром примерно 1000 км с максимальным поднятием рельефа над окружающими террасами примерно 3,5 км. Несмотря на то, что взаимосвязь слоистости с климатическими вариациями не совсем ясна, предполагается, что ритмическая природа отложений связана с осцилляциями орбитальных параметров Марса [Toon et al., 1980]. Вариации альбеда между слоями, скорее всего, вызваны изменяющимися пропорциями льда и пыли. Степень смешения льда и пыли не может быть измерена совершенно точно, основываясь только на оптических данных. Однако было показано, что для наблюдаемого понижения альбеда чистого льда нужна небольшая фракция пыли (<10%) [Kieffer, 1990].

Существенная информация о слоистых отложениях была получена с помощью многочастотного орбитального зондирующего радара MARSIS, работающего в двухчастотном режиме с частотами, центрированными на 3,0, 4,0, или 5,0 МГц [Picardi et al., 2004]. Сигналы MARSIS проникают к основаниям отложений, что составляет по подсчетам около 1,8 км глубины в самой мощной области наблюдений – у внешней границы отложений. Очень слабое затухание сигналов MARSIS в отложениях NPLD означает, что они содержат всего несколько процентов пыли, смешанной с чистым льдом. Ниже NPLD основная граница остается горизонтальной. Это указывает, что деформация, вызванная весом отложений, не превышает подсчитанную границу в несколько сотен метров и что литосфера в этой части планеты достаточно мощная [Picardi et al., 2005].

При обычном наблюдении MARSIS над SPLD (рис. 5-22, вклейка) отражение от поверхности разделяется на две протяженные трассы по мере продвижения корабля над границей отложений. Поверхность трассы соответствует профилю, ожидаемому при съемке топографии MOLA. Нижняя граница интерпретирована как граница между основанием льдонасыщенных отложений и преимущественно литологических отложений. Эта граница зафиксирована ниже большей части SPLD, хотя местами ее характер становится прерывистым, неявным или полностью отсутствует. Сильное отражение сигнала от базальной границы указывает на очень низкие значения поглощения внутри SPLD. Если отложения предположительно состоят из «грязного» водного льда, перекрывающего базальтовый субстрат, полученные эффективные значения тангенса угла потерь для отложений SPLD составляют от 0,001 до 0,005. Это соответствует водному льду с содержанием пыли от 0 до 10% [Heggy et al., 2006]. В целом на протяжении всего участка SPLD значения отраженного сигнала от поверхности и глубинных слоев характерны для чистого льда с практическим отсутствием примесей. Область с ярким отражением проявляется в районе между участком с наиболее мощной толщей отложений SPLD (~3,7 км) и прилегающей окраиной от 310 до 0° в.д. (рис. 5-23, вклейка).

Считается маловероятным, что этот эффект может быть результатом наличия жидкой фазы воды, так как эти проявления наблюдаются ниже участков SPLD с наиболее низкими температурами на поверхности Марса [Clifford et al., 1987]. Слабое поглощение сигнала, которое характерно для низких температур льда, также опровергает возможный эффект протаивания. Тем не менее, по мнению [Picardi et al., 2005], нельзя совершенно отвергнуть наличие необычных термических условий или необычного состава в этих аномально ярких областях.

Полярные льды

Слоистые отложения локально перекрываются остаточными льдами, а также сезонно покрываются слоем углекислоты CO₂.

Остаточные льды в северном и южном полярных регионах различаются по форме залегания на слоистых отложениях и по составу (как минимум за период последних лет наблюдения). В северном регионе они покрывают слоистые отложения практически полностью, а в южном – значительно меньшую часть. Вечные льды южного полюса расположены не по центру, а смещены на 2–3°. На обоих полюсах локальное покрытие льда частично контролируется углом наклона поверхности; склоны, освещаемые солнцем, имеют больше шансов освободиться ото льда.

Данные, полученные во время миссии Viking, показывают, что остаточный лед на Северной полярной шапке состоит из замерзшей воды. Альbedo льда с учетом примесей небольшого количества пыли и других темных обломков составляет приблизительно 43%. На южном полюсе ситуация гораздо сложнее; по крайней мере, последние годы остаточный лед состоял из CO₂. Мощность остаточных льдов на северном полюсе не определена. Сложно судить отдельно о мощности остаточных льдов, не зная, могут ли они переходить в нижележащие слоистые отложения или нет. По полученным данным термического анализа, северная шапка остаточного льда сложена чистым льдом, но никакой информации о включениях пыли или горной породы эти данные не дали. Южные остаточные льды вполне можно отличить от уплотненных слоистых отложений.

Сезонные шапки замерзшего CO₂ простираются далеко за пределы слоистых отложений и достигают нескольких десятков граммов на 1 см² за зиму. Сезонный рост и уменьшение ледяных шапок, как правило, повторяются каждый год, но в течение года могут произойти изменения. Особенно интересным аспектом в уменьшении сезонной ледяной шапки является то, что

отложения материала могут удерживаться локально на протяжении достаточно длительных периодов уже после исчезновения основной массы льда. Эти локальные ледяные отложения связаны с наличием ударных кратеров и других топографических особенностей. Сезонные льды северного полюса менее мощные, чем южного, возможно, из-за более ровного рельефа поверхности.

Периферийные отложения

Следующие три подразделения залегают около либо на поверхности отложений, описанных выше: 1) область крупных обломков на севере; 2) дюны на обоих полюсах; 3) разнообразные равнинные комплексы на юге. За исключением вполне определяемой морфологии дюн, эти подразделения сложно классифицировать, что привело к разнообразным картографическим интерпретациям. На рисунке 5-24 (вклейка) представлена доминирующая интерпретация.

Территории, покрытые обломками, окружают слоистые отложения северного полюса, доходя до средних широт. Под слоем обломков частично захоронены ударные кратеры; внешальная глубина этого слоя менее 200 м. Обломочный слой достаточно сглаженный. Контакты между ним и слоистыми отложениями достаточно сложны. В некоторых обнажениях обломочный слой залегает на слоистых отложениях несогласно, в то время как в других местах они плавно переходят друг в друга.

Отложения, окружающие переслаивающиеся материалы южного полюса, несогласно залегают на кратерированной территории и являются более массивными, чем на севере. Происхождение этих образований варьируется от вулканогенного до эолового; следовательно, взаимосвязи со слоистыми отложениями едва выражены. Материалы, расположенные на периферии переслаивающихся отложений южного полюса, классифицируются как равнинные комплексы и кратерированные области [Plaut et al., 1988]. Равнинные комплексы практически совпадают с формацией гряды Аргента (*Dorsa Argenta*), выделенной К. Танака и Д. Скоттом [Tanaka, Scott, 1988] (рис. 5-24, вклейка), они характеризуются редкими ударными кратерами и относительно гладкой поверхностью с несколькими хребтами.

Кратерированная область не была отдельно выделена К. Танака и Д. Скоттом, в отличие от Дж. Плаута, но включена в выделяемые ими подразделения (Hdl, Hdu и HNu на рисунке 5-24, вклейка). Она расположена между 340 и 100° з.д. и между 70 и 80° с.ш. и составляет большую часть южной поверхности, не изъеденной трогами. Эти отложения характеризуются сглаженной поверхностью, разбитой нерегулярными впадинами с крутыми краями.

Дж. Плаут с коллегами обнаружил, что кратерированная область перекрывает равнинные комплексы. Они так же выявили, что данная область, в свою очередь, подстилает переслаивающиеся отложения, которые существенно моложе. Мощность кратерированной области можно определить исходя из глубины впадин, обычно составляющей от 500 до 1000 м.

Дюны хорошо просматриваются в обоих полярных регионах. На севере полярные отложения буквально окружены дюнами, залегающими на гладкой равнине. На юге дюны, расположенные вблизи полюса, концентрируются и сохраняются внутри ударных кратеров или внутри других впадин. Эти дюны занимают значительно меньшую площадь, нежели на севере, но имеют существенно большую мощность.

Очевидно, что и на севере, и на юге одним из источников материала для образующихся дюн являются переслаивающиеся отложения. На севере дюны имеют вполне опознаваемые источники среди переслаивающихся отложений и расположены вблизи крутых эрозионных обрывов. На юге источниками дюн, скорее всего, являются сомкнутые впадины в переслаивающихся отложениях.

5.3.2. Состав и формирование полярных шапок

Марсианские PLD впервые идентифицированы на снимках, полученных с космических аппаратов Mariner и Viking, где были интерпретированы более десяти слоев с контрастирующим альбедо. Мощность отдельных слоев согласно разрешению доступных снимков около 10 м. Снимки высокого разрешения, полученные орбитальной камерой MGS, показали, что слоистость прослеживается до максимального разрешения камеры, которая составляет несколько метров [Malin, Edgett, 2001].

В 1986 г. для оценки плотности северных отложений М. Малин использовал гравитационные и топографические данные. Он установил, что эта величина составляет 1 г/см^3 ($\pm 0,5 \text{ г/см}^3$). С вероятностью в 50% можно говорить о существовании ряда комбинаций пыли, песка и льда в их составе.

Фотометрические данные свидетельствуют, по-видимому о наличии компонентов красной пыли на обоих полюсах. Образец таких данных, полученных с борта Viking для северных полярных отложений, приведен на рисунке 5-25. На нем отбиваются остаточные льды и дюны. Фотометрический метод позволяет в определенной степени их идентифицировать по отношению, например, к темным дюнам, встречающимся в низких широтах, и пыли. Разные отражающие спектры и изменение цвета предположительно возникают благодаря примесям

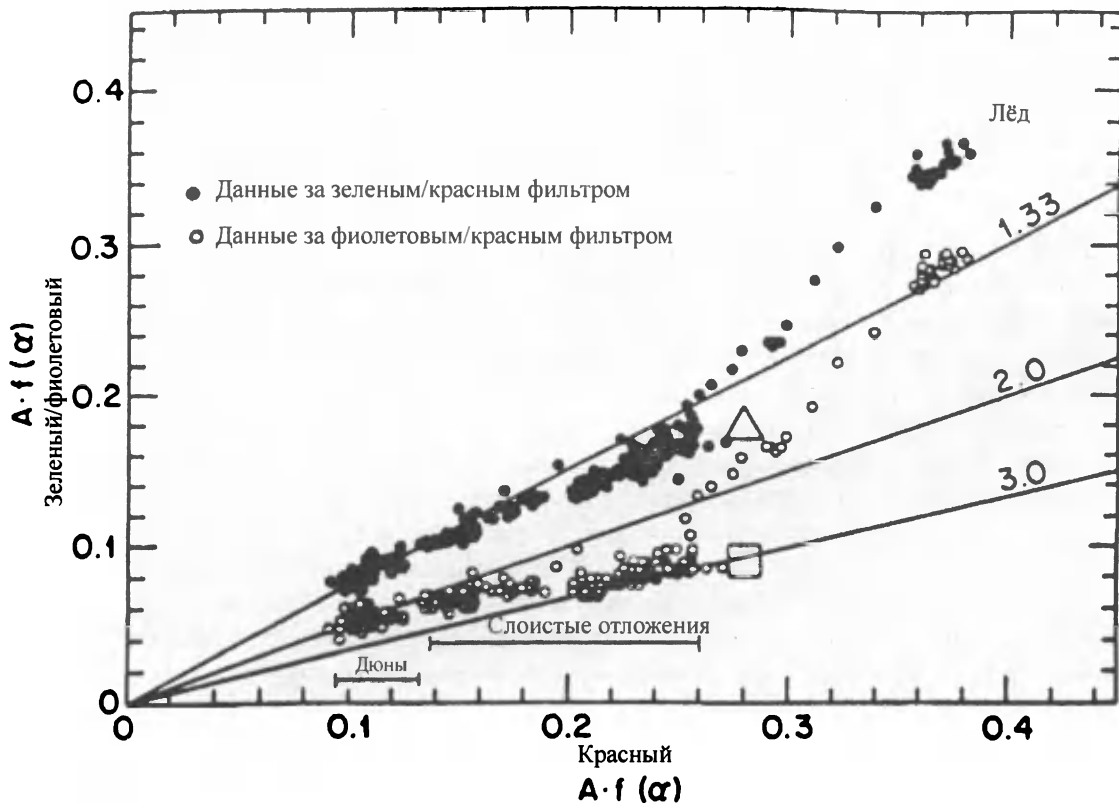


Рис. 5-25. Данные фотометрического анализа северных полярных отложений

Сплошные линии характеризуют отражающую способность поверхности при использовании красного фильтра; треугольник и квадрат характеризуют отражающую способность покрытой пылью поверхности при использовании зеленого и фиолетового фильтра, соответственно

темного материала, характерного для многочисленных дюнных полей Марса, находящихся за пределами четкой видимости. Так, переслаивающиеся отложения можно сравнить с типичной «красной» пылью с примесями другой, более темной компоненты.

Несмотря на то, что величины альbedo переслаивающихся отложений и пыли схожи, это не означает, что слои состоят в основном только из пыли. Альbedo смеси из пыли и льда близко к величине альbedo чистой пыли, даже если в ней преобладают очень мелкие фракции, а размер кристаллов льда существенно больше зерен пыли. Поверхностный материал может также являться остаточным продуктом эоловых процессов, процессов сублимации льда и кристаллизации. Вероятность смешивания темного песка или темной пыли с пылеватыми частицами разного цвета также осложняет интерпретацию данных по альbedo ледяной фракции.

В целом цвета и величины альbedo дюн обоих полярных регионов схожи. Их альbedo составляет около 2%. Это существенно отличается от величины альbedo яркой пыли, которая, вероятнее всего, содержит глинистые частицы, оксиды железа, придающие ей красноватый оттенок.

Дюны сложены, предположительно, выветрелыми базальтовыми частицами. Песчаная фракция дюн может состоять из агломераций кричных минералов, таких как магнетит.

Существенную роль в образовании наблюдаемого состава полярных дюн могут играть и седиментационные включения. Если дюны являются образованиями агломераций мелкозернистых частиц, принесенных в полярные районы в виде суспензии, тогда история их формирования схожа с историей образования красной пыли. Если же они сложены плотным базальтовым песком, тогда они, возможно, были перенесены к полюсам во время формирования переслаивающихся отложений.

Ветровой режим в прошлом, вероятно, отличался от современного. Созданный ветром в области переслаивающихся отложений рельеф поверхности в настоящее время говорит о существовании лишь исходящего потока.

Формирование полярных отложений

Основной вопрос, касающийся происхождения полярных отложений, заключается в том, какова взаимосвязь слоистых отложений и накоплений пыли и льда. Иными словами, являются ли шапки остаточного материала лишь вершинами слоистых полярных отложений либо чем-то абсолютно отличным от них?

