

2 Planet Mars

Der Mars ist der äußere Nachbar der Erde und gehört zu den terrestrischen (erdähnlichen) Planeten, die sich von den jovianischen (jupiterähnlichen) Planeten durch eine feste Oberfläche, geringe Rotationsgeschwindigkeit und höhere Dichte unterscheiden. Aufgrund seiner orangefarbenen Farbe, hervorgerufen durch Eisenoxide an der Oberfläche, wird er auch der „Rote Planet“ genannt. Viele antike Zivilisationen brachten ihn deshalb mit Feuer und Krieg in Verbindung. Die Griechen sahen in ihm den Gott des Krieges und benannten ihn „Ares“. Bei den Römern erhielt er dann seinen noch immer gebräuchlichen Namen „Mars“.

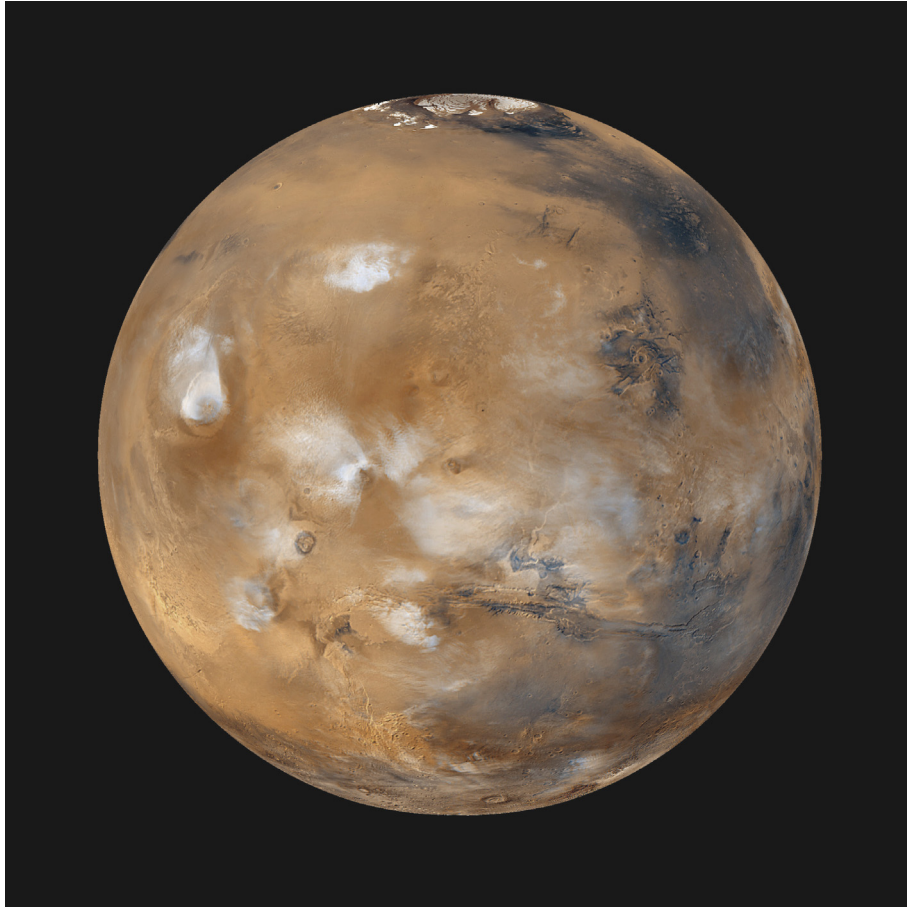


Abb. 1: Globale Ansicht des Mars [NASA/DLR/RPIF/PIA02653].

Der Mars ist im Vergleich zur Erde ein kleiner Planet. Mit seinem Äquatorialradius von 3397 km ist er linear etwas mehr als halb so groß (53 %) wie die Erde, von der Oberfläche her etwas weniger als ein Drittel. Er hat nur etwa 11 % der Erdmasse.

	Mars	Erde
Äquatorialradius [km]	3396.2	6378.1
Masse [10^{24} kg]	0.642	5.973
Mittlere Dichte [$\frac{g}{cm^3}$]	3.934	5.517
Oberflächengravitation [$\frac{m}{sec^2}$]	3.711	9.807

Tab. 1: Vergleich der physikalischen Parameter von Mars und Erde.

2.1 Historischer Überblick

Johannes Kepler (1546 bis 1601) formulierte anhand seiner Beobachtungen der Marsbahn die drei Keplerschen Gesetze zur Physik der Planetenbewegung. Als Galileo Galilei (1546 bis 1642) 1609 erstmals ein Fernrohr auf den Mars richtete, begann eine neue Epoche der Erforschung unseres nächsten Nachbarn im Sonnensystem mittels moderner Technik. Die erste brauchbare Zeichnung vom Mars wurde von Christian Huygens (1629 bis 1695) 1659 angefertigt (Abbildung 2). Darin sticht ein dunkles Gebiet hervor, welches heute *Syrtis Major* heisst. Huygens konnte durch die Wiederkehr dieses dunklen Objektes eine Rotationsdauer von 24 h bestimmen, die sehr genau an den tatsächlichen Wert von 24 h 37 min heranreicht.



Abb. 2: Eine der ersten Zeichnungen vom Mars, angefertigt von Huygens am 28. November 1659 (Godwin, 2000).

Die Polkappen wurden bereits von Huygens und Cassini bemerkt. Systematisch wurden sie von Sir William Herschel (1738 bis 1822) über mehrere Jahre erforscht. Er beobachtete die Größenveränderungen der Polkappen und entdeckte auch, daß die Rotationsachse des Mars nicht senkrecht auf der Ebene seiner Bahn steht. Herschel bestimmte einen Neigungswinkel von 24° (tatsächlicher Wert $25,18^\circ$). Er folgerte daraus den richtigen Schluß, daß Jahreszeiten infolge der gekippten Drehachse für die Größenveränderungen der Polkappen verantwortlich sind. Die erste vollständige Karte vom Mars wurde von den Berlinern Johann Heinrich Mädler und Wilhelm Beer während der günstigen Perihel-Opopposition 1830 gezeichnet. Sie trugen Gebiete unterschiedlicher Helligkeit, die Polkappen und mittelhelle und dunkle Gebiete ein. Sie etablierten zudem ein Längen-Breitensystem, welches dem heutigen sehr ähnlich ist, und bestimmten die genaue Rotationsdauer.

Der italienische Astronom und Direktor des Mailänder Observatoriums, Giovanni Schiaparelli, glaubte 1877 feine dunkle Linien auf den hellen Gebieten zu erkennen, die er als *canali* bezeichnete (Abb. 3). Er meinte damit Rillen und Gräben. Ohne Änderung wurde der Begriff in andere Sprachen übernommen und führte u.a. zu der Ansicht des Amerikaners Lowell, daß intelligente Marswesen ein künstliches Kanalsystem bis zu den Polen errichtet hätten, um ihren Wasserbedarf zu decken. Im Nachhinein stellte sich heraus, daß es sich um optische Täuschungen des Auges handelte, welches dazu neigt, an der Sichtbarkeitsgrenze liegenden Details geometrische Formen zuzuschreiben.

Die beiden kleinen Marstrabanten wurden im Jahre 1877 von Asaph Hall entdeckt. Nach den Begleitern des Kriegsgottes Mars in der griechischen Mythologie gab Hall dem äußeren Mond den Namen Deimos, dem inneren den Namen Phobos. Diese sind unregelmäßig geformte Körper, deren Oberflächen Einschlagskrater aufweisen. Es wird vermutet, daß es sich um eingefangene Asteroiden handelt.

Um 1925 bestanden schon ungefähre Vorstellungen über die Temperatur- und Druckverhältnisse auf dem Mars. Die Oberflächentemperaturen am Äquator um die Mittagszeit wurden auf etwa 25°C und die Oberflächendrucke auf etwa 100 mbar (über 10 mal höher als der tatsächliche Wert) geschätzt (Henseling, 1925).

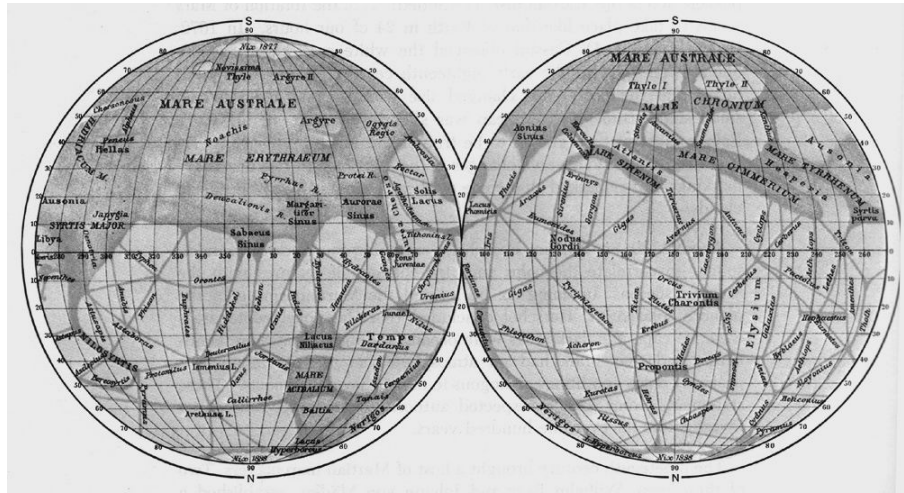


Abb. 3: Globale Karte Schiaparellis von 1888. Er nutzte erstmals eine lateinische Nomenclatur (Godwin, 2000).

Bevor die ersten Sonden den Mars erreichten und mit ihren Instrumenten ein detailliertes Bild der Oberfläche und Atmosphäre aufzeichneten, waren viele Erdbeobachtungen unseres Nachbarn im Sonnensystem Gegenstand kontroverser Diskussionen. So wurden von einigen Wissenschaftlern die dunklen Gebiete in Verbindung mit niedriger Vegetation gebracht, die hellen Flächen mit Mineralablagerungsstätten. Leben hielt man durchaus für möglich.

