

# Nebel auf dem Mars - Mars Express Datenauswertung und Modellstudien für das Valles Marineris

Diplomarbeit im Fach Meteorologie

Institut für Meteorologie  
Fachbereich Geowissenschaften  
Freie Universität Berlin

vorgelegt von  
Monika Niemand

1. Gutachter: Prof. Dr. Ulrich Cubasch
2. Gutachter: Prof. Dr. Diedrich Möhlmann

März 2008



## **Danksagung**

Mein Dank geht an Herrn Prof. Dr. Ulrich Cubasch vom Institut für Meteorologie der Freien Universität Berlin für die Möglichkeit, dieses außergewöhnliche Thema zu bearbeiten. Ich danke Frau Dr. Heike Hübener für die Betreuung dieser Arbeit. Die ergebnisreichen Diskussionen, die wertvollen Anregungen und Kommentare haben sehr zum Fortschritt dieser Arbeit beigetragen.

Ich möchte mich bei Herrn Prof. Dr. Diedrich Möhlmann vom DLR Institut für Planetenforschung bedanken. Ohne ihn wäre die Arbeit an diesem Thema für mich nicht möglich gewesen. Der Aufenthalt in Helsinki, der mir durch das DLR ermöglicht wurde, gab mir wertvolle Einblicke in die Arbeitsweise der Marsmeteorologen. Vielen Dank für die Betreuung am DLR Institut für Planetenforschung, insbesondere Dr. Ernst Hauber und Dr. Thomas Roatsch für die Einführung in die HRSC-Bildbearbeitung.

Ich bedanke mich bei Herrn Prof. Dr. Hannu Savijärvi der Universität Helsinki für die Einführung in die Marsmodellierung und die Beantwortung meiner Fragen im Verlauf dieser Arbeit.

Mein Dank gilt auch meinen Eltern Jolanta und Jerzy Niemand, die mich beim Studium der Meteorologie immer unterstützt haben.

Ich danke Dipl.-Phys. Ralf Köchert für das Lesen der Arbeit und die hilfreichen Anmerkungen.

Mein ganz besonderer Dank gilt Christian Starzynski, der mich bei all meinen Vorhaben immer tatkräftig unterstützt. Ich danke auch für seine wertvolle Unterstützung im Verlauf dieser Arbeit. Bei Schwierigkeiten mit Fortran, LaTeX, GrADS und Co. konnte er mir immer weiterhelfen.

## **Zusammenfassung**

Der Planet Mars ist der Nachbarplanet unserer Erde. Er ist den Menschen schon seit Jahrtausenden bekannt. Er übt seither eine große Faszination auf die Menschen aus. Erste Raumsonden erkundeten den Mars in den 1960er und 1970er Jahren und vermittelten fundamentales Wissen über den roten Nachbarn. Zahlreiche Marsmissionen scheiterten seitdem. Seit den 1990er Jahren erlebt die Marserkundung eine Renaissance. Erstmals erkunden Raumsonden den Planeten mit einer noch nie dagewesenen Genauigkeit. Die hochauflösende Stereokamera (HRSC) an Bord der europäischen Raumsonde Mars Express liefert Bilder, auch von atmosphärischen Erscheinungen auf dem Mars. Die systematische Auswertung der HRSC-Bilddaten basierend auf anderthalb Marsjahren (4133 Umläufe) hat ergeben, dass es 175 Aufnahmen von Atmosphärenphänomenen gibt. Insgesamt 43 mal wurde der Grabenbruch Valles Marineris von der HRSC erfasst. 17 dieser Aufnahmen zeigen etwas, das wie Nebel aussieht. Die in dieser Arbeit vorgelegten Untersuchungen lassen den Schluss zu, dass es sich dabei zum Teil um Nebelerscheinungen und zum anderen Teil um Wolken handelt. Mit einem eindimensionalen Grenzschichtmodell der Universität Helsinki wird der vertikale Temperatur- und Feuchteverlauf im Grabenbruch Valles Marineris simuliert. Die Ergebnisse werden mit den Beobachtungsdaten der HRSC verglichen. Bezieht man die Schatteneffekte im Graben mit ein, so bestätigt das Modell die Beobachtung: Der Nebel bildet sich bei extrem tiefen Temperaturen in der Nacht und bleibt bis nach Sonnenaufgang bestehen. Sobald die Sonnenstrahlen den Boden des Grabenbruchs erreichen, verdunstet der Nebel rasch. Die Beobachtungen am Nachmittag werden vom Modell nicht wiedergegeben. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich in diesem Fall um Wolken handelt, die vom Modell nicht simuliert werden können, da in ihm keine Wolkenparametrisierung implementiert ist.



## **Abstract**

### **Fog on Mars - Mars Express Data Evaluation and Model Studies for Valles Marineris**

Planet Mars is Earth's neighbour planet. It's known to mankind for millennia. Mars has been fascinating humans ever since. First spacecrafts explored Mars in the 1960s-1970s. They gave us fundamental knowledge about the environment of our red neighbour. For two decades there were no successful missions to Mars. Since the 1990s we experience a renaissance in Mars missions. The High Resolution Stereo Camera (HRSC) on board the European spacecraft Mars Express takes pictures also from atmospheric phenomena on Mars. A systematic evaluation of HRSC-images based on one and a half martian years (4133 orbits) shows there are 175 sighted atmospheric phenomena. There are 43 images of Valles Marineris. 17 of these images show something that looks like fog. The analysis in this study allows the conclusion that the observed appearances are partly fog and partly clouds. Vertical temperature and humidity are simulated for Valles Marineris by the one-dimensional atmospheric boundary layer model of the University of Helsinki. The model results are compared to the images made by HRSC. The model results match the observation when taking shade effects into account: There is fog in Valles Marineris which dissolves rapidly in the morning hours when the sun reaches the bottom of the Valley. The model does not simulate fog in the afternoon. It is possible that the images made by HRSC show clouds instead of fog during this time of observation. This cannot be simulated by the model since there is no cloud parameterization included in it.

# Inhaltsverzeichnis

<b>1</b>	<b>Einführung</b>	<b>8</b>
1.1	Historie der Marsforschung . . . . .	8
1.2	Stand der Forschung . . . . .	10
1.3	Motivation und Ziel der Arbeit . . . . .	18
<b>2</b>	<b>Vergleich der Atmosphären von Mars und Erde</b>	<b>20</b>
2.1	Nebel . . . . .	20
2.1.1	Definition . . . . .	20
2.1.2	Nebelarten . . . . .	20
2.2	Eigenschaften des Planeten Mars . . . . .	23
2.2.1	Astronomische und planetare Eigenschaften . . . . .	23
2.2.2	Die Orographie . . . . .	25
2.2.3	Die Marsatmosphäre . . . . .	26
2.3	Nebel auf dem Mars . . . . .	27
<b>3</b>	<b>Daten- und Modellbeschreibung</b>	<b>30</b>
3.1	Datenquellen . . . . .	30
3.1.1	HRSC - High Resolution Stereo Camera . . . . .	30
3.1.2	PFS - Planetary Fourier Spectrometer . . . . .	31
3.1.3	MCD - Mars Climate Database . . . . .	33
3.2	Das 1D-Modell . . . . .	34
<b>4</b>	<b>Ergebnisse</b>	<b>38</b>
4.1	Analyse der Bilder . . . . .	38
4.2	Eindimensionale Modellstudien . . . . .	41
4.2.1	Sensitivitätsstudien . . . . .	46
<b>5</b>	<b>Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick</b>	<b>51</b>
5.1	Zusammenfassung . . . . .	51

5.2	Diskussion . . . . .	53
5.3	Ausblick . . . . .	56
	<b>Literaturverzeichnis</b>	<b>56</b>

# 1 Einführung

## 1.1 Historie der Marsforschung

Schon zu Beginn der Menschheit war die Neugier und das Interesse an den die Erde umgebenden Himmelskörpern groß. Mars ist der Nachbarplanet unserer Erde. Man kann den Mars am nächtlichen Himmel mit bloßem Auge erkennen. Durch zahlreiche astronomische Beobachtungen konnten schon früh Eigenschaften wie die Größe, die Rotationszeit, sowie grobe Oberflächenstrukturen ermittelt werden. Zudem konnte beobachtet werden, wie die Polkappen im Rhythmus der Jahreszeiten größer und kleiner wurden. Teleskopische Beobachtungen des Mars (Martin u. a., 1992) wurden bereits im 17. Jahrhundert durchgeführt. Sie gaben erstmals Aufschluss über das Vorhandensein einer Atmosphäre.

Die ersten Versuche seitens der Sowjetunion und der USA, den Mars mit Hilfe von Raumsonden zu erkunden, scheiterten. Im Jahr 1964 gelang es der Raumfahrtbehörde NASA die Raumsonde Mariner 4 erfolgreich zum Mars zu schicken. Während des geplanten Vorbeiflugs entstanden erste Nahaufnahmen vom roten Planeten. Es gelang mittels der Instrumente an Bord der Raumsonde, die Oberflächentemperatur des Planeten zu messen. Die Messungen ergaben eine Oberflächentemperatur von etwa 150 K an den Polkappen. Man gelangte zu dem Schluss, dass das Eis der Polkappen aus CO<sub>2</sub>-Eis bestehen musste (Leighton und Murray, 1966). Die anfängliche Vermutung, es handle sich um Wassereis, war somit entkräftet.

In den darauffolgenden Jahren konnten seitens der Sowjetunion und der USA kaum Erfolge im Wettstreit um die Vorherrschaft in der Marsforschung verzeichnet werden. Im Jahr 1971 schwenkte der erste künstliche Marssatellit Mariner 9 der USA erfolgreich in eine Marsumlaufbahn ein. Es entstanden zahlreiche Aufnahmen vom Planeten. Die Temperatur und die atmosphärische Zusammensetzung wurde vom Infrarot-Interferometer-Spektrometer (IRIS) an Bord des Satelliten gemessen. Zum ersten Mal konnte die horizontale und vertikale Struktur der Atmosphäre bestimmt werden.

Einen Höhepunkt in der Marsforschung erzielte die NASA mit dem Viking-Programm im Jahr 1975. Sie entsendete zwei Raumsonden zum Mars (Viking Orbiter 1 und 2), wel-

che 1976 in die Marsumlaufbahn einschwenkten. Zudem erreichten zwei Landeeinheiten erfolgreich die Marsoberfläche (Viking Lander 1 und 2). Die Landeeinheiten waren mit jeweils 14 Instrumenten ausgestattet. Sie beobachteten Staubstürme globalen Ausmaßes (Ryan und Henry, 1979) und sammelten meteorologische Daten wie Temperatur, Druck und Wind. Das Hauptaugenmerk lag jedoch auf der Untersuchung der Marsoberfläche und der Suche nach lebenden Organismen. Bedauerlicherweise waren die Instrumente nicht in der Lage, Substanzen organischen und anorganischen Ursprungs zu unterscheiden. Die Mission erwies sich dennoch als ein großer Erfolg. Eine beachtliche Menge meteorologischer Daten konnte im Laufe der Jahre, in denen die Landeeinheiten betrieben wurden, gesammelt werden. Die zeitlichen Variationen des Klimas auf dem Mars wurden erfasst. Die durch die Raumsonden und die Landeeinheiten gesammelten Daten sind bis heute von unschätzbarem Wert für das Studium der Marsatmosphäre und zur Kalibrierung von Modellen.

Die Auswertung, Analyse und Interpretation der riesigen Datenmengen beschäftigte die Wissenschaftler noch lange Zeit nach dem Ende der Mission Anfang der 80er Jahre. Eine sehr ausführliche und umfangreiche Darstellung der Forschungsergebnisse findet man in Kieffer u. a. (1992). In den 80er Jahren wurden seitens der USA keine weiteren Raumsonden zum Mars entsendet. Zwei Versuche seitens der Sowjetunion scheiterten. Die Entwicklung neuer, besserer Instrumente basierend auf den neuen Erkenntnissen in der Marsforschung, sowie viele neu aufgeworfene Forschungsfragen, weckten Anfang der 90er Jahre ein erneutes großes Interesse an unserem Nachbarplaneten. Die US-Marsmission Mars Observer mit ihren zahlreichen Instrumenten an Bord scheiterte 1993 kurz vor dem Erreichen der Zielumlaufbahn. Um das Risiko eines erneuten, gleichzeitigen Verlustes von vielen Instrumenten zu minimieren, plante die NASA eine Kampagne (Mars Exploration Program), bei der mehrere kleinere Missionen im darauffolgenden Jahrzehnt entsendet werden sollten. Im Jahr 1996 entsendete die NASA die Raumsonde Mars Global Surveyor zum Mars. Im September 1997 schwenkte sie in eine Marsumlaufbahn ein. An Bord befanden sich das Thermal Emission Spectrometer (TES, Christensen u. a., 1992), die Mars Orbiter Camera (MOC, Malin u. a., 1992) und das Mars Orbiter Laser Altimeter (MOLA, Zuber u. a., 1992), um nur einige der Instrumente zu nennen. Das TES diente zur Studie der Marsatmosphäre und der mineralischen Zusammensetzung der Marsoberfläche (Christensen u. a., 2001). Es sammelte wertvolle Daten zur Wasserdampfkonzentration, sowie zum Wassereis- und Staubgehalt in der Atmosphäre (Smith u. a., 2001b,c; Smith, 2002, 2004). Das MOLA hat metergenaue Höhenmessungen durchgeführt (Smith u. a., 2001a). Nach zehn erfolgreichen Jahren

im All brach der Kontakt zur Raumsonde Mars Global Surveyor Ende 2006 ab. Ebenfalls im Jahr 1996 entsendeten die USA die Raumsonde Mars Pathfinder zum Mars, an Bord befand sich das erste Raumfahrzeug zum Einsatz auf der Marsoberfläche (Golombek u. a., 1999). Während des Landeanflugs wurden das vertikale Temperatur-, Druck- und Windgeschwindigkeitsprofil gemessen (Schofield u. a., 1997). Erstmals wurde CO<sub>2</sub>-Übersättigung in der Marsatmosphäre registriert (Magalhaes u. a., 1999). Es wurden Messungen an der Marsoberfläche gemacht. Mit einer speziellen Kamera wurden Wolken, die Lichtdurchlässigkeit der Atmosphäre und der atmosphärische Wasserdampfgehalt registriert, wie in Smith u. a. (1997), Smith und Lemmon (1999) und Titov u. a. (1999) dokumentiert ist. Nach nur 83 erfolgreichen Tagen versagte die Batterie. Aufgrund technischer Probleme scheiterten weitere Marsmissionen, wie der Mars Climate Orbiter und der Mars Polar Lander, in den 90er Jahren.

Eine ausführliche Darstellung der Marsmissionen bis zum Beginn der 90er Jahre findet sich in Snyder und Moroz (1992), darüber hinaus gibt Read und Lewis (2004) eine gute Übersicht der Marsmissionen bis zum Beginn des 21. Jahrhunderts.

## 1.2 Stand der Forschung

### Aktuelle Marsmissionen

Derzeitig befinden sich drei intakte Raumsonden in der Marsumlaufbahn - 2001 Mars Odyssey, Mars Express und Mars Reconnaissance Orbiter. Zudem erkunden die Rover MER-A Spirit und MER-B Opportunity die Marsoberfläche. Die folgende Beschreibung der Marsmissionen basiert auf den Internetseiten der NASA (<http://www.nasa.gov>) und des DLR (<http://www.dlr.de/mars/>).

Mars Odyssey wurde im April 2001 zum Mars entsendet. An Bord der Raumsonde befindet sich ein Gammastrahlenspektrometer (GRS), welches in der Lage ist Wassereis in den oberen Schichten des Marsbodens aufzuspüren (Boynton u. a., 2002). Das Thermal Emission Imaging System (THEMIS) ist ein weiteres Instrument an Bord der Raumsonde und misst die mineralische Zusammensetzung und die Verteilung von Mineralien auf der Marsoberfläche.

Am 2. Juni 2003 startete die europäische Raumsonde Mars Express ins All und erreichte Weihnachten 2003 den roten Nachbarplaneten. Erstmals erforscht eine europäische Raumsonde einen anderen Planeten. Auf Mars Express befindet sich ein umfangreiches Instrumentensortiment zur Erforschung der Atmosphäre, Kartierung der Oberfläche und zur Suche nach Wasser. Zu den Instrumenten gehören die HRSC (High Resolution Stereo

Camera, Neukum u. a., 2004 und Kapitel 3.1.1 dieser Arbeit), die SPICAM (Spectroscopy for Investigation of Characteristics of the Atmosphere of Mars, Bertaux u. a., 2000) das PFS (Planetary Fourier Spectrometer, Formisano u. a., 2004, 2005 und Kapitel 3.1.2 dieser Arbeit) und das OMEGA (Observatoire pour la Minéralogie, des l'Eau, des Glaces et de l'Activité, Bibring u. a., 2004b).

Die Mars Exploration Rover Spirit und Opportunity wurden im Juni und Juli 2003 zum Mars entsendet. Ziel ist die geologische und mineralogische Erkundung der Gebiete, in denen frühere Marsorbiter Wasser detektiert haben. Beim Landeanflug wurden zudem das atmosphärische Dichte-, Druck- und Temperaturprofil gemessen (Withers und Smith, 2006). Jeder Rover verfügt über 9 Kameras. Die Panoramic Camera (Pancam) ist mit unterschiedlichen Filtern ausgestattet. Aus den Aufnahmen kann beispielsweise der Staubgehalt in der Atmosphäre abgeleitet werden (Lemmon u. a., 2004). Das Miniature Thermal Emission Spectrometer (Mini-TES) an Bord der Rover erfasst die Temperatur, den Wasserdampf- und Staubgehalt. Die Messungen eignen sich, um die planetare Grenzschicht auf dem Mars zu studieren (Smith u. a., 2004). Savijärvi (2007) hat die Daten mit den Ergebnissen seines Grenzschichtmodells verglichen. Sie zeigten gute Übereinstimmungen.

Der Mars Reconnaissance Orbiter ist am 12. August 2005 zum Roten Planeten aufgebrochen (Zurek und Smrekar, 2007). Zu den Instrumenten gehören das CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars, Murchie u. a., 2007), die HiRISE (High Resolution Imaging Science Experiment, McEwen u. a., 2007) und der MCS (Mars Climate Sounder, Taylor u. a., 2005; McCleese u. a., 2007). Die HiRISE ist neben der HRSC an Bord von Mars Express die zweite hochauflösende Stereokamera, die Bilder vom Mars liefert. Sie ermöglicht Aufnahmen mit einer nie zuvor dagewesenen Auflösung. Der Mars Reconnaissance Orbiter ist vorerst der letzte Orbiter seitens der NASA, welcher zum Mars entsendet wurde. In den kommenden Jahren werden ausschließlich Landeeinheiten zum Mars geschickt.

Im Folgenden werden die aktuellen Forschungsergebnisse vorgestellt. Sie beruhen auf den Auswertungen und Analysen der Daten, die durch die bereits vorgestellten Marsmissionen gewonnen wurden.

## **Modellierung der Marsatmosphäre mit globalen Zirkulationsmodellen**

Die globalen Zirkulationsmodelle (GCM) sind ein wichtiges Werkzeug für das Studium der Marsatmosphäre. Ein Großteil unseres heutigen Wissens über die Marsatmosphäre basiert auf den Ergebnissen numerischer Modelle. Leovy und Mintz (1969) haben die

Resublimation des atmosphärischen CO<sub>2</sub> und das Vorhandensein transienter barokliner Wellen in den mittleren Breiten der Winterhemisphäre mit einem GCM prognostiziert. Ihr Modell wurde von der NASA zum Ames GCM weiterentwickelt. Es wird noch heute zur Auswertung und Interpretation der durch Raumsonden gewonnenen Messdaten verwendet.

Mit dem französischen Modell des Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) konnten die saisonalen Druckschwankungen, die von den Viking Landern gemessen wurden, widergegeben werden (Hourdin u. a., 1995; Collins u. a., 1996). Das LMD GCM und das an der Oxford University entwickelte Oxford Mars GCM bilden die Grundlage für die Mars Climate Database (MCD, siehe Lewis u. a., 1999 und Kapitel 3.1.3 dieser Arbeit). Die Modelle unterliegen einer ständigen Weiterentwicklung. Newman u. a. (2002a,b) haben den Staubtransport in die Modelle implementiert. Montmessin u. a. (2003) erweiterten die Modelle, so dass Wassereiswolken simuliert werden konnten. Der Wasserdampftransport wurde durch Böttger (2003) erstmals in die Modelle eingebunden. Angelats i Coll u. a. (2003) haben die Modellobergrenze auf 120 km ausgedehnt.

Mit dem Mars GCM von John Wilson (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory, Princeton) wurde der Wasserkreislauf des Mars studiert (Richardson und Wilson, 2002a) und Wassereiswolken erforscht (Richardson u. a., 2002). Allison u. a. (1999) und Takahashi u. a. (2003a,b) entwickelten weitere Mars GCMs. Neben den oben genannten gibt es eine Fülle von weniger komplexen Modellen zur Untersuchung bestimmter Sachverhalte (siehe z. B. Mass und Sagan, 1976; Moriyama und Iwashima, 1980; Nayvelt u. a., 1997; Segschneider u. a., 2003). Die Arbeiten zeigen, dass sich die für die Erde entwickelten Modelle, prinzipiell auch auf den Mars anwenden lassen.

## **Mesoskalige Marsmodellierung**

Mesoskalige Modelle haben eine Auflösung von wenigen km bis etwa 100 m. Sie eignen sich für die Untersuchung regionaler Phänomene, deren horizontale Ausdehnung etwa 100 km und darunter beträgt (Savijarvi und Siili, 1993; Rafkin u. a., 2001; Toigo und Richardson, 2002; Tyler u. a., 2002). Dazu gehören beispielsweise die Hang- und Bergwinde, sowie Prozesse der Staubbildung. Die Modelle dienen auch zur Bestimmung geeigneter Landeplätze für Marsmissionen.

## **Die Marsoberfläche**

Das Gammastrahlenspektrometer an Bord der Raumsonde 2001 Mars Odyssey erbrachte erstmals den Beweis für das Vorhandensein von Wassereis im Marsboden (Boynton u. a.,



2002). Es hat den Wasserstoffgehalt in der Bodenschicht dicht unter der Marsoberfläche (bis ca. 60 cm) mit einer Auflösung von etwa 200 km gemessen<sup>1</sup> (siehe Abbildung 1.1, die Angabe erfolgt in Gewichtsprozent (Gew.-%, bezogen auf die Trockenmasse)). Da die

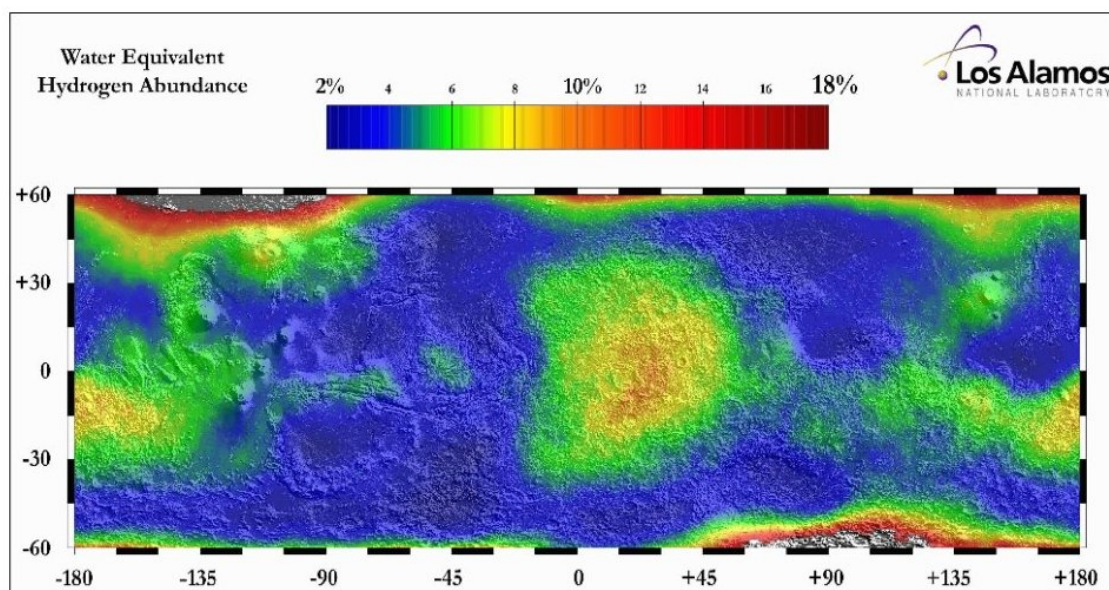


Abbildung 1.1: Die Abbildung zeigt den Wasserdampfgehalt in den oberen Schichten des Marsbodens. Die Datenaufnahme erfolgte zwischen Februar 2002 und April 2003 (Feldman u. a., 2003).

häufigste Wasserstoffverbindung im Boden  $H_2O$  ist, entspricht eine große Anzahl von Wasserstoffatomen einem erhöhten Wassereisvorkommen. Ein Wassereisgehalt von 18 Gew.-% fand sich am Rande der Polarregionen. In den äquatorialen Breiten, zwischen 30°S und 30°N, wurde im Bereich von -180° bis -135°, 0° bis 45° und 135° bis 180° geographischer Länge ein hoher Wassereisgehalt detektiert.

Möhlmann (2006) äußerte die Vermutung, dass die Nebelvorkommen auf dem Mars mit dem erhöhten Wassereisgehalt im Boden korreliert sein könnten. In der Diskussion werden die gemessenen Wassereisvorkommen im Boden mit den Ergebnissen der HRSC-Bilddatenauswertung verglichen.

<sup>1</sup>Die Messung beruht auf folgendem Prinzip: Stößt ein energiereiches geladenes Teilchen der kosmischen Strahlung auf einen Atomkern im Marsboden, werden Neutronen frei. Ein Teil wird Richtung Himmel gestrahlt, ein anderer trifft im Boden auf weitere Atome und regt diese dadurch zum Aussenden von Gammastrahlung an. Die Neutronen und die Gammastrahlung werden vom Messinstrument an Bord der US-Raumsonde Mars Odyssey detektiert. Gemessene Energien und Strahlungsmengen sind für bestimmte chemische Elemente charakteristisch. Schnelle Neutronen werden insbesondere von Wasserstoffatomen abgebremst. Eine geringe Anzahl von detektierten Neutronen deutet auf eine große Anzahl von Wasserstoffatomen hin (Lorenzen, 2004).