Годовые преобразования отложений льда и пыли включают в себя конденсацию, осаждение, сублимацию и нормализацию кристаллов льда, а также, возможно, миграцию частичек пыли во лед. Одним из ключевых моментов является изменение кристаллов водного льда. Возможно, небольшие изменения происходят, когда сезонная шапка CO_2 сдерживает температуру в пределах 145K; после потери CO_2 температура может подняться выше 200K и спровоцировать сублимацию и рост кристаллов в приповерхностных областях. В течение одного марсианского года по одной из предполагаемых моделей в ходе процесса сублимации и аккумуляции кристаллы водного льда могут достигать нескольких десятков микрон в диаметре. Большая практическая значимость этого прогноза, касающаяся остаточного льда и слоистых отложений, заключена в том, что существенное увеличение зерен льда по сравнению с частицами пыли отражается на альbedo – величина альbedo отложений приближается к величине альbedo чистой пыли. Величина альbedo остаточных льдов составляет 40–50%, слоистых отложений – 20%, а чистого льда – больше 90%. Если данная модель верна, согласно средней величине альbedo шапки остаточных отложений, ее состав может включать: 1) очень чистый древний лед; 2) молодой мелкозернистый лед с умеренным содержанием пыли; 3) отложения,

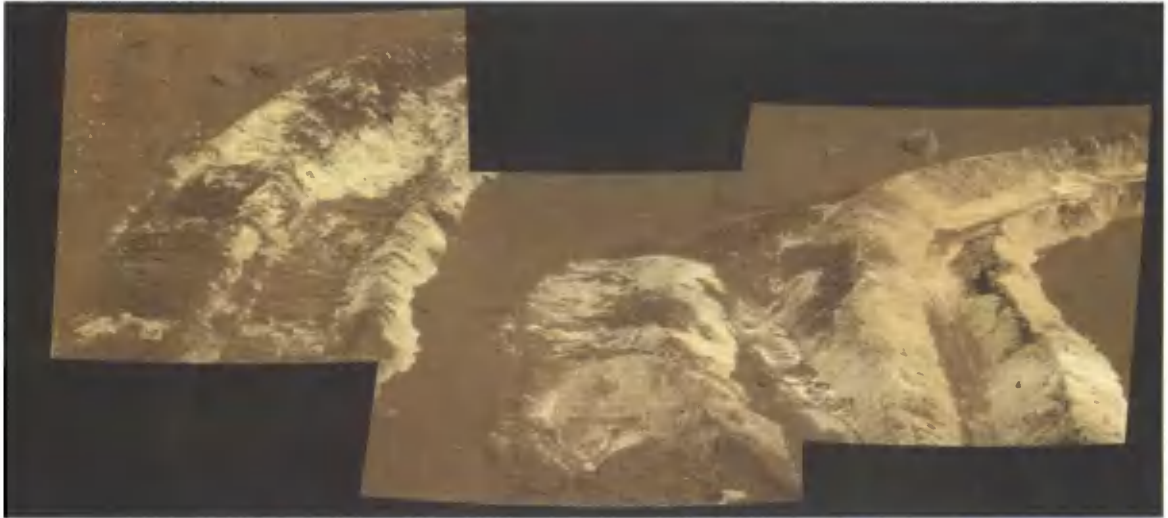


Рис. 5-3. Фрагменты рельефа поверхности

Поверхность, сложенная песчаной, двухкомпонентной по составу, фракцией пород, в районе кратера Гусева (снимок Sol788A_P2396_L257atc-A788R1 NASA/JPL-Caltech/Cornell)



Рис. 5-10. Полигональный рельеф южной части Земли Виктории, Антарктида [Sletten, Hallet, 2003]

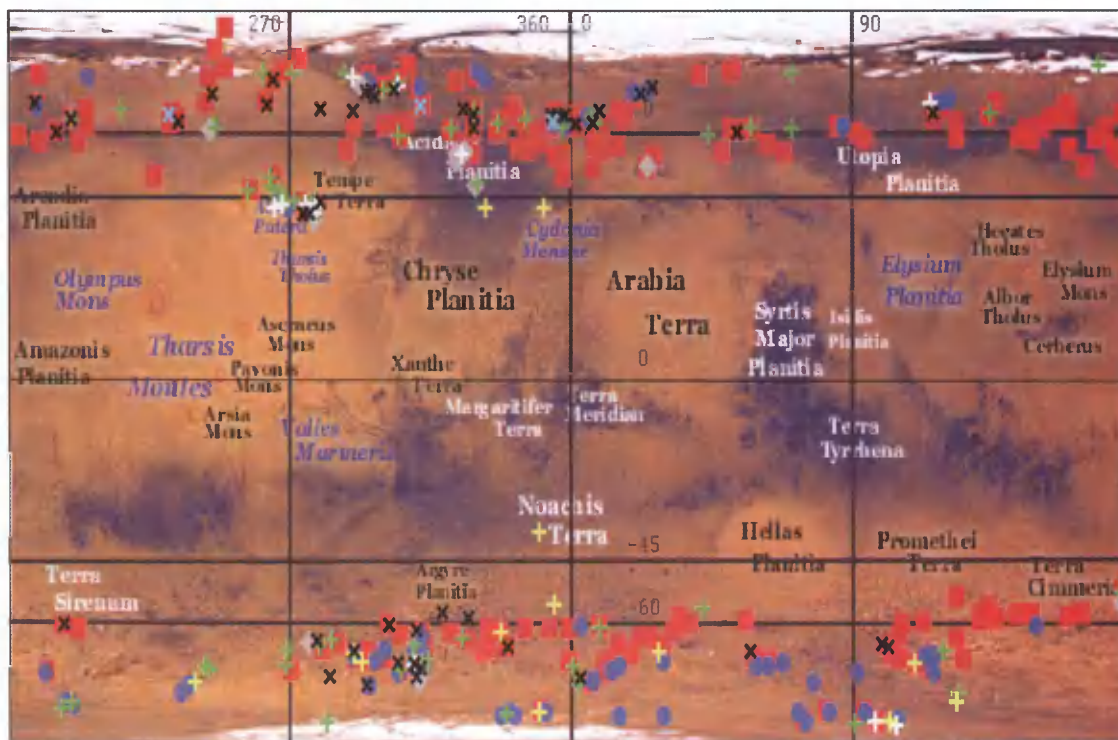


Рис. 5-11. Карта распространения полигонального рельефа [Kuzmin, Komarov, Isaev, 2003]

-  – тип 1.1 – регулярные сети с мелкими полигонами с высокой центральной частью (бугристые «кнобы» образования)
-  – тип 2.1 – неправильная сеть разномасштабных полигонов с ортогональной и гексагональной структурой пересечения
-  – тип 3.1 – крупноразмерные полигональные сети с ортогональными и гексагональными структурными элементами
-  – тип 3.2 – крупноразмерные ортогональные и гексагональные полигональные сети с явными «валиками» по обеим сторонам трещины
-  – тип 3.3 – крупноразмерные полигональные сети с прямоугольными полигонами, расположенными радиально от центра ударного кратера
-  – тип 4.1 – сеть полигонов с полностью эродированной центральной частью
-  – тип 4.2 – сеть полигонов с элементами сублимации по элементам полигональной сети
-  – тип 4.3 – сеть сильно эродированных полигонов – палеополлигоны

a

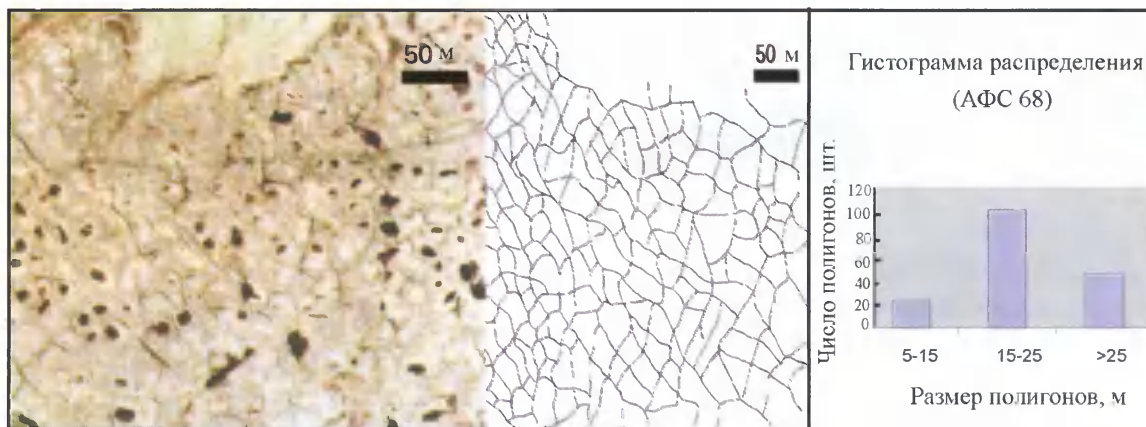


Рис. 5-13. Примеры морфометрической и статистической обработки аэрофото- и космоснимков земных и марсианских полигональных сетей, проведенной по единой методике [Исаев, 2005]

a – аэрофотоснимок Тазовского полуострова № 68; *б* – аэрофотоснимок Тазовского полуострова с характерным типом развивающейся полигональной сети; *в* – аэрофотоснимок Тазовского полуострова с характерным типом деградирующей полигональной сети; *г* – аэрофотоснимок № 86 Тазовского полуострова с выраженным смешанным типом полигонального рельефа; *д* – марсианский полигон с валиками по краям трещин полигональной сети. Слева сверху – снимок МОС 3-150, 65,53° с.ш., 312, 44° з.д.; справа сверху – полигональная сеть; снизу – статистическая обработка распределения по размерам полигонов; *е* – ортогональный полигональный микрорельеф на равнине Утопия, Марс. Фрагмент снимка МОС МО2-02863, 43,50° с.ш., 269,3° з.д.; *ж* – пример морфометрической обработки марсианских полигонов с крупной полигональной сетью. Снимок МОС МО0-00602, 65,70° с.ш., 231,98° з.д.; *з* – пример морфометрической обработки марсианских полигонов с мелкоразмерной полигональной сетью. Снимок МОС МО3-04614, 64,39° ю.ш., 107,61° з.д.; *и* – пример морфометрической обработки марсианских полигонов с крупноразмерной полигональной сетью, расположенных внутри кратера (желтые точки – 4-лучевые пересечения сети, синие – 3-лучевые пересечения сети). Участок снимка МОС R11-04544, 62,94° ю.ш., 281,53° з.д.) (по данным [Abramenko, Kuzmin, 2004])

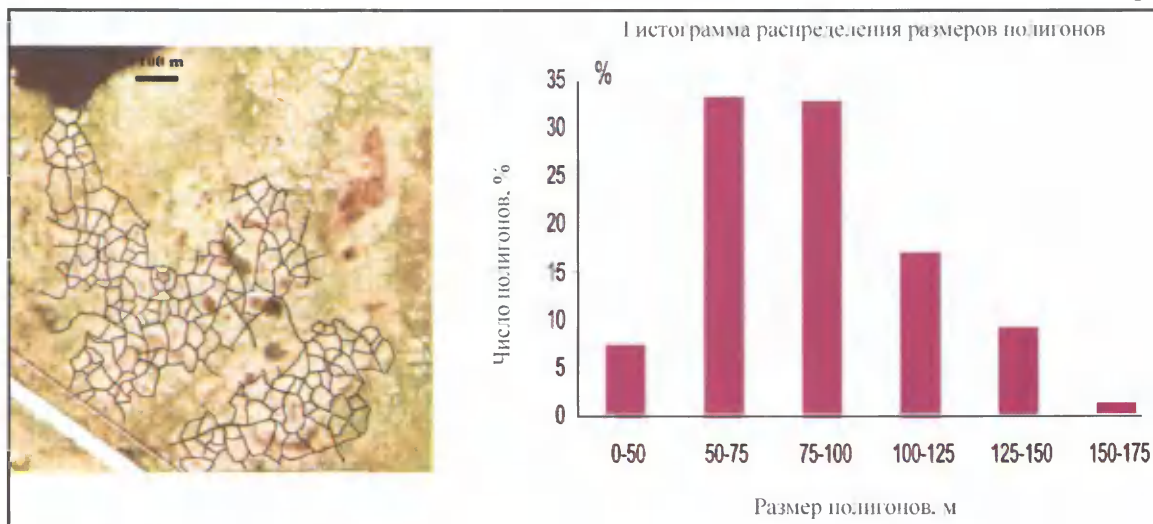
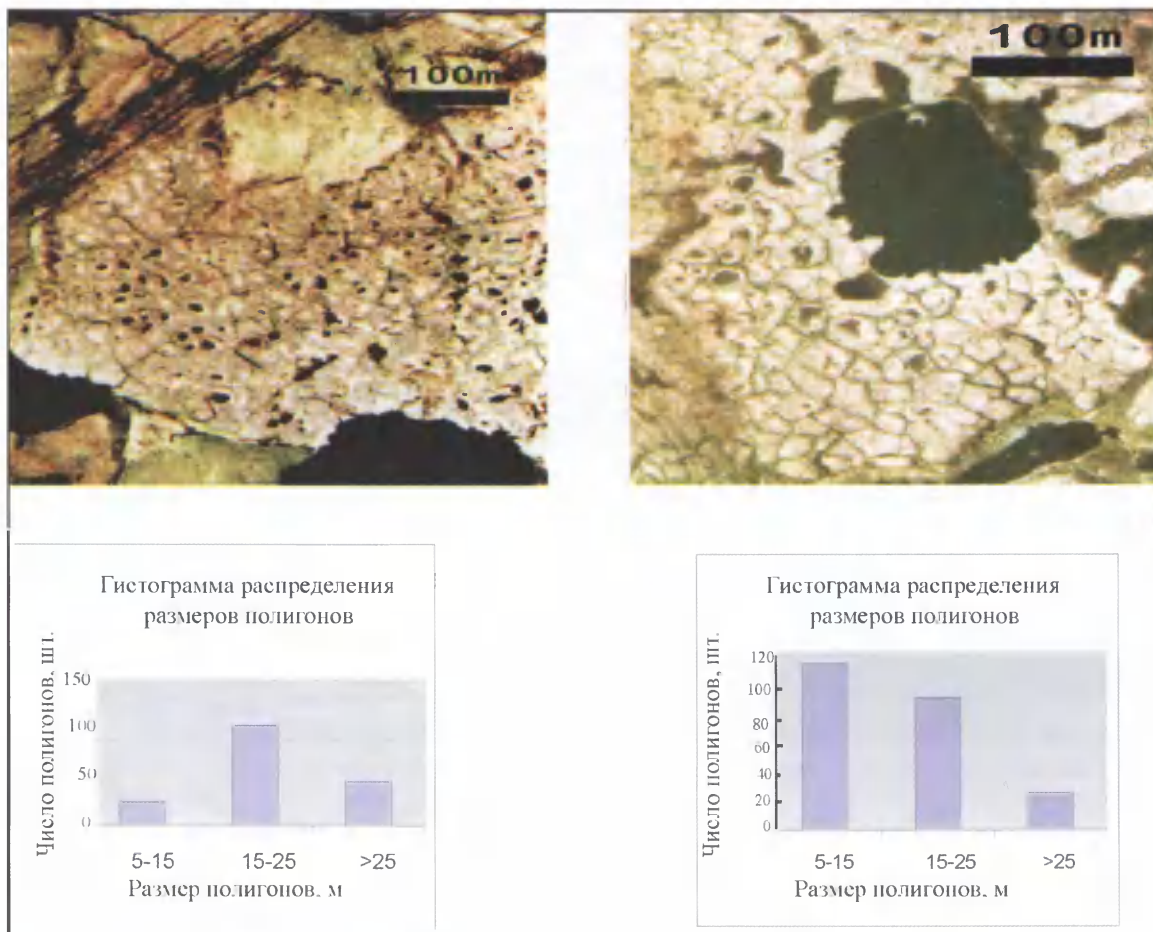
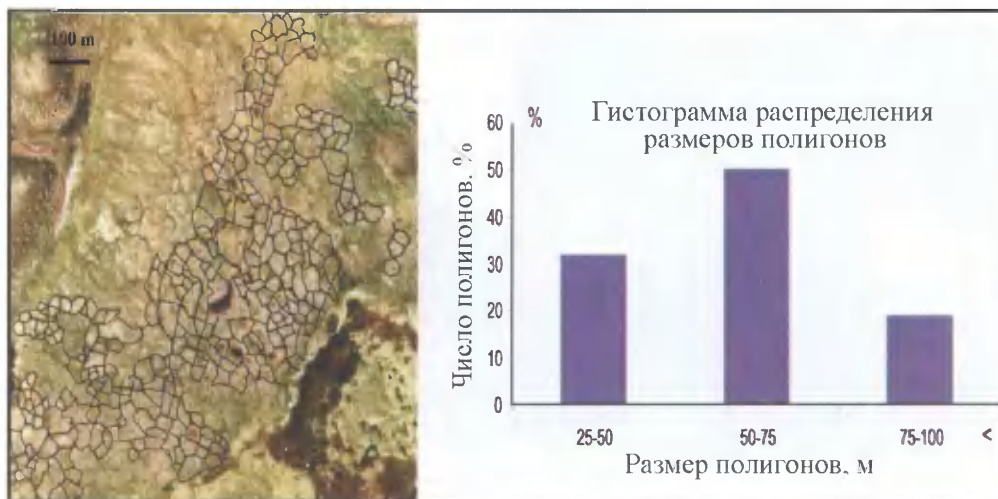
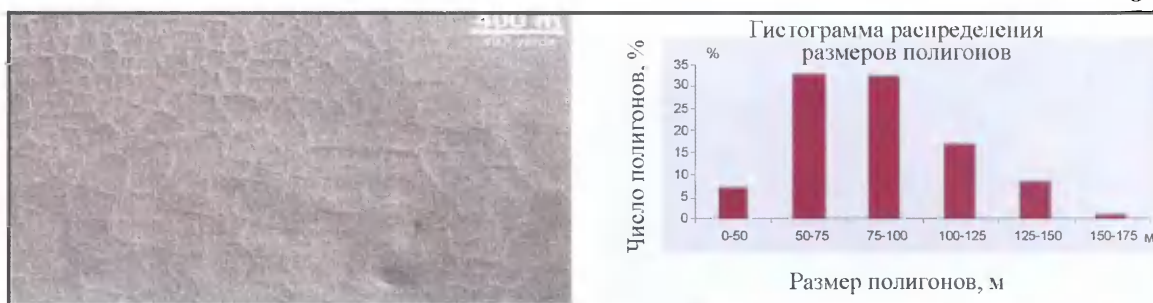