2.2 Astronomische Parameter

Mars ist der vierte Planet von der Sonne. Eine Umlaufperiode (Jahr) dauert 687 Erdtage und eine Rotationsperiode (Marstag bzw. Sol) etwa 24 h 37 min. Daraus ergibt sich eine Umlaufperiode von 669 Sols (Marstagen). Sein mittlerer Abstand zur Sonne beträgt 1,52 Astronomische Einheiten (AU). Aufgrund der elliptischen Umlaufbahn um die Sonne nähert sich der Mars im Perihelion auf 1,381 AU, im Aphelion beträgt der Abstand 1,666 AU (Abbildung 4). Dadurch ergeben sich während eines Marsjahres auch beträchtliche Unterschiede der Wärmeeinstrahlung. Die Neigung der Rotationsachse gegen die Bahnebene ist mit ca. $25,11^\circ$ ähnlich wie die der Erde (ca. $23,27^\circ$), wodurch auch auf dem Mars Jahreszeiten auftreten.

	Mars	Erde
Mittlere Distanz zur Sonne [Mio. km]	227,94 (1,52 AU)	149,57 (1,00 AU)
Mittlere Solarkonstante [$\frac{W}{m^2}$]	588,98	1367,6
Umlaufperiode (siderisch) [d]	686,98	365,26
Rotationsperiode (siderisch)	$24^h 37^m 23^s$	$23^h 56^m 04^s$
Bahnexzentrizität	0,0934	0,0167
Neigung des Äquators zur Bahnebene	$25^\circ 11'$	$23^\circ 27'$
Inklination	$1,85^\circ$	$0,00^\circ$

Tab. 2: Vergleich der astronomischen Parameter von Mars und Erde (Kieffer et al., 1992a).

2.3 Geologie und Topographie

Die geologische Geschichte des Mars wurde anhand der Morphologie, Topographie und Kraterdichten rekonstruiert (Tanaka et al., 1992) und in in drei Zeitsysteme unterteilt: Noachian,

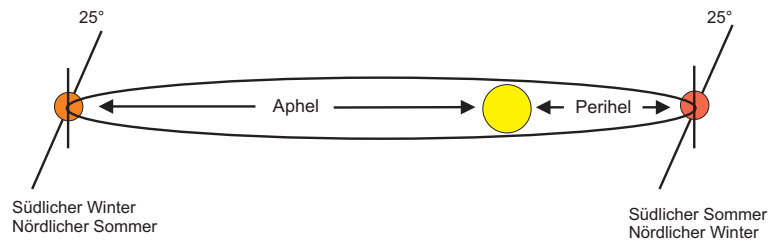


Abb. 4: Neigung des Äquators zur Bahnebene und Bahnexzentrizität des Mars.

Hesperian und Amazonian. Die Stratigraphie von geologischen Einheiten basiert auf deren morphologischen Kontakten und Überlagerungen und der Anzahl von Einschlagskratern (s. Kapitel 3.4 (Neukum und Wise, 1976; Neukum, 1983). Eine relative Stratigraphie des Mars wurde von Tanaka (1986) veröffentlicht. Er unterteilte die drei Perioden anhand der Kraterdichte pro Flächeneinheit in mehrere Serien. Die globale geologische Kartierung (Abbildung 5) zeigt eine deutliche stratigraphische Zweiteilung in das ältere südliche Hochland und die jüngere nördliche Tiefebene.

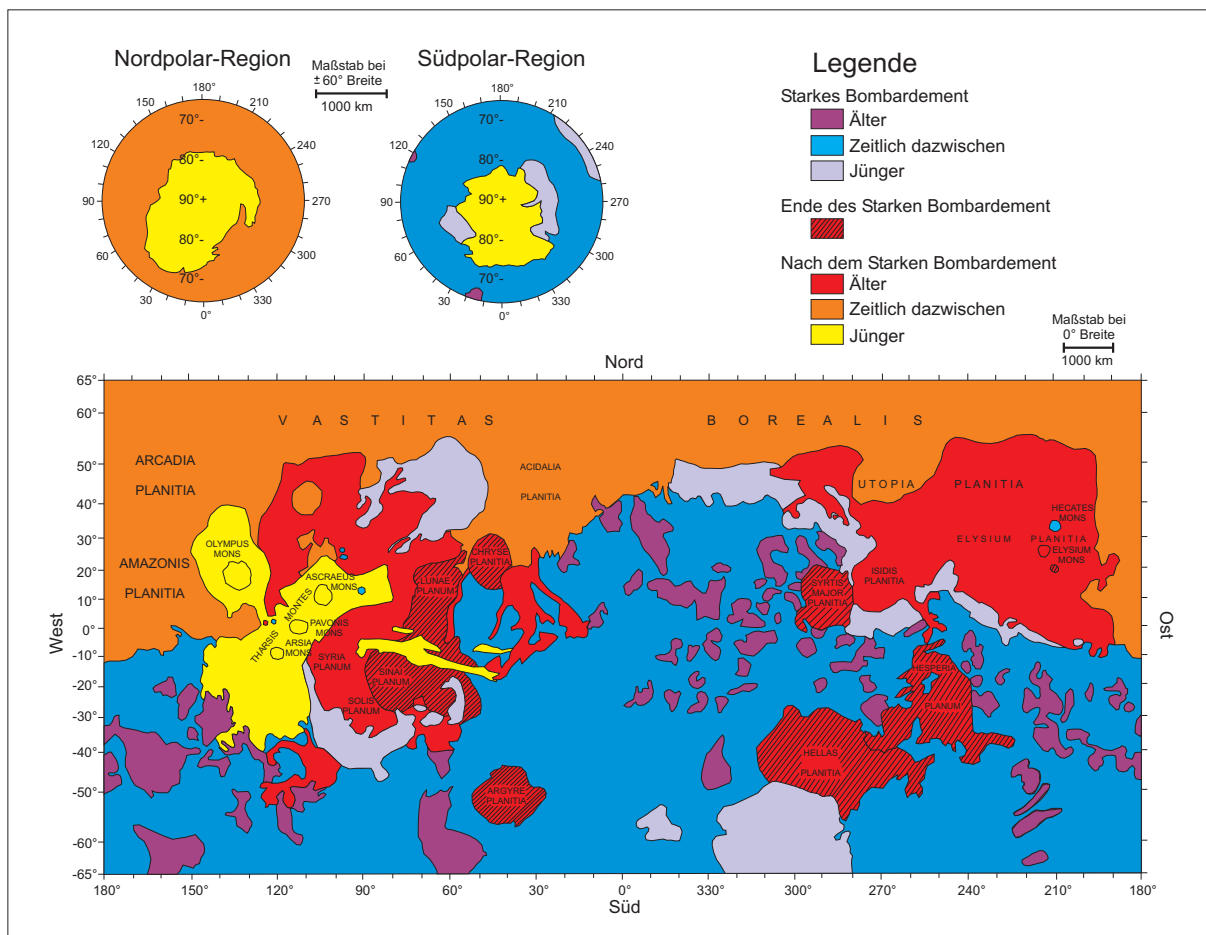


Abb. 5: Generalisierte stratigraphische Karte von Oberflächeneinheiten des Mars. Die blauen Flächen stellen Oberflächenalter dar, die während der Periode des „Starken Meteoritenbombardements“ entstanden, wohingegen die roten und gelben Flächen nach dieser Phase geformt wurden. Geändert nach (Kieffer et al., 1992b).

Die Dichotomie zwischen der nördlichen und südlichen Hemisphäre ist auch deutlich in der globalen Topographie zu erkennen (Abbildung 6). Das Hochlandgebiet der südlichen Hemisphäre liegt ca. 3-5 km über der Datumsgrenze, während sich das nördliche Tieflandgebiet zwischen -1 bis -3 km befindet.