Die permanente Eisdecke auf dem Nordpol besteht aus Wassereis, welches sich auch im nordhemisphärischen Sommer nicht auflöst (Langevin u. a., 2005). Wassereis ist auch ein Bestandteil der permanenten Eisdecke auf dem Südpol. Es handelt sich dabei um ein Gemisch aus Wasser- und CO<sub>2</sub>-Eis, wie aktuelle Arbeiten von Bibring u. a. (2004a) und Doute u. a. (2007) zeigen. Im jeweiligen hemisphärischen Winter resublimiert zusätzlich CO<sub>2</sub>-Eis auf der Polkappe, welches im Frühling wieder sublimiert. Die CO<sub>2</sub> - Menge, die dabei resublimiert entspricht nahezu einem Viertel des Atmosphärengehalts. Die Bildung und das Abschmelzen der Polkappen im Rhythmus der Jahreszeiten bewirkt deutliche Schwankungen des mittleren Oberflächendrucks (Tillman, 1988; Tillman u. a., 1993).

Messungen der Bodenalbedo und der thermischen Trägheit werden aktuell vom Thermal Emission Imaging System (THEMIS) an Bord der Raumsonde 2001 Mars Odyssey durchgeführt (Fergason u. a., 2006). Die Instrumente an Bord der Viking-Sonden haben diese Größen ebenfalls gemessen (Kieffer u. a., 1976, 1977), sowie das TES an Bord der Raumsonde Mars Global Surveyor (Mellon u. a., 2000; Christensen u. a., 2001). Die vom TES gemessene Albedo und thermische Trägheit werden als konstante Einstellungen (siehe Tabelle 3.2) im für diese Arbeit benutzten eindimensionalen Modell verwendet.

Mars Pathfinder hat einen vertikalen Temperaturgradienten von 10 K - 15 K zwischen dem Boden und der untersten Luftschicht gemessen (Schofield u. a., 1997). Ein Temperaturgradient von 30 K wurde von den Rovern Spirit und Opportunity gemessen (Smith u. a., 2004). Diese hohen Werte sind Folge der geringen Dichte der Marsatmosphäre. Die Marsoberfläche wird durch die Sonneneinstrahlung stark erhitzt. Die konvektiven Wärme Flüsse sind gering, so dass die Wärmeabgabe des Bodens hauptsächlich durch Strahlung erfolgt.

## **Die Atmosphäre**

Die Marsatmosphäre besteht zu 95 % aus Kohlendioxid. Wasser tritt nur in Spuren auf. Unter den vorherrschenden Druck- und Temperaturverhältnissen können Kohlendioxid und Wasser nur in gasförmiger und fester Phase vorgefunden werden. Die Arbeiten von Haberle u. a. (2001) und Hecht (2002) besagen jedoch, dass es Regionen auf dem Mars gibt, in denen Wasser in flüssiger Form auf der Oberfläche vorliegen könnte. Dies gilt nicht für die Atmosphäre.

Der atmosphärische Wasserdampfgehalt ist sehr variabel. Er hängt von vielen Faktoren ab, wie dem Ort, der Jahres- und Tageszeit. Das Thermal Emission Spectrometer an Bord der Raumsonde Mars Global Surveyor hat den atmosphärischen Wasserdampfgehalt gemessen. Abbildung 1.2 zeigt den saisonal und breitenabhängigen atmosphärischen

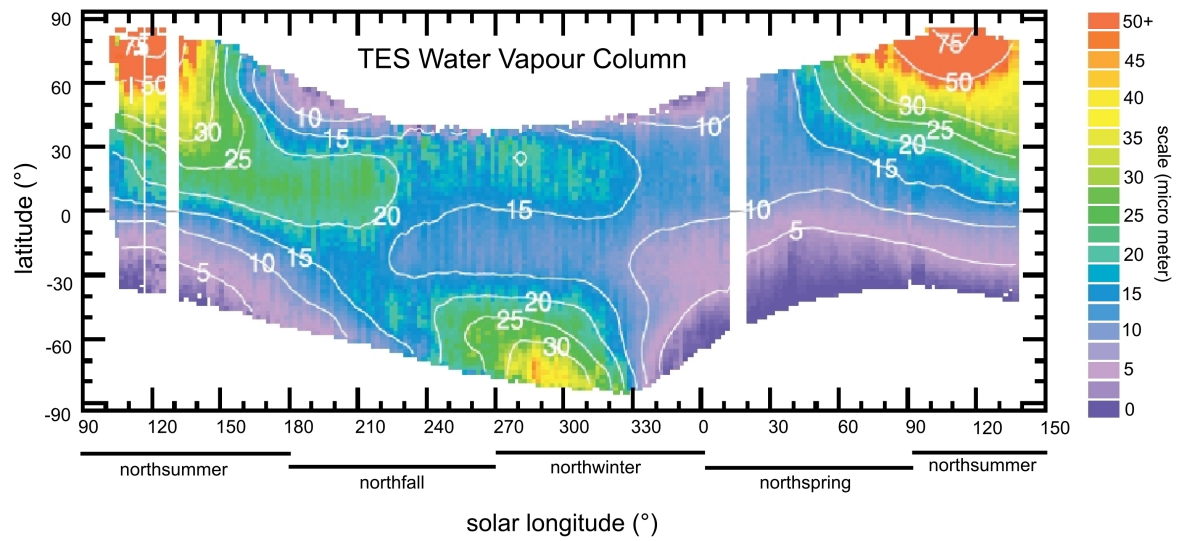


Abbildung 1.2: Die Abbildung zeigt den saisonal und breitenabhängigen Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre. Die Datenaufnahme erfolgte zwischen dem 1. März 1999 und dem 28. März 2001. Dies entspricht in etwa einem Marsjahr (aus Smith, 2002).

Wasserdampfgehalt, angegeben in precipitable microns<sup>2,3</sup>. Der Wasserdampfgehalt ist im nordhemisphärischen Sommer ( $L_s = 110^\circ - 120^\circ$ )<sup>4</sup> jenseits des 80. Breitengrads maximal, mit Werten über 70 pr- $\mu\text{m}$ . Zu diesem Zeitpunkt ist das saisonal abhängige  $\text{CO}_2$ -Eis sublimiert und die Wassereismassen freigelegt (Jakosky und Farmer, 1982; Smith u. a., 2001b; Smith, 2002). Ein weniger stark ausgeprägtes Maximum findet sich auf der Südhemisphäre (40 pr- $\mu\text{m}$ ), jenseits des 75. Breitengrads im südhemisphärischen Sommer, bei  $L_s = 290^\circ$  (Smith u. a., 2001b; Smith, 2002).

<sup>2</sup> Dies entspricht der Aussage, wie viel Wasser in einer Atmosphärensäule enthalten wäre, wenn man den Inhalt in den flüssigen Zustand überführte.

<sup>3</sup> Bei den für diesen Plot verwendeten Daten handelt es sich um zonal gemittelte Tageswerte (14 Uhr lokaler Zeit) des Nadir-Kanals, bei denen die Oberflächentemperatur oberhalb von 220 K lag. Nächtliche Messungen des Wasserdampfgehalts sind stark fehlerbehaftet (Smith, 2002). Die Datenaufnahme erfolgte zwischen dem 1. März 1999 und dem 28. März 2001. Das Bild wurde nicht orographisch korrigiert. Der Fehler in der Messung beträgt 3 - 5  $\mu\text{m}$  precipitable water (pr- $\mu\text{m}$ ). Eine genaue Beschreibung des bei der Datenauswertung verwendeten Auswertalgorithmus ist in Smith (2002) zu finden.

<sup>4</sup> Die Jahreszeit auf dem Mars wird anhand des  $L_s$ -Werts bestimmt.  $L_s$  steht für „solar longitude“ und bezeichnet den Winkel zwischen Sonne und Mars. Anhand der Stellung des Mars zur Sonne kann jeder Position ein Winkel zugeordnet werden.  $0^\circ$  entspricht dem Äquinoktium und kennzeichnet den Frühlingsbeginn auf der marsianischen Nordhalbkugel.  $90^\circ$  kennzeichnet den Beginn des Nordsummers,  $180^\circ$  den des Nordherbstes und  $270^\circ$  den des Nordwinters (vgl. Abbildung 2.2).

In Smith (2002) ist von einem transäquatorialen Wasserdampftransport die Rede. Abbildung 1.2 lässt einen Wasserdampftransport von der Nord- zur Südhemisphäre zwischen  $L_s = 150$  und  $L_s = 220^\circ$  vermuten. In einer aktuelleren Arbeit zeigt sich, dass diese Wasserdampfzunge immer nur zu dieser Zeit von TES gemessen wird (Smith, 2004). Der Wasserdampfgehalt und dessen Transport werden in der Diskussion zu den Ergebnissen der Arbeit in Bezug gesetzt.

Das Thermal Emission Spectrometer hat auch den Staubgehalt in der Atmosphäre gemessen (Smith u. a., 2001b,c; Smith, 2004). Aktuell registriert das Thermal Imaging System (THEMIS) den Staubgehalt (Smith u. a., 2003).

Die Staubstürme auf dem Mars erreichen zum Teil globale Ausmaße und trüben oft monatelang die Atmosphäre. Cantor u. a. (2001) haben das Auftreten von Staubstürmen in Abhängigkeit der geographischen Länge und Breite, sowie der Jahreszeit untersucht. Es zeigte sich, dass die Staubstürme vermehrt auf der Südhemisphäre im nordhemisphärischen Winter auftreten, wenn der Mars im Perihel steht und die solare Einstrahlung am intensivsten ist. Die Untersuchung basiert auf den Auswertungen von Daten, erhalten durch die Mars Orbiter Camera im Jahr 1999. Zudem sind Staubteufel<sup>5</sup> ein häufig beobachtetes Phänomen auf dem Mars (Thomas und Gierasch, 1985; Metzger u. a., 1999). Diese sind meist größer, als die auf der Erde. Martin und Zurek (1993) und Jakosky (1995) geben eine Übersicht über die Staubaktivitäten auf dem Mars.

Der Staub spielt eine entscheidende Rolle bei der Wolkenbildung auf dem Mars (Määttä, 2007). Weitere Auswirkungen des Staubs untersuchten unter anderem Pollack u. a. (1979), Ockert-Bell u. a. (1997), Forget (1998), Tomasko u. a. (1999), Clancy u. a. (2003) und Wolff und Clancy (2003).

## Die planetare Grenzschicht

Beobachtungsdaten und Modellstudien bilden die Grundlage für das Studium der planetaren Grenzschicht. Meteorologische Messungen konnten durch die Viking Lander 1 und 2 (Hess u. a., 1976, 1977) und die Mars Pathfinder Mission (Schofield u. a., 1997) gewonnen werden. Aktuelle Messungen erfolgen durch die Rover Spirit und Opportunity (Smith u. a., 2004).

Die Daten der Viking-Lander wurden von Seiff und Kirk (1977), Sutton u. a. (1978) und Tillman u. a. (1994) untersucht und von Haberle und Houben (1991); Haberle u. a. (1993) und Savijärvi (1991b, 1995) modelliert. Larsen u. a. (2002) haben basierend auf den Mars Pathfinder Daten die Vorgänge in der Grenzschicht untersucht, die

---

<sup>5</sup>Staubteufel sind kleinräumige Staubwirbel.

von Savijärvi (1999), Savijärvi u. a. (2004) und Määttänen und Savijärvi (2004) modelliert wurden. Die Arbeiten gelangten zu dem Schluss, dass die für die Erde abgeleitete Ähnlichkeitstheorie der Turbulenz auch auf den Mars anwendbar ist.

## Wolken und Nebel

Die häufigste Wolkenart auf dem Mars bilden die Wassereiswolken. Im jeweiligen hemisphärischen Herbst/Winter bilden sich Wolken über der Polarregion. Im nordhemisphärischen Spätfrühling/Frühsommer ( $L_s = 71^\circ$ ), wenn der Mars im Aphel steht, formen sich Wassereiswolken im aufsteigenden Ast der Hadley-Zirkulationszelle (Clancy u. a., 1996; Wolff u. a., 1999; Tamppari u. a., 2000, 2003). Es entsteht der sogenannte „Martian aphelion cloud belt“, ein Wolkenband rund um den Äquator. Eine umfangreiche Studie zum Thema Marswolken hat Kahn (1984) durchgeführt. Als Grundlage für die Untersuchung dienten die Aufnahmen der Viking Orbiter. Die Aufnahmen der Mars Orbiter Camera an Bord der Raumsonde Mars Global Surveyor benutzten Wang und Ingersoll (2002) zur Untersuchung der Wolken über den Polarregionen und des äquatorialen Wolkenbands. In anderen Gegenden, wie an den Hängen der mächtigen Schildvulkane, werden ebenfalls Wolken beobachtet (Pickersgill und Hunt, 1981; Zasova u. a., 2005; Noe Dobrea und Bell, 2005; Michaels u. a., 2006; Benson u. a., 2006).

CO<sub>2</sub>-Wolken bilden sich bei Temperaturen unter  $-125^\circ\text{C}$  in der Marsatmosphäre. Sie treten bevorzugt in den winterlichen Polarnächten auf (Pettengill und Ford, 2000; Ivanov und Muhleman, 2001; Colaprete und Toon, 2002; Colaprete u. a., 2003; Tobie u. a., 2003). Sie sind auch an anderen Orten des Planeten in hohen Höhen zu finden (James u. a., 1992; Clancy und Sandor, 1998; Montmessin u. a., 2006a,b, 2007a).

In Hunt und James (1985) findet sich eine Übersicht zu Wassereis- und CO<sub>2</sub>-Wolken. Das Thermal Emission Spectrometer an Bord von Mars Global Surveyor hat Wolken detektiert. Pearl u. a. (2001) hat die Ergebnisse für das erste Beobachtungsjahr zusammengefasst.

Viking Orbiter 1, Viking Lander 1 und Mars Pathfinder beobachteten Raureif und Morgennebel auf dem Mars. Der durch den Viking Lander 1 beobachtete Morgennebel (Pollack u. a., 1977) wurde von Savijärvi (1991b, 1995) mit Hilfe eines eindimensionalen Grenzschichtmodells<sup>6</sup> modelliert. Inada (2002) und Määttänen u. a. (2005) modellierten den von dem Viking Orbiter 1 beobachteten Nebel (Briggs u. a., 1977). Der vom Mars Pathfinder gesichtete Morgennebel wurde von Savijärvi (1999) und Savijärvi u. a. (2004)

---

<sup>6</sup>Das Modell wurde erweitert und im Rahmen dieser Arbeit zur Untersuchung der Nebelphänomene im Valles Marineris verwendet (siehe Kapitel 3.2).

simuliert. Aktuelle Untersuchungen zu atmosphärischen Erscheinungen im Grabenbruch Valles Marineris, unter anderem zum Morgenbild (siehe Abbildung 2.4), wurden von Inada u. a. (2008) durchgeführt. Dazu wurden Spektren des OMEGA an Bord der Raumsonde Mars Express ausgewertet. Sie sagen, dass es sich im Fall des Morgenbilds um Staub handelt. Diese Aussage wird in der Diskussion aufgegriffen. Die Veröffentlichung zu den Nebelphänomenen auf dem Mars von Möhlmann u. a. (2008) basiert auf den Ergebnissen, die im Verlauf dieser Arbeit erzielt wurden.

### 1.3 Motivation und Ziel der Arbeit

Das Studium der Marsatmosphäre ist von großer Wichtigkeit. Der Erfolg einer jeden Marsmission, insbesondere bemannter, hängt stark von den Wetterbedingungen auf dem Mars ab.

Beeindruckende Fotografien von atmosphärischen Erscheinungen liefert aktuell die hochauflösende Stereokamera HRSC (High Resolution Stereo Camera) an Bord der europäischen Raumsonde Mars Express. Die Bilder zeigen den Grabenbruch Valles Marineris

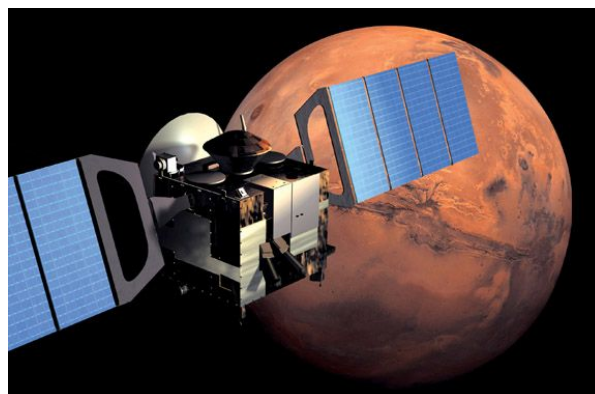


Abbildung 1.3: Die Mars Express Raumsonde erreichte den Planeten Weihnachten 2003 (DLR, 2007).

gefüllt mit etwas, das wie Nebel aussieht (siehe Abbildung 2.4). Die Datenlage hat sich in den letzten Jahren sehr verbessert. Es ist möglich, die Prozesse der Nebelentstehung zu untersuchen. Aus dem Stand der Forschung ergibt sich, dass bisher nur sehr wenige Untersuchungen zur Nebelbildung durchgeführt wurden. Dies bezieht sich sowohl auf die Auswertung der vorhandenen Daten bezüglich dieses Aspekts, als auch die Modellierung dieser Phänomene. Die Frage nach den Ursachen der Nebelbildung auf dem Mars gehört zu den noch offenen aktuellen Forschungsfragen, und damit beschäftigt sich diese Arbeit.

Eine systematische Auswertung der HRSC-Bilddaten ergibt die Nebel- und Wolken-vorkommen in Abhängigkeit des Orts und der Jahreszeit. Es wird das eindimensionale Grenzschichtmodell der Universität Helsinki verwendet, um die beobachteten Phänomene zu simulieren. Ziel ist es, den physikalischen Entstehungsprozess, der hinter der Nebelbildung steckt, zu ergründen. Es soll getestet werden, ob die auf der Erde wirkenden Mechanismen auf den Mars übertragbar sind.

Das Kapitel 2 beschäftigt sich mit den unterschiedlichen Nebelarten und dessen Entstehung. Die astronomischen, planetaren und atmosphärischen Eigenschaften des Planeten Mars werden vorgestellt und mit der Erde verglichen. Überlegungen zur Nebelbildung auf dem Mars schließen das Kapitel ab. In Kapitel 3 werden die Datenquellen, sowie das eindimensionale Grenzschichtmodell der Universität Helsinki, welches in dieser Arbeit verwendet wurde, vorgestellt. In Kapitel 4 werden die Ergebnisse präsentiert, die dann in Kapitel 5 diskutiert werden. Die Arbeit schließt mit einem kurzen Ausblick.

## 2 Vergleich der Atmosphären von Mars und Erde

### 2.1 Nebel

#### 2.1.1 Definition

Als Nebel bezeichnet man im allgemeinen Wolken, deren Ausdehnung sich bis auf den Boden erstreckt. Auf der Erde spricht man von Nebel, wenn die Sichtweite auf unter einen Kilometer beschränkt ist. Wie auch Wolken sind Nebel eine Anhäufung von Wassertröpfchen. Nebel entsteht durch das Auskondensieren oder Sublimieren von Wasserdampf in der bodennahen Schicht. Bei Temperaturen weit unter dem Gefrierpunkt besteht der Nebel aus Eiskristallen und wird Eisnebel genannt (Deutscher Wetterdienst, 1987).

#### 2.1.2 Nebelarten

Nebel wird aufgrund seiner unterschiedlichen Entstehungsprozesse in drei Gruppen unterteilt. Es gibt Mischungsnebel, Verdunstungsnebel und Abkühlungsnebel.

**Mischungsnebel** kann beim Aufeinandertreffen besonders kalter und warmer Luftmassen hoher relativer Feuchte entstehen, eine Gegebenheit, wie man sie beispielsweise an Fronten vorfindet. Das Mischen zweier Luftpakete mit den Temperaturen  $T_1$  und  $T_2$  und der spezifischen Feuchte  $q_1$  und  $q_2$  kann mit Hilfe eines Phasendiagramms veranschaulicht werden (Abbildung 2.1). Die Mischluft aus den Luftpaketen der Massen  $m_1$  und  $m_2$  habe eine Temperatur  $T_m$  und die spezifische Feuchte  $q_m$ . Die möglichen Massenverhältnisse beschreiben eine Gerade im Phasendiagramm, die die gekrümmte Dampfdruckkurve in zwei Punkten schneidet. Zwischen den Schnittpunkten liegt die Gerade oberhalb der Dampfdruckkurve. Die Dampfdruckkurve beschreibt den Sättigungsdampfdruck von Wasser in Abhängigkeit von der Temperatur. Der Kondensationsprozess setzt ein, bis die Mischluft die Temperatur  $T_k$  und die Feuchte  $q_k$  erreicht hat. Das Kondensat wird als Mischungsnebel sichtbar (Kraus, 2004).



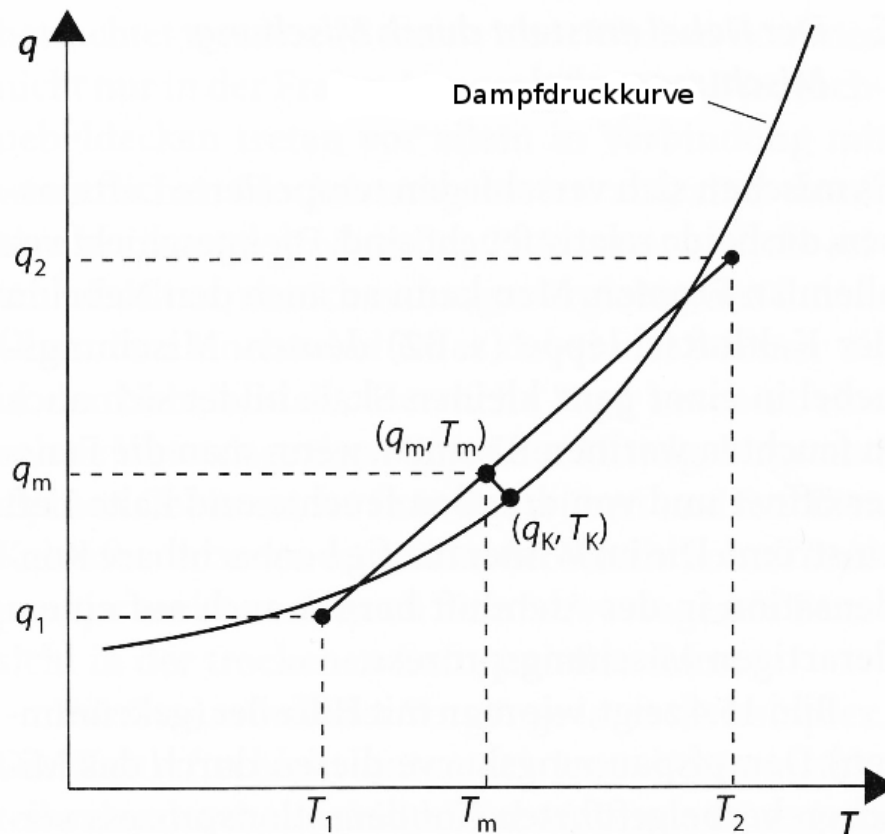


Abbildung 2.1: Die Abbildung zeigt ein Phasendiagramm zur Erläuterung des Mischungsnebels (Kraus, 2004).

Zur Gruppe des **Verdunstungsnebels** gehört der Niederschlagsnebel.

Niederschlagsnebel entsteht auf zweierlei Arten in Verbindung mit den an Fronten auftretenden Niederschlägen. Aus diesem Grund wird diese Nebelart häufig auch als Frontnebel bezeichnet. Fällt warmer Niederschlag auf eine sehr kalte Bodenluftschicht, kann es zur Nebelbildung kommen. Durch die Verdunstung der warmen Regentropfen kommt es zu einer Wasserdampfanreicherung in der Bodenschicht. Ist die Bodenschicht gesättigt, kondensiert der überschüssige Wasserdampf zu Nebeltröpfchen. Turbulenz und Hebung können bei der Entstehung dieser Nebelart mitwirken. Trifft kalter Niederschlag auf eine warme, feuchte Bodenschicht, so wird diese abgekühlt. Wird die Taupunkttemperatur erreicht, kommt es zur Nebeltröpfchenbildung. Dieser Nebel wird ebenfalls als Niederschlagsnebel bezeichnet (Deutscher Wetterdienst, 1987).

Zum **Abkühlungsnebel** zählen unterschiedliche Nebelarten - orographischer Nebel, Advektionsnebel und Strahlungsnebel.

Orographischer Nebel entsteht durch adiabatische Abkühlung. Dies geschieht bevorzugt an orographischen Hindernissen infolge des Hebungsprozesses.

Der Advektionsnebel ist die beständigste aller Nebelformen. Warme Luftmassen, die über kalten Untergrund gelangen, werden durch den nach unten gerichteten Wärmestrom abgekühlt. Ist die warme Luftmasse zudem relativ feucht und die Turbulenz nicht zu hochreichend, kann Nebel entstehen (Deutscher Wetterdienst, 1987). Das Heranführen von bereits bestehendem Nebel wird in der Literatur ebenfalls als Advektionsnebel bezeichnet. Der Entstehungsprozess ist jedoch nicht derselbe (Kraus, 2004).