Рис. 5-13 (продолжение)

с



д



е

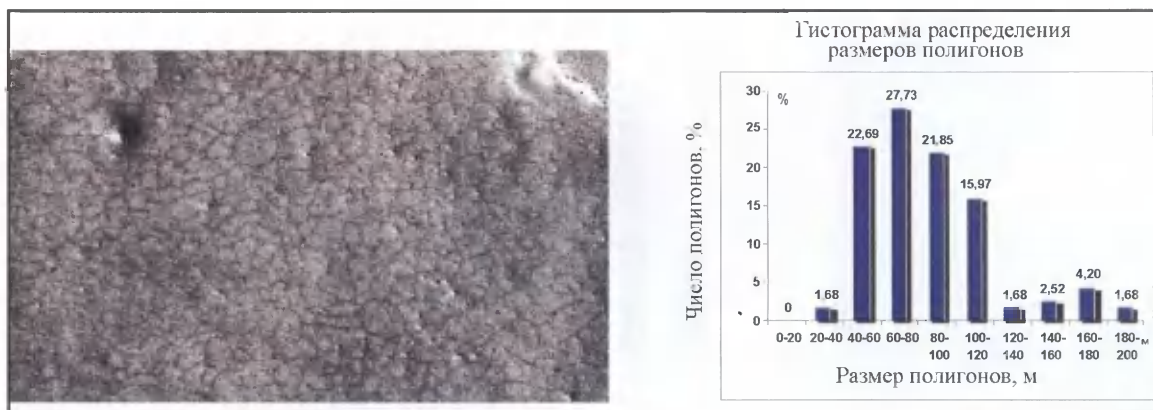
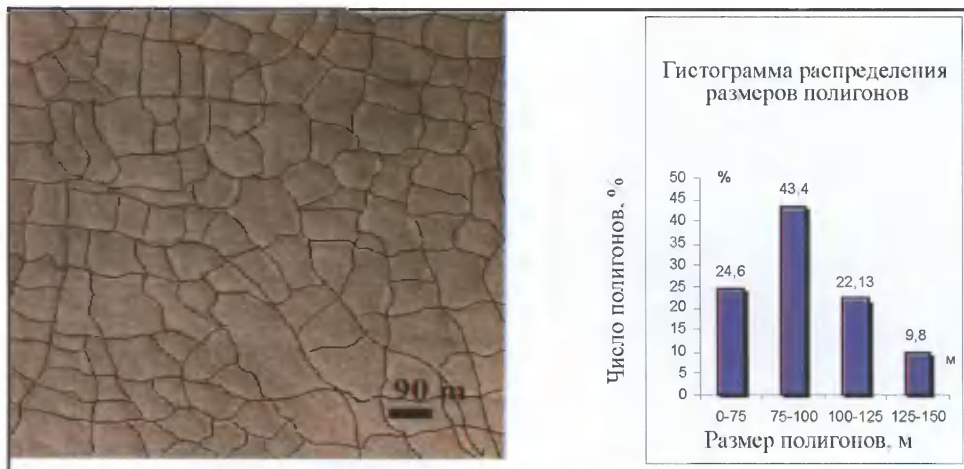
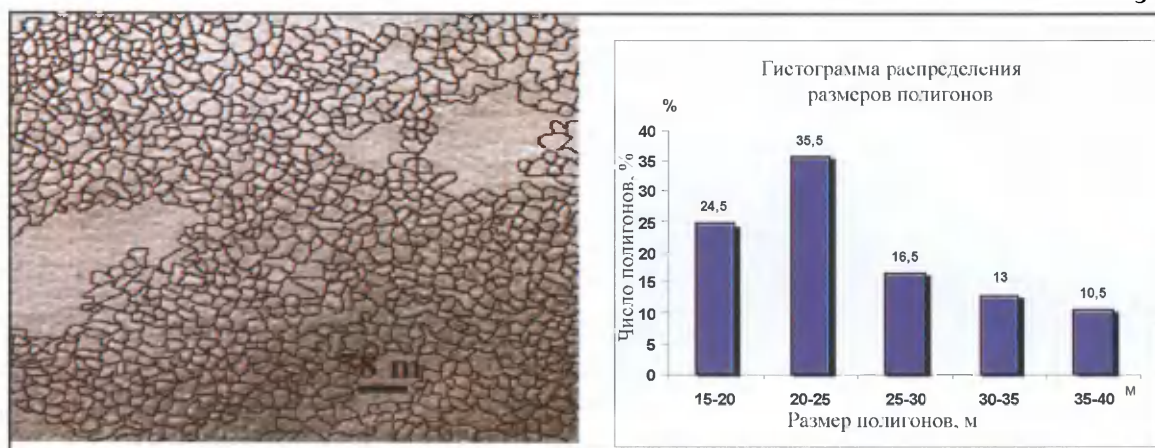


Рис. 5-13 (продолжение)



3



и

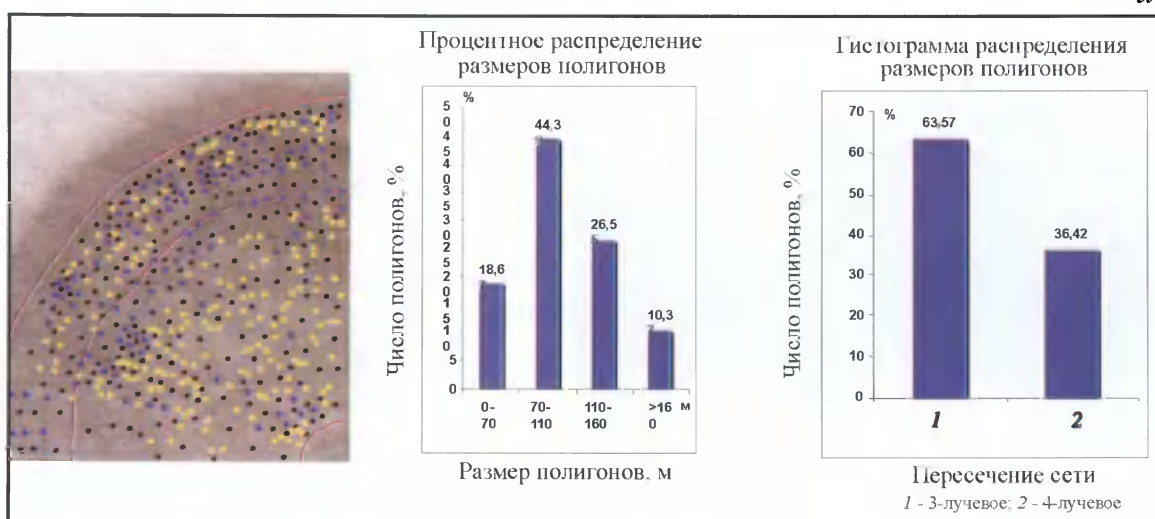


Рис. 5-13 (окончание)

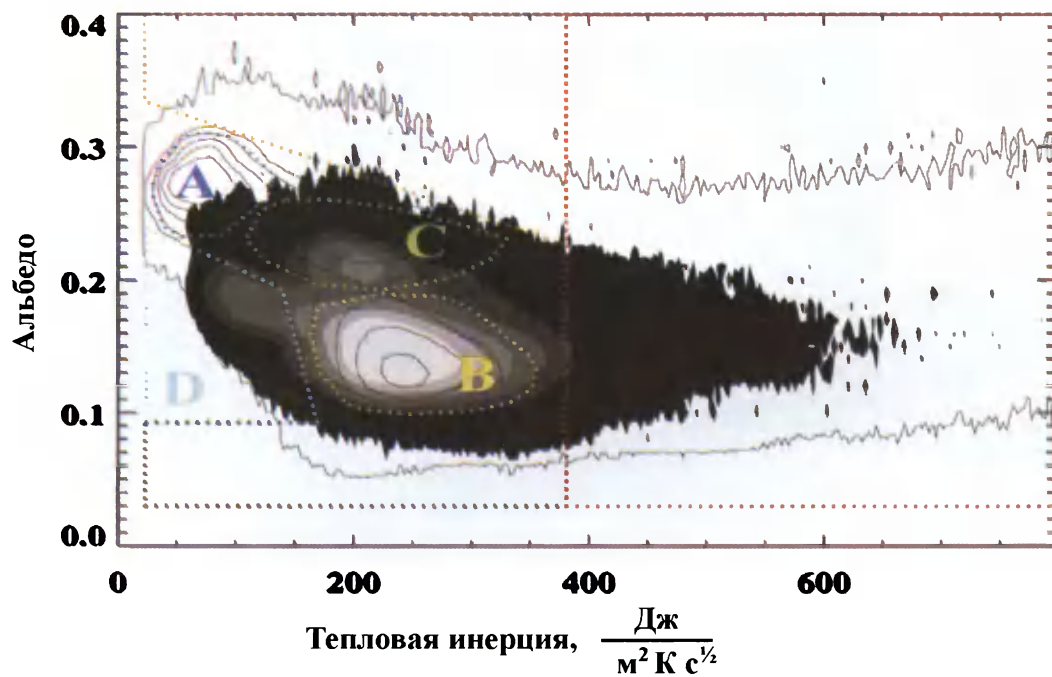


Рис. 5-14. Пример обработки данных по типизации территории [Putzig et al., 2003]

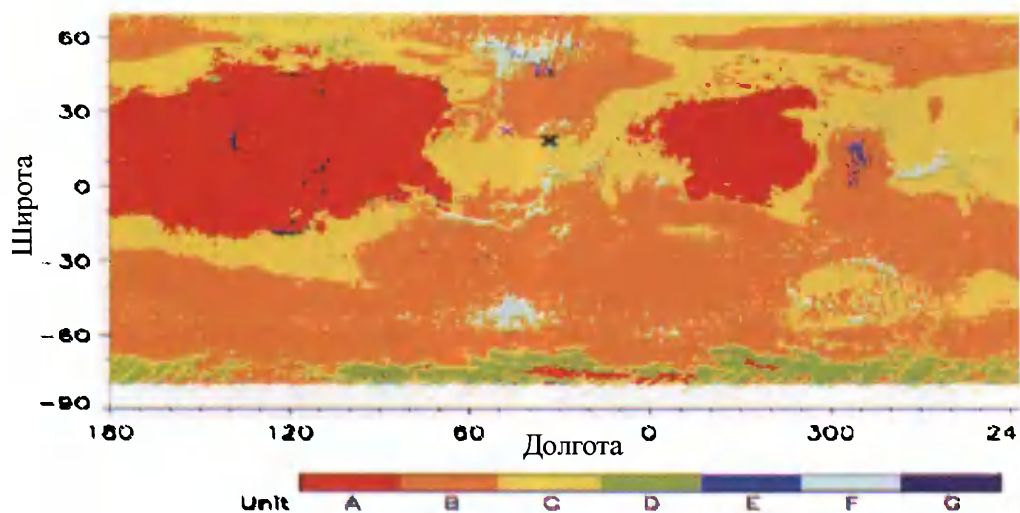


Рис. 5-15. Карта распространения типов поверхности Марса в координатах «альbedo – тепловая инерция» [Putzig et al., 2003]