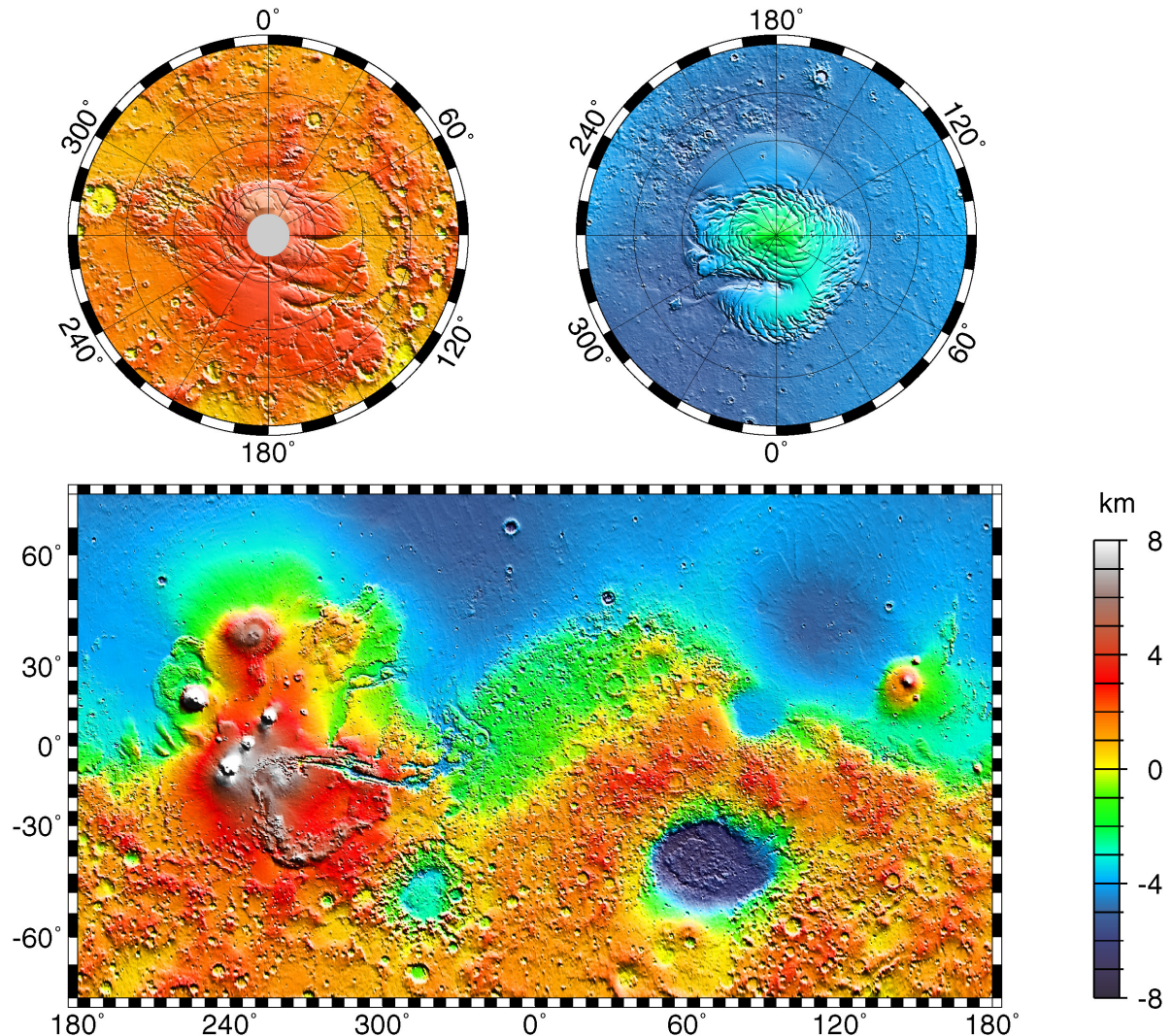


Abb. 6: Globales digitales Höhenmodell aus MOLA-Daten. Deutlich zu erkennen ist die Dichotomie des Mars [NASA/DLR/RPIF/PIA02031].

Das Hochlandgebiet umfaßt ca. 60 % des Planeten und wurde auf ein Alter von 4,2 bis 3,8 Milliarden Jahren bestimmt. Es besteht vorwiegend aus einer kraterübersäten Oberfläche. Hier befinden sich auch die großen Einschlagsbecken Hellas und Argyre mit Durchmessern von fast 2000 km und 800 km. Die großen Krater der südlichen Hochländer zeigen deutliche, wenn auch unterschiedlich ausgeprägte Degradationserscheinungen, wohingegen die kleineren, jüngeren Krater gut erhalten sind. Die jüngeren nördlichen Tiefebene weisen Alter vom späten Hesperian bis in das späte Amazonian auf. Es besteht aus Ablagerungen von Lavaströmen, äolischen und alluvialen Sedimenten.

Die beiden großen Vulkanregionen des Mars sind die äquatornahe Tharsis-Aufwölbung an der Hochland-Tiefland Grenze (115°W) und das Elysium-Gebiet (25°N, 210°W). Das Elysium-Plateau hat einen Durchmesser von rund 1800 km und liegt etwa 3 bis 5 km höher als seine unmittelbare Umgebung. Die beiden größten Vulkane sind der Elysium Mons und Albor Tholus.

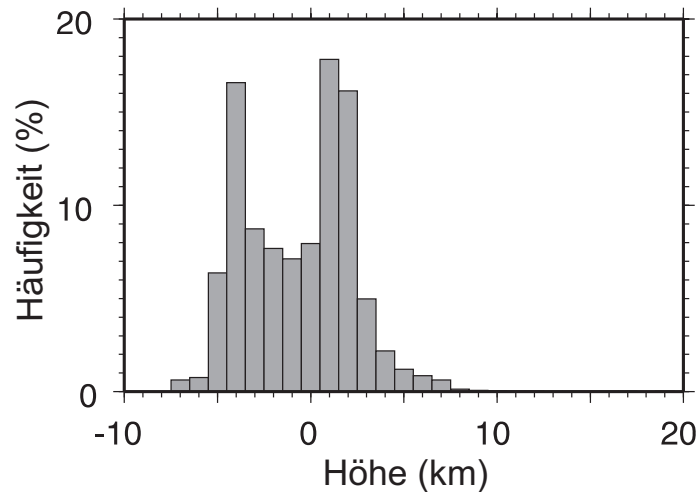


Abb. 7: Histogramm der globalen Topographie des Mars (*Smith et al.*, 1999).

Die Tharsis-Anhebung ragt 10 km über die Datumsgrenze hinaus und hat eine Ausdehnung von ca. 5000 km. Nach Ausbildung der Hochplateaus entstanden die Lavaebenen und die gewaltigen Schildvulkane. Drei von ihnen liegen unmittelbar hintereinander und bilden die Tharsis-Aufwölbung. Weiter nördlich liegt ein weiterer großer Schildvulkan, Alba Patera. Der Olympus Mons, der mit etwa 22 km Höhe größte Vulkan unseres Sonnensystems, befindet sich nordwestlich des Tharsis-Rückens. Östlich von Tharsis befindet sich das riesige tektonische Grabensystem Valles Marineris. Es hat eine Längserstreckung von etwa 4000 km, eine Breite von 80 bis 120 km und eine durchschnittliche Tiefe von rund 6 km. Es entstand möglicherweise in Zusammenhang mit Belastungen durch die Tharsis-Aufwölbung (*Lucchitta et al.*, 1992).

Die Hochland-Tiefland Grenze wird südlich des Elysium Planitia (220°S - 250°W) und südlich des Amazonis Planitia (150°W - 160°W) durch eine steile Böschung gebildet. Nördlich von Arabia und Syrtis Major (30°N - 50°N und 280°W - 350°W) sind die beiden Hemisphären von einer 1 bis 2 Kilometer hohen unregelmäßigen Steilkante getrennt, mit isolierten Tafelbergen und Hügeln. Dieses zerklüftete Hügelgelände, das Überreste vom kraterübersäten Plateau darstellt, wurde wahrscheinlich durch periglaziale Prozesse erodiert (vgl. Kapitel 2.4.3).

Beide Hemisphären haben eine permanente Polkappe, die aus Trockeneis (CO₂) unterlagert von Wassereis besteht und den jahreszeitlichen Temperaturschwankungen unterworfen ist. Dadurch kommt es zur saisonalen Kondensation und Sublimation von Kohlendioxid an den Polkappen (*Jakosky und Haberle*, 1992), die ein jahreszeitliches Schrumpfen und Anwachsen der Polkappen bedingen. Umgeben sind sie von jüngeren geschichteten Sedimentdecken, erodierten Ebenen und Dünenfeldern.

Im Gegensatz zum Mond oder Merkur dauerte die vulkanische und tektonische Aktivität und die Veränderung der Oberfläche durch fluviatile und äolische Prozesse auf dem Mars, mit abnehmender Intensität über die letzten 4 Milliarden Jahre an. Abbildung 8 zeigt eine Übersicht der zeitlichen Einordnung der geologischen Prozesse auf dem Mars, die anhand von Kraterhäufigkeitsverteilungen bestimmt wurden.

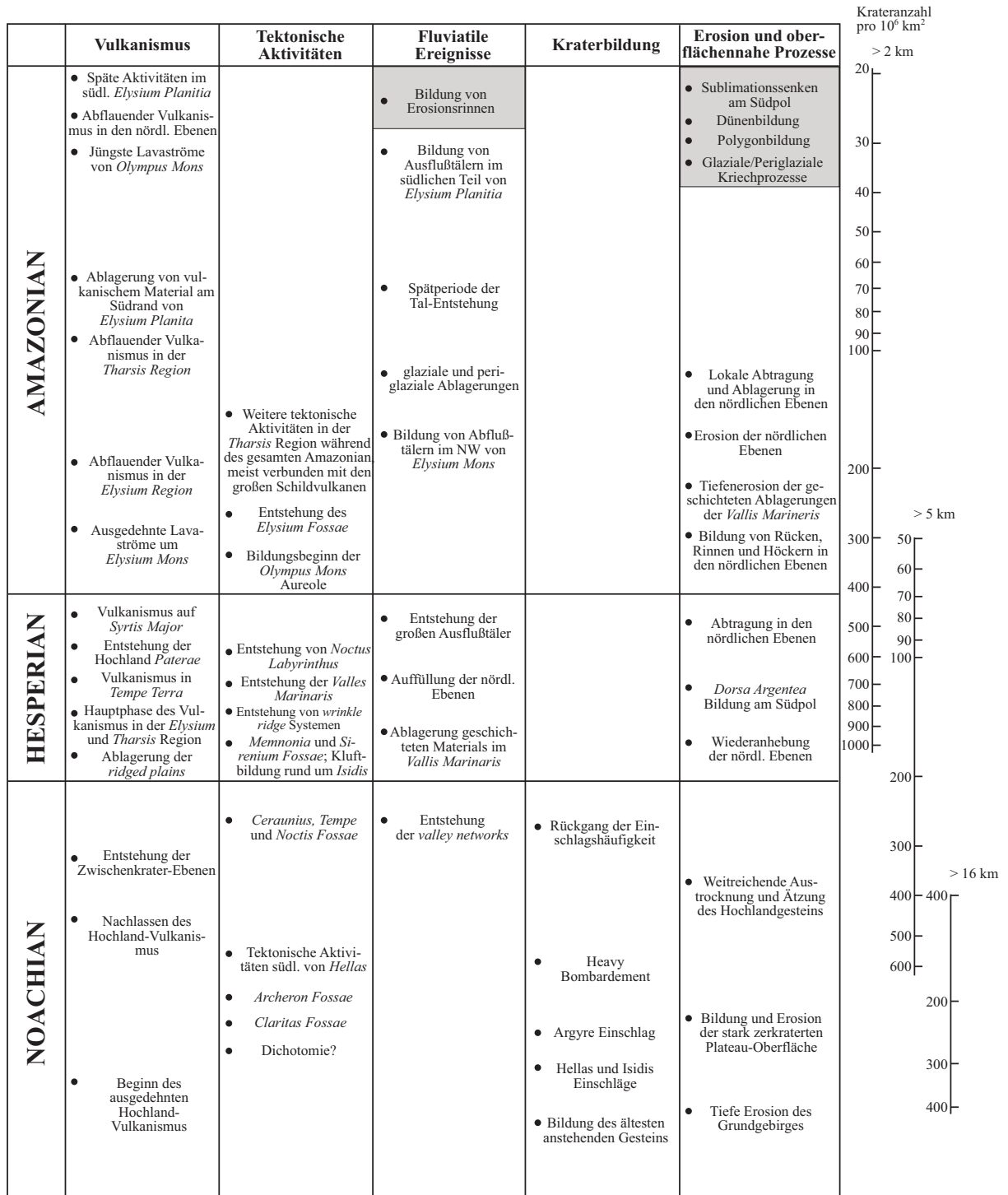


Abb. 8: Stratigraphie und geologische Entwicklung des Mars verändert nach (Scott und Tanaka, 1986; Tanaka und Scott, 1987; Greeley und Guest, 1987; Head et al., 2001; Jaumann, 2003). Die grau unterlegten Felder zeigen rezente bis junge Prozesse bzw. Formen, auf denen keine Krater zu finden sind.