Kommt Warmluft beispielsweise im Zentralbereich warmer Hochdruckgebiete über kaltem Festland oder einer kalten Wasseroberfläche zur Ruhe, kann sich infolge der Abkühlung der Warmluft von unten eine Bodeninversion oder bodennahe Inversion mit Nebel bilden. Durch schnelles Aufgleiten der Warmluft auf die kalte, wird eine Aufgleit- oder Turbulenzinversion in der Höhe hervorgerufen. Im Bereich der Inversion kommt es zur Bildung von Hochnebel oder Stratusbewölkung. Durch Absinkprozesse werden auch die niedrigeren Schichten erfasst, und es entsteht ein hochreichender Advektionsnebel. In der Regel erreicht der Advektionsnebel eine vertikale Mächtigkeit von 300 m bis 500 m. In besonderen Fällen erreicht er eine Dicke von bis zu 1000 m. Advektionsnebel besitzt keinen Tagesgang. Diese Nebelart tritt für gewöhnlich in den Jahreszeiten auf, in denen der Untergrund am kältesten ist. Über See ist dies im Winter und Frühjahr, über Land im Winter der Fall. Bevorzugt tritt Advektionsnebel im Bereich warmer Hochdruckgebiete über den kalten Meeresflächen der höheren Breiten auf. Nicht selten lässt sich Advektionsnebel in Regionen beobachten, die sich durch große Temperaturdifferenzen auszeichnen. Zu nennen sind hier der Golf- und Labradorstrom, wo kalte und warme Meeresströmung aufeinandertreffen, aber auch die Küstenbereiche der gemäßigten Breiten, in denen der Temperaturunterschied zwischen Wasser und Landmasse besonders groß ist. Über Land tritt Advektionsnebel auf, wenn Warmluft über eine schmelzende Schneedecke geführt wird (Deutscher Wetterdienst, 1987).

Strahlungsnebel bildet sich bevorzugt im Winterhalbjahr bei geringer Bewölkung und windschwachen Wetterlagen. Er kann sich entwickeln, wenn durch die nächtliche langwellige Ausstrahlung des Erdbodens bodennahe Luftschichten stark abgekühlt werden. Begünstigt wird diese Nebelart durch eine hohe relative Luftfeuchtigkeit. Der in der Luft enthaltene Wasserdampf kondensiert, und es bildet sich zunächst flacher Bodennebel, der mit zunehmender Ausstrahlung nach oben hin anwächst. Je nach Dauer der effektiven Ausstrahlung kann dieser Nebel eine Stärke von wenigen zehn bis einhundert Metern erreichen. Strahlungsnebel tritt häufiger im Winter als im Sommer auf. Im Win-

terhalbjahr kann der Strahlungsnebel auf Grund von mangelnden Vertikalbewegungen und unzureichender Sonneneinstrahlung bis zu mehreren Tagen bestehen bleiben. Im Sommer hingegen kommt es zu einer schnellen Auflösung des Strahlungsnebels am frühen Morgen. Orographisch begünstigte Gebiete für diese Nebelart sind Talsenken. Nachts sammelt sich in ihnen die schwere von den Berghängen herunterfließende Kaltluft. Es bilden sich sogenannte Kaltluftseen. Durch weitere Strahlungsabkühlung bildet sich Nebel, der meist bis an die Obergrenze des Kaltluftsees reicht. Langanhaltende Hochdruckwetterlagen, vor allem im Herbst und Winter, begünstigen ebenfalls die Bildung von Strahlungsnebel. Das bodennahe Ausfließen der Luft im Bereich des Hochdruckgebietes, bewirkt die Ausbildung einer bodennahen Absinkinversion<sup>1</sup>. Ein Luftaustausch mit höheren Luftschichten wird unterdrückt. Es kommt zu einer Anreicherung von Wasserdampf und Aerosolkernen unterhalb der Inversion. Aerosolkern fungieren als Kondensationskeime und erhöhen die Wahrscheinlichkeit für Nebelbildung (Deutscher Wetterdienst, 1987).

## 2.2 Eigenschaften des Planeten Mars

Der Mars ist von der Sonne aus gesehen der äußere Nachbarplanet unserer Erde. Auffallend ist seine gelb-rötliche Färbung, weshalb man ihn auch als „roten Planeten“ bezeichnet. Im folgenden werden die astronomischen, planetaren und atmosphärischen Eigenschaften des Planeten Mars beschrieben. Das Kapitel 2.2.2 gibt einen Einblick in die Orographie. Tabelle 2.1 stellt alle wichtigen Größen übersichtlich dar.

### 2.2.1 Astronomische und planetare Eigenschaften

Der Mars bewegt sich entlang einer elliptischen Bahn um die Sonne. Der mittlere Abstand zur Sonne beträgt 1,53 AE<sup>2</sup>. Im Aphel ist der Mars etwa 46 Mill. km weiter von der Sonne entfernt, als im Perihel (siehe Abbildung 2.2). Der Äquatordurchmesser des Mars beträgt 6792 km. Er ist somit halb so groß wie die Erde, die einen Äquatordurchmesser von 12756 km aufweist. Der Mars besitzt kein globales dipolartiges Magnetfeld. Er besitzt lokale Gebiete relativ starker remanter Magnetfelder. Die Schwerebeschleunigung beträgt  $3,72 \text{ ms}^{-2}$ . Dies ist rund ein Drittel der Schwerebeschleunigung der Erde.

---

<sup>1</sup>Inversion, die sich in der freien Atmosphäre infolge der adiabatischen Erwärmung absinkender Luft bildet.

<sup>2</sup>Die Astronomische Einheit (AE) ist ein Maß für den mittleren Abstand zwischen dem Erdmittelpunkt und dem Zentrum der Sonne. Sie beträgt 149.597.870.691 m.

Die Masse beträgt  $6,41810 \cdot 10^{23}$  kg und entspricht etwa einem Zehntel der Erdmasse. Das Marsjahr ist mit 687 Tagen etwa doppelt so lang wie ein Erdjahr mit 365 Tagen. Die Rotationsachsen von Mars und Erde weisen eine ähnliche Neigung auf. Sie beträgt  $25,32^\circ$  für den Mars und  $23,45^\circ$  für die Erde. Somit gibt es auf dem Mars ebenfalls Jahreszeiten, denn die Achsenneigung ist dafür verantwortlich, dass die Tageslänge und der Sonnenstand am Mittag in einem jährlichen Zyklus variieren. Die Jahreszeiten auf dem Mars werden anhand des  $L_s$ -Werts bestimmt (vgl. Fußnote 4, Seite 15). Die Jahreszeiten sind unterschiedlich lang. Dies ist auf die Exzentrizität der Umlaufbahn des Mars zurückzuführen (siehe Tabelle 2.1). Nach dem 2. Keplerschen Gesetz ist die Bahngeschwindigkeit des Mars größer, wenn er sich näher an der Sonne befindet, und kleiner, wenn er weiter entfernt ist. So ist der Nordsommer ( $L_s = 90^\circ$  bis  $180^\circ$ ) mit 160,1 Erdtagen etwa 22 Erdtage länger als der Nordwinter ( $L_s = 270^\circ$  bis  $360^\circ$ ). Der Nordherbst ( $L_s = 180^\circ$  bis  $270^\circ$ ) ist mit 199,6 Erdtagen länger als der Nordfrühling ( $L_s = 0^\circ$  bis  $90^\circ$ ) mit 145,6 Erdtagen (siehe Abbildung 2.2). Ein Marstag wird „Sol“ genannt. Mit einer Dauer von 24,7 h ist der Marstag kaum länger als ein Erdtag.

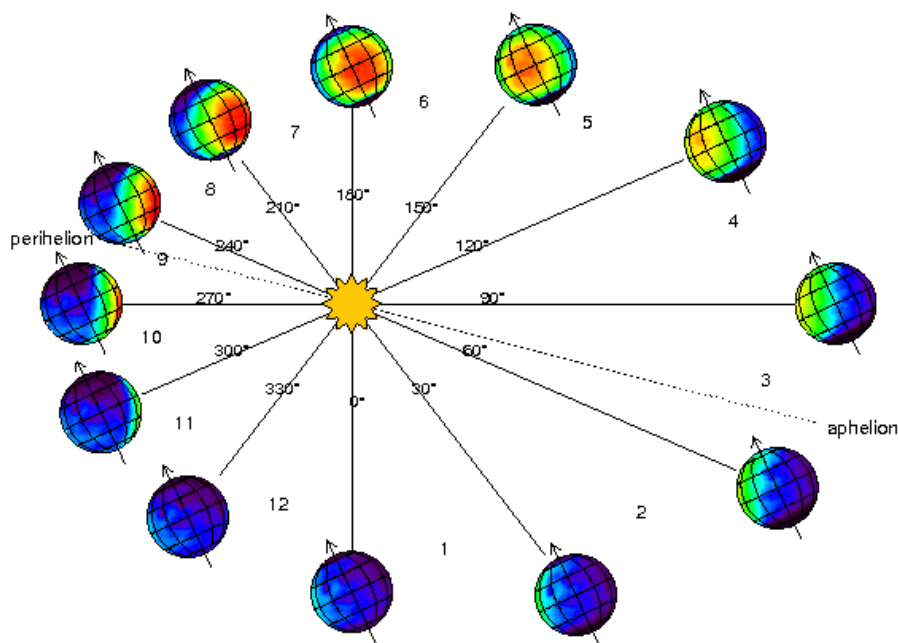


Abbildung 2.2: Der Mars bewegt sich entlang einer elliptischen Bahn um die Sonne. Die Exzentrizität der Umlaufbahn ist verantwortlich für die Länge der Jahreszeiten. Das Aphel ist der sonnenfernste Punkt der elliptischen Bahn des Mars um die Sonne und liegt bei  $L_s = 70^\circ$ . Das Perihel liegt bei  $L_s = 250^\circ$ . Abbildung nach Forget (2006).

Parameter	Einheit	Mars	Erde
Mittlerer Sonnenabstand	AE	1,53	1,0
Bahnexzentrizität		0,093	0,017
Achsenneigung	(°)	25,32	23,45
Winkelgeschwindigkeit	$10^{-5} \text{ s}^{-1}$	7,088	7,294
Jahreslänge (siderische Umlaufzeit)	Erdtage	687	365
Tageslänge (Rotationszeit)	Erdstunden	24,7	24,0
Äquatordurchmesser	km	6792	12756
Schwerebeschleunigung	$\text{m s}^{-2}$	3,72	9,81
Mittlere Dichte des Planeten	$\text{g cm}^{-3}$	3,93	5,52
Masse	$10^{23} \text{ kg}$	6,418	59,75
Mittlere Solarkonstante	$\text{W m}^{-2}$	591	1365
Mittlere Albedo		0,152	0,4
Atmosphärische Zusammensetzung	Vol.-%	CO <sub>2</sub> (95 %) N <sub>2</sub> (2,7 %) Ar (1,6 %) O <sub>2</sub> (0,13 %)	N <sub>2</sub> (77 %) O <sub>2</sub> (21 %) H <sub>2</sub> O (1 %) Ar (0,9 %)
Oberflächendruck	hPa	6 (variabel)	1013
Oberflächentemperatur	K	140 - 300	230 - 315
Adiabatischer Temperaturgradient	$\text{K km}^{-1}$	5	9,7
Spezifische Gaskonstante	$\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$	191	287
Spezifische Wärmekapazität (p = konst.)	$\text{J kg}^{-1} \text{ K}^{-1}$	736	1004

Tabelle 2.1: Die Tabelle zeigt die wichtigsten Parameter für Mars und Erde im Vergleich.  
Nach Savijärvi (1991b); Stoyan (2003); Read und Lewis (2004).

### 2.2.2 Die Orographie

Der Mars ist ein erdähnlicher Planet mit fester Oberfläche. Abbildung 2.3 zeigt die Orographie des Planeten Mars. Die Karte ist farbkodiert. Die Farbskala reicht von - 8000 m (tief dunkelblau) bis + 21000 m (weiß). Das Bezugsniveau ist das Areoid<sup>3</sup>. Die Nord- und Südhalbkugel unterscheiden sich merklich. Die Nordhalbkugel ist eben und weist nur wenige Krater auf. Sie liegt insgesamt 2 km - 3 km unter dem mittleren Höhenniveau. Auf ihr befinden sich, wie bisher bekannt, die größten Schildvulkane unseres Sonnensystems - allen voran der Olympus Mons mit einer Höhe von über 20.000 m. Die Südhalbkugel ist gekennzeichnet durch eine hohe Kraterdichte mit zum Teil beachtlichen Höhenunterschieden. Auf ihr befindet sich das Hellas Bassin, ein Einschlagsbecken mit einer Tiefe von etwa 8 km, sowie die kreisförmig ausgedehnte Tiefebene Argyre Planitia

<sup>3</sup>Das Areoid ist das Geoid des Mars. Als Geoid bezeichnet man die Äquipotentialfläche im Schwerfeld der Erde. Auf der Erde wird das Geoid näherungsweise durch den mittleren Meeresspiegel repräsentiert.

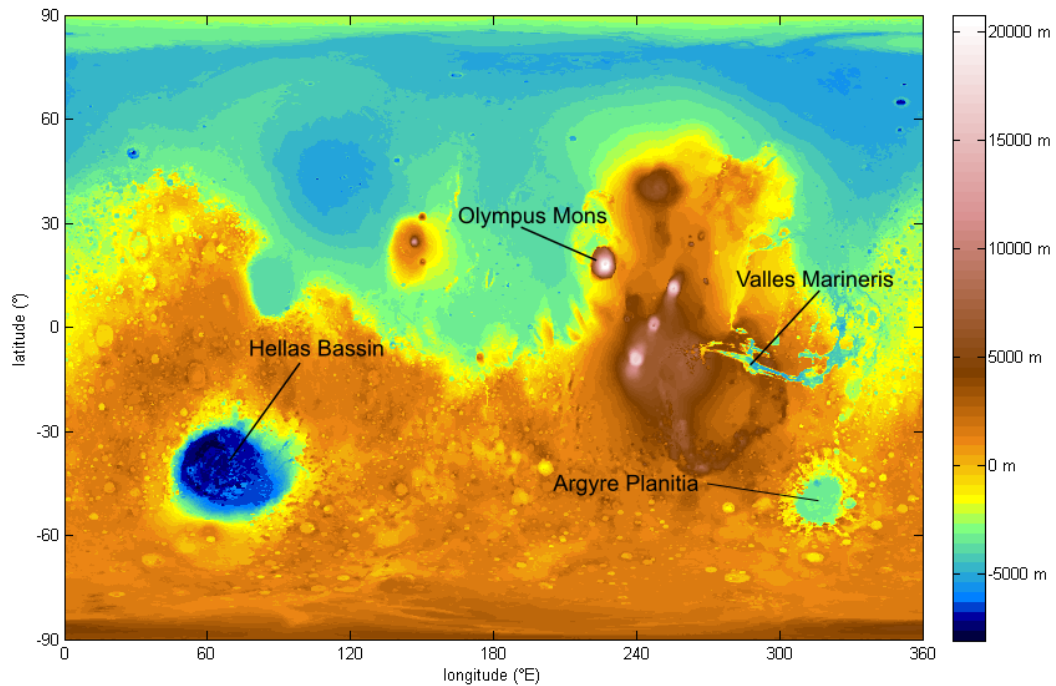


Abbildung 2.3: Die Abbildung zeigt die Orographie des Planeten Mars. Die Daten zur Erstellung dieser Abbildung stammen vom MOLA Science Team (2007).

(etwa 4 km tief). Ebenfalls auf der Südhalbkugel, findet man das Valles Marineris, ein Grabenbruch gewaltigen Ausmaßes, welches sich zonal über den Planeten erstreckt. Das Valles Marineris ist etwa 4000 km lang, 200 km breit und durchschnittlich 6 km tief.

### 2.2.3 Die Marsatmosphäre

Der mittlere Atmosphärendruck an der Marsoberfläche beträgt 6,1 hPa. Dies entspricht in etwa einem Hundertstel des irdischen Luftdrucks. Die Oberflächentemperatur kann zwischen  $-133^{\circ}\text{C}$  bei Nacht und  $+27^{\circ}\text{C}$  am Tag variieren. Der Mars hat keine Ozonschicht. Die kosmische Strahlung erreicht ungehindert die Marsoberfläche. Die Marsatmosphäre ist bis in eine Höhe von 120 km gut durchmischt. Sie besteht zu 95 % aus Kohlendioxid, zu 2,7 % aus Stickstoff, zu 1,6 % aus Argon und zu 0,13 % aus Sauerstoff (vgl. Tabelle 2.1). Wasserdampf ist in Spuren vorhanden. Er wird in precipitable microns (vgl. Fußnote 2, Seite 15) angegeben. Wasser findet man nur in gasförmigem oder festem Zustand unter den gegebenen Druck- und Temperaturverhältnissen. Eis sublimiert zu Wasserdampf und Wasserdampf resublimiert zu Eis, ohne den flüssigen Aggregatzu-

stand einzunehmen. Trotz des niedrigen Wasserdampfgehalts spielt Wasserdampf für das Wetter auf dem Mars eine große Rolle. Es können Wetterphänomene beobachtet werden. Unterschiedliche Arten dünner Eiswolken, Morgennebel, sowie heftige Staubstürme planetaren Ausmaßes prägen das Wetter auf dem Mars. Die Winde erreichen Geschwindigkeiten von durchschnittlich  $10 \text{ ms}^{-1}$  -  $20 \text{ ms}^{-1}$  ( $36 \text{ kmh}^{-1}$  -  $72 \text{ kmh}^{-1}$ ). Bereits geringe Druckunterschiede sorgen für die Entwicklung von Stürmen regionalen sowie globalen Ausmaßes. Staubstürme wirbeln Staubpartikel bis in 8 km Höhe. Durch Höhenwinde gelangen diese bis in 20 km - 50 km Höhe und trüben so über mehrere Monate die Sicht, bis sie sich schließlich in den Kratern und Vertiefungen absetzen.

Wegen der Achsenneigung weist die Äquatorregion auf dem Mars eine positive Strahlungsbilanz, und die Pole eine negative Strahlungsbilanz auf. Somit wird die Zirkulation der Marsatmosphäre, wie auch auf der Erde, durch den Temperaturgegensatz zwischen Äquator und Pol angetrieben. Es entstehen Hadleyzirkulationszellen, die einen Temperaturengleich zwischen den äquatorialen und den mittleren Breiten bewirken. Auf dem Mars ist die südhemisphärische Hadley-Zelle dominant gegenüber der Hadley-Zelle der Nordhemisphäre (Richardson und Wilson, 2002b).

## 2.3 Nebel auf dem Mars

Die Marsatmosphäre ist dünn, kalt und extrem trocken. Trotz des geringen absoluten Feuchtegehalts kann bei sehr niedrigen Temperaturen Sättigung erreicht werden. Die Folge sind Kondensationswolken und Nebelerscheinungen. Diese bestehen zumeist aus Wassereis, da die sehr tiefen Temperaturen, die für das Gefrieren von  $\text{CO}_2$  erforderlich sind, meist nur in den polaren Regionen erreicht werden (Read und Lewis, 2004).

Bei den auf dem Mars beobachtbaren Nebelphänomenen handelt es sich um Strahlungsnebel. Für das Entstehen von Mischungsnebel müssen Luftmassen hoher relativer Feuchtigkeit und unterschiedlicher Temperatur aufeinandertreffen. Niederschlagsnebel bildet sich im Zusammenhang mit den an Fronten auftretenden Niederschlägen. Die oben genannten atmosphärischen Bedingungen auf dem Mars schließen das Entstehen dieser beiden Nebelarten aus.

Advektionsnebel entsteht, wenn eine feuchtwarme Luftmasse über einen kalten Untergrund geführt wird. Auf dem Mars handelt es sich jedoch um einen langsamen und großräumigen Transport von Wasserdampf. Kleinräumige Wasserdampftransporte sind auf dem Mars nicht zu erwarten.

Die Nebel entstehen nach Sonnenuntergang, wenn sich der Boden stark abkühlt, und diese Abkühlung die darüber liegenden Luftschichten erfasst. Es kommt zur Kondensation. Voraussetzung ist eine große Anzahl von Kondensationskeimen. Diese in der Regel feinen Staubteilchen sind notwendig für das Entstehen von Nebel bei geringem Feuchtegehalt. Die hygroskopischen Substanzen bewirken einen geringen Sättigungsdampfdruck an ihrer Oberfläche, so dass sich der Wasserdampf anlagern kann (Määttänen u. a., 2005). Der Nebel löst sich durch die konvektiven Prozesse in der Grenzschicht am frühen Morgen wieder auf, wenn sich die Marsoberfläche durch die Sonneneinstrahlung stark erhitzt.

Abbildung 2.4 zeigt Nebel im Valles Marineris am Morgen des 25. Mai 2004 (Frühlingstag,  $L_s = 38^\circ$ , Orbit 438<sup>4</sup>). Zum Vergleich zeigt Abbildung 2.5 das Valles Marineris ohne Nebel. Die Aufnahme ist am 03. Juni 2004 (Frühlingstag,  $L_s = 42^\circ$ , Orbit 471) um 8:56 Uhr lokaler Zeit entstanden. Es handelt sich bei den Aufnahmen um Falschfarbendarstellungen.

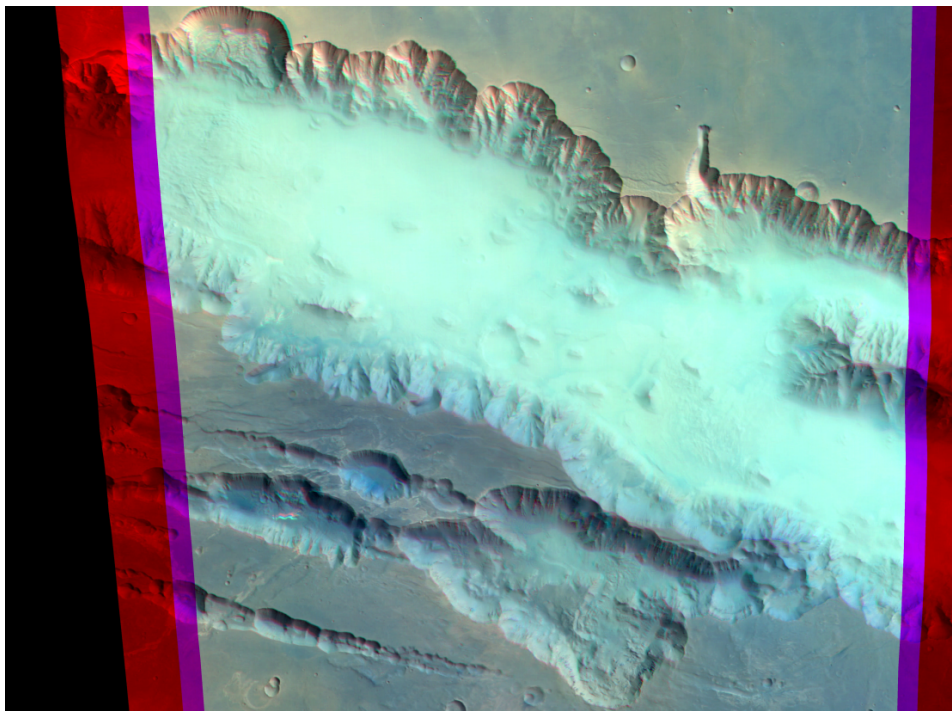


Abbildung 2.4: Das Valles Marineris am 25. Mai 2004 (Frühlingstag,  $L_s = 38^\circ$ ) um 9:11 Uhr lokaler Zeit (Morgenbild, Orbit 438). Der Grabenbruch ist mit Nebel gefüllt. Copyright: ESA/DLR/FUB (G. Neukum)

---

<sup>4</sup>Die Aufnahme ist beim 438. Umlauf der Sonde Mars Express entstanden.



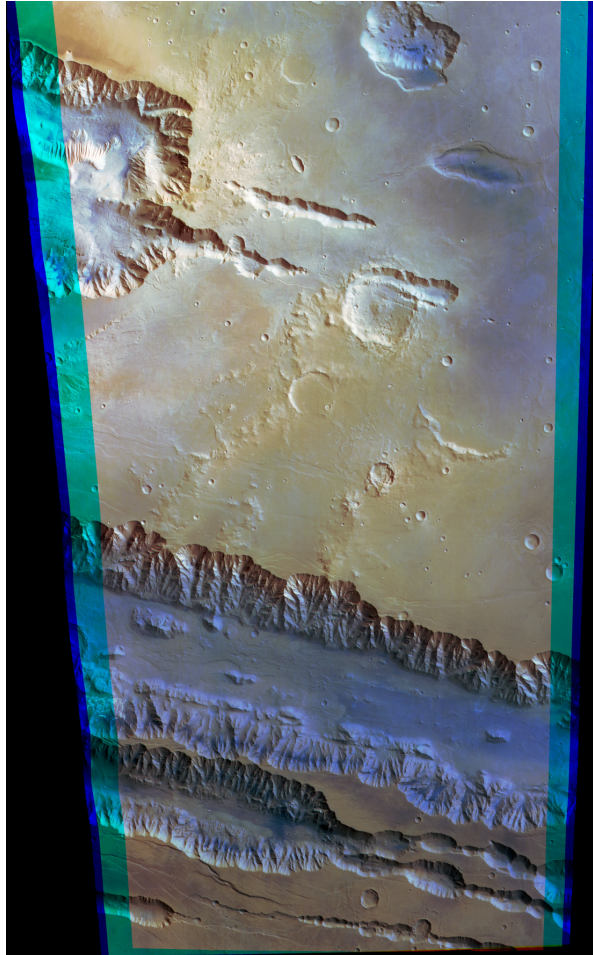


Abbildung 2.5: Das Valles Marineris am 03. Juni 2004 (Frühlingstag,  $L_s = 42^\circ$ ) um 8:56 Uhr lokaler Zeit (Orbit 471). Der Grabenbruch ist nicht mit Nebel gefüllt.  
Copyright: ESA/DLR/FUB (G. Neukum)

## 3 Daten- und Modellbeschreibung

### 3.1 Datenquellen

#### 3.1.1 HRSC - High Resolution Stereo Camera

Die HRSC wurde vom Deutschen Institut für Luft- und Raumfahrt entwickelt (Neukum u. a., 2004). Sie wird vom DLR Institut für Planetenforschung und der Freien Universität Berlin betrieben. Die Kamera besitzt zwei Kameraköpfe: den hochauflösenden Stereokopf und den SRC-Kopf<sup>1</sup>. Der Stereokopf besteht aus neun CCD-Zeilensensoren<sup>2,3</sup> (Abbildung 3.1). Sie sind parallel zueinander und quer zur Flugrichtung angeordnet. Aufgrund der Vorwärtsbewegung der Raumsonde scannen die Sensoren denselben Ausschnitt auf der Marsoberfläche Zeile für Zeile unter insgesamt fünf unterschiedlichen Blickwinkeln. Die Daten werden komprimiert zur Erde gefunkt und am Computer zu Bildern zusammengesetzt. Aus fünf der neun aufgenommenen Bildstreifen können dreidimensionale Bilder erstellt werden. Die übrigen vier Zeilensensoren sind mit vier Farbfiltern zur Erzeugung multispektraler Bilddaten, und somit zur Farbgebung, ausgestattet (DLR, 2007). Die Anzahl der Zeilen ist theoretisch unbegrenzt. In der Praxis begrenzt vor allem die Speicherkapazität an Bord der Raumsonde die Länge der Bilddaten. Im Allgemeinen scannt die HRSC 30.000 - 60.000 Zeilen an einem Stück und kann bis zu drei mal pro Umlauf betrieben werden (Hauber, 2004).