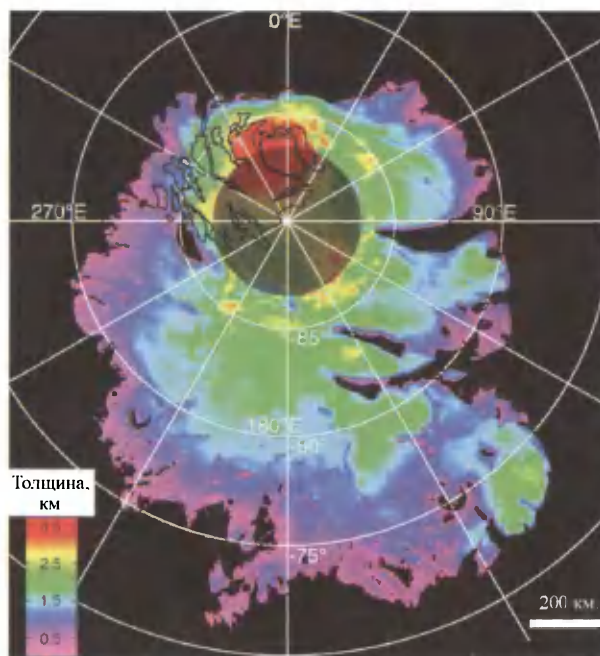


Рис. 5-21. Карта мощности SPLD, составленная на основе данных MARSIS и топографии MOLA [Plaut et al., 2007]

Аномально мощный участок обнаружен внизу справа. Наиболее мощные отложения приурочены к высочайшим поднятиям SPLD (красные участки около вершины полярной шапки) и в связи с приполярными депрессиями

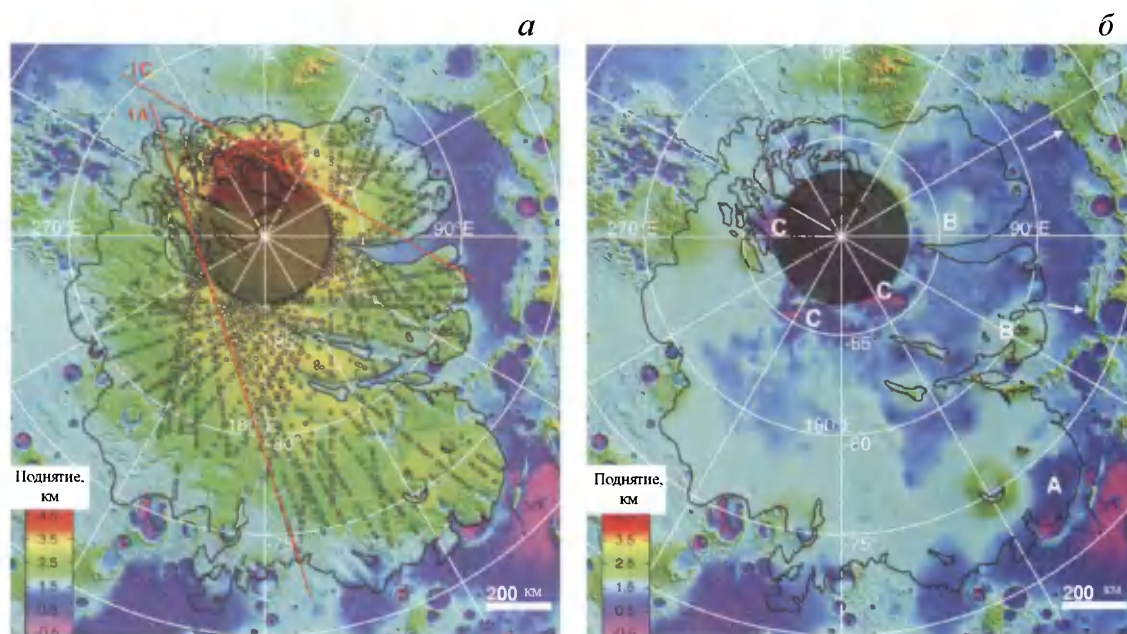


Рис. 5-22. Топография южной полярной области Марса (а и б) по данным MGS MOLA [Plaut et al., 2007]

Положение линий измерений мощности SPLD при помощи MARSIS обозначено полыми кружками. Черной линией показана граница SPLD, красными линиями – положение наземных профилей разрезов. На рисунке б отображена топография дна SPLD, основанная на данных MARSIS: А – депрессия в периферийной зоне SPLD, В – повышения рельефа внутри остаточной части бассейна Prometheus (показан стрелкой); С – депрессия внутри полярной области

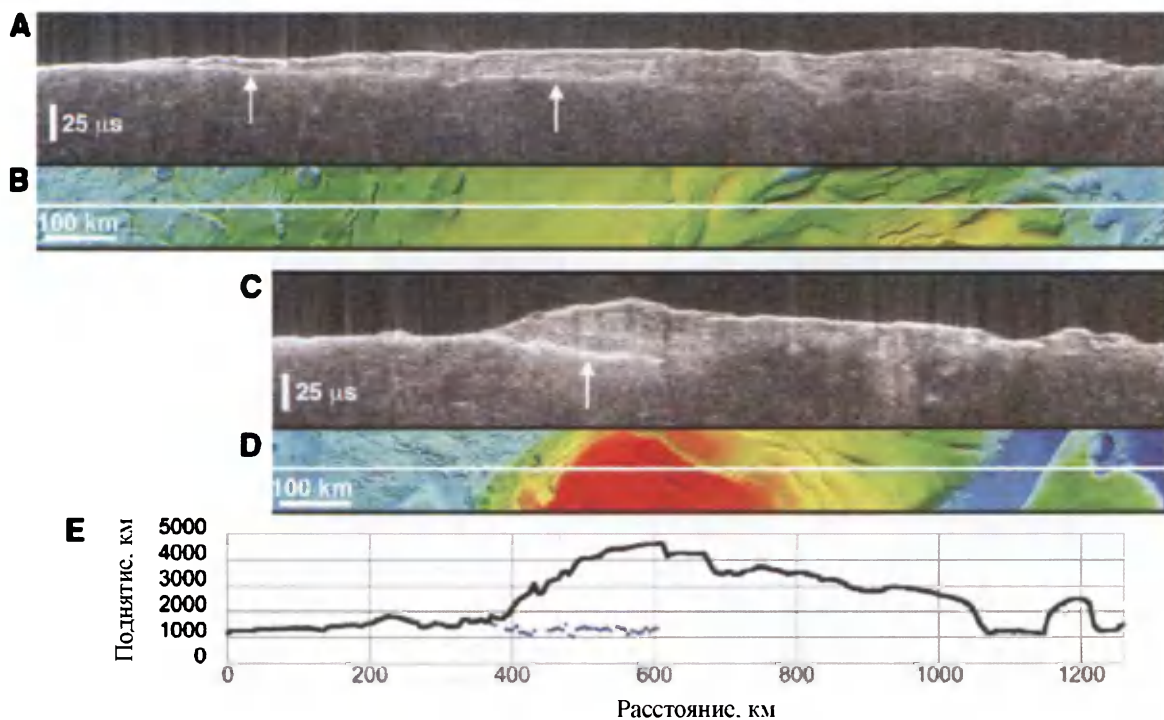


Рис. 5-23. Распределение мощности SPLD, отражающее асимметрию подстилающей поверхности южного полярного полюса

Отмечено мощнейшее отклонение зон от полюса в районе 0° в.д.; установлена гораздо более протяженная, но менее мощная зона с центром в районе 180° в.д. [Plaut et al., 2007]

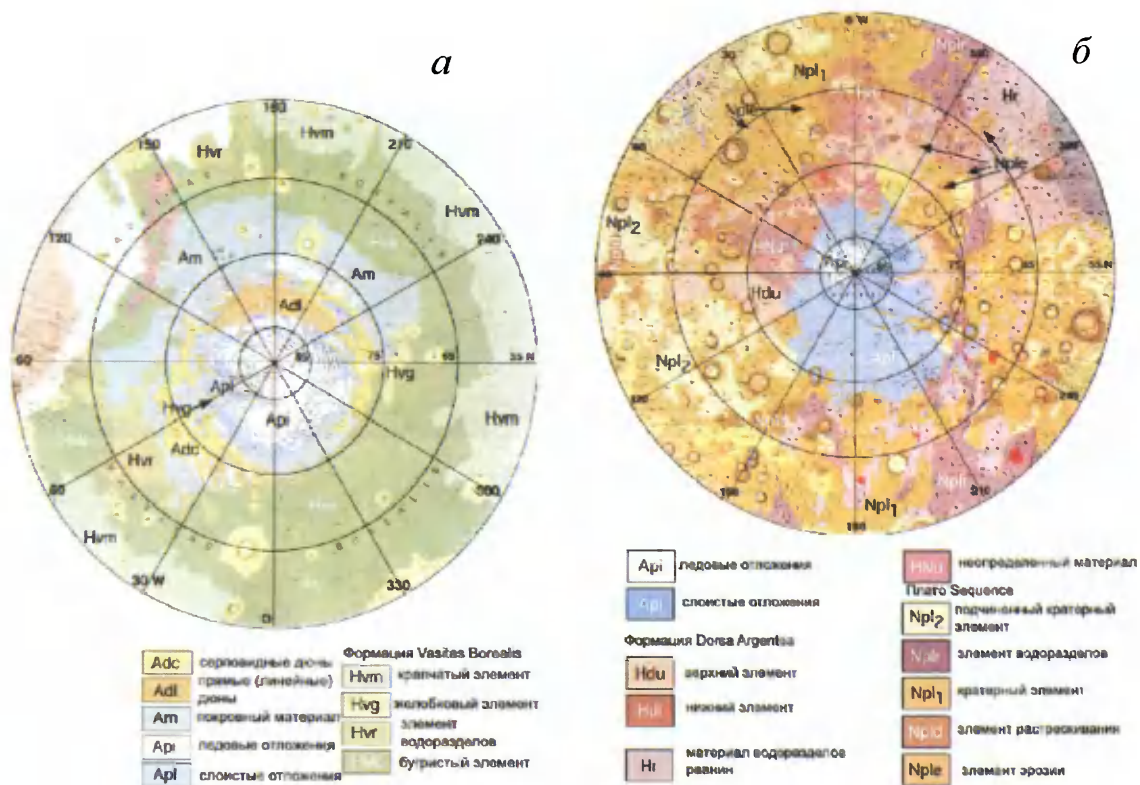


Рис. 5-24. Геологическая карта Северной (*а*) и Южной полярных шапок (*б*) [Tanaka, Scott, 1987]

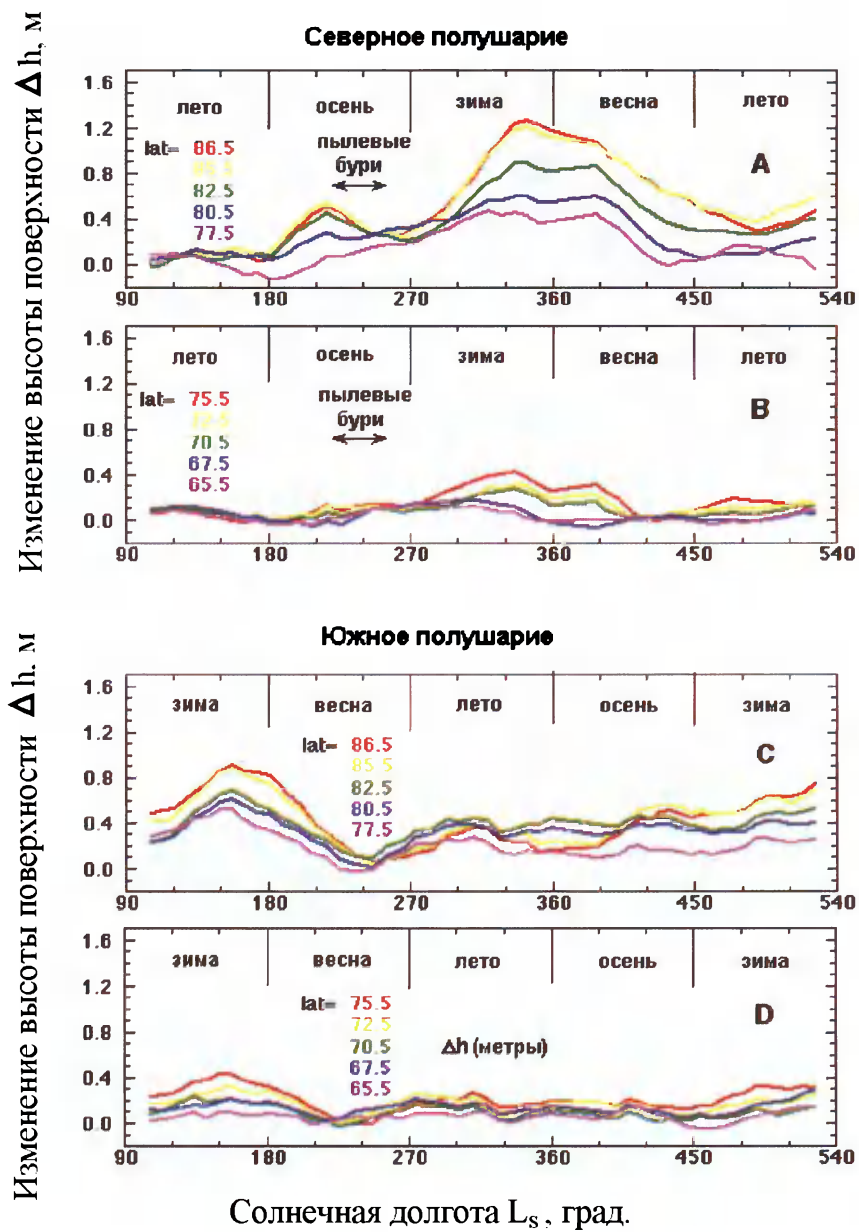


Рис. 5-26. Широтные профили изменения высоты поверхности полярных шапок в разное время года

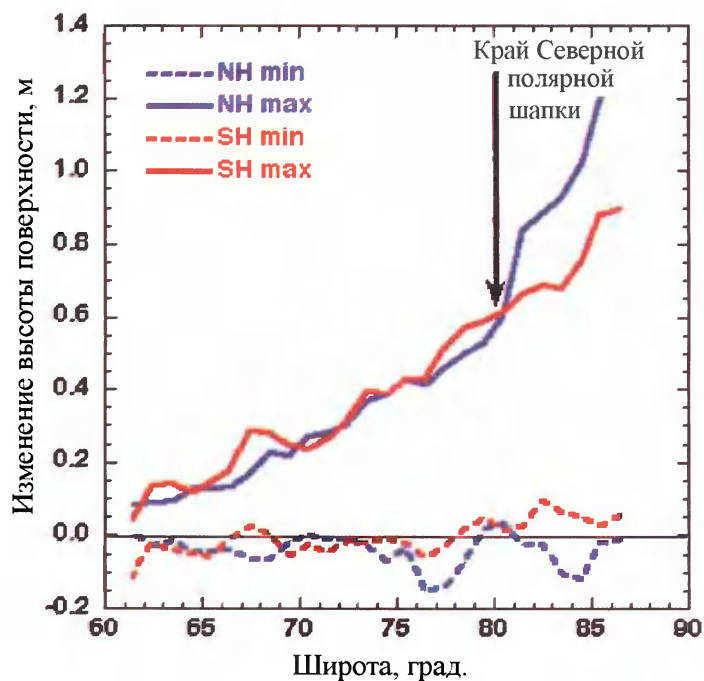


Рис. 5-27. Минимальные и максимальные изменения высоты поверхности полярных шапок как функция широты в течение марсианского года