2.4 Morphologie

Viele Oberflächenformen auf dem Mars deuten darauf hin, daß es einstmal ein wärmeres und feuchteres Klima gegeben haben könnte. Vor allem in der Anfangsphase des Mars, im Noachian und Hesperian, kam es zu fluviatilen Prozessen. In diese Zeit fällt auch die Sedimentation in Senkengebieten, und ein Ozean in der nördlichen Tiefebene könnte existiert haben. Die Intensität dieser Prozesse ließ im Amazonian jedoch stark nach.

2.4.1 Fluviatile Formen

Zu den auffälligsten fluviatilen Formen zählen die Ausflußtäler (**outflow channels**) (*Sharp und Malin, 1975*), die mehr als 1200 km lang und 200 km breit sein können. Bis auf die Ausflußtäler an den Vulkanflanken des Elysium Mons und östlich von Hellas in der Nähe des Vulkans Hadriaca Patera, beginnen sie im zerkraterten Hochland und enden, nachdem sie die Hochland-Tiefeland Grenze durchschnitten haben, in den nördlichen Tiefebene. Ihren Ursprung haben sie meist in chaotischen Gebieten (**chaotic terrains**), die aus großflächigen Einbruchstrukturen von zergliederten Schollen bestehen und an den Flanken von steilen Böschungen begrenzt werden. Die Depressionen haben eine breite Öffnung, die unmittelbar in die Ausflußtäler übergeht (Abbildung 9a). Innerhalb der Täler weisen morphologische Formen wie z.B. tränenförmige Inseln (Abbildung 9b), anastomosierender Lauf und Talterrassen auf die Entstehung durch ein fließendes Medium hin (*Carr, 1996; Jaumann et al., 2002*).

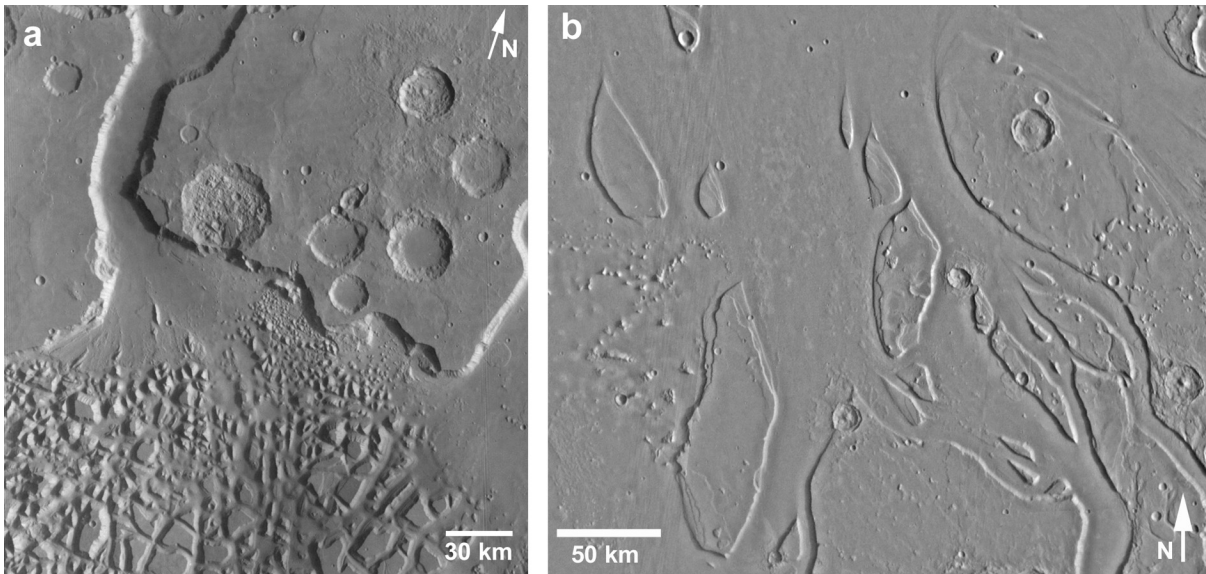


Abb. 9: (a) Übergang von Hydraotes-Chaos in das Simud Ausflußtal (2°N , 34°W ; Viking 366S62). (b) Tränenförmige Inseln im Chryse Planitia Gebiet (Simud und Tiu Ausflußtäler). Zu erkennen ist auch die Terrassierung an den Inseln (15°N , 35°W ; Viking MDIM2).

Die Ausflußtäler zeigen morphologisch starke Ähnlichkeiten mit terrestrischen Formen in den „Channeled Scablands“ in den USA/Washington State (*Baker und Milton, 1974; Baker und Nummedal, 1978; Baker et al., 1992*), die durch katastrophale Fluten nach dem Bruch eines Eisdammes des Lake Missoula im späten Pleistozän entstanden. Ein rezentes terrestrisches Analog sind Jökulhlaups in Island (*Benn und Evans, 1998; Jaumann und Lanz, 2000*), die durch subglazialen Vulkanismus ausgelöst werden. Auf dem Mars vermutet man, daß die Ausflußtäler durch die Aufschmelzung von Permafrost durch Impakte, Marsbeben, Tektonik oder Vulkanismus (*Carr, 1979, 1995, 1996*) und nachfolgender Freisetzung großer Wassermengen entstanden. Dabei waren die Flutereignisse wahrscheinlich kurzfristig, traten aber mehrmals hintereinander

auf. Die Datierung der Ausflußtäler anhand von Kraterzählungen der Talböden ergibt eine Aktivitätsphase, die vom Noachien bis ins Obere Amazonien reicht (*Masursky et al.*, 1977; *Neukum und Hiller*, 1981; *Scott und Tanaka*, 1986; *Marchenko et al.*, 1998), wobei das Maximum an Flutereignissen im „Oberen Hesperian“ erreicht wurde.

Relativ junge katastrophale Flutereignisse könnten sich jedoch in der Elysium-Planitia Region (8°N , 198°W) ereignet haben. Zwei Ausflußtäler, Marte und Athabasca Vallis, entspringen im Cerberus Fossae, einer Störungszone. Die Talböden wurden auf ein Alter von 100 Millionen Jahren bzw. 10 Millionen Jahren datiert (*Hartmann und Berman*, 2000). Die Täler könnten durch mehrfache katastrophalen Wasserausbrüche an der Störung, ausgelöst von hydrothermalen Wassereisschmelzen im Untergrund, gebildet worden sein (*Burr et al.*, 2002a,b). Die Alter dieser Täler sind aber umstritten. *Werner et al.* (2003) datierten die fluviatilen Ereignisse auf 2,6 Milliarden Jahre und fanden nur sehr junge Lavaflutereignisse, die letztmals vor 3 Millionen Jahren die Täler überprägten.

Auf eine ehemalige, im Vergleich zu den Ausflußtälern langsame, fluviatile Erosion auf dem Mars weisen eine Vielzahl von Talsystemen hin. Morphologisch werden drei Taltypen unterschieden (*Baker*, 1990):

Die **gestreckten Täler** (longitudinal bzw. elongate valleys) treten alle im Hochland auf (*Mars Channel Working Group*, 1983). Kennzeichnend ist ein Haupttal mit einem ebenen Talboden und kurzen, gedrungenen Seitentälern, die talabwärts anzahlsmäßig abnehmen. Die Länge der Täler beträgt meist über 100 km und die Breite kann mehrere Kilometer betragen (Abbildung 10).

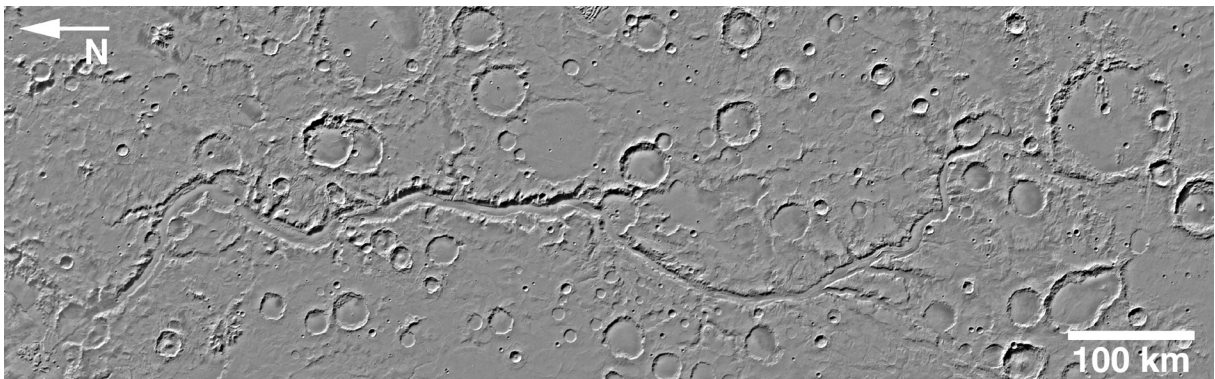


Abb. 10: Das gestreckte Talsystem Maadim Vallis (21°S , 183°W ; MDIM2).