Die Umlaufbahn der Raumsonde ist elliptisch und nahezu polumlaufend. Die Umlauf-

---

<sup>1</sup>SRC = Super Resolution Channel

<sup>2</sup>CCD = Charge Coupled Device

<sup>3</sup>CCD-Zeilensensoren bestehen aus einer eindimensionalen Anordnung von Bildpunkten. Im Falle der HRSC beträgt die Anzahl der Bildpunkte 5184 pro Zeile. Bei einer Aufnahme wird jeweils nur eine Zeile belichtet. Durch die Vorwärtsbewegung der Raumsonde wird die Marsoberfläche Zeile für Zeile erfasst. Die Geschwindigkeit der Raumsonde, die Taktrate, mit der eine Zeile gescannt wird, und die Belichtungszeit müssen genau aufeinander abgestimmt sein. Die Raumsonde bewegt sich entlang einer elliptischen Bahn und ändert ihre Geschwindigkeit stetig (2. Keplersches Gesetz). Aus diesem Grund muss auch die Taktrate ständig geändert werden. Ein Bild entsteht durch die Zusammensetzung bzw. Aneinanderreihung der hintereinander aufgenommenen Bildzeilen am Computer (Hauber, 2004).

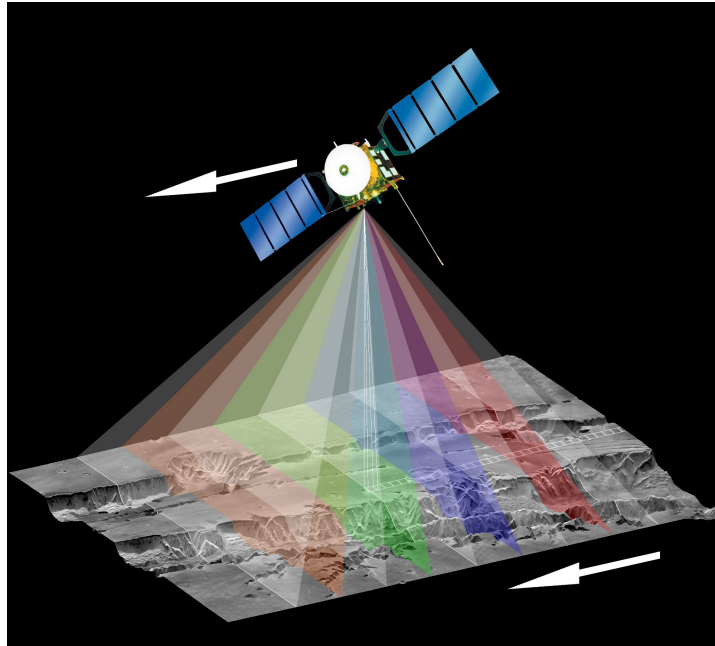


Abbildung 3.1: HRSC rastert das Gelände mit neun Sensoren (DLR, 2007).

zeit beträgt 6,7 h (ESA, 2005). Im Perizentrum<sup>4</sup>, in 270 km Entfernung, beträgt die Auflösung 12 m pro Bildpunkt. Die Bilder zeigen dann einen Geländeausschnitt, der 52 km breit und mindestens 300 km lang ist (DLR, 2007).

Der Super Resolution Channel (SRC) fungiert als eine Art Lupe, die dazugeschaltet werden kann. Sie besteht aus einem Spiegelteleskop und einem CCD-Flächensensor<sup>5</sup>.

Die Aufnahme erfolgt innerhalb des Gesichtsfeldes einer Zeile. Die Aufnahmen des hochauflösenden Stereokopfes liefern den räumlichen Kontext zu den Bildern. Aufnahmen mit einer Auflösung von bis zu 2,3 m pro Bildpunkt aus 270 km Höhe sind möglich. Der Bildausschnitt ist dann 2,3 km mal 2,3 km groß (DLR, 2007).

### 3.1.2 PFS - Planetary Fourier Spectrometer

Das Planeten Fourier Spektrometer an Bord der Raumsonde Mars Express ist ein 2-Kanal-Michelson-Interferometer, welches zur Erforschung der Marsatmosphäre und der Oberfläche eingesetzt wird. Molekülstrukturen können anhand der Wellenlängen, die sie vom Sonnenlicht absorbieren, und anhand der Wärmestrahlung, die sie emittieren, identifiziert werden. Der Spektralbereich  $1700\text{ cm}^{-1}$  -  $8200\text{ cm}^{-1}$ , wird vom sogenannten

<sup>4</sup>Der Punkt auf der Umlaufbahn, an dem die Raumsonde dem Planeten am nächsten ist.

<sup>5</sup>CCD-Flächensensoren bestehen aus einer zweidimensionalen Anordnung von Bildpunkten. Bei einer Aufnahme werden alle Bildpunkte einer Fläche zeitgleich belichtet (Hauber, 2004).

short-wave channel (SWC) erfasst. Der long-wave channel (LWC) erfasst den Spektralbereich  $250\text{ cm}^{-1}$  -  $1700\text{ cm}^{-1}$ . Die spektrale Auflösung beider Kanäle beträgt  $1,3\text{ cm}^{-1}$  -  $2\text{ cm}^{-1}$ . Dies entspricht einer räumlichen Auflösung von 7 km für kurzwelligen und 12 km für den langwelligen Kanal bei einer Messung aus dem Perizentrum (Formisano u. a., 2004, 2005). Die gewonnenen Spektraldaten werden mittels eines Detektors in ein elektrisches Signal umgewandelt. Die Berechnung der Spektren erfolgt an Bord der Raumsonde.

Das dreidimensionale Temperaturprofil wird durch die Analyse der  $\text{CO}_2$ - Absorptionsbanden ( $\text{CO}_2$  macht ca. 95 % der Marsatmosphäre aus) um  $667\text{ cm}^{-1}$  und  $2370\text{ cm}^{-1}$ , mittels eines komplexen Verfahrens bestimmt (Grassi u. a., 2005). Ein vertikales Temperaturprofil umfasst den Bereich 0 km bis 70 km. Die vertikale Auflösung wird auf 3 km bis 5 km geschätzt. In einer staubfreien Marsatmosphäre kann ein Temperaturfehler von  $\sim 3\text{ K}$  angenommen werden. In einer staubigen Atmosphäre liegt der Temperaturfehler bei  $\sim 10\text{ K}$  für die untersten 10 km (Formisano u. a., 2004).

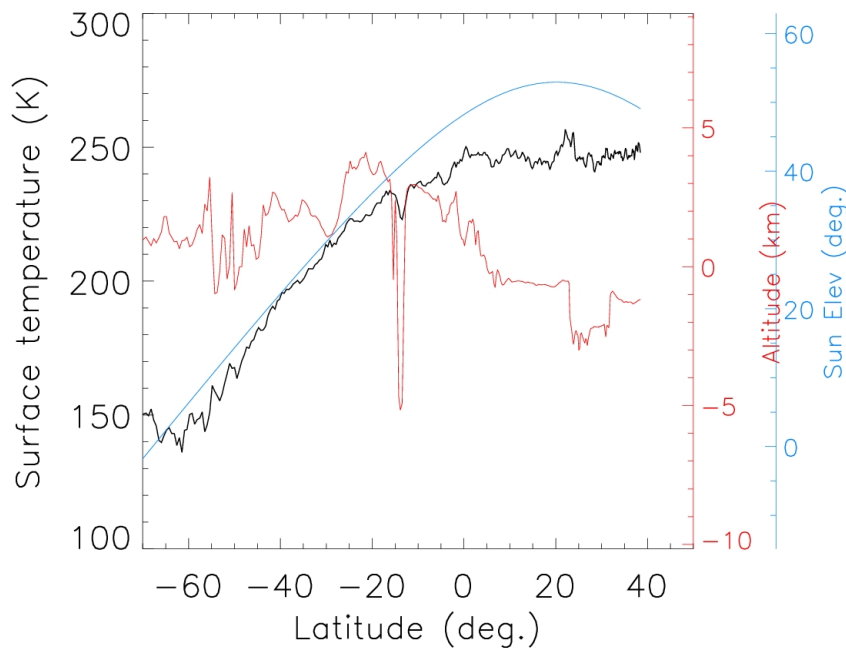


Abbildung 3.2: Die Abbildung zeigt eine Messung des Planeten Fourier Spektrometers für das Morgenbild vom Valles Marineris (Orbit 438). Es sind das Höhenprofil (rot), der Temperaturverlauf am Boden (schwarz), sowie der Winkel der Sonne über dem Horizont (hellblau) aufgetragen. Copyright: MEX PFS team, Formisano, 2006, personal communication.

Das PFS wird über einen Zeitraum von 90 Minuten rund um das Perizentrum des Orbits betrieben. Die Messung erfolgt im 10 Sekunden Takt. Pro Umlauf werden 600 Messungen gemacht (Formisano u. a., 2004). Bei der PFS-Datenauswertung kommt das Berlin Mars near Surface Thermal model (BMST) zum Einsatz (Helbert u. a., 2006).

Abbildung 3.2 zeigt eine PFS-Messung für das HRSC-Morgenbild vom Valles Marineris (Orbit 438) am 25. Mai 2004 (siehe Abbildung 2.4). Es sind das Höhenprofil (rot), die Bodentemperatur (schwarz) und der Sonnenstand (hellblau) als Funktion der geographischen Breite aufgetragen. Der tiefe Einschnitt im Höhenprofil stellt das Valles Marineris dar. Die Bodentemperatur zeigt einen Abfall um etwa 10 K im Inneren des Grabenbruchs. Sie beträgt dort etwa 225 K. Die Temperatur, sowie Analysen der gemessenen PFS-Spektren belegen, dass es sich bei der nebelartigen Erscheinung im Valles Marineris (Abbildung 2.4) um Wassereis und nicht um CO<sub>2</sub>-Eis handelt. CO<sub>2</sub> gefriert auf dem Mars ab einer Temperatur von 150 K (Read und Lewis, 2004).

Die Sonne erreicht das Valles Marineris ab einem Winkel von 40° über dem Horizont. Dieser Wert, sowie die vom PFS gemessene Oberflächentemperatur, werden für die Initialisierung des eindimensionalen Modells für das Morgenbild verwendet.

### 3.1.3 MCD - Mars Climate Database

MCD ist eine Datenbank die Informationen über das Klima und die Atmosphäre des Mars bereitstellt. Diese Informationen sind die Ergebnisse eigens dafür entwickelter globaler Klimamodelle (Forget u. a., 1999; Angelats i Coll u. a., 2005), welche mit Hilfe bisheriger Messungen validiert wurden. Eine Gitterbox erstreckt sich über 5,625° geographischer Länge und 3,75° geographischer Breite. Dies entspricht einer Gitterboxgröße von etwa 330 km × 220 km am Äquator. Meteorologische Parameter können für 50 Höhengniveaus (bis 250 km) abgerufen werden. Die MCD beinhaltet die in Tabelle 3.1 aufgeführten Parameter. Eine detaillierte Beschreibung der Mars Climate Database kann in Lewis u. a. (1999) gefunden werden.

Die MCD unterliegt einer ständigen Weiterentwicklung. Version 4.1 der Mars Climate Database wurde in dieser Arbeit zur Initialisierung des eindimensionalen Modells verwendet (Forget u. a., 2005).

Mean variable	Units
Surface temperature	K
Surface pressure	Pa
LW (thermal IR) radiative flux to surface	$\text{Wm}^{-2}$
SW (solar) radiative flux to surface	$\text{Wm}^{-2}$
LW (thermal IR) radiative flux to space	$\text{Wm}^{-2}$
SW (solar) radiative flux to space	$\text{Wm}^{-2}$
CO <sub>2</sub> ice cover	$\text{kg m}^{-2}$
Water vapour column	$\text{kg m}^{-2}$
Water ice column	$\text{kg m}^{-2}$
Visible dust optical depth	
Atmospheric density	$\text{kg m}^{-3}$
Atmospheric temperature	K
Zonal (E-W) wind	$\text{ms}^{-1}$
Meridional (N-S) wind	$\text{ms}^{-1}$
Vertical (up-down) wind	$\text{ms}^{-1}$
Boundary layer eddy kinetic energy	$\text{m}^2\text{s}^{-2}$
Water vapour mixing ratio	mol/mol
Water ice mixing ratio	mol/mol
Ozone (O <sub>3</sub> ) mixing ratio	mol/mol

Tabelle 3.1: Die aufgeführten meteorologischen Parameter können der Mars Climate Database entnommen werden (Forget u. a., 2005).

## 3.2 Das 1D-Modell

Das eindimensionale Grenzschichtmodell (1D-Modell) für den Mars wurde an der Universität Helsinki von Savijärvi (1991a,b) entwickelt. Das 1D-Modell eignet sich, um die zeitliche Entwicklung des vertikalen Temperatur- und Feuchteprofils im Valles Marineris zu simulieren. Eine ausführliche Beschreibung des Modells findet man in Savijärvi (1991a,b, 1995, 1999), eine aktualisierte Fassung in Savijärvi u. a. (2004), Määttänen und Savijärvi (2004) und Määttänen (2007). Die Berechnungen erfolgen für 23 Höhen-niveaus<sup>6</sup> bis in eine Höhe von 30 km, mit einer höheren vertikalen Auflösung in der bodennahen Schicht. Die ersten beiden Höhenniveaus entsprechen dem untersten und dem obersten Temperatursensor des Rovers Mars Pathfinder für den direkten Vergleich (siehe Savijärvi, 1999). Der Zeitschritt beträgt 10 s. Die hydrostatische Grundgleichung wird verwendet, um aus dem prognostizierten Temperaturprofil den Atmosphärendruck für die entsprechenden Höhenniveaus zu berechnen. Die Modellgleichungen lauten:

<sup>6</sup>Höhenniveaus: 0,52, 1,27, 3, 7, 18, 40, 85, 170, 250, 350, 500, 750, 1000, 1500, 2000, 3000, 4000, 5000, 7000, 10000, 14000, 20000 und 30000 m

$$\frac{\partial u}{\partial t} = f(v - v_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -f(u - u_g) + \frac{\partial}{\partial z} \left( K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial \theta}{\partial z} \right) - (p_0/p)^{R/c_p} \frac{1}{c_p \rho_a} \frac{\partial}{\partial z} R_{net} + (p_0/p)^{R/c_p} \frac{L}{c_p} (C - E) \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial q}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial q}{\partial z} \right) - C + E \quad (3.4)$$

$$\frac{\partial q_{ice}}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left( K_h \frac{\partial q_{ice}}{\partial z} \right) + C - E \quad (3.5)$$

Die Gleichungen beschreiben die zeitliche Entwicklung der horizontalen Windkomponenten  $u$  (Gl. 3.1) und  $v$  (Gl. 3.2), der potentiellen Temperatur  $\theta$  (Gl. 3.3), der spezifischen Feuchte  $q$  (Gl. 3.4) und des Mischungsverhältnisses von Eis  $q_{ice}$  (Gl. 3.5). Die potentielle Temperatur ist definiert als  $\theta = T \cdot (p_s/p)^{R/c_p}$ , wobei  $T$  die Temperatur,  $p_s$  der Oberflächendruck,  $p$  der Atmosphärendruck,  $R$  die Gaskonstante und  $c_p$  die spezifische Wärmekapazität bei konstantem Druck ist (vgl. Tabelle 2.1).  $R_{net}$  ist der Nettowärmefluss (Summe über die kurzwellige Einstrahlung und die langwellige Ausstrahlung).  $K_h$  und  $K_m$  sind die Diffusionskoeffizienten für Wärme und Impuls.  $E$  beschreibt die Sublimation von Wassereis zu Wasserdampf und  $C$  die Resublimation von Wasserdampf zu Eis.  $\rho_a$  ist die atmosphärische Dichte und  $f$  der Coriolisparameter.  $f$  ist definiert als  $2\Omega \sin \phi$ , wobei  $\phi$  die geographische Breite und  $\Omega$  die Winkelgeschwindigkeit ist (vgl. Tabelle 2.1). Der geostrophische Wind ist eine konstante Größe im Modell und repräsentiert die großräumige Strömung. Der Wert für den geostrophischen Wind kann der Mars Climate Database entnommen werden. Mit Hilfe der Wärmeleitungsgleichung

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{1}{\rho_b c} \frac{\partial}{\partial z} \left( \lambda \frac{\partial T}{\partial z} \right) \quad (3.6)$$

wird die Temperatur im Boden und an der Bodenoberfläche berechnet.  $\rho_b$  ist die Bodendichte,  $c$  die Wärmekapazität und  $\lambda$  die Wärmeleitfähigkeit des Bodens. Die Randbedingung ist die prognostizierte Wärmebilanz (Nettowärmefluss) an der Oberfläche. Die Bodenfeuchte ist konstant. Der Wert wird so gewählt, dass der im Modell berech-

nete niederschlagbare Wasserdampfgehalt in der Atmosphäre (gemessen in precipitable microns) in etwa den Messungen des Thermal Emission Spectrometer (TES) an Bord der NASA-Raumsonde Mars Global Surveyor entspricht (siehe Smith, 2002, 2004). Der Schwellenwert für die Nebel- und Raureifbildung im Modell liegt bei 118 % relativer Luftfeuchtigkeit. Die Annahme basiert auf den Ergebnissen eines Modells (Määttänen u. a., 2005). Schwellenwerte für die Eiskristallbildung an Mineralstaub wurden mit Hilfe dieses Modells ermittelt. Ist Nebel vorhanden, liegt der Schwellenwert bei 100 % relativer Luftfeuchtigkeit. Die beim Phasenübergang freiwerdende Wärme erhöht die Umgebungstemperatur. Es wird angenommen, dass der Staub homogen verteilt ist. Strahlungseffekte durch das Vorhandensein von Nebel werden nicht berücksichtigt, da sie ohnehin vernachlässigbar klein sind. In den unteren Schichten werden die vertikalen Flüsse nach der Monin-Obukhov-Ähnlichkeitstheorie formuliert. In den Schichten darüber erfolgt die Turbulenzparametrisierung mit Hilfe des Mischungswegansatzes. Die Einflüsse atmosphärischer Substanzen ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$  und Staub) auf den Strahlungshaushalt wurden in Määttänen und Savijärvi (2004) untersucht und werden im Modell berücksichtigt.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde das Modell durch die Berücksichtigung des Schatteneffekts im Valles Marineris erweitert. Die solare Einstrahlung wird erst ab einem bestimmten Winkel der Sonne über dem Horizont in das Modell miteinbezogen. Der Sonnenstand, ab dem die Sonne in den Grabenbruch scheint, wird für die Morgenbildsimulation der Abbildung 3.2 entnommen und im Modell initialisiert. Für die Simulation des Nachmittagsbildes (siehe Abbildung 4.2 in Kapitel 4) wird derselbe Wert verwendet. Für dieses Bild liegt keine PFS-Messung vor. Die Sensitivitätsstudien in Kapitel 4.2.1 zeigen, dass die Variation des Winkels keinen Einfluss auf die Nebelentstehung zum Zeitpunkt der Sichtung durch HRSC am Nachmittag hat.

In Tabelle 3.2 sind die Werte, die zur Modellinitialisierung für das Morgenbild (Orbit 438) verwendet wurden, aufgeführt. Weitere Werte, die zur Initialisierung verwendet wurden, können der Tabelle 2.1 entnommen werden. Für die Modellierung des Nachmittagsbildes (Orbit 1918) wurden die in Tabelle 3.3 aufgeführten Parameter gegenüber denen in Tabelle 3.2 verändert.



Parameter	Wert
Geographische Breite (°S)	14
Jahreszeit	Nordfrühling ( $L_s = 38^\circ$ )
Höhenwinkel, ab dem die Sonne in den Grabenbruch scheint (°)	40
Optische Tiefe von Staub	0,3
Geostrophischer Wind ( $\text{m s}^{-1}$ )	5
Oberflächendruck (hPa)	8,5
Rauigkeitslänge (m)	0,01
Oberflächenalbedo	0,12
Thermische Trägheit des Bodens ( $\text{J K}^{-1} \text{m}^{-2} \text{s}^{-\frac{1}{2}}$ )	300
Wärmeleitfähigkeit des Bodens ( $\text{W m}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	0,11
Spezifische Wärmekapazität des Bodens ( $\text{J kg}^{-1} \text{K}^{-1}$ )	600
Bodendichte ( $\text{kg m}^{-3}$ )	1500
Wärmekapazität des Bodens ( $\text{J m}^{-3} \text{K}^{-1}$ )	$0,8 \cdot 10^6$
Bodenfeuchte (%)	0,001
Temperatur im Boden (K)	190
Initialisierte Oberflächentemperatur (K)	210
Initialisierter Temperaturgradient ( $\text{K km}^{-1}$ )	2
Initialisierte relative Luftfeuchtigkeit (%)	12,5
Initialisierte Luftdichte an der Oberfläche ( $\text{kg m}^{-3}$ )	0,0002

Tabelle 3.2: Modellinitialisierung zur Simulation des Morgenbildes vom Valles Marineris (Orbit 438).

Parameter	Wert
Jahreszeit	Herbst ( $L_s = 249^\circ$ )
Optische Tiefe von Staub	0,7
Oberflächendruck (hPa)	9
Temperatur im Boden (K)	230
Initialisierte Oberflächentemperatur (K)	230

Tabelle 3.3: Die Tabelle zeigt die gegenüber Tabelle 3.2 veränderten Parameter in der Modellinitialisierung, zur Simulation des Nachmittagsbildes vom Valles Marineris (Orbit 1918).

# 4 Ergebnisse

## 4.1 Analyse der Bilder

Im Rahmen dieser Arbeit wurden erstmals über 2500 Aufnahmen der HRSC, die im Verlauf von 1,5 Marsjahren (4133 Umläufe der Mars Express Raumsonde von Dezember 2003 bis April 2007) entstanden sind, systematisch untersucht. Versuche haben ergeben, dass sich die Überlagerung der Infrarot-, Grün- und Blau-Kanäle am besten eignet, um Wolken- und Nebelphänomene zu betrachten. Es existieren 175 Aufnahmen von Wolken- und Nebelerscheinungen. Abbildung 4.1 zeigt die von der HRSC aufgenommenen Nebel- und Wolkenphänomene in Abhängigkeit von der geographischen Länge und Breite. Wolken und Nebel können auf den HRSC-Bildern im allgemeinen nicht unterschieden werden. Diese Frage wird im Unterkapitel 4.2 mittels Modellstudien untersucht. In seltenen Fällen lassen sich Schatten identifizieren, die den Schluss zulassen, dass es sich bei dem betreffenden Bild um Wolken handelt. Solche Aufnahmen entstanden in den nördlichen Breiten der Nordhemisphäre bei  $40^\circ\text{N}$  bis  $70^\circ\text{N}$ . An den Hängen der mächtigen Schildvulkane können oft Wolken beobachtet werden. Die Äquatorregion im Bereich  $230^\circ$  bis  $300^\circ$  östlicher Länge ist verhältnismäßig hoch gelegen. Orographische Effekte beeinflussen hier die Wolkenentstehung. Hier liegt auch das Valles Marineris. Der Grabenbruch wurde insgesamt 43 mal von der HRSC erfasst. 17 dieser Aufnahmen zeigen den Grabenbruch gefüllt mit etwas, das wie Nebel aussieht. Abbildung 2.4 zeigt das Valles Marineris im marsianischen Nordfrühling ( $L_s = 38^\circ$ ) am Morgen des 25. Mai 2004 (Morgenbild, Orbit 438). In Abbildung 4.2 ist die gleiche Region am Nachmittag des 13. Juli 2005 (Nachmittagsbild, Orbit 1918) im marsianischen Nordherbst ( $L_s = 249^\circ$ ) zu sehen. Eine Trübung der Atmosphäre im Grabenbruch ist auf beiden Aufnahmen deutlich zu erkennen. Tabelle 4.1 gibt eine Übersicht über die saisonale Verteilung der gefundenen Valles Marineris Bilder und darüber, ob die Bilder Nebel oder keinen Nebel aufweisen. Unter den 17 gefundenen Nebelbildern sind drei am Vormittag bzw. am frühen Morgen und 14 am Nachmittag entstanden.

Atmosphärenphänomene lassen sich bevorzugt in der Vulkanregion im Bereich des Äqua-

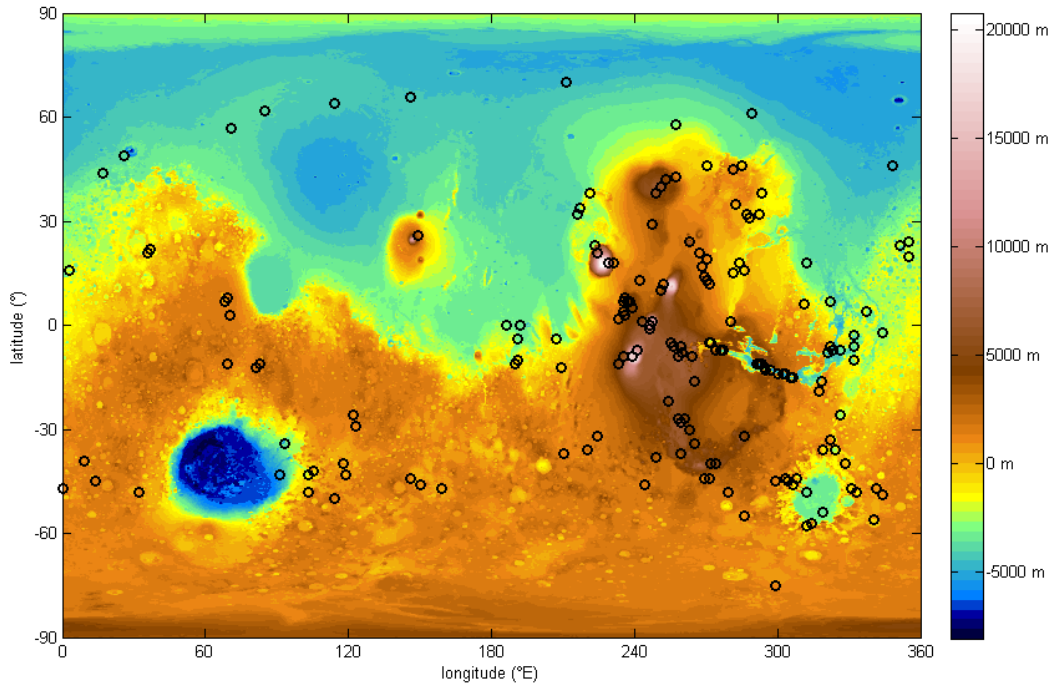


Abbildung 4.1: Von der HRSC aufgenommene Atmosphärenphänomene basierend auf 1,5 Marsjahren (4133 Umläufe). Die orographischen Daten zur Erstellung dieser Abbildung stammen vom MOLA Science Team (2007).