Синий контур – северное полушарие; красный контур – южное полушарие. Черная стрелка показывает максимальное простираание северной остаточной полярной шапки на юг

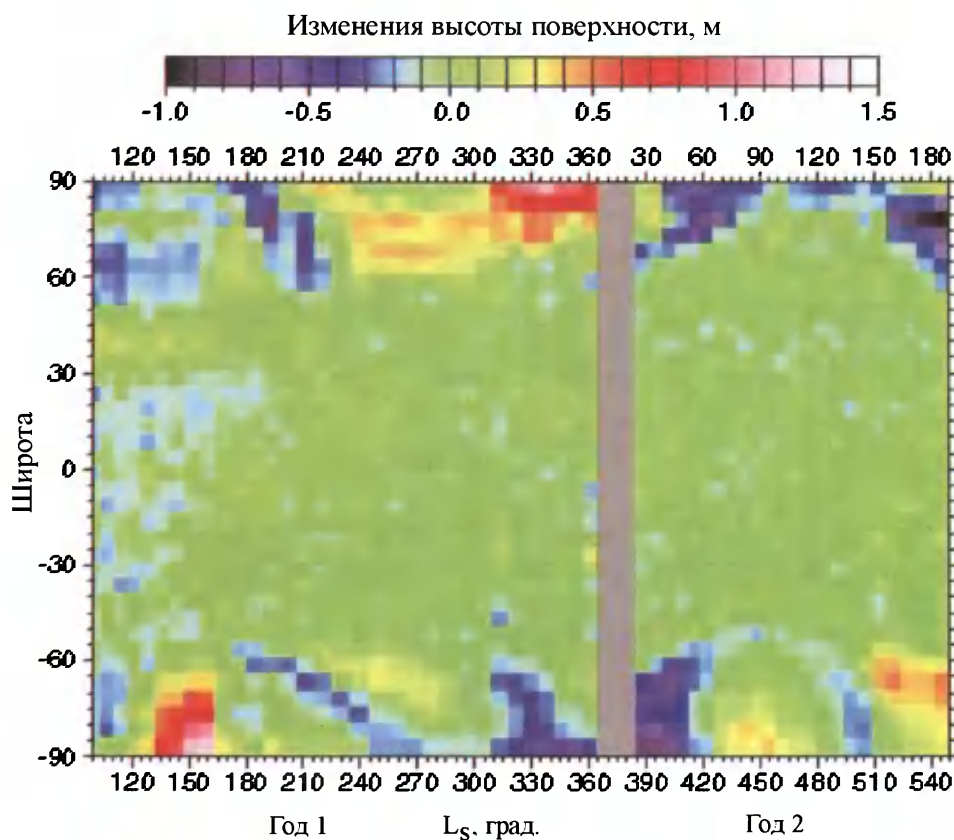


Рис. 5-28. Изменение высоты поверхности Марса по широте в течение года по данным наблюдений дальномера MOLA

в которых сбалансированы размер частиц пыли, пористость и размер зерен льда.

Первый случай противоречит современному содержанию пыли и воды в атмосфере (на несколько порядков). Второй подразумевает накопление водного льда поверх шапки остаточных отложений. В ходе этого накопления вода должна поступать из растаявших слоистых отложений; параллельно должно происходить уменьшение мощности слоистых отложений. Третий случай наименее вероятен, так как для его осуществления требуется сложно достигаемый баланс нелинейных воздействий, которые должны сохранить относительно равномерную величину альбедо по всей шапке остаточного льда.

Разница между остаточной шапкой и слоистыми отложениями может заключаться в их возрасте или текущих запасах чистого льда. Между остаточными льдами и слоистыми отложениями может и не быть глобальных отличий, помимо того факта, что слоистые отложения, обнажающиеся в трогах, были перекрыты десятками–сотнями метров материала, а также обнажались в процессе эрозии и сублимации.

Рассмотрим следующий момент в изучении годового развития остаточного материала. Водный лед и пыль достаточно равномерно распределены в отложениях CO_2 . Для того, чтобы остаться частью локальных отложений, в течение лета они должны перенести сублимацию и возникающий в это время ветер, который способен переносить частички пыли с радиусом даже в несколько микрон.

5.3.3. Сезонная динамика содержания CO_2 и H_2O в отложениях полярных шапок

Количество льда CO_2 можно оценить, зная величины атмосферного давления и составляющих радиационно-теплого баланса поверхности. Так, согласно данным, полученным с борта Viking Orbiter, было подсчитано, что в пределах территории полярных шапок за зиму отложилось в виде наледи 75 ± 12 г/см² CO_2 на севере и 110 ± 7 г/см² CO_2 на юге. Разница в количестве отложившегося льда проявляется в основном из-за более длительной зимы на юге. В среднем через сезонные полярные шапки проходит около 25% объема воды всей атмосферы, что оказывает сильный эффект на режим ветров.

Интенсивность сезонной сублимации CO_2 различна на полюсах, частично из-за разных альбедо. Северная полярная шапка в среднем имеет меньшую отражательную способность, и там процесс сублимации льда протекает более активно, чем на юге. Концентрация пыли может влиять на альбедо, но полное объяснение любых отличий в содержании пыли в полярных льдах, как это было показано раньше, не может быть однозначным. Существенное отличие в динамике процесса сублимации льда CO_2 на полюсах – наличие остаточного льда в южной полярной шапке, сохраняющегося там минимум несколько сезонов.

Данные MARSIS не позволяют определить присутствие льда CO_2 в отложениях SPLD, и на сегодняшний день нет информации, подтверждающей наличие этого компонента. Наблюдения спектров и альбедо поверхности SPLD указывают на присутствие материала с оптическими характеристиками пылевого и породного вещества, но этот слой оптически тонкий при съемке с длиной волны MARSIS. Также MARSIS не обнаруживает разницы в поверхностных или глубинных отражениях областей, покрытых остаточным годовым слоем, обогащенным CO_2 . Это соответствует недавним анализам, в соответствии с которыми можно утверждать, что мощ-

ность этих отложений составляет не более нескольких десятков метров [Byrne, Ingersoll, 2003; Bibring et al., 2004].

Ранее проведенные оценки показали, что в пределах территории Северной полярной шапки за летний период может быть сублимировано от 1 до $8 \cdot 10^{-2}$ г/см² льда H₂O. По оценке специалистов, работающих с данными MARSIS [Plaut et al., 2007], интегрированный объем всего SPLD равняется $(1,6 \pm 0,2) \cdot 10^6$ км³. Эту величину можно перевести в общий слой воды мощностью 11 ± 14 м (предполагая, что SPLD состоит из чистого льда). И это находится в пределах оценок предыдущих исследователей, использующих только данные MOLA [Smith et al., 2001; Davies et al., 2004; Schenk, Moore, 2000]. Знание результатов базальной топографии, полученных в ходе исследований 2005–2008 гг., позволяет сейчас подсчитать общий объем с гораздо большей определенностью.

Большое количество пара H₂O может возникать и в не полярных регионах, таких как древние льды в темных, более теплых, обнаженных слоистых отложениях. И хотя сублимация полярной шапки служит источником большей части видимого атмосферного водяного пара, атмосфера может быть не в состоянии «вернуть» влагу полярной шапке обратно зимой.

Другие сложности в изучении запасов воды могут включать локальное распределение и химические реакции. Позже подтвердилось, что в полярных регионах существует локальное перераспределение и отложение льда из охлажденного водяного пара. В современных условиях Марса возможно также существование процессов химического выветривания. Несмотря на то, что температура слоистых отложений намного ниже температуры замерзания воды, мелкие зерна могут обволакиваться тонкими оболочками воды даже при температурах, на 20° ниже точки ее замерзания. Такая температура может достигаться на стенках трогов, обращенных к экватору, с низким альбедо. Температура начала таяния может достигаться на глубинах больше 2 км. Так как пыль и вода полярных отложений были, возможно, интенсивно задействованы в различных процессах на протяжении истории Марса, любые продукты выветривания на полюсах могут оказаться глобально важными.

Ситуация с количеством пыли на полюсах не менее сложна, чем с водой. Согласно наблюдениям по среднегодовому осаждению пыли, полученным с борта первого спутника Viking 1, оно составило в среднем $2 \cdot 10^{-2}$ г/см² год, притом что половина пыли была сконцентрирована выше 60° с.ш. во время зимнего отложения льда. Итак, получена величина $1,8 \cdot 10^{-3}$ г/см² (для Северной полярной шапки). Используя данные о топографии Марса, полученные посредством MOLA, установленного на борту спутника MGS (рис. 5-26, вклейка), были измерены временные изменения повышения поверхности Марса. Сезонные изменения мощности шапок коррелируют с сезонным циклом обмена CO₂ между поверхностью и атмосферой. Максимальное изменение высоты поверхности (1,5–2 м) возникает в высоких широтах (~80°), в то время как основная часть обмена масс происходит на более низких широтах (ниже 75° с.ш. и 73° ю.ш.). Анализируя доплеровское смещение высотных отметок остаточных шапок, были выявлены их временные изменения. Общие изменения веса и высоты отложений говорят о том, что средняя плотность сезонно осаждающегося CO₂ составляет 910 ± 230 кг/м³.

В течение марсианского года одна треть CO₂, содержащегося в атмосфере, находится в процессе массообмена с поверхностными слоями шапок, что обуславливает ощутимое сезонное перераспределение массы планеты. В северном полушарии в течение лета температура становится выше температуры конденсации CO₂, и сухой лед, отложившийся в течение бывшей зимы, сублимируется, открывая остаточную шапку H₂O. В противоположность этому, в южном полярном регионе холоднее и там более низкое атмосферное давление, что приводит к неполной сублимации поверхностного слоя CO₂. Остаточный лед наблюдается там даже летом.

Оба полярных региона включают поверхностные слоистые отложения, охарактеризованные примерно трехкилометровым рельефом. Северная остаточная полярная шапка хорошо коррелирует с изменением высоты рельефа, который определяют слоистые отложения (рис. 5-27, вклейка).

Слоистые отложения Южной полярной шапки значительно шире в пространственном простирании, чем шапка остаточного льда. Используя данные дальномера MOLA, установленного на спутнике MGS, были сделаны первые измерения временного изменения высоты поверхности Марса и глобального перераспределения массы планеты через годовой цикл обмена CO_2 . Между 28 февраля 1999 г. и 21 мая 2001 г., что составило более одного марсианского года, дальномером MOLA и прибором высокочастотного профилирования спутника MGS велись крупномасштабные наблюдения за изменением высоты полярных шапок, которые дали возможность пронаблюдать частичное повторение ранней стадии цикла.

В обоих полушариях максимальное изменение высоты поверхности в высоких широтах наблюдалось в зимний период, а минимальное увеличение – когда эти территории были освещены солнцем (рис. 5-28, вклейка).

В обоих полушариях максимальное увеличение высоты поверхности было приурочено к концу зимы, а максимальное изменение высоты поверхности возникало с возрастанием широты. Так как характер изменения высоты поверхности приблизительно коррелируется и по амплитуде, и по фазе с ожидаемым колебанием марсианского цикла CO_2 , а ошибки не могут пережить сезонную фазу, наблюдаемые изменения высоты поверхности интерпретируются как отражение сезонного цикла конденсации и сублимации CO_2 . Исходя из временного характера изменения высоты поверхности можно проследить сезонное изменение обмена CO_2 . Спутник MGS начал основное картирование в течении лета в зимнем полушарии (см. рис. 5-28), и во всех северных широтах высота отложений была минимальна. Только после осеннего равноденствия ($L_s = 180^\circ$), когда высокие северные широты остались без солнечного света, там началась аккумуляция CO_2 в значительных количествах. При $L_s = 225\text{--}245^\circ$ поверхность подверглась стремительной сублимации с потерей 30 см материала. Этому периоду уменьшения высоты поверхности не предшествует сезонное изменение солнечной инсоляции, но он сопоставляется с возникновением нескольких региональных пылевых бурь. Несмотря на то, что эти пылевые бури возникли в основном в южном полушарии, они подняли температуру атмосферы в средних и высоких широтах северного полушария на 20° . Но увеличение температуры само по себе не может объяснить такую сильную сублимацию, которая наблюдается. Для объяснения величины внесезонного уменьшения высоты поверхности необходим боковой атмосферный перенос или перераспределение поверхностного холода ветром (или то и другое вместе). В начале картирования спутником MGS южного полушария там была зима, и CO_2 аккумулировался в средних и высоких южных широтах (см. рис. 5-28). Максимум аккумуляции CO_2 возник на южном полюсе при $L_s = 155^\circ$, примерно на 10° раньше, чем на северном. Сублимация CO_2 в южном полушарии в течение весны, возможно, стимулировалась потеплением атмосферы во время пылевых бурь. Существенная аккумуляция CO_2 началась снова ранней осенью.

В обоих полушариях минимальные вариации высоты поверхности составляют 10 см. Эту величину приняли мерой точности. В обоих полушариях прослеживается тенденция максимальной аккумуляции CO_2 по широте (4 см на 1°). В южном полушарии эта тенденция прослеживалась до самых высоких широт, в то время как в северном аккумуляция резко возрастала на шапке остаточного льда. Но несмотря на это, большее накопление CO_2 в северной остаточ-

ной шапке не составило существенного вклада в общее количество осажденной массы из-за ее малой площади. Остаточная ледяная шапка при ее высоком альбедо несколько холоднее окружающих территорий и долго поддерживает температуру ниже температуры конденсации CO_2 . Вероятно, есть возможность отделить участок большей аккумуляции Северной полярной шапки в зональном анализе, так как она сориентирована достаточно четко по центру северного полюса. Этот метод не позволяет выяснить, аккумулирует ли южная остаточная шапка больше CO_2 , чем прилегающие к ней территории, из-за своей полярной ассиметрии.

Распределение накопления CO_2 по широте вне полярных шапок южного и северного полушарий отличается, также как и температура поверхности. В южном полушарии масса осажденного CO_2 на 30% больше из-за большей продолжительности осеннего и зимнего периодов. Величины уменьшения высоты наблюдаемой поверхности были одинаковы с данными, полученными при профилировании; в средних широтах амплитуды тоже совпадали.

С течением времени осаждение и сублимация CO_2 , как правило совпадают с основными моделями циркуляции CO_2 (GCM) – воспроизведением цикла его осаждения и сублимации. Тем не менее реальный характер этих процессов более сложный.