Die **dendritischen Täler** (dendritic valleys) sind ebenfalls ausschließlich im zerkraterten Hochland anzutreffen (Abbildung 11). Fast alle Hochländer über 1000 m sind von solchen Entwässerungsnetzen zerteilt. Charakteristisch für diese Talsysteme ist ihr verzweigtes Muster mit vielen (weniger als bei terrestrischen Tal- oder Flußnetzen) Seitentälern, die das Haupttal talabwärts verbreitern. Die Länge beträgt meist mehr als 10 km, die Breite mehrere 100 m bis wenige Kilometer.

Hangtäler (slope valleys) befinden sich auf dem Mars fast nur an den Steilabbrüchen des Valles Marineris und haben eine Länge von meist mehr als 10 km, bei einer Breite von wenigen Kilometern (Abbildung 11). Sie weisen ein V-förmiges Querprofil auf und enden in halbkreisförmigen Kesseln.

Das fast ausschließliche Vorkommen der Trockentäler in den alten, südlichen Hochländern deutet darauf hin, daß die Täler in der Frühzeit des Mars entstanden (*Carr und Clow*, 1981). Ermittelte Kontaktalter aus den geologischen Karten von *Scott und Tanaka* (1986); *Greeley und Guest* (1987) und *Tanaka und Scott* (1987) ergaben, daß zwei Drittel der Talsysteme dem mittleren und oberen Noachian zuzuordnen sind und ein maximales Alter von $> 3,7$ Milliarden Jahren aufweisen (*Jaumann*, 2003). Im Hesperian hingegen entstanden nur noch etwa 25% und

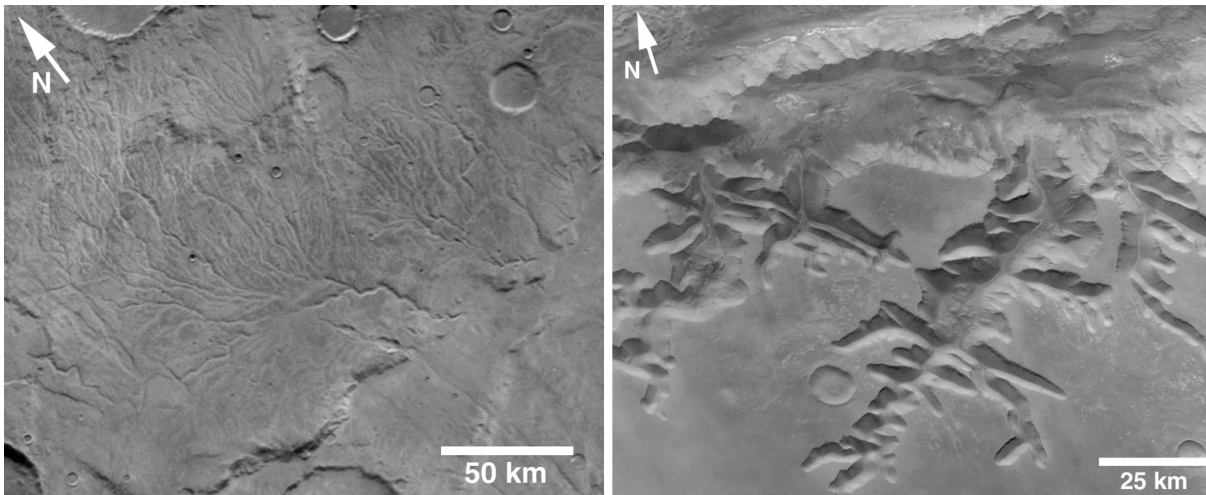


Abb. 11: Links: Dendritisches Talsystem Warrego Vallis (43°S , 92°W ; Viking 063A09). Rechts: Hangtäler am Ius Chasma, Valles Marineris (8°S , 84°W ; Viking 059A20).

im Amazonian 12% der Talsysteme (Masson *et al.*, 2001; Jaumann *et al.*, 2002). Ähnliche Ergebnisse ergaben Altersbestimmungen von Scott und Dohm (1992) (70% Noachian) und Carr (1995) (90% älter als Hesperian).

Die Trockentäler scheinen jedoch nicht alle gleichzeitig entstanden zu sein. Morphologisch unterscheiden sie sich auch dadurch, daß es vollständig erhaltene (pristine) und degradierte (degraded) Talsysteme gibt (Baker und Partridge, 1986). Altersbestimmungen dieser unterschiedlich erhaltenen Täler ergaben ein absolutes Alter der relativ gut erhaltenen Talsysteme von 3,8 bis 3,9 Milliarden Jahre und der degradierten von 4,0 Milliarden Jahren (Baker und Partridge, 1986). Es wird angenommen, daß sich während der Phase des „Heavy Bombardment“ die ersten Talsysteme bildeten, die durch die nachfolgende Bildung der Intrakraterebenen degradiert wurden. Nach der Hauptphase des „Schweren Bombardements“ wurde dann, mit der Bildung der erhaltenen Talsysteme, eine zweite Bildungsphase von Talsystemen initiiert (Cattermole, 2001).

Die morphologische und morphometrische Auswertung der Talsysteme auf dem Mars (Pieri und Sagan, 1979; Pieri, 1980a,b; Laity und Saunders, 1981), vergleichende Talstudien auf der Erde (Malin *et al.*, 1980; Laity und Malin, 1985; Breed *et al.*, 1982; Kochel und Piper, 1986; Schumm und Phillips, 1986) und experimentelle Laborstudien (Kochel *et al.*, 1985) zeigten, daß rückschreitende Quellerosion (sapping) der dominanteren, wenn nicht sogar alleinigen Prozeß gegenüber dem Oberflächenabfluß in der Formung der Täler war. Unter rückschreitender Quellerosion versteht man den „Prozeß des Untergrabens und der Entfernung von Material durch Grundwasseraustritte“ (Baker *et al.*, 1992). Das Grundwasser tritt dabei an einer Kluft zwischen der horizontalen Grenzfläche zwischen Grundwasserleiter (Aquifer) und -stauer (Aquiclude) aus. Durch Verwitterung wird das überlagernde Gestein unterhöhlt, bricht nach und der Talanfang wird zurückverlegt. Das auffälligste morphologische Merkmal von Tälern, die durch rückschreitende Quellerosion gebildet werden, sind Amphitheater-ähnliche Talanfänge (amphitheater-like heads), die auch als Quellnischen bezeichnet werden (Ahnert, 1996). Dagegen haben Täler, die durch Oberflächenabfluß entstanden, ein feingliedriges, spitz zulaufendes Talnetz. Die geringe Zertalung der Marsäler konnte auch auf den hochauflösenden MOC-Bildern festgestellt werden (Malin und Carr, 1999; Carr und Malin, 2000).

Ein Sonderfall sind dendritische Talsysteme an den Vulkanhängen auf dem Mars. Es wird angenommen, daß sie sich durch erhöhte Wasserfreisetzung aufgrund von hydrothermalen Prozessen bildeten (Gulick und Baker, 1989, 1990, 1992). Morphologische Vergleiche zwischen dendritischen Talsystemen auf der Erde und dem Mars, an den Vulkanhängen von Mauna Kea, Hawaii

und Alba Patera lassen vermuten, daß die Täler wie auf Hawaii zuerst durch Oberflächenabfluß geformt und anschließend durch „sapping“ verbreitert wurden (*Gulick und Baker, 1990*). Möglicherweise sind die Talsysteme von Alba Patera ausschließlich durch rückschreitende Quellerosion in unkonsolidierten Asche-Depositionen entstanden (*Mouginis-Mark et al., 1988*).

Aufgrund der Instabilität von Wasser auf dem Mars unter heutigen klimatischen Bedingungen, wurden Versuche unternommen die Ausflußtäler durch Prozesse zu erklären, die kein Wasser benötigen und die Erosion der Talformen auf Lavaströme (*Carr, 1974; Schonfeld, 1976*), Wind (*Cutts und Blasius, 1981*), flüssiges Kohlendioxid (*Yung und Pinto, 1978; Sagan et al., 1973*), Schutt- und Schlammströme (*Nummedal, 1978; Nummedal und Prior, 1981*) und Gletscher (*Lucchitta, 1982, 2001*) zurückführten. Keine dieser Theorien kann jedoch die Entstehung der fließähnlichen Formen schlüssig erklären, wenn auch die Ausflußtäler nachfolgend durch Gletschertätigkeit lokal überprägt worden sein könnten. Deswegen wird angenommen, daß flüssiges Wasser in der Frühzeit des Mars stabil gewesen sein muß und die Talformen erodierte (*Sharp und Malin, 1975; Carr, 1981; Mars Channel Working Group, 1983; Baker et al., 1992*). Inwiefern die Trockentäler unter warm-feuchten oder kalt-trockenen Klimabedingungen entstehen konnten ist noch immer Gegenstand kontroverser Diskussionen.

2.4.2 Sedimentation

Sedimentation in Kratern ist auf dem Mars in Verbindung mit den Trockentälern zu beobachten (*Cabrol und Grin, 2001*). Krater können entweder die finale Erosionsbasis (geschlossenes System) oder durch eine zweite Talöffnung eine lokale Erosionsbasis (offenes System) für ein Tal bilden (*Cabrol und Grin, 1999*). Sedimentterrassen, delta-ähnliche Ablagerungen und playa-ähnliche Ebenen weisen auf eine Seenbildung in den Kratern hin (*De Hon, 1992; Forsythe und Zimbleman, 1995; Cabrol und Grin, 1999; Cabrol et al., 1995; Ori et al., 2000; Cabrol und Grin, 2001*).