Jahreszeit	$L_s$	Nebel	kein Nebel	Summe
Nordfrühling	0 - 90	3	9	12
Nordsommer	91 - 180	4	3	7
Nordherbst	181 - 270	10	3	13
Nordwinter	271 - 360	0	11	11

Tabelle 4.1: Saisonale Verteilung der gefundenen Valles Marineris Bilder, basierend auf 1,5 Marsjahren (4133 Umläufe).

tors, sowie in den mittleren Breiten der hochgelegenen südlichen Hemisphäre beobachten. Zu nennen ist die Tiefebene Argyre Planitia (siehe Abbildung 2.3), an deren Rand zahlreiche Aufnahmen von Nebel bzw. Wolken entstanden sind. Im Hellas Bassin (siehe Abbildung 2.3) konnten bisher keine Nebel- oder Wolkenerscheinungen beobachtet werden.

Abbildung 4.3 zeigt die saisonale Abhängigkeit des Auftretens von Nebel- und Wolkenerscheinungen. Trotz der derzeit noch mangelnden Datenlage können einzelne Cluster ausgemacht werden. Der Bereich  $L_s = 0^\circ$  bis  $L_s = 180^\circ$  wurde zweimal erfasst. Die

Ergebnisse deuten einen periodischen Verlauf an. Bei einem Vergleich kann man erkennen, dass sich das Muster nach einem Marsjahr zu wiederholen scheint. Im Nordfrühling ( $L_s = 0^\circ$  bis  $L_s = 90^\circ$ ) wurden Nebel- und Wolkenerscheinungen auf der südlichen Hemisphäre bis  $60^\circ\text{S}$  beobachtet. Die im Nordsommer ( $L_s = 90^\circ$  bis  $L_s = 180^\circ$ ) gesichteten Wolken- und Nebelphänomene erstrecken sich vom Bereich des Äquators bis  $75^\circ\text{N}$ . Eine Häufung von Nebel- und Wolkensichtungen in den äquatorialen Breiten der Nord- und Südhemisphäre wurde im Übergang von Nordherbst zu -winter (um  $L_s = 270^\circ$ ) registriert. Morgenbilder vom Valles Marineris liegen bei  $L_s = 38^\circ, 39^\circ$  (Nordrühling) und  $160^\circ$  (Nordsommer). Ein gefüllter Grabenbruch am Nachmittag wurde überwiegend im Nordherbst beobachtet ( $L_s = 225^\circ$  bis  $270^\circ$ ).

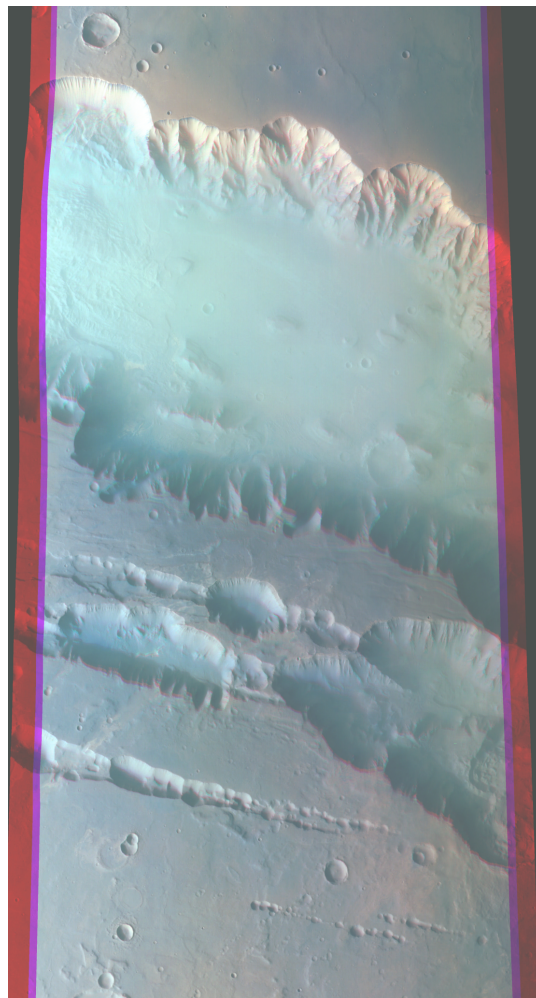


Abbildung 4.2: Die Abbildung zeigt das Valles Marineris am 13. Juli 2005 ( $L_s = 249^\circ$ ) um 17:05 Uhr lokaler Zeit (Nachmittagsbild, Orbit 1918). Copyright: ESA/DLR/FUB (G. Neukum)

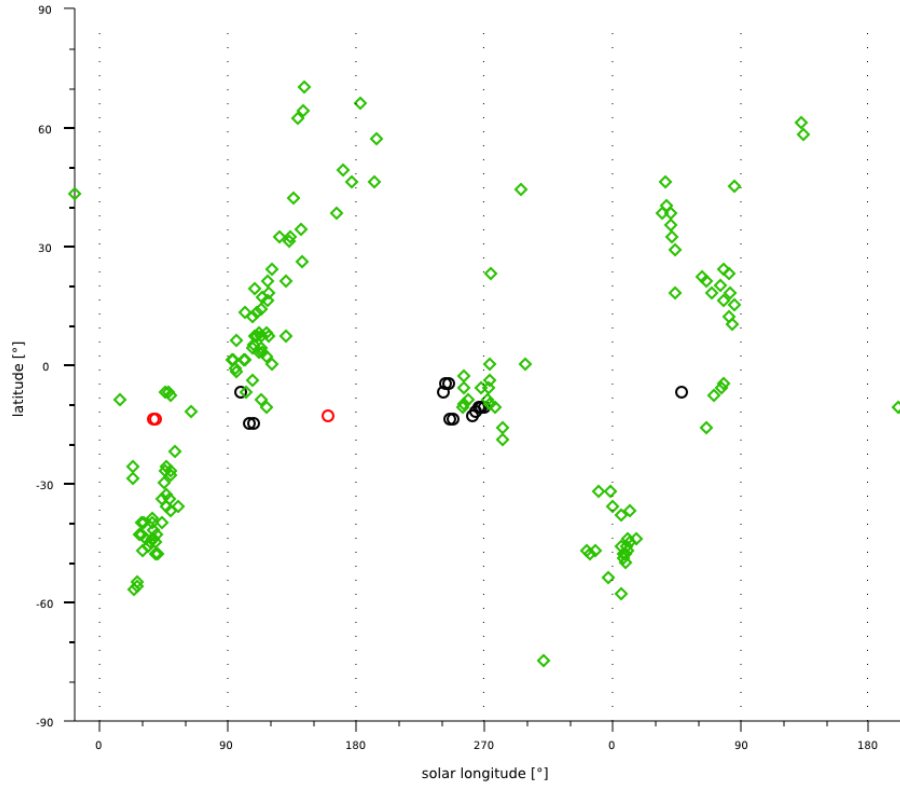


Abbildung 4.3: Der Plot zeigt die saisonale Abhängigkeit der Atmosphärenphänomene, basierend auf 1,5 Marsjahren (4133 Umläufe). Die Jahreszeiten sind durch vertikale, gepunktete Linien voneinander abgegrenzt. Die grünen Rauten kennzeichnen alle atmosphärischen Erscheinungen, ausgenommen diejenigen im Valles Marineris. Die schwarzen und roten Kreise kennzeichnen die im Valles Marineris lokalisierten Wolken- oder Nebelbilder, wobei rot für die am Vormittag und schwarz für die am Nachmittag gesichteten Bilder steht.

## 4.2 Eindimensionale Modellstudien

Die Ergebnisse der Modellsimulationen für das Morgen- und Nachmittagsbild vom Valles Marineris (Orbit 438 und 1918) werden im folgenden präsentiert. Am ersten Tag des Modelllaufs wird das Modell initialisiert. Die Ergebnisse in Abbildung 4.4 bis 4.9 zeigen Tag zwei und drei der Modellsimulation. Die Modellausgabe erfolgt stündlich. Beginn des Modelllaufs ist 0:00 Uhr lokaler Zeit. Die Simulationen für das Morgenbild sind durch eine schwarze, die für das Nachmittagsbild durch eine magentafarbene Linie gekennzeichnet.

In Abbildung 4.4 ist der Verlauf der relativen Luftfeuchte (RH) im Grabenbruch Valles Marineris in einer Höhe von 0,52 m für das Morgenbild und das Nachmittagsbild aufgetragen. Die Modellausgabe zeigt Nebel ( $RH = 100\%$ ) im Valles Marineris für

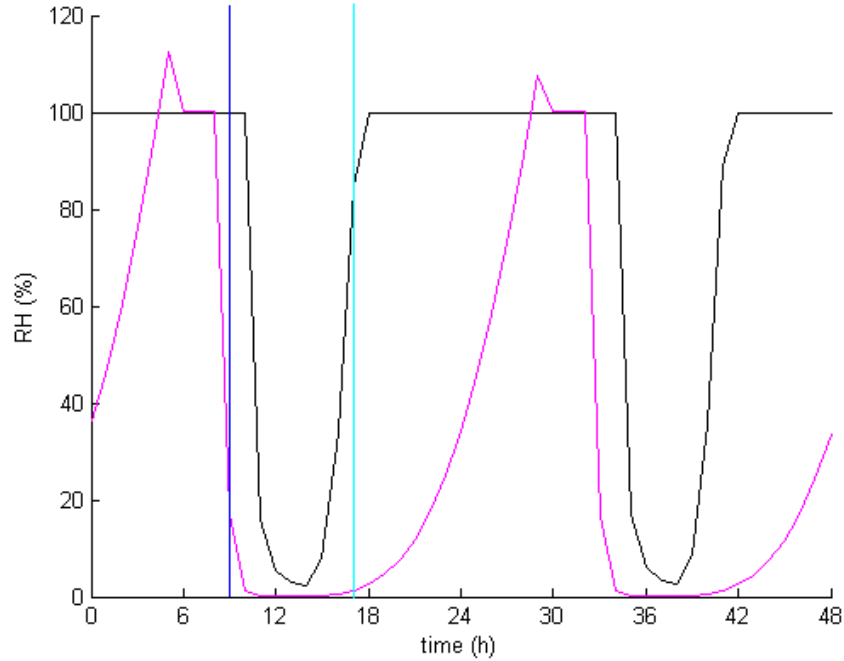


Abbildung 4.4: Die Abbildung zeigt den Verlauf der relativen Luftfeuchte (RH) im Grabenbruch Valles Marineris in einer Höhe von 0,52 m. Die schwarze Linie kennzeichnet die Simulation für das Morgenbild (Orbit 438), die magentafarbene Linie die Simulation für das Nachmittagsbild (Orbit 1918). Die vertikale dunkelblaue und hellblaue Linie kennzeichnen den Zeitpunkt der Beobachtung von Morgen- und Nachmittagsnebel.

das Morgenbild zum Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC um 9:11 Uhr lokaler Zeit (vertikale dunkelblaue Linie). Im Modell wird der Schatteneffekt im Valles Marineris berücksichtigt. Die solare Einstrahlung wird erst ab einem Winkel von  $40^\circ$  über dem Horizont in das Modell miteinbezogen (siehe Kapitel 3.2 und die PFS-Messung in Abbildung 3.2). In der Morgenbildsimulation wird dieser Winkel gegen 10 Uhr lokaler Zeit erreicht. Der Nebel löst sich von unten her abrupt auf. Grund hierfür ist, dass der Boden von der Sonne stark erwärmt wird und seinerseits die darüberliegenden Luftschichten erwärmt. Das Eis sublimiert zu Wasserdampf. Das Modell berücksichtigt keine Strahlungseffekte durch das Vorhandensein von Nebel. Diese sind ohnehin vernachlässigbar klein. Die Kurve fällt auf einen Wert von unter 5 % gegen 13 Uhr lokaler Zeit. Mit dem Untergang der Sonne im Valles Marineris gegen 14 Uhr steigt die relative Feuchte wieder rasant an. Ab 18 Uhr zeigt die Modellausgabe Nebel. Dieser bleibt bis 10 Uhr des folgenden Tages bestehen.

Nebel am Morgen zeigt auch die Simulation für das Nachmittagsbild. Im Modell setzt die

Nebelbildung beim Überschreiten des Schwellenwerts von 118 % relativer Feuchte ein. Ist in einer Schicht dieser Wert erreicht, so entsteht dort weiterer Nebel ab einem Wert von 100 % relativer Feuchte. Die Kurve zeigt ein Maximum von 112 % um 5 Uhr lokaler Zeit. Im nächsten Zeitschritt wird der Schwellenwert erreicht. Das Vorhandensein von Nebel ist dann durch eine relative Feuchte von 100 % gekennzeichnet. Der Nebel bildet sich um 6 Uhr lokaler Zeit und löst sich gegen 8 Uhr lokaler Zeit auf. Die unterschiedlichen Tageszeiten der Nebelauflösung für die Morgenbild- und Nachmittagsbildsimulation resultieren aus der Initialisierung verschiedener  $L_s$ -Werte. Das Morgenbild ist im marsianischen Nordfrühling ( $L_s = 38^\circ$ ), das Nachmittagsbild im Nordherbst entstanden ( $L_s = 249^\circ$ ). Der Winkel von  $40^\circ$  der Sonne über dem Horizont wird im marsianischen Nordherbst früher erreicht als im Nordfrühling. Die Nebelsichtung durch die HRSC um 17:05 Uhr lokaler Zeit (Abbildung 4.2) ist durch eine vertikale hellblaue Linie in Abbildung 4.4 gekennzeichnet. Sie wird vom Modell nicht widergegeben. Die relative Feuchte liegt zu diesem Zeitpunkt unter 5 % in der Modellausgabe.

Abbildung 4.5 zeigt die relative Feuchte im Modelllauf für eine Höhe von 250 m. Die Morgenbildsimulation zeigt Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung. Er bildet sich in diesem Höhengniveau gegen 4 Uhr lokaler Zeit und löst sich um 11 Uhr lokaler Zeit abrupt auf. Das Plateau ist insgesamt kürzer als in den darunterliegenden Niveaus (vgl. Abbildung 4.4). Die Plateaulänge, d. h. der Zeitraum, in dem das Höhengniveau Nebel aufweist, nimmt sukzessive mit der Höhe ab. Daraus folgt, dass sich der Nebel im Modell zunächst in der untersten Schicht bildet und nach oben hin anwächst. In dieser Abbildung wird, wie auch in Abbildung 4.4, die Übersättigung nach dem Erreichen des Schwellenwerts für die Nebelbildung vom Modell auf 100 % relativer Feuchte reduziert. In der Simulation für das Nachmittagsbild liegt die relative Luftfeuchte stets unter 20 %.

Der Temperaturverlauf in der Morgenbild- und Nachmittagsbildsimulation im Grabenbruch Valles Marineris ist in Abbildung 4.6 für eine Höhe von 0,52 m und in Abbildung 4.7 für eine Höhe von 250 m dargestellt. Die Temperaturen liegen sowohl in 0,52 m Höhe, als auch in 250 m Höhe oberhalb von 150 K, der Temperatur, ab der  $\text{CO}_2$  auf dem Mars gefriert. Dies lässt den Schluss zu, dass es sich hierbei nicht um  $\text{CO}_2$ -Nebel handelt. Die Temperatur weist einen ausgeprägten Tagesgang auf. Der Temperaturverlauf für das Morgenbild zeigt ein Minimum von 170 K um 9 Uhr lokaler Zeit in einer Höhe von 0,52 m. Sobald die Sonne in den Grabenbruch scheint, erwärmt sich die Luftschicht und erreicht das Maximum von 226 K um 14 Uhr lokaler Zeit. Der Temperaturverlauf für das Nachmittagsbild zeigt ein Minimum von 199 K um 8 Uhr lokaler Zeit in einer

Höhe von 0,52 m. Das Temperaturmaximum von 268 K wird um 15 Uhr lokaler Zeit erreicht. Die unterschiedlichen Tageszeiten der Minima und Maxima für die Morgenbild- und Nachmittagsbildsimulation sind die Folge verschiedener initialisierter  $L_s$ -Werte. Der Winkel von  $40^\circ$  der Sonne über dem Horizont wird im marsianischen Nordherbst früher erreicht als im Nordfrühling, so dass die Temperatur in der Nachmittagsbildsimulation früher zu steigen beginnt.

Die Temperaturdifferenz zwischen Minimum und Maximum ist in 250 m für beide Simulationen weniger stark ausgeprägt als in 0,52 m Höhe. Das Temperaturminimum für die Simulation des Morgenbildes liegt bei 190 K um 10 Uhr lokaler Zeit, für die Simulation des Nachmittagsbildes bei 215 K um 9 Uhr lokaler Zeit. Das Maximum liegt bei 216 K um 15 Uhr lokaler Zeit für die Morgenbildsimulation und bei 257 K um 15 Uhr lokaler Zeit für die Nachmittagsbildsimulation. In einer Höhe von 250 m ist die Temperatur in der Nacht für beide Simulationen um jeweils etwa 20 K höher als in der bodenna-

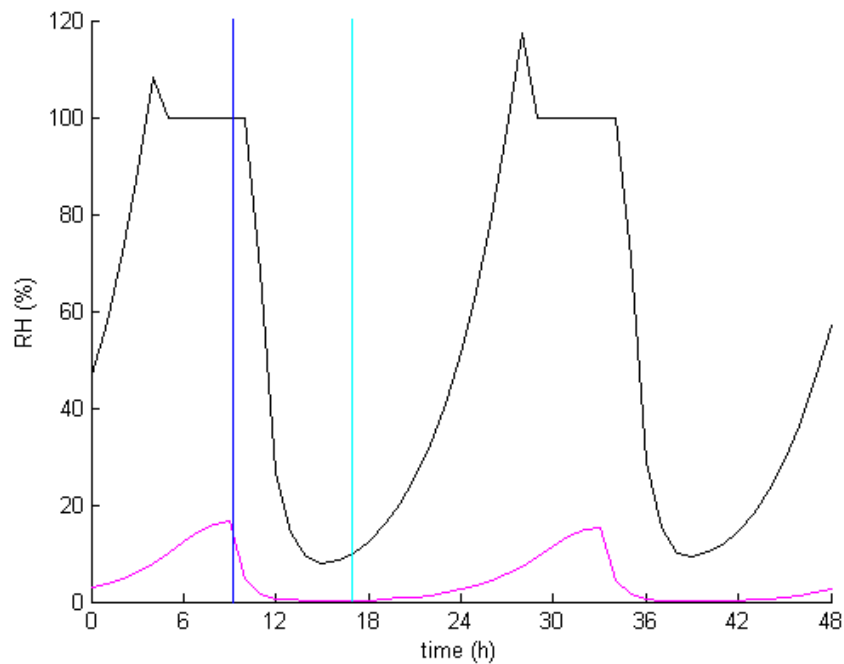


Abbildung 4.5: Die Abbildung zeigt den zeitlichen Verlauf der relativen Luftfeuchte (RH) im Grabenbruch Valles Marineris in einer Höhe von 250 m. Die schwarze Linie kennzeichnet die Simulation für das Morgenbild (Orbit 438), die magentafarbene Linie die Simulation für das Nachmittagsbild (Orbit 1918). Die vertikalen Linien kennzeichnen die Zeitpunkte der Beobachtung von Morgennebel (dunkelblau) und Nachmittagsnebel (hellblau).



hen Luftschicht. Wie auch in den irdischen Hochtälern, in denen sich bei Nacht die von den Berghängen herunterfließende kalte Luft sammelt (sogenannte Kaltluftseen), weist auch das Valles Marineris deutlich kältere Temperaturen tief unten auf. Sobald die Sonne den Grabenbruch erreicht, erwärmt sich der Boden und somit auch die bodennahe Luftschicht stärker als die Luftschicht in 250 m Höhe. In der bodennahen Schicht (siehe Abbildung 4.6) nimmt die Temperatur der Morgenbildsimulation innerhalb weniger Stunden um etwa 50 K und die der Nachmittagsbildsimulation um etwa 70 K zu. In 250 km Höhe (siehe Abbildung 4.7) steigt die Temperatur der Morgenbildsimulation um 20 K, während die der Nachmittagsbildsimulation um etwa 40 K ansteigt.

In Abbildung 4.8 ist die spezifische Feuchte in Abhängigkeit von der Höhe und der Zeit für das Morgenbild (Orbit 438) aufgetragen. Die Feuchte ist farbkodiert. Kommt es zur Nebelbildung im Modell, resublimiert der atmosphärische Wasserdampf zu Eis. Im Modell wird dann der Wasserdampf dem System entzogen. Demzufolge sind die Regionen im Plot, in denen sich Nebel befindet, trocken. Der Nebel bildet sich am Abend. Durch die zunehmende nächtliche Strahlungsabkühlung werden nach und nach höhere

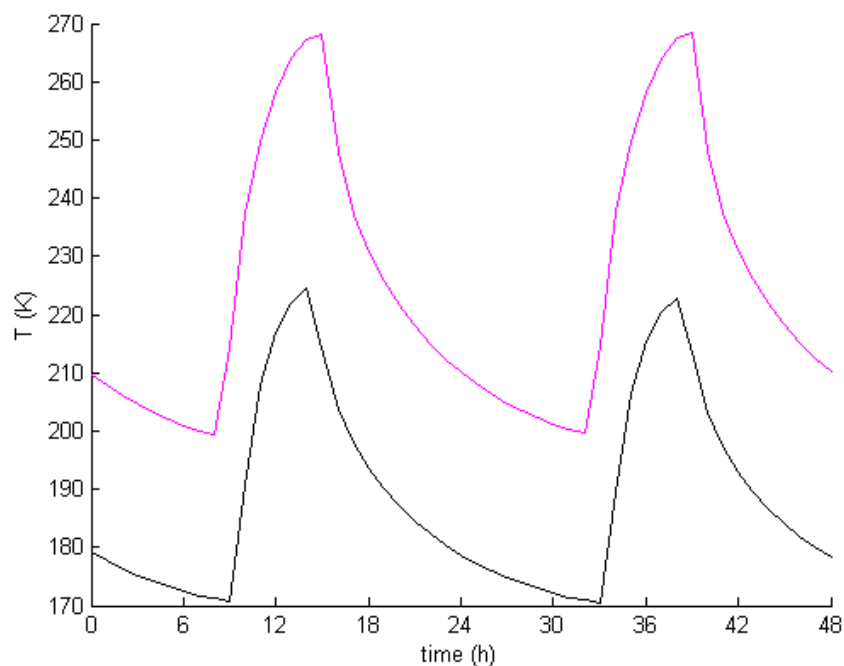


Abbildung 4.6: Die Abbildung zeigt den Verlauf der Temperatur (T) im Grabenbruch Valles Marineris in einer Höhe von 0,52 m. Die schwarze Linie kennzeichnet die Simulation für das Morgenbild (Orbit 438), die magentafarbene Linie die Simulation für das Nachmittagsbild (Orbit 1918).

Schichten erfasst. Der Strahlungsnebel löst sich rasch auf, wenn die Sonnenstrahlen den Grabenbruch am frühen Morgen erreichen. Das System wird von Tag zu Tag trockener. Da die Feuchte nicht an den Seiten rein- oder rausgemischt werden kann, muss sie vertikal verloren gehen. Dies geschieht entweder durch Sedimentation oder durch das Ausmischen in höhere Schichten. Die Prozesse in diesen Schichten sind jedoch physikalisch nicht mehr sinnvoll interpretierbar.

## 4.2.1 Sensitivitätsstudien

### Einfluss der initialisierten Oberflächentemperatur

Die für die **Morgenbildsimulation** initialisierte Oberflächentemperatur beträgt 210 K (vgl. Tabelle 3.2). Dieser Wert wurde vom PFS gemessen. Der Fehler in der Temperaturmessung liegt bei  $\sim 10$  K für die untersten 10 km einer staubigen Atmosphäre. Die Temperatur wurde zwischen 200 K und 220 K in 5 K Schritten variiert, um den Einfluss der initialisierten Oberflächentemperatur auf die Nebelbildung im Modell zu demon-

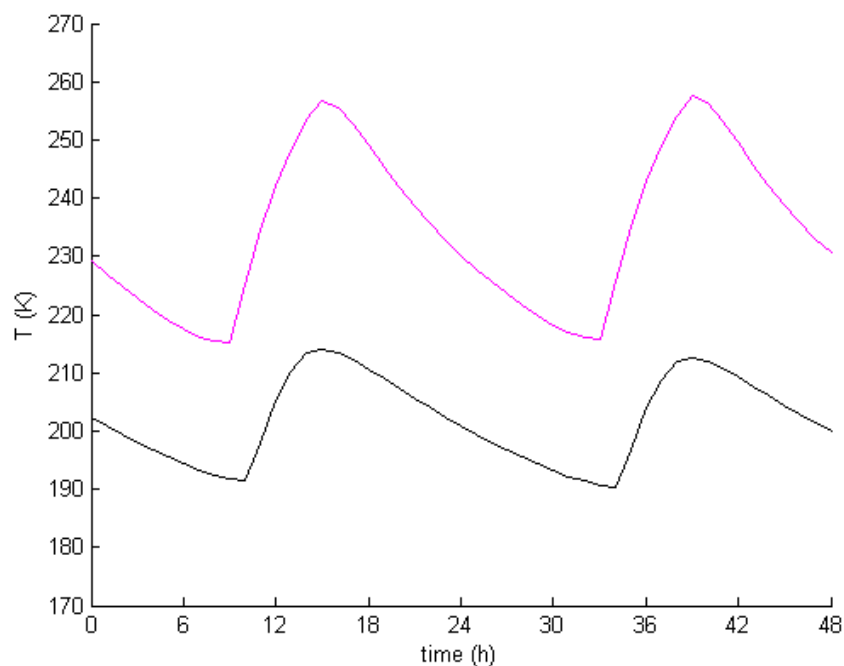


Abbildung 4.7: Die Abbildung zeigt den zeitlichen Verlauf der Temperatur (T) im Grabenbruch Valles Marineris in einer Höhe von 250 m. Die schwarze Linie kennzeichnet die Simulation für das Morgenbild (Orbit 438), die magentafarbene Linie die Simulation für das Nachmittagsbild (Orbit 1918).

trieren. Der Schatteneffekt wurde berücksichtigt. Die solare Einstrahlung wird ab einem Wert von  $40^\circ$  über dem Horizont in das Modell miteinbezogen. Die Aussagen beziehen sich auf den zweiten Tag der Modellsimulation.