В распределении снега на Марсе в обоих полушариях есть еще один важный аспект, неспрогнозированный в таких моделях. В северном и особенно в южном полушарии наблюдаются кратковременные аккумуляции, предположительно CO_2 – до 40 см отложений на севере в конце лета ($L_s=540^\circ$, 85° с.ш.) и 30–50 см на юге в конце каждого из 2-х годов наблюдений ($L_s=250^\circ$, и $L_s=520\text{--}540^\circ$, 65° ю.ш.). В северном полушарии аккумуляция летнего снега наблюдалась только в остаточной шапке, в то время как в южной – и за ее пределами. Построение цикла CO_2 показывает, что CO_2 переходит из газообразного состояния в твердое, когда температура опускается ниже температуры конденсации CO_2 . Эта температура регулируется инсоляцией, альбедо и динамикой атмосферы. Внесезонная аккумуляция является неожиданной и может возникать под воздействием таких процессов, как возникновение тени от поверхности региональной топографии, ветровое перераспределение приповерхностного холода или кратковременные локальные бури, более мощные, чем прогнозировалось исходя из динамики атмосферы. Модели GCM, воспроизводящие цикл изменения CO_2 , не учитывают мощность поверхностных отложений, но учитывают изменение атмосферного давления и массу сконденсированного и сублимировавшего вещества. Пики показателя массы CO_2 наблюдаются в каждом полушарии в конце зимы.

Широтное распределение массы отложений в северном и южном полушариях указывает на следующее: (1) большая часть массы, осаждаемой на Северной полярной шапке, относительно схожа со слоистыми отложениями южного полюса; (2) в диапазоне широт $70\text{--}80^\circ$ в обоих полушариях происходит одинаковое отложение материала; (3) в широтах ниже 70° в южном полушарии накопление материала больше. Осадконакопление и вариации минимального повышения поверхности в 60° -х широтах обоих полушарий указывают, что допущенное отсечение данных по измерению изменения высоты поверхности может привести к неточности амплитуды сезонного сигнала, составляющей от 5 до 10 см. Изучение вариаций массы отложений в более низких широтах показало, что ниже 55° на севере и 50° на юге отложение ледяного материала не происходит. В дальнейшем, без учета отложения материала ниже 60° -х широт, мы могли недоучесть 1,5% массы CO_2 в северном и 8,1% - в южном полушариях. Для выявления плотности отложившейся массы возможно использование обобщенных данных изменения величины CO_2 по итогам профилирования со спутника MGS, альтиметрического измерения CO_2 и подсчитанных при помощи компьютера значений CO_2 в моделях GCM. Итоговые оценки плотности составили $910 \pm 230 \text{ кг/м}^3$, что приближается к плотности льда H_2O ,

но на 43% меньше плотности льда CO_2 . Из-за возможных недочетов в динамике изменения высоты отложений плотность, вероятнее всего, отражает свой верхний предел.

По результатам описанных анализов можно сделать вывод, что отложения сконденсированного CO_2 более плотные, чем отложения снега на Земле, несмотря на более низкое значение ускорения свободного падения на Марсе по сравнению с Землей.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ И ОСНОВНЫХ ИНФОРМАЦИОННЫХ РЕСУРСОВ

- Алехин Ю.В., Жариков В.А., Закиров И.В.* Система H_2O-CO_2 , и атмосфера планет // Итоги науки и техники. Геохимия, минералогия, петрография. М.: ВИНТИ, 1973. Т. 7. С. 5-78.
- Афанасенко В.Е.* Оценка криогенной оболочки Марса на основе схемы его геолого-структурного строения // Вестник Московского университета. Серия 4. Геология. 2004. № 4. С. 10-17.
- Базилевский А.Т., Маркевич В.Дж., Томас Н., Келлер Х.У.* Характеристики материала поверхности и ландшафта места посадки КА «Марс Полар Лэндер»: Изучение и прогноз // Астрономический вестник. 1999. Т. 33. № 6. С. 499-513.
- Базилевский А.Т., Литвак М.Л., Митрофанов И.Г., Бойнтон У.В., Саундерс Р.С., Хэд Дж.У.* Поиски следов химически связанной воды в поверхностном слое Марса по результатам измерений прибором ХЭНД на КА 2001 Mars Odyssey // Астрономический вестник. 2003. Т. 37. № 5. С. 1-12.
- Баранов И.Я.* «Вечная мерзлота» и ее возникновение в ходе эволюции Земли как планеты. // Астрономический журнал. 1966. Т. 43. № 4. С. 852-853.
- Бурба Г.А.* Номенклатура деталей рельефа Марса. М.: Наука, 1981. 86 с.
- Варгафтик Н.Б.* Теплофизические свойства веществ. М.: Госэнергоиздат, 1956. 367 с.
- Гасанов Ш.Ш.* Криолитологический анализ. М.: Наука, 1970. 196 с.
- Геокриология СССР. Европейская территория СССР. М.: Недра, 1988. Т. 1. 359 с.
- Гиличинский Д.А., Ривкина Е.М., Щербакова В.А., Лауринавичус К.С., Комаров И.А., Волков Н.Г.* Криопэги и их обитатели – модель для астробиологии // Криосфера Земли. 2003. Т. VII. № 3. С. 73-85.
- Голубев В.Н.* Структурное ледоведение. М.: Изд-во Московского ун-та, 1999. 103 с.
- Гречищев С.Е., Чистотинов Л.В., Шур Ю.Л.* Криогенные физико-геологические процессы и их прогноз. М.: Недра, 1980. 381 с.
- Григорян С.С., Красс М.С., Гусев Е.В., Геворкян С.Г.* Количественная теория геокриологического прогноза. М.: Изд-во Московского ун-та, 1987. 266 с.
- Достовалов Б.Н., Кудрявцев В.А.* Общее мерзлотоведение. М.: Изд-во Московского ун-та, 1967. 403 с.
- Дульнев Г.Н., Заричняк Ю.П.* Теплопроводность смесей и композиционных материалов. Л.: Энергия, 1974. 261 с.
- Дульнев Г.Н., Заричняк Ю.П.* Прогнозирование структуры поверхностного слоя планет с разреженной атмосферой – Луна, Марс, Меркурий // Int. Journ. Heat-Mass Transfer. 1980. V. 6.
- Ершов Э.Д., Комаров И.А., Кучуков Э.З.* Сублимация льда в дисперсных породах., М.: Изд-во Московского университета, 1975. 273 с.

- Ершов Э.Д., Комаров И.А., Брушков А.В., Хорс М.А.* Температурные деформации мерзлых дисперсных льдонасыщенных пород при низких отрицательных температурах // Материалы II конференции геокриологов России. М.: Изд-во Московского ун-та, 2001. Т. 1. С. 81-88.
- Ершов Э.Д., Комаров И.А., Козлов А.Н., Пустовойт Г.П., Исаев В.С.* Сравнительный анализ полигонального микрорельефа на Земле и на Марсе // Вестник Московского университета. 2003. № 4. С. 44-51.
- Исаев В.С.* Корреляция между теплофизическими и оптическими характеристиками пород поверхности Марса в области распространения полигонального рельефа // Материалы III конференции геокриологов России. М., 2005а.
- Исаев В.С.* Сравнительный анализ мерзлотных условий и проявлений процесса морозобойного растрескивания на высоких широтах Земли и Марса: Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: Изд-во Московского университета, 2005б. 30 с.
- Каплина Т.Н.* Связь ширины морозобойных трещин в разных грунтах с температурным режимом многолетнемерзлых пород // Труды ПНИИС. 1972. Т. XVIII. С. 196-205.
- Каплина Т.Н., Рац М.В.* Геометрия полигональных сетей морозобойных трещин // Труды ПНИИС. 1972. Т. XVIII. С. 206-211.
- Карслоу Г., Егер Д.* Теплопроводность твердых тел. М.: Наука, 1964.
- Кац Я.Г., Кузнецов Ю.Я., Козлов В.В., Сулиди-Кондратьев Е.В., Макарова Н.В.* Тектоническая карта Марса. М.: ВНИИ Зарубежгеология, 1981.
- Клиге Р.К., Данилов И.Д., Конищев В.Н.* История гидросферы. М.: Научный мир, 1998. 368 с.
- Коваленко В.И., Наумов В.Б., Ярмолюк В.В., Дорофеева В.А., Мигдисов А.А.* Баланс воды и хлора между мантией и внешними оболочками Земли // Геохимия. 2002. № 10. С. 1041-1070.
- Комаров И.А.* Десублимация водяного пара в горных породах // Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия, 1985. Т. I. С. 560.
- Комаров И.А.* Сублимация льда в горных породах // Горная энциклопедия. М.: Советская энциклопедия, 1987. Т. V. С. 544.
- Комаров И.А.* Термодинамика и тепломассообмен в дисперсных мерзлых породах. М.: Научный мир, 2003. 603 с.
- Комаров И.А., Исаев В.С.* База данных теплофизических свойств пород // Материалы II конференции геокриологов России. М.: Изд-во Московского университета, 2001. Т. 1. С. 105-114.
- Комаров И.А., Мироненко М.В., Пустовойт Г.П.* Разработка программного продукта для прогноза температурного и ионно-солевого режима засоленных пород и криопэгов // Материалы международной конференции по геокриологии, 2008, г. Тюмень. Тюмень: Институт криосферы Земли СО РАН, 2008.
- Космическое материаловедение: введение в научные основы космической технологии / Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 478 с.
- Краснопольский В.А.* Фотохимия атмосфер Марса и Венеры. М.: Наука, 1982. 293 с.
- Краснопольский В.А., Паршев В.А., Крысько А.А., Рогачев В.Н.* Структура нижней и средней атмосферы Марса на основе данных ультрафиолетовой фотометрии с борта спутника «Марс-5» // Космические исследования 1980. Т. 18. С. 120.
- Краусс М.С., Мерзлякин В.Г.* Радиационная теплофизика снега и льда. Л.: Гидрометеиздат, 1990. 361 с.
- Ксанфомалити Л.В.* Парад планет. М.: Наука, 1997. 256 с.
- Кузьмин Р.О.* Криолитосфера Марса. М.: Наука, 1983. 144 с.

- Кузьмин Р.О. Распределение подземного льда на Марсе // Материалы международной конференции «Криосфера нефтегазоносных провинций». Тюмень: Институт криосферы Земли СО РАН, 2004. С. 162.
- Кузьмин Р.О., Забалуева Е.В. К вопросу о солевых растворах в криолитосфере Марса // *Астрономический вестник*. 1998. Т. 32. № 3. С. 213-225.
- Кузьмин Р.О., Евдокимова Н.А., Родин А.В., Федорова А.А., Бибринг Ж.-П. и коллектив проекта «Омега». Картирование адсорбированной и связанной воды в реголите Марса по материалам «Марс Экспресс» // Материалы 42 микросимпозиума Браун–Вернадский по сравнительной планетологии. М., 2005. m42_16.
- Лебедев Д.П., Перельман Т.Л. Тепло- и массообмен в процессах сублимации в вакууме. М.: Энергия, 1973. 336 с.
- Лукашов А.А. Рельеф планетных тел. Введение в сравнительную геоморфологию. М.: Изд-во Московского университета, 1996. 111 с.
- Лыков А.В. Теория сушки. М.: Энергия, 1968. 471 с.
- Лыков А.В. Тепломассообмен. Справочник. М.: Энергия, 1972. 560 с.
- Маракушев А.А. Космическая петрология. М.: Изд-во Московского университета, 1992. 325 с.
- Маров М.Я. Планеты Солнечной системы. М.: Наука, 1986. 320 с.
- Мазно Н. Наука о льде. М.: Мир, 1988. С. 199-204.
- Мельников В.П., Смольский И.И. Астрономические факторы воздействия на криосферу Земли и проблемы их исследования // *Криосфера Земли*. 2004. Т. VIII. № 1. С. 3-14.
- Миланкович М. Математическая климатология и астрономическая теория колебаний климата. М.; Л.: ГОНТИ, 1939. 207 с.
- Митрофанов И.Г., Литвак М.Л., Козырев А.С. и др., Первые результаты картографирования потока нейтронов от Марса российским прибором ХЕНД на борту американского аппарата «2001 Марс Одиссей» // *Астрономический вестник*. 2003. Т. 37. № 5. С. 1-13.
- Мороз В.И. Физика планеты Марс. М.: Наука, 1978. 351 с.
- Мороз В.И. и др. «Марс-3»: Инфракрасные температуры и тепловые свойства поверхности планеты (Труды АН СССР). М.: ИКИ РАН, 1974. 37 с.
- Мухачев Г.А. и др. // Холодильная техника. 1956. Т. 33. № 2.
- Никитин В.Н. Основы инженерной сейсмики М.: Изд-во Московского университета, 1981. 175 с.
- Никишин А.Н. Геологическое строение и эволюция Марса. М.: Изд-во Московского университета, 1987.
- Общее мерзлотоведение (геокриология) / Под ред. В.А. Кудрявцева. М.: Изд-во Московского университета, 1978. 464 с.
- Основы геокриологии. Ч.2. Литогенетическая геокриология / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Московского университета, 1996. Ч. 2. 399 с.
- Основы геокриологии. Ч. 3. Региональная и историческая геокриология мира / Под ред. Э.Д. Ершова. М.: Изд-во Московского университета, 1998. Ч. 3. С. 541-561, С. 575.
- Паундер Э. Физика льда. М.: Мир, 1967. 190 с.
- Пустовойт Г.П. Программа «HeatMars» для расчета температурных полей в приповерхностных слоях Марса // Материалы III конференции геокриологов России. М.: Изд-во Московского университета, 2005.
- Рац М.В., Чернышев С.Н. Трещиноватость и свойства трещиноватости горных пород. М.: Наука, 1970. 136 с.