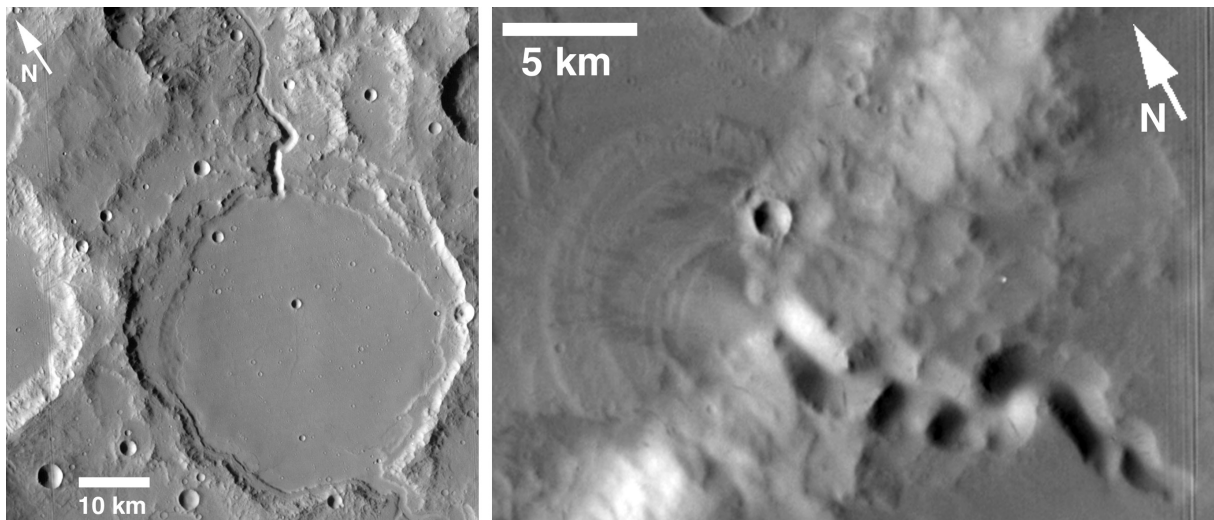


Abb. 12: Mögliche Sedimentation von Paleoflußtälern in Kraterbecken: (links) Zu- und Abflüsse von Tälern in einem Kraterbecken. Die ebene Oberfläche und Terrassen an den Kraterinnenseiten deuten auf Sedimentation hin (Viking F438S12 bei 174,14°W und 14,15°S). (rechts) Schwemmkegel eines Trockenales in einem Kraterbecken (Viking F450S04 bei 159,58°W und 8,6°S).

Vielfach mündeten Talsysteme in größere Krater, wie z.B. das Ma'adim Vallis in den Gusev Krater, der teilweise verfüllt ist. Mehrere Sedimentations- bzw. Flutereignisse lassen sich anhand von Terrassenbildungen (*Cabrol et al., 1998*) und nachfolgend erodierten delta-ähnliche Ablagerungen im Mündungsbereich (*Grin und Cabrol, 1997*) nachweisen. *Cabrol und Grin (2001)* ermittelten bei 155 Einschlagskratern mit Sedimentablagerungen das absolute Alter. Zwei Drit-

tel der Sedimentablagerungen wurden im Hesperian (insgesamt 52% im oberen Hesperian) und die restlichen im Amazonian gebildet. Das Fehlen von lakustriner Aktivität im Noachian läßt sich wahrscheinlich auf nachfolgende Erosionstätigkeit und Überprägungen zurückführen *Cabrol und Grin* (2001).

Geschichtete Sedimente konnten bereits auf Mariner 9 und Viking-Orbiter Aufnahmen identifiziert werden (*McCaughey et al.*, 1972; *Sharp*, 1973b; *Squyres*, 1989). Weit verbreitet sind sie vor allem im Valles Marineris (*McCaughey*, 1978; *Nedell et al.*, 1987; *Lucchitta et al.*, 1992; *Komatsu et al.*, 1993). Diese Ablagerungen wurden von der Mars Global Surveyor Mission in hoher Detailauflösung bestätigt (*Malin und Edgett*, 2000b). Regional kommen sie zudem in größerer Anzahl im Terra Meridiani/Western Arabia Gebiet, im westlichen Hellas Becken und nördlich von Hellas und dem südlichen Elysium Gebiet vor (*Malin und Edgett*, 2000b). Vorkommen finden sich global aber auch in einzelnen Kratern. Die unterschiedlich mächtige, horizontale Schichtung deutet darauf hin, daß die Ablagerung unter subaerischen oder subaquatischen Bedingungen erfolgte (*Malin und Edgett*, 2000b). Die häufige Verbreitung in Kratersenknen steht vermutlich in Zusammenhang mit einer Ablagerung in stehenden Gewässern (*Malin und Edgett*, 2000b). Allerdings sind keine Transportwege von Wasser oder Sedimenten in die Depressionen hinein zu erkennen. Aus der stratigraphischen Position der Sedimentschichten wird auf ein noachisches Alter zwischen 3,5 bis 3,8 Milliarden Jahren geschlossen (*Malin und Edgett*, 2000b).

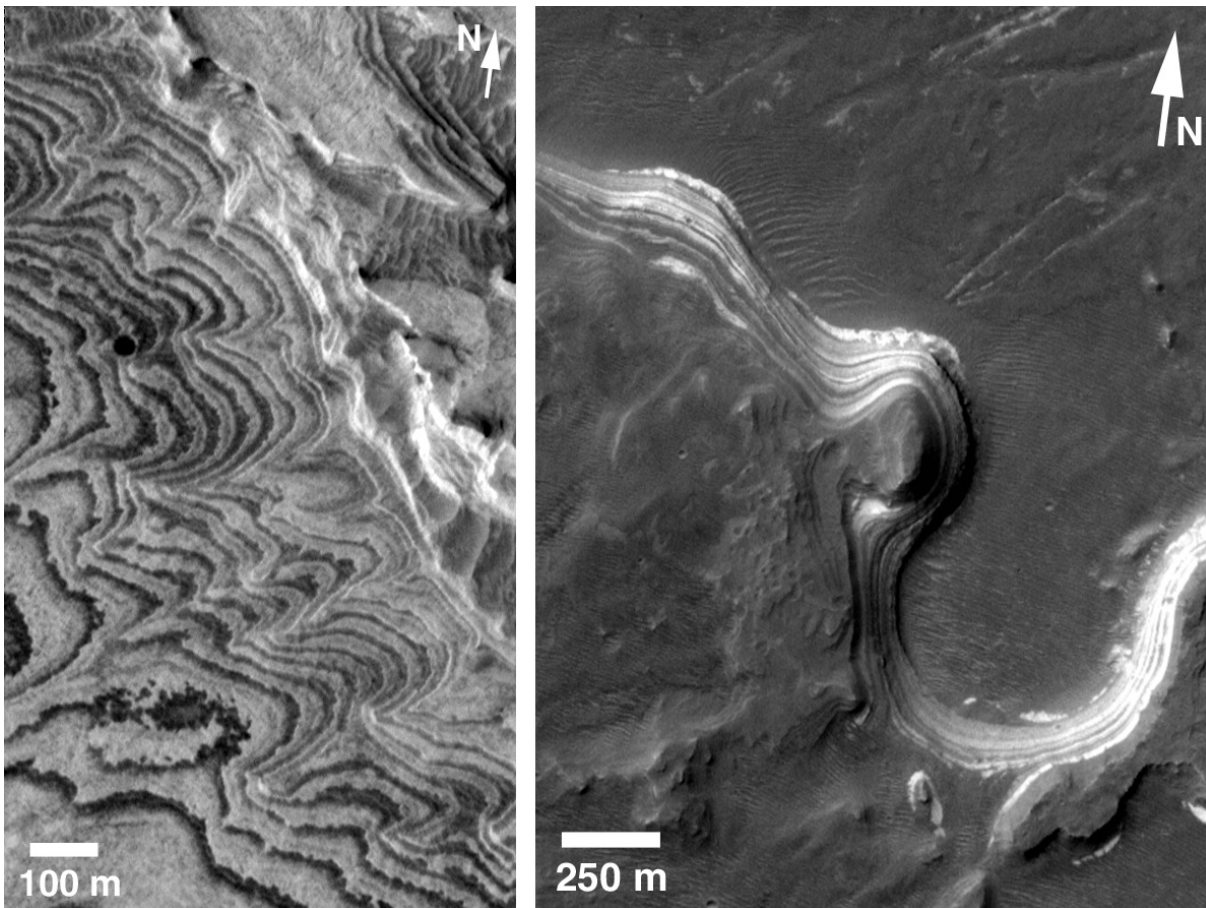


Abb. 13: Geschichtete Sedimentablagerungen (A) im Becquerel Krater bei etwa 8,31°W und 21,57°S (MOC-Bild M0303117) und (B) im Holden Krater in der Nähe der Uzboi Vallis Mündung bei etwa 34,9°W und 27,1°S (MOC-Bild M0302733).

Die nördlichen Tiefebene könnten einst ein Sedimentationsbecken für die nach Norden abfließenden Wassermassen gewesen sein. Erstmals wurde die Vermutung, daß die jungen Tiefländer von einer oder mehreren Schlammschichtfluten vor zwischen ca. 0,5 bis 1 Milliarden Jahren umgestaltet worden sein könnten von *Jöns* (1986) geäußert. Einige Geländeformen weisen in den extrem ebenen Tiefländern morphologische Ähnlichkeiten mit Strandlinien auf (*Parker*, 1989; *Parker et al.*, 1993). Mit den topographischen MOLA-Daten konnten Hinweise auf küstenähnliche Merkmale, die auf gleichem topographischem Niveau liegen, gefunden werden (*Head et al.*, 1998). Die Theorie eines ehemaligen Ozeans im Hesperian ist jedoch umstritten. *Malin und Edgett* (1999) konnten in den hochauflösenden MOC-Bildern keine Küstenlinien identifizieren. Weitere Detailstudien einiger vermuteter Kontaktlinien zeigten, daß die Höhenunterschiede der Strandlinien zu hoch sind und sie oftmals vulkanischen Ursprungs sind (*Carr und Head*, 2003).

2.4.3 Glaziale/Periglaziale Formen

Formen, die durch glaziale und periglaziale Prozesse entstanden sein könnten, finden sich auf dem Mars meist in Breiten $> 30^\circ$. Neben regional vorkommenden, möglichen glazialen-periglazialen Formen wie z.B. Pingos, Eskern und Thermokarst (*Carr und Schaber*, 1977; *Lucchitta*, 1981; *Rossbacher und Judson*, 1981; *Squyres et al.*, 1992) sind Kriech- und Fließbewegungen an Hängen und Frostmusterböden in höheren Breiten global verbreitet.