Wird das Modell mit einer Oberflächentemperatur von 200 K initialisiert, bildet sich der Nebel um 20 Uhr lokaler Zeit in der bodennahen Schicht. Er wächst nach oben hin an und erreicht eine vertikale Mächtigkeit von 85 m um 6 Uhr lokaler Zeit. Um 10 Uhr beginnt der Nebel sich von unten aufzulösen. Um 11 Uhr lokaler Zeit ist der Nebel in allen Schichten verschwunden.

Bei einer Erhöhung der Oberflächentemperatur um 5 K auf 205 K setzt die Nebelbildung bereits eine Stunde früher um 19 Uhr lokaler Zeit ein. Von 8 Uhr bis 9 Uhr lokaler Zeit weisen alle Schichten bis 250 m Nebel auf. Um 10 Uhr beginnt der Nebel sich von unten aufzulösen. Um 11 Uhr lokaler Zeit ist der Nebel in allen Schichten verschwunden. Dieses Muster setzt sich fort. Weitere Erhöhungen um je 5 K bewirken, dass sich der Nebel jeweils eine Stunde früher zu bilden beginnt. Der Nebel löst sich bei allen getesteten Ausgangstemperaturen um 10 Uhr von unten auf, wenn die Sonne ab einem Winkel von  $40^\circ$  über dem Horizont in den Grabenbruch scheint. Es zeigt sich, dass die vertikale Mächtigkeit des Nebels mit der Erhöhung der Temperatur um je ein Höhenniveau

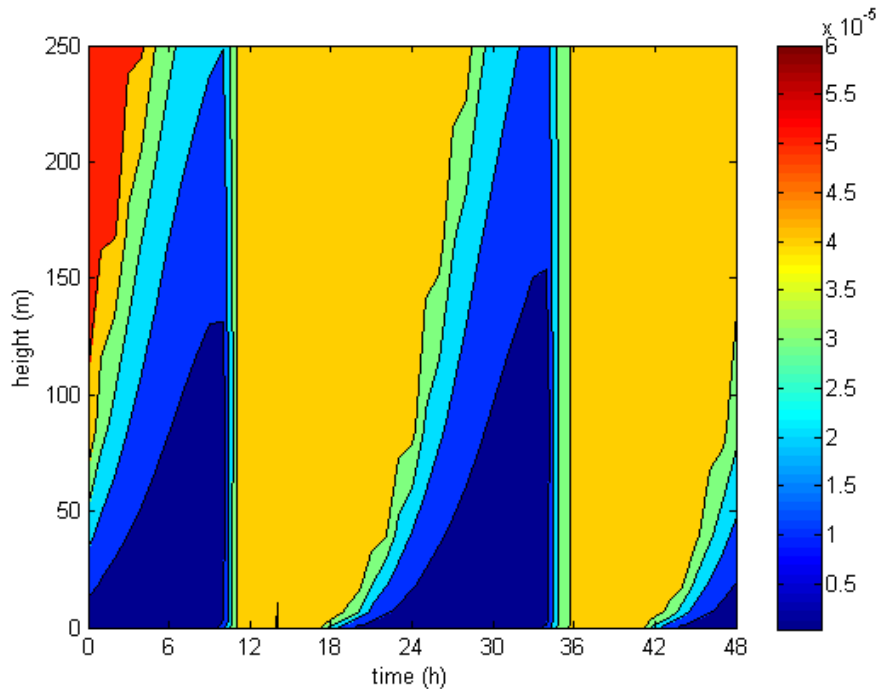


Abbildung 4.8: Die Abbildung zeigt die spezifische Feuchte in Abhängigkeit von der Höhe und der Zeit für das Morgenbild (Orbit 438).

des Modells zunimmt. Zusammenfassend lässt sich sagen, dass innerhalb des getesteten Temperaturbereichs die Zunahme der Temperatur zu mehr Nebel (räumlich und zeitlich) führt. Die Begründung hierfür liegt in der mit der Temperatur zunehmenden Durchmischung der Luftschichten. Gleichzeitig bewirkt die Temperaturerhöhung im Modell, dass mehr Wasser aus dem Boden zu Wasserdampf sublimiert. Dem System steht dann mehr Wasserdampf für die Nebelbildung zur Verfügung.

Abschließend kann gesagt werden, dass trotz der Variation der Temperatur im Unsicherheitsbereich der Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC um 9:11 Uhr vom Modell reproduziert werden kann.

Die für die **Nachmittagsbildsimulation** initialisierte Oberflächentemperatur beträgt 230 K (vgl. Tabelle 3.3). Es existiert keine PFS-Messung zu dem Nachmittagsbild. Der Temperaturwert wurde der Mars Climate Database entnommen. Er wurde zwischen 220 K und 240 K in 5 K Schritten variiert. Auch hier wurde der Schatteneffekt berücksichtigt. Die Aussagen beziehen sich ebenfalls auf den zweiten Tag der Modellsimulation. Bei einer Temperaturinitialisierung von 220 K bildet sich zu keinem Zeitpunkt und in keiner Schicht Nebel. Die relative Feuchte erreicht ihren Maximalwert von 61 % in 0,52 m Höhe um 8 Uhr. Eine Temperaturerhöhung um 5 K auf 225 K bewirkt, dass um 8 Uhr ein Maximalwert von 103 % relativer Feuchte in der bodennahen Schicht erreicht wird, der Schwellenwert für das Einsetzen der Nebelbildung jedoch nicht. Erst ab einer initialisierten Oberflächentemperatur von 230 K weisen die Höhenniveaus in 0,52 und 1,27 m Nebel in der Zeit von 6 bis 8 Uhr Nebel auf. Bei einer initialisierten Oberflächentemperatur von 235 K bildet sich um 3 Uhr lokaler Zeit zunächst nur in der bodennahen Schicht Nebel, der ab 8 Uhr eine vertikale Mächtigkeit von unter 3 m erreicht. Der Nebel löst sich in den Schichten um 9 Uhr auf. Eine weitere Erhöhung um 5 K bewirkt eine Nebelbildung um 1 Uhr. Um 8 Uhr umfasst er die Höhenniveaus bis 40 m. Auch in dieser Simulation ist der Nebel um 9 Uhr in allen Schichten verschwunden.

Trotz der Variation der initialisierten Oberflächentemperatur um  $\pm 10$  K, kann der Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC um 17:05 Uhr nicht vom Modell widergegeben werden.

### **Einfluss der initialisierten Bodenfeuchte**

Der atmosphärische Wasserdampfgehalt wird im Modell über die Bodenfeuchte gesteuert. Sie wird so initialisiert, dass der vom Modell berechnete atmosphärische Wasserdampfgehalt in etwa den Messungen des Thermal Emission Spectrometer entspricht (vgl. Kapitel 3.2). Sie beträgt für die Morgenbild- und Nachmittagsbildsimulation 0,001

% (vgl. Tabelle 3.2 und 3.3). Eine Variation der Bodenfeuchte um eine Zehnerpotenz hat vernachlässigbare Auswirkungen auf das Entstehen von Nebel. Es wird lediglich der relative Feuchtegehalt in der Atmosphäre geringfügig beeinflusst. Ein Einfluss auf die zeitliche Entstehung wird nicht beobachtet. Dies betrifft sowohl die Morgenbildsimulation, als auch die Nachmittagsbildsimulation. Der Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC um 9:11 Uhr wird vom Modell widergegeben, der um 17:05 Uhr im marsianischen Nordherbst nicht.

### **Einfluss des Schatteneffekts**

Der Sonnenstand, ab dem die Sonne in den Grabenbruch scheint, wird für die **Morgenbildsimulation** der Abbildung 3.2 entnommen und im Modell initialisiert. Der Winkel beträgt  $40^\circ$  über dem Horizont (vgl. Tabelle 3.2). Abbildung 4.9 zeigt den Verlauf der relativen Luftfeuchte für das Morgenbild (Orbit 438) mit (schwarze Linie) und ohne (grüne Linie) Einbeziehung des Schatteneffekts. Die vertikale rote Linie kennzeichnet den Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC (9:11 Uhr lokaler Zeit). Wird der Schatteneffekt im Grabenbruch nicht berücksichtigt, verschwindet der Nebel bereits um 8:00 Uhr lokaler Zeit. Die Schatteneffekte im Valles Marineris müssen also beachtet werden, damit das Modell den Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung reproduziert.

Die Änderung des Höhenwinkels, ab dem die Sonne in den Grabenbruch scheint, beeinflusst den Zeitpunkt der Nebelentstehung und -auflösung, denn die erforderlichen tiefen Temperaturen werden nur in Abwesenheit der Sonneneinstrahlung erreicht. Eine Variation des Höhenwinkels um  $\pm 5^\circ$ , hat jedoch keinen Einfluss auf das Ergebnis - das Modell gibt den Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung am Morgen wider.

In der **Nachmittagsbildsimulation** führt eine Variation des Höhenwinkels zu keiner Nebelbildung im Modell am Nachmittag. Die Nebelsichtung durch HRSC um 17:05 Uhr lokaler Zeit kann vom Modell nicht widergegeben werden.

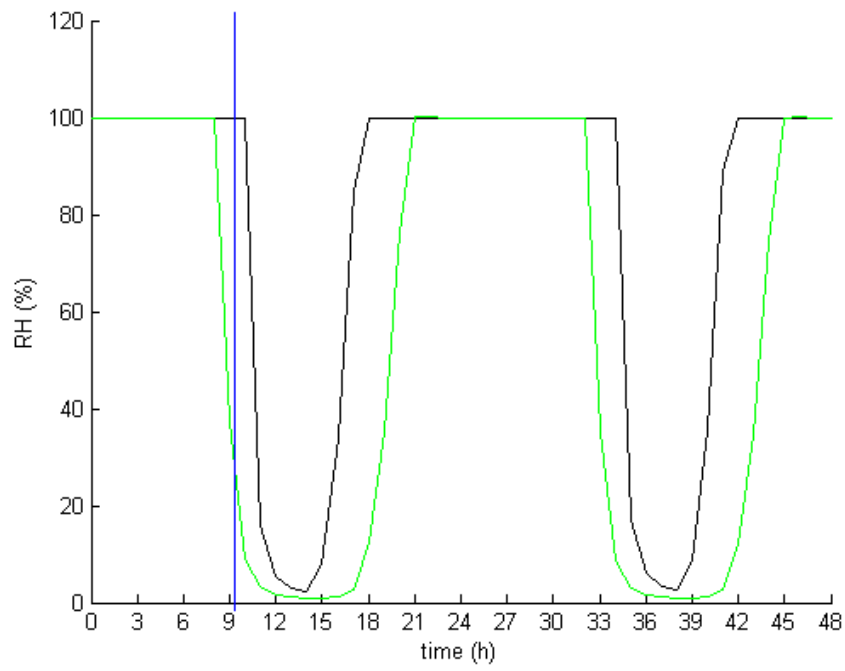


Abbildung 4.9: Die Abbildung zeigt den Verlauf der relativen Luftfeuchte für das Morgenbild (Orbit 438) mit (schwarze Linie) und ohne (grüne Linie) Einbeziehung des Schatteneffekts. Die vertikale rote Linie kennzeichnet den Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC (9:11 Uhr lokaler Zeit).

# 5 Zusammenfassung, Diskussion und Ausblick

## 5.1 Zusammenfassung

Eine systematische Auswertung der HRSC-Bilddaten basierend auf anderthalb Marsjahren (4133 Umläufe der Mars Express Raumsonde von Dezember 2003 bis April 2007) hat ergeben, dass es 175 Aufnahmen von Wolken- und Nebelerscheinungen gibt. Im allgemeinen lassen sich Nebel und Wolken auf den Aufnahmen nicht unterscheiden. In seltenen Fällen können Schattenwürfe beobachtet werden, die darauf schließen lassen, dass es sich bei den beobachteten Phänomenen um Wolken handelt. Orographisch induzierte Phänomene lassen sich häufig im Bereich der mächtigen Schildvulkane beobachten. Nebelartige Erscheinungen treten bevorzugt auf der südlichen Hemisphäre auf. Diese zeichnet sich durch eine hohe Kraterdichte aus.

Das Valles Marineris wurde insgesamt 43 mal von der HRSC erfasst. 17 dieser Aufnahmen zeigen den Grabenbruch gefüllt mit etwas, das wie Nebel aussieht. Drei dieser Bilder sind am Vormittag bzw. am frühen Morgen und 14 am Nachmittag entstanden.

Die saisonale Darstellung der Atmosphärenphänomene deutet auf einen periodischen Verlauf der Wolken- und Nebelsichtungen hin. Das Maximum der gesichteten Wolken- und Nebelerscheinungen wandert im Verlauf eines Marsjahres von der Südhemisphäre über den Äquator hinweg zur Nordhemisphäre und wieder zurück. Eine Häufung von Nebel- und Wolkensichtungen in den äquatorialen Breiten der Nord- und Südhemisphäre wurde im Übergang von Nordherbst zu -winter (um  $L_s = 270^\circ$ ) registriert. Morgenbilder vom Valles Marineris liegen bei  $L_s = 38^\circ$ ,  $39^\circ$  (Nordrühling) und  $160^\circ$  (Nordsommer). Ein gefüllter Grabenbruch am Nachmittag wurde überwiegend im Nordherbst beobachtet ( $L_s = 225^\circ$  bis  $270^\circ$ ).

Das eindimensionale Grenzschichtmodell der Universität Helsinki wurde verwendet, um die beobachteten Atmosphärenphänomene im Valles Marineris zu simulieren. Das Modell ist in der Lage, den durch die HRSC beobachteten Nebel am Morgen (9:11 Uhr

lokaler Zeit) unter Einbeziehung des Schatteneffekts zu reproduzieren. Der Schatteneffekt im Modell führt dazu, dass die erforderlichen tiefen Temperaturen erreicht werden und der Nebel bis zum Beobachtungszeitpunkt bestehen bleibt. Es müssen keine zusätzlichen Wasserdampftransporte berücksichtigt werden. Die Nebelbildung erfolgt im Modell ab einem Schwellenwert von 118 %. Ist dieser Wert in einer Schicht erreicht, entsteht dort weiterer Nebel ab einem Wert von 100 % relativer Feuchte. Der Strahlungsnebel bildet sich in der Nacht zunächst in der bodennahen Schicht und wächst nach oben hin an. Er löst sich am Morgen auf, sobald die ersten Sonnenstrahlen das Innere des Grabenbruchs erreichen.

Die im Rahmen dieser Arbeit durchgeführten Sensitivitätsstudien haben ergeben, dass der Schatteneffekt berücksichtigt werden muss, um den Nebel im Valles Marineris am Morgen widerzugeben. Das Variieren des Winkels, ab dem die Sonne in den Grabenbruch scheint, beeinflusst die Nebelauflösung und Nebelbildung im Modell. Eine Änderung des Winkels um  $\pm 5^\circ$  hat jedoch keinen Einfluss auf die Nebelentstehung am Morgen. Das Modell zeigt Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC um 9:11 Uhr lokaler Zeit. Die Winkeländerung hat keinen Einfluss auf die Nebelbildung am Nachmittag. Der Nebel wird nicht vom Modell reproduziert.

Die initialisierte Oberflächentemperatur wurde um  $\pm 10$  K variiert. Eine Erhöhung der Temperatur bewirkt, dass sich der Nebel am Morgen früher bildet. Die Variation der Initialisierungstemperatur hat keine Auswirkungen auf das Ergebnis. Der Morgennebel wird vom Modell zum Zeitpunkt der Beobachtung widergegeben, die Nachmittagsichtung nicht.

Der atmosphärische Wasserdampfgehalt wird über den Feuchtegehalt im Boden gesteuert. Eine Erhöhung oder Erniedrigung der Bodenfeuchte um eine Zehnerpotenz beeinflusst den relativen Feuchtegehalt der Atmosphäre nur geringfügig. Er beeinflusst nicht die zeitliche Entstehung des Nebels im Modell und führt auch nicht zu einer Nebelbildung am Nachmittag zum Zeitpunkt der Beobachtung durch HRSC um 17:05 Uhr lokaler Zeit in der Nachmittagsbildsimulation.

Die steuernden Faktoren für die Nebelbildung am Morgen sind somit die Orographie und der Inklinationwinkel der Sonne. Es kann ausgeschlossen werden, dass der Nebel aus  $\text{CO}_2$  - Eis besteht, da  $\text{CO}_2$  unter den gegebenen Druckverhältnissen auf dem Mars erst ab einer Temperatur von  $-125^\circ\text{C}$  gefriert.



## 5.2 Diskussion

Im folgenden Abschnitt werden die in dieser Arbeit verwendeten Daten kritisch bewertet. Im Anschluss werden die Ergebnisse der Bilddatenanalyse, sowie die der Modellstudien mit dem aktuellen Stand der Forschung (siehe Kapitel 1.2) verglichen und diskutiert.

### Kritische Bewertung der verwendeten Daten

Die hochauflösende Stereokamera HRSC scannt die Marsoberfläche Zeile für Zeile während sie sich vorwärtsbewegt. Die Raumsonde bewegt sich entlang einer elliptischen Bahn und ändert ihre Geschwindigkeit stetig. Die Geschwindigkeit der Raumsonde, die Taktrate, mit der eine Zeile gescannt wird, und die Belichtungszeit müssen genau aufeinander abgestimmt sein. Kommt es zum Verlust einzelner Bildzeilen, hat dies prinzipiell keine Auswirkungen auf die Aussage, ob Nebel bzw. Wolken vorhanden sind oder nicht. Zahlreiche Aufnahmen konnten nicht in die Auswertung miteinbezogen werden. Globale Staubstürme behinderten zeitweise die Sicht, technische Störungen waren die Ursache für überbelichtete, unscharfe und verzerrte Bilder. Trotzdem konnten mehr als 2500 Aufnahmen ausgewertet werden, von denen 175 Wolken oder Nebel aufweisen. Bei den Bildern handelt es sich ausschließlich um Tagesaufnahmen. Es gibt keine Aufnahmen, die das Vorhandensein von Nebel bei Nacht bestätigen.

Das PFS misst die Temperatur mit einer Genauigkeit von  $\sim 3$  K. In einer staubigen Atmosphäre liegt der Temperaturfehler bei  $\sim 10$  K. Die von PFS gemessene Oberflächentemperatur wurde zur Initialisierung des eindimensionalen Modells in der Morgenbildsimulation verwendet. Obwohl die Unsicherheiten groß sind, belegen die durchgeführten Sensitivitätsstudien, dass die Temperaturvariation keine Auswirkung auf das zentrale Ergebnis hat. Das Modell gibt den Nebel zum Zeitpunkt der Beobachtung durch die HRSC um 9:11 Uhr wider.

Die HRSC und das PFS an Bord der Raumsonde Mars Express sind nicht immer zeitgleich in Betrieb. Zu vielen Nebelsichtungen existieren keine PFS-Messungen, so auch zum untersuchten Nachmittagsbild. Die für die Modellinitialisierung benötigte Oberflächentemperatur, sowie andere Größen, wurden der MCD entnommen. Diese beinhaltet die Ergebnisse eigens für den Mars entwickelter globaler Zirkulationsmodelle. Eine Gitterbox erstreckt sich über  $5,625^\circ$  geographischer Länge und  $3,75^\circ$  geographischer Breite. Dies entspricht einer Gitterboxgröße von etwa  $330 \text{ km} \times 220 \text{ km}$  am Äquator. Das Valles Marineris hat eine Breite von 200 km und eine Länge von 4000 km. Es ist also groß genug, um selbst bei der genannten groben Auflösung der MCD noch wiedergegeben zu

werden. Die Werte sind für die entsprechende Jahreszeit auf dem Mars repräsentativ. Eine Änderung der initialisierten Oberflächentemperatur um  $\pm 10$  K beeinflusst das Ergebnis nicht. Der um 17:05 Uhr beobachtete Nebel im marsianischen Nordherbst wird vom Modell nicht widergegeben.

## Diskussion der Ergebnisse der Bilddatenanalyse

Die Bilddatenanalyse hat ergeben, dass die Wolken- und Nebelphänomene bevorzugt auf der südlichen Hemisphäre und im Bereich der mächtigen Schildvulkane beobachtet werden (vgl. Abbildung 4.1). Möhlmann (2006) vermutete einen Zusammenhang der beobachteten Nebelphänomene mit den von 2001 Mars Odyssey gemessenen Wassereisvorkommen im Boden (siehe Abbildung 1.1). Die bisherigen Ergebnisse bestätigen diese Vermutung nicht. Die Gebiete mit einem erhöhten Wassereisvorkommen weisen vergleichsweise wenige bis gar keine Wolken- und Nebelerscheinungen auf. In Abbildung 1.1 ist das Gebiet um den Äquator, im Bereich  $0^\circ$  bis  $45^\circ$  geographischer Länge, durch ein erhöhtes Wassereisvorkommen gekennzeichnet. Abbildung 4.1 zeigt, dass dieses Gebiet wenig Wolken bzw. Nebel aufweist. Nebelphänomene sind keine geeigneten Indikatoren für relativ wasserreiche Oberflächengebiete.

Die Auswertungen erwecken den Eindruck, dass ein Großteil der Nebel und Wolken orographisch induzierte Phänomene sind. Dabei muss erwähnt werden, dass die jeweiligen Instrumente zu unterschiedlichen Zeiten operierten. Während die Datenaufnahme zur Erstellung von Abbildung 1.1 zwischen Februar 2002 und April 2003 erfolgte, nahm die HRSC Anfang 2004 die Arbeit auf.

In Smith (2002) ist von einem transäquatorialen Wasserdampftransport die Rede. Abbildung 1.2 lässt einen Wasserdampftransport von der Nord- zur Südhemisphäre zwischen  $L_s = 150$  und  $L_s = 220^\circ$  vermuten. In Abbildung 4.3 ist die saisonale Abhängigkeit der von der HRSC gesichteten Wolken- und Nebelphänomene dargestellt. Die Anzahl der beobachteten Phänomene ist im ersten beobachteten Marsjahr auf den Hemisphären im jeweiligen Sommer/Herbst maximal. Das Maximum der äquatornahen Nebelerscheinungen scheint gegenüber dem äquatornahen Maximalwasserdampfgehalt um etwa  $90^\circ$  phasenverschoben. Ein Zusammenhang auch mit der Temperatur ist nicht ausgeschlossen. Zu Beginn des zweiten beobachteten Marsjahres treten die Nebel- und Wolkenphänomene auf den Hemisphären allerdings eine Jahreszeit früher auf (im jeweiligen Frühling/Sommer). Es bleibt zu klären, wie es zu dieser Verschiebung kommt. Eine weitere Untersuchung muss folgen. Die Datenlage ist nicht ausreichend, um auf die genauen Zusammenhänge zu schließen.

Auch hier muss erwähnt werden, dass die Datenaufnahme zu jeweils unterschiedlichen Zeiten erfolgte. Zudem handelt es sich bei den TES-Daten um zonal gemittelte Tageswerte, bei denen die Oberflächentemperatur oberhalb von 220 K lag (vgl. Fußnote 3, Seite 15).

## Diskussion der Modellergebnisse

Das Modell reproduziert den Nebel im Valles Marineris, der um 9:11 Uhr lokaler Zeit von der HRSC gesichtet wurde. Die Advektion von Wasserdampf wird und muss dabei nicht berücksichtigt werden. Es gibt Auswertungen zum oben genannten Morgenbild, die besagen, dass es sich bei diesem Nebelphänomen ausschließlich um Mineralstaub handelt. In der kürzlich veröffentlichten Arbeit von Inada u. a. (2008) wurden dazu Spektren des OMEGA auf Mars Express ausgewertet, welches simultan zu der HRSC gemessen hat. Die Auswertungen der ebenfalls zeitgleich gemessenen PFS-Spektren zeigen jedoch, dass es sich dabei um Wassereis handelt. Möhlmann u. a. (2008) gehen davon aus, dass die Staubpartikel als Kondensationskeime dienen, an denen der Wasserdampf resublimiert. Die verschiedenen Messergebnisse vom PFS und OMEGA sind vermutlich auf die unterschiedliche Sensitivität der zwei Instrumente zurückzuführen.

Das um 17:05 lokaler Zeit von der HRSC aufgenommene Atmosphärenphänomen im Valles Marineris, wird vom Modell nicht widergegeben. Die Vermutung liegt nahe, dass es sich hierbei nicht um Nebel, sondern um Wolken handelt. Diese können vom Modell nicht widergegeben werden, da in ihm keine Wolkenparametrisierung implementiert ist. Zu diesem Bild existiert keine PFS-Messung, die belegen könnte, dass es sich bei diesem Phänomen um Wassereis handelt. Der nordhemisphärische Winter, in dem das Bild entstanden ist ( $L_s = 249^\circ$ ), ist geprägt von heftigen Staubstürmen globalen Ausmaßes. Der Grabenbruch könnte durch aufgewirbelten Staub getrübt sein. Dies lässt sich jedoch nicht prüfen, da zu diesem Bild keine weiteren Messungen vorliegen.