- Ребиндер П.А. Поверхностные явления в дисперсных системах. Физико-химическая механика. Избранные труды (Труды АН СССР). М.: Наука, 1979. 384 с.
- Родионова Ж.Ф., Илюхина Ю.А. Новая карта рельефа Марса // Земля и Вселенная. 2005. № 2.
- Романовский Н.Н. Формирование полигонально-жильных структур. М.: Наука, 1977. 215 с.
- Романовский Н.Н., Шапошникова Е.А. Изучение зонального характера морозобойного растрескивания // Мерзлотные исследования. М.: Изд-во Московского университета, 1971. Вып. XI. С. 89-107.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А. Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 184 с.
- СНИП 2.02.01-83. Основания зданий и сооружений. М., 1985. 27 с.
- Теплофизические свойства горных пород. М.: Изд-во Московского университета, 1984.
- Тимофеев А.М., Старостин Е.Г. Исследование теплоты кристаллизации связанной воды в глинистых грунтах // Материалы I конференции геокриологов России. М., 1996. С. 3-8.
- Хрусталева Л.Н., Емельянова Л.В., Пустовойт Г.П. Программа расчета теплового взаимодействия инженерных сооружений с вечномёрзлыми грунтами. РосАПО, 1994. Свидетельство об оформлении регистрации № 940281.
- Шараф Ш.Г., Будникова Н.А. О вековых изменениях элементов орбиты Земли, влияющих на климат геологического прошлого // Бюллетень Института теоретической астрономии. Л.: Наука, 1967. Т. XI. № 4 (127).
- Abramenko O.N., Kuzmin R.O. Presence of the two-generation polygonal net within impact craters on high latitudes of Mars // Abstracts of the 40th Brown-Vernadsky microsymposium, topics in comparative planetology. October, 11-13, 2004, Vernadsky Institute, Moscow, Russia (CD-ROM).
- Abramenko O.N., Isaev V.S., Kozlov A.N., Komarov I.A. Polygonal patterns in the high latitudes of Mars – phenomena of frost cracking // Proceeding of the 2-nd European conference on permafrost. Potsdam, Germany, 2005. P. 88.
- Allen C.C., Morris R.V., Jager K.M., Golden D.C., Lindstrom D.J., Lindstrom M.M., Lockwood J.P., Lockheed M. Martian regolith simulant JSC Mars-1 // Lunar & Planetary Science. XXIX conference. Abstract N 1690. Houston. LPI. 1998 (CD-ROM).
- Baker V.R. Water and the Martian landscape // Nature. 2001. V. 412, P. 228–236.
- Bandfield J.L., Hamilton V.E., Christensen P.R. A global view of Martian surface composition from MGS-TES // Science. 2000. V. 287. P. 1626-1630.
- Berger A., Loutre M.F. Insolation values for the climate of the last 10 million years // Quaternary Science Reviews. 1991. N 10. P. 297-317.
- Bibring J.-P., Langevin Y., Poulet F., Gendrin A., Gondet B., Berthé M., Soufflot A., Drossart P., Combes M., Bellucci G., Moroz V., Mangold N., Schmitt B. & the OMEGA team. Perennial water ice identified in the south polar cap of Mars // Nature. 2004. V. 428. P. 627-630.
- Blasius K.R., Cutts J.A., Guest J.E., Masursky H. Geology of the Valleys Mariner: first analysis of imaging from the Viking 1 Orbiter primary mission // Journal Geophysical Research. 1977. V. 82. P. 4067-4091.
- Boynton W.V., Feldman W.C., Squyres S.W., Prettyman T., Brückner J., Evans L.G., Reedy R.C., Starr R., Arnold J.R., Drake D.M., Englert P.A.J., Metzger A.E., Mitrofanov I., Trombka J.I., d'Uston C., Wänke H., Gasnault O., Hamara D.K., Janes D.M., Marcialis R.L., Maurice S., Mikhcheva I., Taylor G.J., Tokar R., Shinohara C. Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits // Science. 2002. V. 297. P. 75-78.

- Brass G.W.* Stability of brine on Mars // *Icarus*. 1980. V. 42. P. 20-28.
- Brouwer D., Van Woerkom A.J.J.* The secular variation of the orbital elements of the principal planets // *Astronomical Paper. Amer. Ephemeris* 13. 1950. Part 2. P. 85-107.
- Byrne S., Ingersoll A.P.* A sublimation model for Martian south polar ice features // *Science*. 2003. V. 299. N 5609. P. 1051-1053.
- Carr M.H.* The surface of Mars. Yale University Press, New Heaven, 1981. 232 p.
- Carr M.H.* Water on Mars. Oxford University Press, 1996. 229 p.
- Clark B.C.* Chemical analyses of Martian surface materials: status report // *Abstract of X LPSC*. 1979. Pt. 1. P. 215-217.
- Clifford S.V., Parker T.J.* The evolution of the Martian hydrosphere: Implications for the fate of a primordial ocean and the current state of the northern plains // *Icarus*. 2001. V. 154. P. 40-78.
- Clifford S.V., Bartels C.J., Rubenstein E.F.* The Mars thermal model «Marstherm», FORTRAN 77-finite differences program designed for general distribution // *Lunar & Planet Institute*. Houston, 1987. 30 p.
- ChemicaLogic*. CO₂Tab V1.0 Thermodynamic and transport properties of carbon dioxide // *Technical reports*. ChemicaLogic Corporation, Woburn (MA), 1999.
- Christensen P.R. & 25 colleagues.* The Mars Global Surveyor thermal emission spectrometer experiment: investigation description and surface science results // *Journal Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23823-23871.
- Collins M., Lewis S.R.* Mars Climate Database v1.0 Critical Review (Estec Contract 11369/95/Nl/Jg). 1997.
- Coon M.D., Greeley R., Sullivan R., Max D., Geissler P.A., Randall B.R., Head J.W.III, Pappalardo R.T., Moore J.M.* Terrestrial sea ice morphology: considerations for Europa // *Icarus*. 1988. V. 135. P. 25-40.
- Davies C., Murray B.A., Byrne J.* Basal topography of the south polar layered deposits // *American Geophysical Union, Fall Meeting 2004*. Abstract № P13A-0971.
- Dillard K., Timmerhaus G.* // *Proceeding of the 8th congress on thermal conductivity*. London, 1960. P. 33.
- Farmer C.B., Doms P.E.* Global and seasonal variations of water vapor on Mars and the implications for permafrost // *Journal Geophysical Research*. 1979. V. 84. P. 2881-2888.
- Farmer J.D.* Hydrothermal processes on Mars: An assessment of present evidence, in evolution of hydrothermal ecosystem on Earth (and on Mars?) / Eds. G. Bock, J. Goode. N.Y.: John Wiley, 1996. 334 p.
- Feldman W.C., Boynton W.V., Jakosky B.M., Mellon M.T.* Global distribution of neutrons from Mars: results from Mars Odyssey // *Science*. 2002. V. 297. P. 82-84.
- Forget F., Hourdin F., Fournier R., Hourdin C., Talagrand O.* Improved general circulation of the Martian atmosphere from the surface to above 80 km // *Journal Geophysical Research*. 1999. V. 104. P. 24.155-24.176.
- Jakovsky B.M., Mellon M., Keiffer H., Christensen P., Varnes S.* The thermal inertia of Mars from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer // *Journal Geophysical Research*. 2000. V. 105. P. 9643.
- Justus C.G., James B.F., Bougher S.W., Bridger A.F.C., Haberle R.M., Murphy J.R., Engel S.* Mars-GRAM 2000: A Mars atmospheric model for engineering applications // *Advances in Space Research*. 2002. V. 29. Is. 2. P. 193-202.
- Haynes, F.D., Carbu, D.L., Van Pett D.J.* United State army. Corps of engineers. Cold regions research and engineering laboratory. Hanover, New Hampshire, USA, Ser Crel, 1991.

- Head III J.W., Fishbaugh K.E. Comparison of the North and South Polar Caps of Mars: new observations from MOLA data and discussion of some outstanding questions // *Icarus*. 2001. V. 154. P. 145-161.
- Head III J.W., Hiesinger H., Ivanov M., Kreslavsky M., Pratt S., Thomson B. Possible ancient oceans on Mars: evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter data // *Science*. 1999. V. 286. P. 2134-2137.
- Heggy E.S., Clifford M., Younsi A., Miane J.L., Carley R., Morris R.V. On the dielectric properties of dust and ice-dust mixtures: experimental characterization of the Martian Polar Layered Deposits Analog // *Materials in 4th international conference on Mars Polar Science and exploration*. Houston: Lunar & Planetary Institute, 2006. V. X. Abstract 8105.
- Heiken G.H., Vaniman D.T., French B.M. *The Lunar Sourcebook: a user's guide to the Moon*. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. 449 p.
- Herkenhoff K.E., Squyres S.W., Arvidson R., Bass D.S. et al. Textures of the soils and rocks at Gusev Crater from Spirit's. Microscopic Imager // *Science*. 2004. V. 305. N 5685. P. 824-826.
- Isaev V.S., Kondrat'eva K.A. Global catastrophic changes on the terrestrial planets caused by large impacts: an implication to the permafrost formation on Mars // 69th Annual Meeting of the Meteoritical Society. Zurich, Switzerland, 2006. #5046.
- Isaev V.S., Komarov I.A., Abramenko O.N. Martian cryogenic conditions // *Planetary Chronology workshop*, LPI. Houston, USA, 2006a. # 6009.
- Isaev V.S., Komarov I.A., Abramenko O.N. Temperature regime of atmosphere and upper rock layers on high latitudes on Mars // *Asian Conference on permafrost*. Lanzhou, China, 2006b. # 86.
- Keating G.M., Bougher S.W., Zurek R.W., Tolson R.H., Cancro G.J., Noll S.N., Parker J.S., Schellenberg T.J., Shane R.W., Wilkerson B.L., Murphy J.R., Hollingsworth J.L., Haberle R.M., Joshi M., Pearl J.C., Conrath B.J., Smith M.D., Clancy R.T., Blanchard R.C., Wilmoth R.G., Rault D.F., Martin T.Z., Lyons D.T., Esposito P.B., Johnston M.D., Whetzel C.W., Justus C.G., Babicke J.M. The structure of the upper atmosphere of Mars: in situ accelerometer measurements from Mars Global Surveyor // *Science*. 1998. V. 279. P. 1672-1676.
- Kieffer H.H. H₂O grain size and amount of dust in Mars residual north polar cap // *Journal Geophysical Research*. 1990. V. 95 (B7). P. 1481-1493.
- Kieffer H.H., Martin T.Z., Peterfreund A.R., Jakosky B.M., Miner E.D. Thermal and albedo mapping of Mars during of Viking primary mission // *Journal Geophysical Research*. 1977. V. 82. P. 4249.
- Kivelson M.G., Khurana K.K., Russell C.T., Volwerk M., Walker R.J., Zimmer C. Galileo magnetometer measurements: a stronger case for a subsurface ocean at Europa // *Science*. 2000. V. 289. N 5483. P. 1340-1343.
- Komarov I.A., Isaev V.S., Mel'chakova L.V. Properties of disperse frost rocks in the range of low negative temperatures // *Third Mars Polar Science Conference*. Alberta, Canada, 2003. # 8016 (CD-ROM).
- Komarov I.A., Isaev V.S., Abramenko O.N. Characters of changes thermo physical parameters of the Martian polygonal terrains in dependence from their geographic position // *Materiales of the 40th Vernadsky-Brown microsymposium*. M., 2004. Abstract N ms 044 (CD-ROM).
- Komarov I.A., Kuzmin, R.O., Ershow E.D., Kozlov A.N., Isaev V.S. The comparative morphometric analysis of polygonal terrains on Mars and the earth high latitude areas. // *XXXIII Lunar and Planet Science Conference*. 2002. Houston, USA N2030. 2003.
- Kuzmin R.O., Komarov I.A., Kozlov A.H., Abramenko O.N., Isaev V.S. The map of polygonal forms of microrelief on Mars // *Proceedings of Earth Cryosphere as a medium of life support*. Pushino, Russia, 2003. P. 195.

- Lachenbruch A.H.* Mechanics of thermal contraction cracks and ice-wedge polygons in permafrost // Geological Society of America. 1962. Special Paper. N 70. 69 p.
- Laskar J.* Théorie générale planétaire: Eléments orbitaux des planètes sur 1 million d'années. Thèse. Paris: Observatoire de Paris, 1984.
- Laskar J., Joutel F., Boudin F.* Orbital, precessional, and insolation quantities for the Earth from – 20 Myr to + 10 Myr // Astron. Astrophys. 1993. V. 270. P. 522-533
- Laska J., Gastineau M., Joutel F., Levrard B., Robutel P., Correia A.* A new astronomical solution for the long term evolution of the insolation quantities of Mars // 35th Lunar and Planetary Science Conference. League City, Texas, 2004. Abstract N 1600.
- Leovy C., Mintz Y.* Numerical simulation of the atmospheric circulation and climate of Mars // Journal of the Atmospheric Sciences. 1969. V. 26. P. 1167-1190.
- Levy J.S., Head J., Marchant D.R.* The origin and evolution of oriented-network polygonally patterned ground; The Antarctic Dry valleys as mars analogue // XXXVI Lunar and Planetary Science Conference. 2005. N 1334 (CD-ROM).
- Le Verrier.* Determination d'une grande inegalite de la planete Pallas. 1845.
- Lobitz B., Wood B.L.* Use of spacecraft data to derive regions on Mars where liquid water would be stable // PNAS (Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America). 2001. V. 98. N 5. P. 2132-2137.
- Mahaney W.C., Dohm J.M., Baker V.R., Newsom H.E., Malloch D., Hancock R.G.V., Campbell L., Sheppard D., Milner M.W.* Morphogenesis of Antarctic Paleosols: Martian analogue // Icarus. 2001. V. 154. P. 113-130.
- Malin M.C., Edgett K.S.* Evidence for recent groundwater seepage and surface Runoff on Mars // Science. 2000. V. 288. P. 2330-2335.
- Malin M.C., Edgett K.S.* Sedimentary rocks of early Mars // Science. 2000. V. 290. P. 1927-1937.
- Malin M.C., Edgett K.S.* Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission // Journal Geophysical Research. 2001. V. 106. E 10. P. 23429-23570.
- Mars* // Eds. Kieffer H.H., Jakosky B.M., Snyder C.W., Matthews M.S. Univ. Arizona Press, Tucson, AZ, 1992. 1498 p.
- Mautner M.N.* Formation, chemistry and fertility of extraterrestrial soils: cohesion, water adsorption and surface area of carbonaceous chondrite. Prebiotic and space resource applications // Icarus. 1999. V. 137. P. 178-195.
- McKay D.S., Gibson E.K., Thomas-Kerta K.L., Vali H., Romanek C.S., Clemett S.J., Chiller X.D.F., Maechling C.R., Zare R.N.* Search for past life on Mars: possible relic biogenic activity in martian meteorite ALH84001 // Science. 1996. V. 273. P. 924-930.
- Mellon M.T., Jakosky B.M.* Geographic variations in the thermal and diffusive stability of ground ice on Mars // Journal Geophysical Research., 1993. V. 98. P. 3345-3364.
- Mellon M.T., Jakosky B., Kieffer H., Christensen P.* High resolution thermal inertia mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer // Icarus. 2000. V. 148. P. 437-455.
- Mellon M.T., Feldman, W.C., Prettyman, T.H.* The presence and stability of ground ice in the southern hemisphere of Mars // Icarus. 2004. V. 169. P. 324-340.
- Milankovitch M.* Théorie mathématique des phénomènes thermiques produits par la radiation solaire. Paris: Gauthier-Villars, 1920. 339 p.
- Mitrofanov I.G., Anfimov D., Kozyrev A., Litvak M., Sanin A., Tret'yakov V., Krylov A., Shvetsov V., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S.* Maps of subsurface hydrogen from the high energy neutron detector, 2002, Mars Odyssey // Science. 2000a. V. 297. P. 78-81.