„Zerfressene Kanäle“ (fretted channels) kommen vor allem an der Hochland-Tiefland Grenze im „fretted terrain“ (*Sharp*, 1973a) zwischen 280°W und 350°W Länge vor. Diese sind breite, steilwandige Talstrukturen mit ebenen Böden. Auf den Talböden sind häufig lineare Formen zu erkennen, die parallel zu den Hängen angeordnet sind und als „lineated valley fill“ bezeichnet werden (*Squyres*, 1978). Sie sind wahrscheinlich durch gravitative, viskose Kriech- oder Fließbewegungen von Gesteinsmaterial vermischt mit Eis an den Talhängen entstanden. Die gleiche Morphologie ist in höheren Breiten in Kratern zu beobachten, in denen die linearen Strukturen konzentrisch zum Kraterinneren zulaufen (concentric crater fill) (*Squyres*, 1979). In diesen Gebieten, aber auch in der Tempe Terra Region ($65^\circ\text{S} - 80^\circ\text{W}$ and $46^\circ\text{S} - 54^\circ\text{N}$) (*van Gasselt et al.*, 2002; *Hauber et al.*, 2002), im Hellas Becken (*Pierce und Crown*, 2003) und im Argyre Becken (*Kargel und Strom*, 1992) weisen Schuttfächer (debris aprons) an Restbergen auf glaziale Prozesse hin, die ebenso wahrscheinlich durch gravitative, viskose Fließbewegungen gebildet worden sein könnten (*Carr*, 2001; *Lucchitta*, 1984). Parallel und transversal zur Fließrichtung angeordnete Oberflächenlineationen zeigen morphologische Ähnlichkeiten zu Fließbewegungen von Blockgletschern auf der Erde (*Wahrhaftig und Cox*, 1959; *Squyres*, 1978).

In beiden Hemisphären in Breiten zwischen $30^\circ\text{S} - 60^\circ$ sind im Gegensatz zu äquatornahen Gebieten ($0^\circ\text{S} - 30^\circ$), in denen die Topographie scharfe Kanten aufweist (Krater), morphologische Formen wie z.B. Krater abgerundet (*Squyres und Carr*, 1986). Daher werden diese Gebiete im englischen als „Softened Terrain“ (Weiche Geländeformen) bezeichnet. In diesen Breitengraden sind die oben beschriebenen Formen von Lineationen in Tälern, konzentrischen Kraterfüllungen und Schuttfächern an Hängen weit verbreitet. Polwärts von $\pm 60^\circ$ nehmen Formen des „Softened Terrain“ stark ab und kommen nur noch vereinzelt vor. Die weichen Geländeformen entstanden wahrscheinlich in Zusammenhang mit viskosen Kriechbewegungen (*Squyres und Carr*, 1986). In den äquatornahen Breiten konnten diese Formen wahrscheinlich nicht entstehen, da Wassereis auch unter günstigen Bedingungen nicht im Gleichgewicht mit der Atmosphäre steht.

Diese breitengradabhängige Morphologie konnte mit den hochauflösenden MOC-Bildern bestätigt werden. Die Oberflächentextur ist polwärts von etwa 60° Breite intakt, während sie in einem Übergangsbereich von etwa $30^\circ\text{S} - 60^\circ$ verschiedene Stadien der Degradation aufweist (*Mustard et al.*, 2001; *Milliken et al.*, 2003). In hohen Breiten ($> 60^\circ$) hingegen konnte mit Hilfe von MOLA-Daten eine Einebnung festgestellt werden. Die polaren Gebiete sind statistisch gesehen weniger rauh als die mittleren und hohen Breiten (*Kreslavsky und Head*, 2000, 2002).

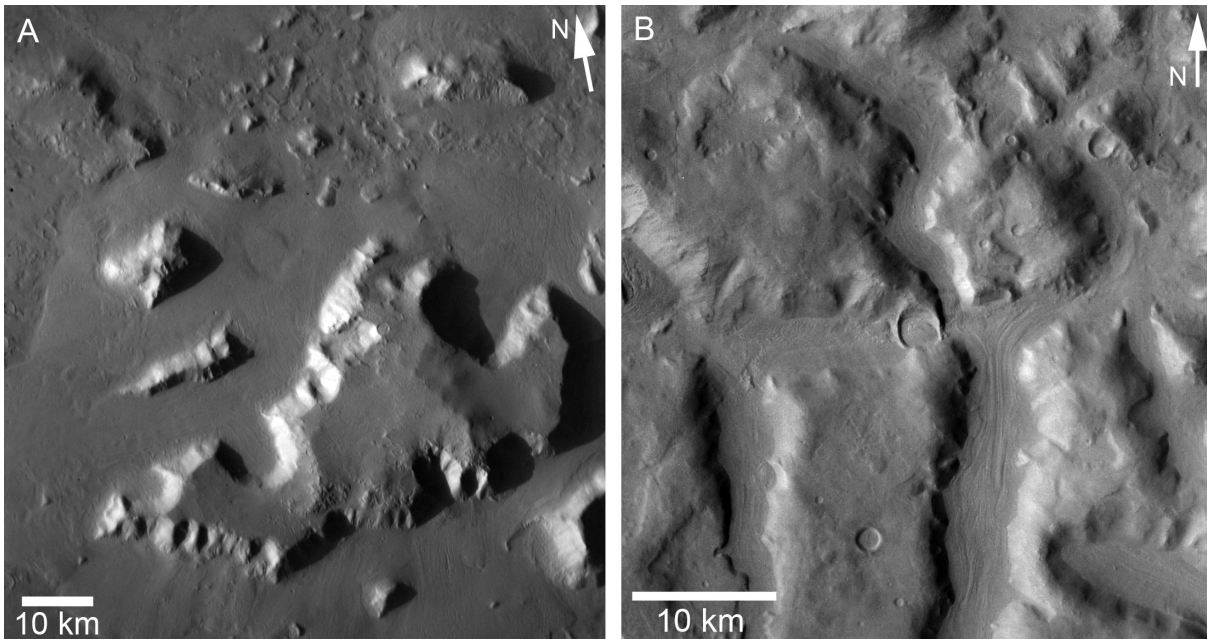


Abb. 14: (A) Schuttfächer an Restbergen, die durch Fließ- oder Kriechprozesse entstanden sein könnten, bei etwa $322,2^{\circ}\text{W}$ und $45,95^{\circ}\text{N}$ (Viking-Bild F058B55) und (B) lineare Talfüllungen bei etwa $289,8^{\circ}\text{W}$ und $33,9^{\circ}\text{N}$ (Viking-Bild F084A73).

Man nimmt an, daß sich in diesen Gebieten Staub aus der Atmosphäre über längere Zeiträume abgelagert hat und sich ein Mantelmaterial von einigen Metern Mächtigkeit (*Mustard et al.*, 2001) an der Oberfläche, bestehend aus Staub vermischt mit Wassereis gebildet hat. Dieser Mantel besitzt offenbar eine gewisse mechanische Festigkeit, die wahrscheinlich durch Wassereis ausgelöst wird, da Sanddünen über den Mantel wanderten ohne ihn zu modifizieren.

Mögliche Frostmusterböden in mittleren und hohen Breiten weisen auf oberflächennahe Wassereisvorkommen (Permafrost) hin. Terrestrische Polygonstrukturen können unter glazialen-periglazialen Klimabedingungen durch wiederholte Frost- und Tauvorgänge entstehen, die ein Anwachsen von Eiskeilen bedingen. Eiskeilnetze (Gruppenform von Eiskeilen) bilden an der Oberfläche durch Substrat- und/oder Feuchteunterschiede ein Polygonmuster aus. Sie haben Durchmesser von wenigen Metern bis zu mehreren hundert Metern (*Higgins et al.*, 1990; *Lachenbruch*, 1962, 1966; *Black*, 1976; *French*, 1996; *Yershow*, 2004; *Washburn*, 1979). Ein weiterer Entstehungsmechanismus von Polygonstrukturen ist Austrocknung und damit verbundene Ausbildung von Trockenrissen. Diese Polygone haben auf der Erde Durchmesser von 15 m bis zu 300 m (*Neal et al.*, 1968).

Kleinskaligere Polygone, die in der Größenordnung von terrestrischen Eiskeilpolygonen liegen, wurden in Viking Lander 2 (*Mutch et al.*, 1977) und Viking Orbiter Bildern beobachtet (*Evans und Rossbacher*, 1980; *Lucchitta*, 1981; *Lucchitta und Ferguson*, 1983). Die Viking Lander 2 Polygone haben Durchmesser von < 10 m und Trogweiten zwischen 1 m und 2 m (*Mutch et al.*, 1977). Die Polygone auf den Viking Orbiter Aufnahmen hingegen haben Durchmesser zwischen 50 m und 300 m (*Lucchitta und Ferguson*, 1983). Beide Polygonvorkommen werden aufgrund ihrer Randaufwölbungen, die ähnlich zu terrestrischen Morphologien von aktiven Eiskeilpolygonen ist, als Eiskeilpolygone interpretiert (*Mutch et al.*, 1977; *Lucchitta*, 1981).

Weitere kleinskalige Polygonformen wurden anhand der hochauflösenden MOC-Bildern beobachtet, deren globale Verbreitung auf mittlere und hohe Breiten begrenzt ist und die als Eiskeilpolygone interpretiert werden (*Seibert und Kargel*, 2001; *Mangold et al.*, 2002; *Kuzmin*

und Zabalueva, 2003; Mangold et al., 2004; Yoshikawa, 2000; Kuzmin et al., 2002; van Gasselt et al., 2003). Deren geographische Verbreitung zwischen $\pm 38^\circ$ bis 75° deutet auf oberflächennahe Wassereisvorkommen in diesen Breiten hin. Da die Polygone keine Kratereinschläge aufweisen und nicht von Staub oder Geröll bedeckt sind (Mangold et al., 2002), sind die Formen relativ jung und könnten möglicherweise auch unter heutigen Klimabedingungen noch aktiv sein (Kuzmin und Zabalueva, 2003).