Ziel der Arbeit war es, den physikalischen Entstehungsprozess der Nebelerscheinungen zu ergründen. Die Ergebnisse der Bilddatenanalyse gaben den Anlass, diese mit einem für den Mars erprobten Modell zu untersuchen. Mit ihm lassen sich die Phänomene am Morgen nachvollziehen. Die Ursachen für den Nachmittagsnebel können nicht eindeutig ermittelt werden. Trotz der großen Unsicherheiten in den Initialisierungsparametern sind die Ergebnisse physikalisch konsistent. Die Variation der Parameter, die in den Sensitivitätsstudien untersucht wurden, haben keine Auswirkungen auf die zentralen Ergebnisse. Der Mechanismus der Strahlungsnebelbildung auf der Erde ist auf den Mars übertragbar.

## 5.3 Ausblick

Die hochauflösende Stereokamera HRSC liefert stetig neue und interessante Aufnahmen von Wolken- und Nebelerscheinungen auf dem Mars. Eine weitere Auswertung der Bilddaten wird zeigen, ob sich die bisherigen Ergebnisse bestätigen oder verschieben. Ein Vergleich der Ergebnisse mit den Daten anderer Messinstrumente wird dann besser möglich sein. In weiterführenden Arbeiten sollte untersucht werden, ob ein Zusammenhang der beobachteten Phänomene mit dem in Kapitel 1.2 angesprochenen interhemisphärischen Wasserdampftransport und den jahreszeitlich variierenden lokalen Temperaturen besteht. Die Datenlage ist hierfür noch nicht hinreichend.

Die nebelartigen Erscheinungen am Nachmittag bedürfen einer genaueren Untersuchung. Die Aufnahmen zeigen vermutlich tiefe Wolken, die mit dem eindimensionalen Grenzschichtmodell nicht reproduziert werden können, da keine Wolkenparametrisierung implementiert ist. Möglicherweise ließe sich dieses Phänomen mit einem dreidimensionalen Modell unter der Berücksichtigung von Advektion simulieren. In weiterführenden Arbeiten könnte so auf die zugrunde liegenden Mechanismen dieses Phänomens geschlossen werden. Zudem müsste eine bessere Darstellung der Wasserdampfumwandlung im Modell erfolgen, um zu sehen, wie viel des atmosphärischen Wasserdampfgehalts zu Nebel und wie viel zu Raureif resublimiert oder gar in den Boden sedimentiert.

Eine physikalische Verwandtschaft der auf dem Mars beobachteten Phänomene mit den in unserer Atmosphäre vorkommenden leuchtenden Nachtwolken (NLC - noctilucent clouds)<sup>1</sup> oder auch den Perlmutterwolken<sup>2</sup> ist nicht auszuschließen und müsste genauer erforscht werden. Da diese Wolken in der hohen Atmosphäre der Erde entstehen, sind die Temperatur- und Druckverhältnisse ähnlich denen auf dem Mars. Es stellt sich jedoch die Frage, wie die unterschiedlichen Atmosphären von Mars und Erde zum Entstehungsprozess dieser Wolken beitragen.

---

<sup>1</sup>Bei den NLCs handelt es sich um Schleierwolken nahe der Mesopause in 75 km bis 90 km Höhe. Beobachten kann man diese ausschließlich im Sommer in den nördlichen Regionen der mittleren Breiten, sowie den südlichen Regionen der polaren Breiten. Dafür muss die Sonne im Winkelbereich 5° - 13° unter dem Horizont stehen. Sie bilden sich bei Temperaturen unter -100°C. Die Zusammensetzung und Entstehung dieser Wolken ist noch nicht eindeutig geklärt. Es handelt sich vermutlich um Eiswolken (Deutscher Wetterdienst, 1987).

<sup>2</sup>Perlmutterwolken treten in der Stratosphäre in einer Höhe zwischen 21 km und 30 km auf. Sie bilden sich bei Temperaturen unter -82°C. Es handelt sich bei diesen Wolken um orographisch induzierte Wolken. Die Voraussetzung für die Entstehung von PSCs sind stark ausgeprägte Leewellen in der Troposphäre. Die Wolken zeigen ein perlmutterfarbiges Irisieren, welches sich gut beobachten lässt, wenn die Sonne nur wenige Grad unter dem Horizont steht. Diese Wolkenart wird hauptsächlich über Norwegen und Schottland beobachtet (Deutscher Wetterdienst, 1987).

# Literaturverzeichnis

- [Allison u. a. 1999] ALLISON, M. ; ROSS, J. D. ; SOLOMON, N.: Mapping the Martian meteorology. In: *The Fifth International Conference on Mars, Abstract 6102, LPI Contribution No. 972, Lunar and Planetary Institute, Houston (CD-ROM)* (1999). – URL <http://mars.jpl.nasa.gov/mgs/sci/fifthconf99/6102.pdf>
- [Angelats i Coll u.a. 2003] ANGELATS I COLL, M. ; FORGET, F. ; HOURDIN, F. ; WANHERDRICK, Y. ; LOPEZ-VALVERDE, M. A. ; GONZALEZ-GALINDO, F. ; READ, P. L. ; LEWIS, S. R.: Towards a global model of the Martian atmosphere. In: *Workshop on Mars Atmosphere Modelling and Observations, Abstract 11-5. Granada, Spanien: ESA/CNES* (2003). – URL [http://oro.open.ac.uk/5936/01/angelats\\_thermo2003.pdf](http://oro.open.ac.uk/5936/01/angelats_thermo2003.pdf)
- [Angelats i Coll u.a. 2005] ANGELATS I COLL, M. ; FORGET, F. ; LOPEZ-VALVERDE, M. A. ; GONZALEZ-GALINDO, F.: The first Mars thermospheric general circulation model: The Martian atmosphere from the ground to 240 km. In: *Geophysical Research Letters* 32 (2005). – doi: 10.1029/2004GL021368
- [Benson u. a. 2006] BENSON, J. L. ; JAMES, P. B. ; CANTOR, B. A. ; REMIGIO, R.: Interannual variability of water ice clouds over major Martian volcanoes observed by MOC. In: *Icarus* 184 (2006), S. 365–371
- [Bertaux u. a. 2000] BERTAUX, J.-L. ; FONTEYN, D. ; KORABLEV, O. ; CHASSEFIERE, E. ; DIMARELLIS, E. ; DUBOIS, J. P. ; HAUCHECORNE, A. ; CABANE, M. ; RANNOU, P. ; LEVASSEUR-REGOURD, A. C. ; CERNOGORA, G. ; QUEMERAIS, E. ; HERMANS, C. ; KOCKARTS, G. ; LIPPENS, C. ; MAZIERE, M. D. ; MOREAU, D. ; MULLER, C. ; NEEFS, B. ; SIMON, P. C. ; FORGET, F. ; HOURDIN, F. ; TALAGRAND, O. ; MOROZ, V. I. ; RODIN, A. ; SANDEL, B. ; STERN, A.: The study of the Martian atmosphere from top to bottom with SPICAM light on Mars Express. In: *Planetary and Space Science* 48 (2000), S. 1303–1320

- [Bibring u. a. 2004a] BIBRING, J.-P. ; LANGEVIN, Y. ; POULET, F. ; GENDRIN, A. ; GONDET, B. ; BERTHE, 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. In: *Nature* 428 (2004a), S. 627–630
- [Bibring u. a. 2004b] BIBRING, J.-P. ; SOUFFLOT, A. ; BERTHE, M. ; LANGEVIN, Y. ; GONDET, B. ; DROSSART, P. ; BOUYE, M. ; COMBES, M. ; PUGET, P. ; SEMERY, A. ; BELLUCCI, G. ; FORMISANO, V. ; MOROZ, V. ; KOTTISOV, V. ; BONELLO, G. ; ERARD, S. ; FORNI, O. ; GENDRIN, A. ; MANAUD, N. ; POULET, F. ; POULLEAU, G. ; ENCRENAZ, T. ; FOUCHET, T. ; MELCHIORI, R. ; ALTIERI, F. ; IGNATIEV, N. ; TITOV, D. ; ZASOVA, L. ; CORADINI, A. ; CAPACIONNI, F. ; CERRONI, P. ; FONTI, S. ; MANGOLD, N. ; PINET, P. ; SCHMITT, B. ; SOTIN, C. ; HAUBER, E. ; HOFFMANN, H. ; JAUMANN, R. ; KELLER, U. ; ARVIDSON, R. ; MUSTARD, J. ; FORGET, F.: OMEGA: Observatoire pour la Minéralogie, l'Eau, les Glaces et l'Activité. In: *ESA Special Publication* 1240 (2004b), S. 37–49
- [Böttger 2003] BÖTTGER, H.: *Modelling water transport in the Martian atmosphere*, Oxford University, Dissertation, 2003
- [Boynton u. a. 2002] BOYNTON, W. V. ; FELDMAN, W. C. ; SQUYRES, S. W. ; PRETTYMAN, T. H. ; 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. ; MIKHEEVA, I. ; TAYLOR, G. J. ; TOKAR, R. ; SHINOHARA, C.: Distribution of hydrogen in the near surface of Mars: Evidence for subsurface ice deposits. In: *Science* 297 (2002), S. 81 – 85
- [Briggs u. a. 1977] BRIGGS, G. ; KLAASEN, K. ; THORPE, T. ; WELLMAN, J. ; BAUM, W.: Martian dynamical phenomena during June–November 1976 - Viking Orbiter imaging results. In: *Journal of Geophysical Research* 82 (1977), S. 4121–4149
- [Cantor u. a. 2001] CANTOR, B. A. ; JAMES, P. B. ; CAPLINGER, M. ; WOLFF, M. J.: Martian dust storms: 1999 Mars Orbiter Camera observations. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 23653–23688
- [Christensen u. a. 1992] CHRISTENSEN, P. R. ; ANDERSON, D. L. ; CHASE, S. C. ; CLARK, R. N. ; KIEFFER, H. H. ; MALIN ET AL., M. C.: Thermal Emission Spectro-

- meter experiment - Mars Observer mission. In: *Journal of Geophysical Research* 97 (1992), S. 7719–7734
- [Christensen u. a. 2001] CHRISTENSEN, P. R. ; BANDFIELD, J. L. ; HAMILTON, V. E. ; RUFF, S. W. ; KIEFFER, H. H. ; TITUS, T. N. ; MALIN, M. C. ; MORRIS, R. V. ; LANE, M. D. ; CLARK, R. L. ; JAKOSKY, B. M. ; MELLON, M. T. ; PEARL, J. C. ; CONRATH, B. J. ; SMITH, M. D. ; CLANCY, R. T. ; KUZMIN, R. O. ; ROUSH, T. ; MEHALL, G. L. ; GORELICK, N. ; BENDER, K. ; MURRAY, K. ; DASON, S. ; GREENE, E. ; SILVERMAN, S. ; GREENFIELD, M.: Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer experiment: Investigation description and surface science results. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 23823–23872
- [Clancy u. a. 1996] CLANCY, R. T. ; GROSSMAN, A. W. ; WOLFF, M. J. ; JAMES, P. B. ; RUDY, D. J. ; BILLAWALA, Y. N. ; SANDOR, B. J. ; LEE, S. W. ; MUHLEMAN, D. O.: Water vapor saturation at low altitudes around Mars aphelion: A key to Mars climate? In: *Icarus* 122 (1996), S. 36–62
- [Clancy und Sandor 1998] CLANCY, R. T. ; SANDOR, B. J.: CO<sub>2</sub> ice clouds in the upper atmosphere of Mars. In: *Geophysical Research Letters* 25 (1998), S. 489–492
- [Clancy u. a. 2003] CLANCY, R. T. ; WOLFF, M. J. ; CHRISTENSEN, P. R.: Mars aerosol studies with the MGS TES emission phase function observations: Optical depths, particle sizes, and ice cloud types versus latitude and solar longitude. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003). – doi: 10.1029/2003JE002058
- [Colaprete u. a. 2003] COLAPRETE, A. ; HABERLE, R. M. ; TOON, O. B.: Formation of convective carbon dioxide clouds near the south pole of Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003). – doi: 10.1029/2003JE002053
- [Colaprete und Toon 2002] COLAPRETE, A. ; TOON, O. B.: Carbon dioxide snow storms during the polar night on Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002). – doi: 10.1029/2001JE001758
- [Collins u. a. 1996] COLLINS, M. ; LEWIS, S. R. ; READ, P. L. ; HOURDIN, F.: Baroclinic wave transitions in the Martian atmosphere. In: *Icarus* 120 (1996), S. 344–357
- [Deutscher Wetterdienst 1987] DEUTSCHER WETTERDIENST: *Leitfaden für die Ausbildung beim Deutschen Wetterdienst - Allgemeine Meteorologie*. S. 93, 98–103, Selbstverlag des Deutschen Wetterdienstes, Offenbach am Main, 1987. – ISBN 3-88148-236-9

- [DLR 2007] DLR: *HRSC - die hochauflösende Stereokamera*. November 2007. – URL [http://www.dlr.de/mars/desktopdefault.aspx/tabid-290/944\\_read-1409/](http://www.dlr.de/mars/desktopdefault.aspx/tabid-290/944_read-1409/)
- [Doute u.a. 2007] DOUTE, S. ; SCHMITT, B. ; LANGEVIN, Y. ; BIBRING, J.-P. ; ALTIERI, F. ; BELLUCCI, G. ; GONDET, B. ; POULET, F. ; THE MEX OMEGA TEAM: South pole of Mars: Nature and composition of the icy terrains from Mars Express OMEGA observations. In: *Planetary and Space Science* 55 (2007), S. 113–133
- [ESA 2005] ESA: *Mars Express - The Mission*. Oktober 2005. – URL [http://www.esa.int/SPECIALS/Mars\\_Express/SEMNS75V9ED\\_0.html](http://www.esa.int/SPECIALS/Mars_Express/SEMNS75V9ED_0.html)
- [Feldman u.a. 2003] FELDMAN, W. C. ; PRETTYMAN, T. H. ; BOYNTON, W. V. ; SQUYRES, S. W. ; BISH, D. L. ; ELPIC, R. C. ; FUNSTEN, H. O. ; LAWRENCE, D. J. ; MAURICE, S. ; MOORE, K. R. ; TOKAR, R. L. ; VANIMAN, D. T.: The global distribution of near-surface hydrogen on Mars. In: *Sixth International Conference on Mars, Abstract 3218* (2003)
- [Ferguson u.a. 2006] FERGASON, R. L. ; CHRISTENSEN, P. R. ; KIEFFER, H. H.: High-resolution thermal inertia derived from the Thermal Emission Imaging System (THEMIS): Thermal model and applications. In: *Journal of Geophysical Research* 111 (2006). – doi: 10.1029/2006JE002735
- [Forget 1998] FORGET, F.: Improved optical properties of the Martian atmospheric dust for radiative transfer calculations in the infrared. In: *Geophysical Research Letters* 25 (1998), S. 1105–1108
- [Forget 2006] FORGET, F.: *The Martian Climate Database*. Februar 2006. – URL <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/>
- [Forget u.a. 2005] FORGET, F. ; DASSAS, K. ; WANHERDRICK, Y. ; LEWIS, S. R. ; COLLINS, M. ; BINGHAM, S. J.: *Mars Climate Database v4.1 User Manual*. Juni 2005. – URL <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/>
- [Forget u.a. 1999] FORGET, F. ; HOURDIN, F. ; FOURNIER, R. ; HOURDIN, C. ; TALAGRAND, O.: Improved general circulation models of the martian atmosphere from the surface to above 80 km. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 155–176



- [Formisano u. a. 2005] FORMISANO, V. ; ANGRILLI, F. ; ARNOLD, G. ; ATREYA, S. ; BIANCHINI, G. ; BIONDI, D. ; BLANCO, A. ; BLECKA, M. I. ; CORADINI, A. ; COLANGELI, L. ; EKONOMOV, A. ; ESPOSITO, F. ; FONTI, S. ; GIURANNA, M. ; GRASSI, D. ; GNEDYKH, V. ; GRIGORIEV, A. ; HANSEN, G. ; HIRSH, H. ; KHATUNTSEV, I. ; KISELEV, A. ; IGNATIEV, N. ; JUREWICZ, A. ; LELLOUCH, E. ; LOPEZ MORENO, J. ; MARTEN, A. ; MATTANA, A. ; MATURILLI, A. ; MENCARELLI, E. ; MICHALSKA, M. ; MOROZ, V. ; MOSHKIN, B. ; NESPOLI, F. ; NIKOLSKY, Y. ; ORFEI, R. ; ORLEANSKI, P. ; OROFINO, V. ; PALOMBA, E. ; PATSAEV, D. ; PICCIONI, G. ; RATAJ, M. ; RODRIGO, R. ; RODRIGUEZ, J. ; ROSSI, M. ; SAGGIN, B. ; TITOV, D. ; ZASOVA, L.: The Planetary Fourier Spectrometer (PFS) onboard the European Mars Express mission. In: *Planetary and Space Science* 53 (2005), S. 963–974
- [Formisano u. a. 2004] FORMISANO, V. ; GRASSI, D. ; ORFEI, R. ; BIONDI, D. ; MENCARELLI, E. ; MATTANA, A. ; NESPOLI, F. ; MATURILLI, A. ; GIURANNA, M. ; ROSSI, M. ; MAGGI, M. ; BALDETTI, P. ; CHIONCHIO, G. ; SAGGIN, B. ; ANGRILLI, F. ; BIANCHINI, G. ; PICCIONI, G. ; DI LELLIS, A. ; CERRONI, P. ; CAPACCIONI, F. ; CAPRIA, M. T. ; CORADINI, A. ; FONTI, S. ; OROFINO, V. ; BLANCO, A. ; COLANGELI, L. ; PALOMBA, E. ; ESPOSITO, F. ; PATSAEV, D. ; MOROZ, V. ; ZASOVA, L. ; IGNATIEV, N. ; KHATUNTSEV, I. ; MOSHKIN, B. ; EKONOMOV, A. ; GRIGORIEV, A. ; NECHAEV, V. ; KISELEV, A. ; NIKOLSKY, Y. ; GNEDYKH, V. ; TITOV, D. ; ORLEANSKI, P. ; RATAJ, M. ; MALGOSKA, M. ; JUREWICZ, A. ; BLECKA, M. I. ; HIRSH, H. ; ARNOLD, G. ; LELLOUCH, E. ; MARTEN, A. ; ENCRENAZ, T. ; LOPEZ MORENO, J. ; ATREYA, S. ; GOBBI, P.: PFS: the Planetary Fourier Spectrometer for Mars Express. In: *ESA Special Publication* 1240 (2004), S. 71–94
- [Golombek u. a. 1999] GOLOMBEK, M. P. ; BRIDGES, N. T. ; MOORE, H. J. ; MURCHIE, S. L. ; MURPHY, J. R. ; PARKER, T. J. ; RIEDER, R. ; RIVELLINI, T. P. ; SCHOFIELD, J. T. ; SEIFF, A. ; SINGER, R. B. ; SMITH, P. H. ; SODERBLUM, L. A. ; SPENCER, D. A. ; STOKER, C. R. ; SULLIVAN, R. ; THOMAS, N. ; THURMAN, S. W. ; TOMASKO, M. G. ; VAUGHAN, R. M. ; WÄNKE, H. ; WARD, A. W. ; WILSON, G. R.: Overview of the Mars Pathfinder Mission: Launch through landing, surface operations, data sets, and science results. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 8523–8554
- [Grassi u. a. 2005] GRASSI, D. ; IGNATIEV, N. I. ; ZASOVA, L. V. ; MATURILLI, A. ; FORMISANO, V. ; BIANCHINI, G. A. ; GIURANNA, M.: Methods for the analysis of data from the Planetary Fourier Spectrometer on the Mars Express Mission. In: *Planetary and Space Science* 53 (2005), S. 1017–1034

- [Haberle und Houben 1991] HABERLE, R. M. ; HOUBEN, H. C.: Mars boundary layer simulations: Comparison with Viking lander and entry observations. In: *The Environmental Model of Mars* (1991), S. 3–6
- [Haberle u. a. 1993] HABERLE, R. M. ; HOUBEN, H. C. ; HERTENSTEIN, R. ; HERDTLE, T.: A boundary-layer model for Mars: Comparison with Viking lander and entry data. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 50 (1993), S. 1544–1559
- [Haberle u. a. 2001] HABERLE, R. M. ; MCKAY, C. P. ; SCHAEFFER, J. ; CABROL, N. A. ; GRIN, E. A. ; ZENT, A. P. ; QUINN, R.: On the possibility of liquid water on present-day Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 23317–23326
- [Hauber 2004] HAUBER, E.: *HRSC on Mars Express*. Juli 2004. – URL <http://berlinadmin.dlr.de/Missions/express/kamera/kamera.shtml>
- [Hecht 2002] HECHT, M. H.: Metastability of liquid water on Mars. In: *Icarus* 156 (2002), S. 373–386
- [Helbert u. a. 2006] HELBERT, J. ; ARNOLD, G. ; BENKHOFF, J. ; HIRSCH, H. ; MATURILLI, A. ; FORMISANO, V. ; GIURANNA, M.: Comparison of surface temperatures measured by the Planetary Fourier Spectrometer (PFS) on Mars Express with predictions from the Berlin Mars near Surface Thermal model (BMST) for the BEAGLE 2 landing site in Isidis Planitia. In: *Advances in Space Research* 38 (2006), Nr. 4, S. 709–712
- [Hess u. a. 1977] HESS, S. L. ; HENRY, R. M. ; LEOVY, C. B. ; TILLMAN, J. E. ; RYAN, J. A.: Meteorological results from the surface of Mars: Viking 1 and 2. In: *Journal of Geophysical Research* 82 (1977), S. 4559–4574
- [Hess u. a. 1976] HESS, S. L. ; MITCHELL, J. L. ; HENRY, R. M. ; LEOVY, C. B. ; TILLMAN, J. E. ; RYAN, J. A.: Early meteorological results from the Viking 2 lander. In: *Science* 194 (1976), S. 1352–1353
- [Hourdin u. a. 1995] HOURDIN, F. ; FORGET, F. ; TALAGRAND, O.: The sensitivity of the Martian surface pressure and atmospheric mass budget to various parameters: A comparison between numerical simulations and Viking observations. In: *Journal of Geophysical Research* 100 (1995), S. 5501–5523
- [Hunt und James 1985] HUNT, G. E. ; JAMES, P. B.: Martian cloud systems: Current knowledge and future observations. In: *Advances in Space Research* 5 (1985), S. 93–99

- [Inada 2002] INADA, A.: *Simulations of Martian surface fog and calibration of Mars Imaging Camera for its future observations*, Kobe University, Japan, Dissertation, 2002
- [Inada u. a. 2008] INADA, A. ; GARCIA-COMAS, M. ; ALTIERI, F. ; GWINNER, K. ; POULET, F. ; BELLUCCI, G. ; KELLER, H. U. ; MARKIEWICZ, W. J. ; RICHARDSON, M. I. ; HOEKZEMA, N. ; NEUKUM, G. ; BIBRING, J.-P.: Dust haze in Valles Marineris observed by HRSC and OMEGA on board Mars Express. In: *Journal of Geophysical Research* 113 (2008). – doi: 10.1029/2007JE002893
- [Ivanov und Muhleman 2001] IVANOV, A. B. ; MUHLEMAN, D. O.: Cloud Reflection Observations: Results from the Mars Orbiter Laser Altimeter. In: *Icarus* 154 (2001), S. 190–206
- [Jakosky 1995] JAKOSKY, B. M.: Out on a limb: Martian atmospheric dust opacity during the past hundred years. In: *Icarus* 117 (1995), S. 352–357
- [Jakosky und Farmer 1982] JAKOSKY, B. M. ; FARMER, C. B.: The seasonal and global behavior of water vapor in the Mars atmosphere - Complete global results of the Viking atmospheric water detector experiment. In: *Journal of Geophysical Research* 87 (1982), S. 2999–3019
- [James u. a. 1992] JAMES, P. B. ; KIEFFER, H. H. ; PAIGE, D. A.: The seasonal cycle of carbon dioxide on Mars. In: *Kieffer et al. (1992)* (1992), S. 934–968
- [Kahn 1984] KAHN, R.: The spatial and seasonal distribution of Martian clouds and some meteorological implications. In: *Journal of Geophysical Research* 89 (1984), S. 6671–6688
- [Kieffer u. a. 1992] KIEFFER, H. H. (Hrsg.) ; JAKOSKY, B. M. (Hrsg.) ; SNYDER, C. W. (Hrsg.) ; MATTHEWS, M. S. (Hrsg.): *Mars*. The University of Arizona Press, 1992
- [Kieffer u. a. 1976] KIEFFER, H. H. ; MARTIN, T. Z. ; CHASE, S. C. ; MINER, E. D. ; PALLUCONI, F. D. ; MUENCH, G. ; NEUGEBAUER, G.: Infrared thermal mapping of the Martian surface and atmosphere: First results. In: *Science* 193 (1976), S. 780–786
- [Kieffer u. a. 1977] KIEFFER, H. H. ; MARTIN, T. Z. ; PETERFREUND, A. R. ; JAKOSKY, B. M. ; MINER, E. D. ; PALLUCONI, F. D.: Thermal and albedo mapping of Mars during the Viking primary mission. In: *Journal of Geophysical Research* 82 (1977), S. 4249–4291