- Mitrofanov I.G., Litvak M.L., Kozyrev A.S., Sanin A.B., Boynton W., Shinohara C., Hamara D., Saunders R.S. First results of Mars mapping of neutron flux by High Energy Neutron Detector, Mars Odyssey // Materials of the 36th Vernadsky–Brown microsymposium. M., 2002b. Abstract N ms 069 (CD-ROM).
- Mitri G., Showman A.P., Lunine, J.I., Lorenz R.D. Hydrocarbon lakes on Titan // *Icarus*. 2007. V. 186, Is. 2. P. 385-394.
- Morris R.V., Klingelhöfer G., Gütlich P., Ming D.W., Renz F., Wdowiak T., Squyres S.W., Arvidson R.E. Mineralogy at Gusev Crater from the Moessbauer Spectrometer on the Spirit rover // *Science*. 2004. V. 305. P. 833-836.
- Neumann G.A., Rowlands D.D., Lemoine F.G., Smith D.E., Zuber M.T. Crossover analysis of MOLA altimetric data // *Journal Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23.753-23.768.
- Nier A.O., McElroy M.B. Composition and structure of Mars' upper atmosphere: Results from neutral mass spectrometers on Viking 1 and 2 // *Journal Geophysical Research*. 1977. V. 82. P. 4341.
- Pappalardo R.T., Head J.W., Greeley R. The hidden ocean of Europa // *Journal Scientific. American*. October 1999. P. 34-43.
- Pauling L. Note on the interpretation of the infra-red absorption of organic compounds containing hydroxyl and imino groups // *Journal of the American Chemical Society*. 1936. V. 58. P. 94-98.
- Picardi G., Plaut J.J., Biccari D., Bombaci O., Calabrese D., Cartacci M., Cicchetti A., Clifford S.M., Edenhofer P., Farrell W.M., Federico C., Frigeri A., Gurnett D.A., Hagfors T., Heggy E., Herique A., Huff R.L., Ivanov A.B., Johnson W.T.K., Jordan R.L., Kirchner D.L., Kofman W., Leuschen C.J., Nielsen E., Orosei R., Pettinelli E., Phillips R.J., Plettemeier D., Safaeinili A., Seu R., Stofan E.R., Vannaroni G., Watters T.R., Zampolini E. Mars Express: A European Mission to the Red Planet [SP-1240, European Space Agency (ESA) Publications Division, European Space Research and Technology Centre, Noordwijk, Netherlands, 2004a]. P. 51-69.
- Picardi G., Plaut J.J., Biccari D., Bombaci O., Calabrese D., Cartacci M., Cicchetti A., Clifford S.M., Edenhofer P., Farrell W.M., Federico C., Frigeri A., Gurnett D.A., Hagfors T., Heggy E., Herique A., Huff R.L., Ivanov A.B., Johnson W.T.K., Jordan R.L., Kirchner D.L., Kofman W., Leuschen C.J., Nielsen E., Orosei R., Pettinelli E., Phillips R.J., Plettemeier D., Safaeinili A., Seu R., Stofan E.R., Vannaroni G., Watters T.R., Zampolini E. Radar soundings of the subsurface of Mars // *Science*. 2004b. V. 310. N 5756. P. 1925-1928.
- Plaut J.J., Kahn R., Guinness E.A., Arvidson R.E. Accumulation of sedimentary debris in the south polar region of Mars and implications for climate history // *Icarus*. 1988. V. 75. P. 357-377.
- Plaut J.J., Picardi G., Safaeinili A., Ivanov A.B., Milkovich S.M., Cicchetti A., Kofman W., Mouginot J., Farrell W.M., Phillips R.J., Clifford S.M., Frigeri A., Orosei R., Federico C., Williams I.P., Gurnett D.A., Nielsen E., Hagfors T., Heggy E., Stofan E.R., Plettemeier D., Watters T.R., Leuschen C.J., Edenhofer P. Subsurface radar sounding of the South Polar Layered Deposits of Mars // *Science*. 2007. V. 316. P. 92-95.
- Putzig N.E., Mellon M.T., Arvidson R.E., Kretke K.A. Thermal inertia analysis of the martian globe, south polar region, and past landing sites // XXXIV Lunar and Planet Science conference. 2003. Abstract N 1429. <http://lasp.colorado.edu/~than/research/lpsc2003/talk/longform.html>.
- Read P.L., Lewis S.R. The Martian climate revisited: Atmosphere and environment of a desert planet. Chichester, UK: Praxis-Springer, 2004. 326 p.
- Rieder R., Economou T., Wänke H., Turkevich A., Crisp J., Brückner J., Dreibus G., McSween Jr.H.Y. The chemical composition of Martian Soil and Rocks returned by the Mobile Alpha Proton x-ray spectrometer: Preliminary results from x-ray Mode // *Science*. 1997. V. 228. P. 1771-1774.

- Roncoli R. Lunar constants and models document // JPL Technical Document D-32296. September 23, 2005.
- Rover team. Characterization of the Mars Surface Deposits by the Mars Pathfinder Rover, Sojourner // *Science*. 1997, V. 278. P.1765-1768.
- Schenk P.M., Moore J.M. Stereo topography of the South Polar region of Mars: Volatile inventory and Mars Polar Lander landing site // *Journal Geophysical Research*. 2000. V. 105. P. 24529-24546.
- Schultz P.H., Lutz A.B. Polar wandering of Mars // *Icarus*. 1988. V. 73. P. 91-141.
- Seiff A., Kirk D.B. Structure of the atmosphere of Mars in summer at midi-latitudes // *Journal Geophysical Research*. 1977. V. 84. P. 4364.
- Sharp R.P. Mars: Throughed terrain // *Journal Geophysical Research*. 1973. V. 78. P. 4063-4072.
- Sharp R.P., Malin M.C. Surface geology from Viking 1 Landers on Mars: A second look // *Geological Society of America Bulletin*. 1984. V. 95. P. 1398-1412.
- Shimazaki T. A model of temporal variations in ozon density in the Martian atmosphere // *Planet Space Science*. 1981. V. 29. P. 21.
- Shimazaki T., Shimizu M. The seasonal variations of ozon density in the Martian atmosphere // *Journal Geophysical Research*. 1979. V. 84. P. 1269.
- Sibson R. A brief description of natural neighbour interpolation // *Interpolating Multivariate Data*. N.Y.: Wiley, 1981. P. 21-36.
- Sletten R.S., Hallet B., Fletcher R.C. Resurfacing time of terrestrial surfaces by the formation and maturation of polygonal patterned ground // *Journal Geophysical Research*. 2003. V. 108. N E4, 8044, doi:10.1029/2002JE001914.
- Smith D.E., Zuber M., Solomon S., Phillips R., Head J., Garvin J., Banerdt B., Muhleman D., Pettengill G., Neumann G., Lemoine F., Abshire J., Aharonson O., Brown C., Hauck S., Ivanov A., McGovern P., Zwally H., Duxbury T. The global topography of Mars and implications for surface evolution // *Science*. 1999. V. 284. N 28. P. 1495-1503.
- Smith P.H., Bell J.E., Bridges N.T. Results from the Mars Pathfinder Camera // *Science*. 1997. V. 278. P. 1758-1764.
- Smith D.E., Zuber M.T., Frey H.V., Garvin J.B., Head J.W., Muhleman D.O., Pettengill G.H., Phillips R.J., Solomon S.C., Zwally H.J., Banerdt W.B., Duxbury T.C., Golombek M.P., Lemoine F.G., Neumann G.A., Rowlands D.D., Aharonson O., Ford P.G., Ivanov A.B., McGovern P.J., Abshire J.B., Afzal R.S., Sun X. Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA): Experiment summary after the first year of global mapping of Mars // *Journal Geophysical Research*. 2001. V. 106. P. 23.689-23.722.
- Spinrad H., Münch G., Kaplan L.D. The detection of water vapor on Mars // *Astrophysical Journal*. 1963. V. 137. P. 1319.
- Squyres S.W., Kasting J.F. Early Mars: How warm and how wet? // *Science*. 1994. V. 265. N 5173. P. 744-749.
- Tanaka K.L., Kolb E.J. Geological history of polar regions of Mars based on Mars Global Surveyor Data // *Icarus*. 2001. V. 154. P. 3-21.
- Tanaka K., Kolb E. Gtologic mapping of The Polar regions of Mars: preliminary results and climate implication // *Abstracts of the Annual Meeting of Planetary Geologic Mappers, the US Geological Survey, Washington, D.C. 2005* / Eds. T. Gregg, K. Tanaka, R. Saunders. Open-File Report. Abstract № 1271.
- Tanaka K.L., Scott D.H. Geologic Map of the Polar Regions of Mars // *Atlas of Mars, Map I-1802-C*, USGS, 1987.

- Tanaka K.L., Scott D.H., Greely R.* Mars // Mars. / Eds. H. H. Kieffer, B. M. Jakosky, C.W. Snyder, M.S. Matthews. Univ. Arizona Press, Tucson, AZ, 1992. P. 345-382.
- Titus T.N., Kieffer H.H., Christensen P.R.* Exposed water ice discovered near the south pole of Mars // Science. 2003. V. 299. N 5609. P. 1048-1051.
- Toon O.B., Pollack J.B., Ward W., Burns J.A., Bilski K.* The Astronomical theory of climate change on Mars // Icarus. 1980. V. 44. P. 552-607.
- Toulmin A.K., Baird B.C., Clark K., Keil J.H., Rose J., Christian R.P., Evans P.H., Kelliher W.C.* Geochemical and mineralogical interpretation of the Viking inorganic chemical results // Journal Geophysical Research. 1977. V. 82. P. 4625-4634.
- Wagner W., Cooper J.R., Dittmann A., Kijima J., Kretzschmar H.-J., Kruse A., Mares R., Oguchi K., Sato H., Stucker I., Sifner O., Takaishi Y., Tanishita I., Trebenbach J., Willkommen T.* The IAPWS industrial formulation 1997 for the thermodynamic properties of water and steam – IAPWS-IF97 // ASME. American Society of Mechanical Engineers Journal of Engineering for Gas Turbines and Power Cover. 2000. V. 122 (1). P. 150-182.
- Wanke H., Dreibus G.* Chemical composition and accretion history of the terrestrial planets // The Philosophical Transactions of the Royal Society. 1988. V. A 325. P. 545-557.
- Water on Mars and Life / Ed. T. Tokano. Berlin–Heidelberg: Springer, 2005. 331 p.
- Wechsler A.F., Glasser P.E.* Pressure effect on postulated lunar material // Icarus. 1965. V. 4. P. 335.
- Weller A.* // Advances Catalogue and Related Subjects. 1951. V. 3. 250 p.
- Zent A.P., Fanale F.P.* Possible Mars brines; Equilibrium and kinetic considerations // Journal Geophysical Research. 1986. V. 91. N B4. P. D439-445.
- Zissk S.H., Mouginis-Mark P.J.* Anjmalous region on Mars: implications for near-surface liquid water // Nature. 1980. V. 44. P. 735-738.
- Zuber M.T.* The crust and mantle of Mars // Nature. 2001. V. 412. P. 220-227.
- Zuber M.T., Solomon S.C., Phillips R.J., Smith D.E., Tyler G.L., Aharonson O., Balmino G., Banerdt W. B., Head J.W., Johnson C.L., Lemoine F.G., McGovern P.J., Neumann G.A., Rowlands D.D., Shijie Zhong.* Internal Structure and Early Thermal Evolution of Mars from Mars Global Surveyor Topography and Gravity // Science. 2000. V. 287 (5459). P. 1788.

<http://antwarp.gsfc.nasa.gov/apod/ap970911.html>

http://astrogeology.usgs.gov/Teams/Geomatics/photogrammetry/topography_lunar.html

http://ciclops.org/view/1876/Enceladus_Cold_Geyser_Model?js=1

http://ciclops.org/view_media/21214/Impact_Craters_on_Icy_Callisto_Doh_crater_and_Asgard

<ftp://ftpflag.wr.usgs.gov/dist/pigpen/moon/usgs/topo/>

<http://hubble.nasa.gov/>

<http://www.lpi.USRA.edu/science/Kirkland/Workshop1/erard1.html>

<http://mars3.jpl.nasa.gov/mgs>

<http://mars3.jpl.nasa.gov/mgs/msss/camera/images>

<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/>

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/marspath_images.html

http://nssdc.gsfc.nasa.gov/imgcat/html/mission_page/MR_Viking_1_Landek_page1.html

<http://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/marsurv.html> NASA/JPL/GSFC Mars Orbiter Laser Altimeter

<http://pds.jpl.nasa.gov/planets/captions/jupiter/callval.html>

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/jpeg/PIA06440.jpg>

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA08448>

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07798>

<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07800>
<http://photojournal.jpl.nasa.gov/catalog/PIA07801>
<http://saturn.jpl.nasa.gov/news/features/feature20070103.cfm>
<http://saturn.jpl.nasa.gov/news/cassinifeatures/feature/20070103/>
<http://solarsystem.nasa.gov/galileo/mission/index.cfm>
<http://stardate.org>
<http://voyager.jpl.nasa.gov/>
<http://voyager.jpl.nasa.gov/image/saturn.html>
<http://www.antwzp.gsfc.nasa.gov/apad>
<http://www.lmd.jussieu.fr/mars.html>
http://www.lpi.usra.edu/expmoon/Apollo17/A17_Experiments_LACE.html
http://www.msss.com/moc_gallery/NASA/JPL/Malin Space Science System, MOC images Gallery
<http://www.mps.mpg.de/>
http://www.msss.com/moc_gallery/r10_r15/images/R11/R1104544.html
<http://www.msss.com/ NASA/JPL/MSSS Mars Global Surveyor>
<http://www.nasa.gov/cassini>, <http://saturn.jpl.nasa.gov/>
<http://www.nasa.gov/cassini>
http://www.nasa.gov/mission_pages/MRO/multimedia/4-panel_001.html NASA/JPL/JHUAPL/
University of Arizona/Brown University
<http://www.nmp.jpl.nasa.gov/ds2/images/alh84001.gif>
<http://www.solarviews.com>
<http://www2.jpl.nasa.gov>
<http://www2.jpl.nasa.gov/galileo/images/ganymede/ganyimages.html>

Научное издание

***Комаров Илья Аркадьевич,
Исаев Владислав Сергеевич***

**КРИОЛОГИЯ МАРСА
И ДРУГИХ ПЛАНЕТ СОЛНЕЧНОЙ СИСТЕМЫ**

«Научный мир»

Тел./факс (495) 691-2847, (499) 973-25-13

E-mail: naumir@benran.ru. Internet: <http://www.naumir.ru>, <http://www.bookish.ru>

Подписано к печати 13.01.2010. Формат 60×84/8

Гарнитура Таймс. Печать офсетная. Печ. л. 37

Тираж 500 экз. Заказ 52

Издание отпечатано в типографии

ООО «Галлея-Принт»

Москва, 5-я Кабельная, 26



Комаров Илья Аркадьевич – доктор геолого-минералогических наук, заведующий лабораторией инженерной геокриологии кафедры геокриологии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Область научных интересов – физико-химия мерзлых пород, физическое и математическое моделирование геокриологических процессов, криология планет. Автор или соавтор 140 научных работ, в том числе 11 монографий и 6 учебных пособий. Академик IAR (Международная Академия Холода), член редколлегии журнала «Криосфера Земли».



Исаев Владислав Сергеевич – кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник лаборатории криологии планет кафедры геокриологии геологического факультета МГУ им. М. В. Ломоносова. Область научных интересов – криология планет, сравнительный анализ мерзлотных процессов на Земле и Марсе.

The Cryology of Mars and other Solar System Planets

Ilya Komarov
Vladislav Isaev