- [Kraus 2004] KRAUS, H.: *Die Atmosphäre der Erde - Eine Einführung in die Meteorologie*. S. 199–200, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 2004. – ISBN 3-540-20656-6
- [Langevin u. a. 2005] LANGEVIN, Y. ; POULET, F. ; BIBRING, J.-P. ; SCHMITT, B. ; DOUTE, S. ; GONDET, B.: Summer evolution of the north polar cap of Mars as observed by OMEGA/Mars Express. In: *Science* 307 (2005), S. 1581–1584
- [Larsen u. a. 2002] LARSEN, S. E. ; JORGENSEN, H. E. ; LANDBERG, L. ; TILLMAN, J. E.: Aspects of the atmospheric surface layers on Mars and Earth. In: *Boundary-Layer Meteorology* 105 (2002), S. 451–470
- [Leighton und Murray 1966] LEIGHTON, R. B. ; MURRAY, B. C.: Behavior of carbon dioxide and other volatiles on Mars. In: *Science* 153 (1966), S. 136–144
- [Lemmon u. a. 2004] LEMMON, M. T. ; WOLFF, M. J. ; SMITH, M. D. ; CLANCY, R. T. ; BANFIELD, D. ; LANDIS, G. A. ; GHOSH, A. ; SMITH, P. H. ; SPANOVICH, N. ; WHITNEY, B. ; WHELLEY, P. ; GREELEY, R. ; THOMPSON, S. ; BELL, J. F. ; SQUYRES, S. W.: Atmospheric imaging results from the Mars Exploration Rovers: Spirit and Opportunity. In: *Science* 306 (2004), S. 1753–1756
- [Leovy und Mintz 1969] LEOVY, C. ; MINTZ, Y.: Numerical simulation of the atmospheric circulation and climate of Mars. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 26 (1969), S. 1167–1190
- [Lewis u. a. 1999] LEWIS, S. R. ; COLLINS, M. ; READ, P. L. ; FORGET, F. ; HOURDIN, F. ; FOURNIER, R. ; HOURDIN, C. ; TALAGRAND, O. ; HUOT, J.-P.: A climate database for Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 24177–24194
- [Lorenzen 2004] LORENZEN, D. H.: *Mission: Mars - Die sensationellen Entdeckungen der neuen Raumsonden*. S. 106–123, Kosmos-Verlag, 2004. – ISBN 3-440-09840-0
- [Määttänen 2007] MÄÄTTÄNEN, A.: *Investigations of Planetary Boundary Layer Processes and Particle Formation in the Atmosphere of Planet Mars*, University of Helsinki, Finland, Dissertation, 2007
- [Määttänen und Savijärvi 2004] MÄÄTTÄNEN, A. ; SAVIJÄRVI, H.: Sensitivity tests with a one-dimensional boundary-layer Mars model. In: *Boundary-Layer Meteorology* 113 (2004), S. 305–320

- [Määttänen u.a. 2005] MÄÄTTÄNEN, A. ; VEHKAMÄKI, H. ; LAURI, A. ; MERIKALLIO, S. ; KAUKANEN, J. ; SAVIJÄRVI, H. ; KULMALA, M.: Nucleation studies in the Martian atmosphere. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005). – doi: 10.1029/2004JE002308
- [Magalhaes u.a. 1999] MAGALHAES, J. A. ; SCHOFIELD, J. T. ; SEIFF, A.: Results of the Mars Pathfinder atmospheric structure investigation. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 8943–8955
- [Malin u.a. 1992] MALIN, M. C. ; DANIELSON, G. E. ; INGERSOLL, A. P. ; MASURSKY, H. ; VEVERKA, J. ; RAVINE ET AL., M. A.: Mars Observer camera. In: *Journal of Geophysical Research* 97 (1992), S. 7699–7718
- [Martin u.a. 1992] MARTIN, L. J. ; JAMES, P. B. ; DOLLFUS, A. ; IWASAKI, K. ; BEISH, J. D.: Telescopic observations: visual, photographic, polarimetric. In: *Kieffer et al. (1992)* (1992), S. 34–70
- [Martin und Zurek 1993] MARTIN, L. J. ; ZUREK, R. W.: An analysis of the history of dust activity on Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 98 (1993), S. 3221–3246
- [Mass und Sagan 1976] MASS, C. ; SAGAN, C.: A numerical circulation model with topography for the Martian southern hemisphere. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 33 (1976), S. 1418–1430
- [McCleese u.a. 2007] MCCLEESE, D. J. ; SCHOFIELD, J. T. ; TAYLOR, F. W. ; CALCUTT, S. B. ; FOOTE, M. C. ; KASS, D. M. ; LEOVY, C. B. ; PAIGE, D. A. ; READ, P. L. ; ZUREK, R. W.: Mars Climate Sounder: An investigation of thermal and water vapor structure, dust and condensate distributions in the atmosphere, and energy balance of the polar regions. In: *Journal of Geophysical Research* 112 (2007). – doi: 10.1029/2006JE002790
- [McEwen u.a. 2007] MCEWEN, A. S. ; ELIASON, E. M. ; BERGSTROM, J. W. ; BRIDGES, N. T. ; HANSEN, C. J. ; DELAMERE, W. A. ; GRANT, J. A. ; GULICK, V. C. ; HERKENHOFF, K. E. ; KESZTHELYI, L. ; KIRK, R. L. ; MELLON, M. T. ; SQUYRES, S. W. ; THOMAS, N. ; WEITZ, C. M.: Mars Reconnaissance Orbiter's High Resolution Imaging Science Experiment (HiRISE). In: *Journal of Geophysical Research* 112 (2007). – doi: 10.1029/2005JE002605

- [Mellon u. a. 2000] MELLON, M. T. ; JAKOSKY, B. M. ; KIEFFER, H. H. ; CHRISTENSEN, P. R.: High-resolution thermal inertia mapping from the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer. In: *Icarus* 148 (2000), S. 437–455
- [Metzger u. a. 1999] METZGER, S. M. ; CARR, J. R. ; JOHNSON, J. R. ; PARKER, T. J. ; LEMMON, M. T.: Dust devil vortices seen by the Mars Pathfinder camera. In: *Geophysical Research Letters* 26 (1999), S. 2781–2784
- [Michaels u. a. 2006] MICHAELS, T. I. ; COLAPRETE, A. ; RAFKIN, S. C. R.: Significant vertical water transport by mountain-induced circulations on Mars. In: *Geophysical Research Letters* 33 (2006). – doi: 10.1029/2006GL026562
- [Möhlmann 2006] MÖHLMANN, D. T.: Morning Fog on Mars. In: *36th COSPAR Scientific Assembly* Bd. 36, Peking, 2006, S. 2851
- [Möhlmann u. a. 2008] MÖHLMANN, D. T. ; NIEMAND, M. ; FORMISANO, V. ; SAVIJÄRVI, H.: Fog phenomena on Mars. In: *Icarus* submitted (2008)
- [MOLA Science Team 2007] MOLA SCIENCE TEAM: *Mars Global Surveyor: MOLA Mission Experiment Gridded Data Records*. April 2007. – URL <http://pds-geosciences.wustl.edu/missions/mgs/megdr.html>
- [Montmessin u. a. 2006a] MONTMESSIN, F. ; BERTAUX, J.-L. ; QUEMERAIS, E. ; KORABLEV, O. ; RANNOU, P. ; FORGET, F. ; PERRIER, S. ; FUSSEN, D. ; LEBONNOIS, S. ; REBERAC, A. ; DIMARELLIS, E.: Subvisible CO<sub>2</sub> ice clouds detected in the mesosphere of Mars. In: *Icarus* 183 (2006a), S. 403–410
- [Montmessin u. a. 2003] MONTMESSIN, F. ; FORGET, F. ; HABERLE, R. M. ; RANNOU, P. ; CABANE, M.: Water-ice clouds in the LMDs Martian general circulation model. In: *Workshop on Mars Atmosphere Modelling and Observations, Abstract 8-8. Granada, Spanien: ESA/CNES* (2003)
- [Montmessin u. a. 2007a] MONTMESSIN, F. ; GONDET, B. ; BIBRING, J.-P. ; LANGEVIN, Y. ; DROSSART, P. ; FORGET, F. ; FOUCHET, T.: Hyperspectral imaging of convective CO<sub>2</sub> ice clouds in the equatorial mesosphere of Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 112 (2007a). – doi: 10.1029/2007JE002944
- [Montmessin u. a. 2006b] MONTMESSIN, F. ; GONDET, B. ; FOUCHET, T. ; DROSSART, P. ; BIBRING, J. ; BERTAUX, J. ; LANGEVIN, Y.: Spectroscopic detection of low

- latitudes carbon dioxide clouds in the middle atmosphere of Mars. In: *American Geophysical Union, Abstract P14A-03* Fall Meeting 2006 (2006b)
- [Moriyama und Iwashima 1980] MORIYAMA, S. ; IWASHIMA, T.: A spectral model of the atmospheric general circulation of Mars: A numerical experiment including the effects of the suspended dust and the topography. In: *Journal of Geophysical Research* 85 (1980), S. 2847–2860
- [Murchie u.a. 2007] MURCHIE, S. ; ARVIDSON, R. ; BEDINI, P. ; BEISSER, K. ; BIBRING, J.-P. ; BISHOP, J. ; BOLDT, J. ; CAVENDER, P. ; CHOO, T. ; CLANCY, R. T. ; DARLINGTON, E. H. ; DES MARAIS, D. ; ESPIRITU, R. ; FORT, D. ; GREEN, R. ; GUINNESS, E. ; HAYES, J. ; HASH, C. ; HEFFERNAN, K. ; HEMMLER, J. ; HEYLER, G. ; HUMM, D. ; HUTCHESON, J. ; IZENBERG, N. ; LEE, R. ; LEES, J. ; LOHR, D. ; MALARET, E. ; MARTIN, T. ; MCGOVERN, J. A. ; MCGUIRE, P. ; MORRIS, R. ; MUSTARD, J. ; PELKEY, S. ; RHODES, E. ; ROBINSON, M. ; ROUSH, T. ; SCHAEFER, E. ; SEAGRAVE, G. ; SEELOS, F. ; SILVERGLATE, P. ; SLAVNEY, S. ; SMITH, M. ; SHYONG, W.-J. ; STROHBEHN, K. ; TAYLOR, H. ; THOMPSON, P. ; TOSSMAN, B. ; WIRZBURGER, M. ; WOLFF, M.: Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars (CRISM) on Mars Reconnaissance Orbiter (MRO). In: *Journal of Geophysical Research* 112 (2007). – doi: 10.1029/2006JE002682
- [Nayvelt u.a. 1997] NAYVELT, L. ; GIERASCH, P. J. ; COOK, K. H.: Modeling and observations of Martian stationary waves. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 54 (1997), S. 986–1013
- [Neukum u.a. 2004] NEUKUM, G. ; JAUMANN, R. ; HRSC CO-INVESTIGATOR TEAM ; EXPERIMENT TEAM: HRSC: the High Resolution Stereo Camera of Mars Express. In: *ESA Special Publication* 1240 (2004), S. 17–35
- [Newman u.a. 2002a] NEWMAN, C. E. ; LEWIS, S. R. ; READ, P. L. ; FORGET, F.: Modeling the Martian dust cycle. 1: Representations of dust transport processes. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002a). – doi: 10.1029/2002JE001910
- [Newman u.a. 2002b] NEWMAN, C. E. ; LEWIS, S. R. ; READ, P. L. ; FORGET, F.: Modeling the Martian dust cycle. 2: Multiannual radiatively active dust transport simulations. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002b). – doi: 10.1029/2002JE001920

- [Noe Dobrea und Bell 2005] NOE DOBREA, E. Z. ; BELL, J. F.: TES spectroscopic identification of a region of persistent water ice clouds on the flanks of Arsia Mons Volcano, Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 110 (2005). – doi: 10.1029/2003JE002221
- [Ockert-Bell u. a. 1997] OCKERT-BELL, M. E. ; BELL, J. F. ; POLLACK, J. B. ; MCKAY, C. P. ; FORGET, F.: Absorption and scattering properties of the Martian dust in the solar wavelengths. In: *Journal of Geophysical Research* 102 (1997), S. 9039–9050
- [Pearl u. a. 2001] PEARL, J. C. ; SMITH, M. D. ; CONRATH, B. J. ; BANDFIELD, J. L. ; CHRISTENSEN, P. R.: Observations of Martian ice clouds by the Mars Global Surveyor Thermal Emission Spectrometer: The first Martian year. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001), S. 12325–12338
- [Pettengill und Ford 2000] PETTENGILL, G. H. ; FORD, P. G.: Winter Clouds over the North Martian Polar Cap. In: *Geophysical Research Letters* 27 (2000), S. 609–612
- [Pickersgill und Hunt 1981] PICKERSGILL, A. O. ; HUNT, G. E.: An examination of the formation of linear lee waves generated by giant Martian volcanoes. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 38 (1981), S. 40–51
- [Pollack u. a. 1977] POLLACK, J. B. ; COLBURN, D. ; KAHN, R. ; HUNTER, J. ; VAN KAMP, W. ; CARLSTON, C. E. ; WOLF, M. R.: Properties of aerosol in the Martian atmosphere as inferred from Viking Lander imaging data. In: *Journal of Geophysical Research* 82 (1977), S. 4479–4496
- [Pollack u. a. 1979] POLLACK, J. B. ; COLBURN, D. S. ; FLASAR, F. M. ; KAHN, R. ; CARLSTON, C. E. ; PIDEK, D. G.: Properties and effects of dust particles suspended in the Martian atmosphere. In: *Journal of Geophysical Research* 84 (1979), S. 2929–2945
- [Rafkin u. a. 2001] RAFKIN, S. C. R. ; HABERLE, R. M. ; MICHAELS, T. I.: The Mars Regional Atmospheric Modeling System: Model description and selected simulations. In: *Icarus* 151 (2001), S. 228–256
- [Read und Lewis 2004] READ, P. L. ; LEWIS, S. R.: *The Martian Climate Revisited: Atmosphere and Environment of a Desert Planet*. Springer-Verlag, Praxis Publishing Ltd, Chichester, UK, 2004. – ISBN 3-540-40743-X
- [Richardson und Wilson 2002a] RICHARDSON, M. I. ; WILSON, R. J.: Investigation of the nature and stability of the Martian seasonal water cycle with a general circulation model. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002a). – doi: 10.1029/2001JE001536



- [Richardson und Wilson 2002b] RICHARDSON, M. I. ; WILSON, R. J.: A topographically forced asymmetry in the Martian circulation and climate. In: *Nature* 416 (2002b), S. 298–301
- [Richardson u.a. 2002] RICHARDSON, M. I. ; WILSON, R. J. ; RODIN, A. V.: Water ice clouds in the Martian atmosphere: General circulation model experiments with a simple cloud scheme. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002). – doi: 10.1029/2001JE001804
- [Ryan und Henry 1979] RYAN, J. A. ; HENRY, R. M.: Mars atmospheric phenomena during major dust storms as measured at surface. In: *Journal of Geophysical Research* 84 (1979), S. 2821–2829
- [Savijärvi 1991a] SAVIJÄRVI, H.: Radiative fluxes on a dustfree Mars. In: *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 64 (1991a), S. 103–112
- [Savijärvi 1991b] SAVIJÄRVI, H.: A model study of the PBL structure on Mars and the Earth. In: *Beiträge zur Physik der Atmosphäre* 64 (1991b), S. 219–229
- [Savijärvi 1995] SAVIJÄRVI, H.: Mars Boundary Layer Modeling: Diurnal Moisture Cycle and Soil Properties at the Viking Lander 1 Site. In: *Icarus* 117 (1995), S. 120–127
- [Savijärvi 1999] SAVIJÄRVI, H.: A model study of the atmospheric boundary layer in the Mars Pathfinder lander conditions. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 125 (1999), S. 483–493
- [Savijärvi 2007] SAVIJÄRVI, H.: Surface and boundary layer modeling for the Mars Exploration Rover sites. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* submitted (2007)
- [Savijärvi u.a. 2004] SAVIJÄRVI, H. ; MÄÄTTÄNEN, A. ; KAUKANEN, J. ; HARRI, A. M.: Mars Pathfinder: New data and new model simulations. In: *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society* 130 (2004), S. 669–683
- [Savijarvi und Siili 1993] SAVIJARVI, H. ; SIILI, T.: The Martian slope winds and the nocturnal PBL jet. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 50 (1993), S. 77–88
- [Schofield u.a. 1997] SCHOFIELD, J. T. ; BARNES, J. R. ; CRISP, D. ; HABERLE, R. M. ; LARSEN, S. ; MAGALHAES, J. A. ; MURPHY, J. R. ; SEIFF, A. ; WILSON, G.:

- The Mars Pathfinder Atmospheric Structure Investigation/Meteorology (ASI/MET) Experiment. In: *Science* 278 (1997), S. 1752–1757
- [Segschneider u. a. 2003] SEGSCHEIDER, J. ; GRIEGER, B. ; KELLER, H. U. ; LUNKEIT, F. ; KIRK, E. ; FRAEDRICH, K. ; RODIN, A.: Towards an intermediate complexity Martian climate simulator. In: *Workshop on Mars Atmosphere Modeling and Observations, Abstract 4-1. Granada, Spanien: ESA/CNES* (2003). – URL <http://www-mars.lmd.jussieu.fr/granada2003/abstract/segschneider.pdf>
- [Seiff und Kirk 1977] SEIFF, A. ; KIRK, D. B.: Structure of the atmosphere of Mars in summer at mid-latitudes. In: *Journal of Geophysical Research* 82 (1977), S. 4364–4378
- [Smith u. a. 2001a] 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. ; JOHNSON, C. L. ; MCGOVERN, P. J. ; ABSHIRE, J. B. ; AFZAL, R. S. ; SUN, X.: Mars Orbiter Laser Altimeter: Experiment summary after the first year of global mapping of Mars. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001a), S. 23689–23722
- [Smith 2002] SMITH, M. D.: The annual cycle of water vapour on Mars as observed by the Thermal Emission Spectrometer. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002). – doi: 10.1029/2001JE001522
- [Smith 2004] SMITH, M. D.: Interannual variability in TES atmospheric observations of Mars during 1999-2003. In: *Icarus* 167 (2004), S. 148–165
- [Smith u. a. 2003] SMITH, M. D. ; BANDFIELD, J. L. ; CHRISTENSEN, P. R. ; RICHARDSON, M. I.: Thermal Emission Imaging System (THEMIS) infrared observations of atmospheric dust and water ice cloud optical depth. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003). – doi: 10.1029/2003JE002115
- [Smith u. a. 2001b] SMITH, M. D. ; PEARL, J. C. ; CONRATH, B. J. ; CHRISTENSEN, P. R.: One Martian year of atmospheric observations by the Thermal Emission Spectrometer. In: *Geophysical Research Letters* 28 (2001b), S. 4263–4266
- [Smith u. a. 2001c] SMITH, M. D. ; PEARL, J. C. ; CONRATH, B. J. ; CHRISTENSEN, P. R.: Thermal Emission Spectrometer results: Mars atmospheric thermal structure

- and aerosol distribution. In: *Journal of Geophysical Research* 106 (2001c), S. 23929–23945
- [Smith u. a. 2004] SMITH, M. D. ; WOLFF, M. J. ; LEMMON, M. T. ; SPANOVICH, N. ; BANFIELD, D. ; BUDNEY, C. J. ; CLANCY, R. T. ; GHOSH, A. ; LANDIS, G. A. ; SMITH, P. ; WHITNEY, B. ; CHRISTENSEN, P. R. ; SQUYRES, S. W.: First atmospheric science results from the Mars Exploration Rovers mini-TES. In: *Science* 306 (2004), S. 1750–1753
- [Smith u. a. 1997] SMITH, P. H. ; BELL, J. F. ; BRIDGES, N. T. ; BRITT, D. T. ; GADDIS, L. ; GREELEY, R. ; KELLER, H. U. ; HERKENHOFF, K. E. ; JAUMANN, R. ; JOHNSON, J. R. ; KIRK, R. L. ; LEMMON, M. ; MAKI, J. N. ; MALIN, M. C. ; MURCHIE, S. L. ; OBERST, J. ; PARKER, T. J. ; REID, R. J. ; SABLOTNY, R. ; SODERBLUM, L. A. ; STOKER, C. ; SULLIVAN, R. ; THOMAS, N. ; TOMASKO, M. G. ; WARD, W. ; WEGRYN, E.: Results from the Mars Pathfinder Camera. In: *Science* 278 (1997), S. 1758–1765
- [Smith und Lemmon 1999] SMITH, P. H. ; LEMMON, M.: Opacity of the Martian atmosphere measured by the Imager for Mars Pathfinder. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 8975–8985
- [Snyder und Moroz 1992] SNYDER, C. W. ; MOROZ, V. I.: Spacecraft exploration of Mars. In: *Kieffer et al. (1992)* (1992), S. 71–119
- [Stoyan 2003] STOYAN, R.: *Mars - Unser Wissen vom Roten Planeten*. S. 10–28, Oculum-Verlag, 2003
- [Sutton u. a. 1978] SUTTON, J. L. ; LEVOY, C. B. ; TILLMAN, J. E.: Diurnal variations of the Martian surface layer meteorological parameters during the first 45 sols at two Viking Lander sites. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 35 (1978), S. 2346–2355
- [Takahashi u. a. 2003a] TAKAHASHI, Y. O. ; FUJIWARA, H. ; FUKUNISHI, H. ; ODAKA, M. ; HAYASHI, Y.-Y.: Zonal mean circulation obtained by a newly developed Martian atmospheric general circulation model. In: *Workshop on Mars Atmosphere Modelling and Observations, Abstract 2-5. Granada, Spanien: ESA/CNES* (2003a)
- [Takahashi u. a. 2003b] TAKAHASHI, Y. O. ; FUJIWARA, H. ; FUKUNISHI, H. ; ODAKA, M. ; HAYASHI, Y.-Y. ; WATANABE, S.: Topographically induced north-south

- asymmetry of the meridional circulation in the Martian atmosphere. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003b). – doi: 10.1029/2001JE001638
- [Tamppari u.a. 2000] TAMPPARI, L. K. ; ZUREK, R. W. ; PAIGE, D. A.: Viking era water-ice clouds. In: *Journal of Geophysical Research* 105 (2000), S. 4087–4108
- [Tamppari u.a. 2003] TAMPPARI, L. K. ; ZUREK, R. W. ; PAIGE, D. A.: Viking-era diurnal water-ice clouds. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003). – doi: 10.1029/2002JE001911
- [Taylor u.a. 2005] TAYLOR, F. W. ; CALCUTT, S. B. ; READ, P. L. ; LEWIS, S. R. ; MCCLEESE, D. J. ; SCHOFIELD, J. T. ; ZUREK, R. W.: Atmospheric temperature sounding on Mars, and the climate sounder on the 2005 reconnaissance orbiter. In: *Advances in Space Research* 38 (2005), S. 713–717
- [Thomas und Gierasch 1985] THOMAS, P. ; GIERASCH, P. J.: Dust devils on Mars. In: *Science* 230 (1985), S. 175–177
- [Tillman 1988] TILLMAN, J. E.: Mars global atmospheric oscillations: Annually synchronized, transient normal-mode oscillations and the triggering of global dust storms. In: *Journal of Geophysical Research* 93 (1988), S. 9433–9451
- [Tillman u.a. 1993] TILLMAN, J. E. ; JOHNSON, N. C. ; GUTTORP, P. ; PERCIVAL, D. B.: The Martian annual atmospheric pressure cycle: Years without great dust storms. In: *Journal of Geophysical Research* 98 (1993), S. 10963–10971
- [Tillman u.a. 1994] TILLMAN, J. E. ; LANDBERG, L. ; LARSEN, S. E.: The boundary layer of Mars: Fluxes, stability, turbulent spectra, and growth of the mixed layer. In: *Journal of Atmospheric Sciences* 51 (1994), S. 1709–1727
- [Titov u.a. 1999] TITOV, D. V. ; MARKIEWICZ, W. J. ; THOMAS, N. ; KELLER, H. U. ; SABLOTNY, R. M. ; TOMASKO, M. G. ; LEMMON, M. T. ; SMITH, P. H.: Measurements of the atmospheric water vapor on Mars by the Imager for Mars Pathfinder. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 9019–9026
- [Tobie u.a. 2003] TOBIE, G. ; FORGET, F. ; LOTT, F.: Numerical simulation of the winter polar wave clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Laser Altimeter. In: *Icarus* 164 (2003), S. 33–49

- [Toigo und Richardson 2002] TOIGO, A. D. ; RICHARDSON, M. I.: A mesoscale model for the Martian atmosphere. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002). – doi: 10.1029/2000JE001489
- [Tomasko u. a. 1999] TOMASKO, M. G. ; DOOSE, L. R. ; LEMMON, M. ; SMITH, P. H. ; WEGRYN, E.: Properties of dust in the Martian atmosphere from the Imager on Mars Pathfinder. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 8987–9008
- [Tyler u. a. 2002] TYLER, D. ; BARNES, J. R. ; HABERLE, R. M.: Simulation of surface meteorology at the Pathfinder and VL1 sites using a Mars mesoscale model. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002). – doi: 10.1029/2001JE001618
- [Wang und Ingersoll 2002] WANG, H. ; INGERSOLL, A. P.: Martian clouds observed by Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera. In: *Journal of Geophysical Research* 107 (2002). – doi: 10.1029/2001JE001815
- [Withers und Smith 2006] WITHERS, P. ; SMITH, M. D.: Atmospheric entry profiles from the Mars Exploration Rovers Spirit and Opportunity. In: *Icarus* 185 (2006), S. 133–142
- [Wolff und Clancy 2003] WOLFF, M. J. ; CLANCY, R. T.: Constraints on the size of Martian aerosols from Thermal Emission Spectrometer observations. In: *Journal of Geophysical Research* 108 (2003). – doi: 10.1029/2003JE002057
- [Wolff u. a. 1999] WOLFF, M. J. ; JAMES, P. B. ; TODD CLANCY, R. ; LEE, S. W.: Hubble Space Telescope observations of the Martian aphelion cloud belt prior to the Pathfinder mission: Seasonal and interannual variations. In: *Journal of Geophysical Research* 104 (1999), S. 9027–9042
- [Zasova u. a. 2005] ZASOVA, L. ; FORMISANO, V. ; MOROZ, V. ; GRASSI, D. ; IGNATIEV, N. ; GIURANNA, M. ; HANSEN, G. ; BLECKA, M. ; EKONOMOV, A. ; LELLOUCH, E. ; FONTI, S. ; GRIGORIEV, A. ; HIRSCH, H. ; KHATUNTSEV, I. ; MATTANA, A. ; MATURILLI, A. ; MOSHKIN, B. ; PATSAEV, D. ; PICCIONI, G. ; RATAJ, M. ; SAGGIN, B.: Water clouds and dust aerosols observations with PFS MEX at Mars. In: *Planetary and Space Science* 53 (2005), S. 1065–1077
- [Zuber u. a. 1992] ZUBER, M. T. ; SMITH, D. E. ; SOLOMON, S. C. ; MUHLEMAN, D. O. ; HEAD, J. W. ; GARVIN, J. B. ; ABSHIRE, J. B. ; BUFTON, J. L.: The Mars

Observer Laser Altimeter investigation. In: *Journal of Geophysical Research* 97 (1992), S. 7781–7797

[Zurek und Smrekar 2007] ZUREK, R. W. ; SMREKAR, S. E.: An overview of the Mars Reconnaissance Orbiter (MRO) science mission. In: *Journal of Geophysical Research* 112 (2007). – doi: 10.1029/2006JE002701