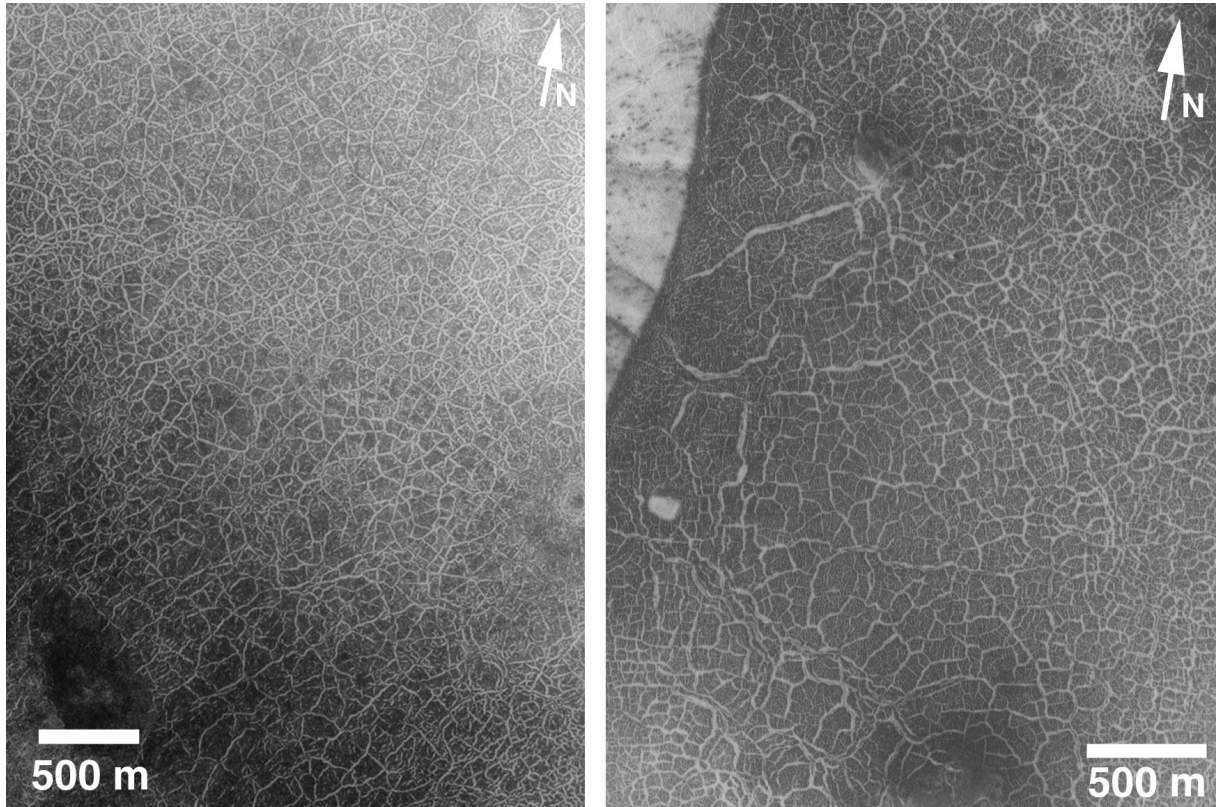


Abb. 15: Mögliche Eiskeilpolygone im Südpolargebiet (A) in einem Krater bei etwa $331,5^\circ\text{W}$ und $75,1^\circ\text{S}$ (MOC-Bild E0900029) und (B) in einer Senke bei etwa $11,3^\circ\text{W}$ und $71,74^\circ\text{S}$ (MOC-Bild E0900249).

Größere Polygonstrukturen mit einem Durchmesser von 3 km bis 10 km und Trogbreiten zwischen 200 m bis 800 m befinden sich in den nördlichen Tiefebene (Pechmann, 1980; Helfenstein und Mouginis-Mark, 1980). Sie sind wahrscheinlich durch tektonische Hebungen von sedimentreichen Schichten entstanden (Hiesinger und Head, 2000).

2.4.4 Rampart Krater

Gegenwärtig ist Wasser auf dem Mars in Form von Eis an den Polen gespeichert. Hinzu kommt der geringe Anteil von Wasserdampf in der Atmosphäre. Um die morphologischen Erosionsformen zu erklären, reichen diese beobachtbaren Wassermengen nicht aus (Squyres et al., 1992). Auch der Verlust aus der Atmosphäre in den Weltraum ist viel zu gering. Vermutlich sind große Wassermengen in Form von Permafrost in der Kryosphäre gespeichert (Clifford, 1993). Gestützt wird diese Hypothese durch Einschlagskrater, die von Fließstrukturen umgeben sind, sogenannte Rampart Krater, die zunächst mit äolischen Prozessen in Verbindung gebracht wurden (McCauley, 1973). Die Auswurfmassen scheinen in einer Mischung aus Gesteinsmaterial und Wasser geflossen zu sein. Dies deutet auf Einschläge in einen wasser- und/oder eishaltigen Untergrund hin (Carr et al., 1977; Allen, 1979; Mouginis-Mark, 1979). Junge Krater von kleinerem

Durchmesser weisen ausschließlich radiale Spuren trockener Auswürfe auf. Offenbar konnten nur die größeren Meteoriten die wasserfreie Gesteinsschicht durchdringen. In Polnähe weisen bereits Krater von mehr als einem Kilometer Durchmesser Fließstrukturen auf, in Äquatornähe nur Krater, deren Durchmesser größer als vier Kilometer ist (*Costard, 1988, 1989; Kuzmin et al., 1988, 1989*). Zurückzuführen ist dies wahrscheinlich auf die in Abhängigkeit von der geographischen Breite unterschiedliche Mächtigkeit der eisfreien Oberflächenschicht. Abschätzungen der Tiefe der Eisschichten anhand der Durchmesser und Tiefe der Rampart-Krater unter Einbeziehung der physikalischen Gesetzmäßigkeiten von Kraterereinschlägen (*Stoeffler et al., 1975; Croft, 1980, 1984; Ivanov, 1988*), deuten darauf hin, daß Wassereis am Äquator in einer Tiefe von 300 m bis 400 m, in der Breitengradregion von etwa 30° in einer Tiefe von 200 bis 250 m und in der Breitengradregion von etwa 50° bereits in einer Tiefe von 100 m vorkommt (*Kuzmin et al., 1988*).

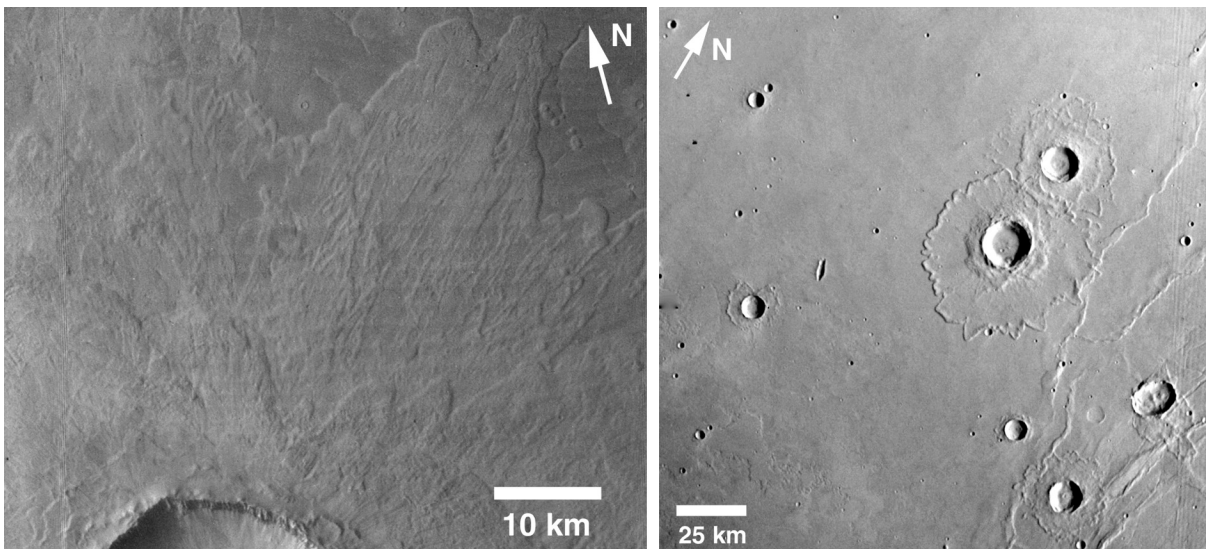


Abb. 16: Fließstrukturen von Kraterauswurfmassen: (links) Äußere Auswurfmasse des Kraters Arandas bei 14°W und 43°N (VO Bild F009A42); (rechts) Krater in Sinai Planum bei 76°W und 21°S (VO-Bild F608A47).

2.4.5 Polarregionen

Beide Hemisphären haben Polkappen, die aus Trockeneis (CO₂) unterlagert von Wassereis bestehen. Aufgrund der größeren klimatischen Schwankungen auf der Südhalbkugel (wärmere Sommer, kältere Winter), zeigt die Südpolkappe größere Schwankungen ihrer Ausmaße und hat ihre maximale Ausdehnung bei etwa 50° Süd. Die maximale Ausdehnung der Nordpolkappe hingegen liegt bei etwa 65° Nord. Die Polkappen schrumpfen in den jeweiligen Sommern zu Resteiskappen, deren Grenze im Norden bei etwa 79° (ca. 1000 km Durchmesser) und im Süden bei etwa 85° (ca. 350 km Durchmesser) liegt. Die permanenten Polkappen sind umgeben von geschichteten Sedimenten, die wahrscheinlich durch Staubablagerungen aus der Atmosphäre sedimentiert wurden. Die Nordpolkappe ist zusätzlich umgeben von Dünenfeldern.

Anhand von Wasserkonzentrationsmessungen in der Atmosphäre des Mars Atmospheric Water Detectors (MAWD) an Bord der Viking Orbiter konnte man bereits feststellen, daß die Resteiskappe des Nordpols überwiegend aus Wassereis besteht und nur im nördlichen Winter von CO₂-Eis bedeckt ist, während die permanente Südpolkappe auch im Sommer von CO₂-Eis überlagert ist (*Kieffer, 1979*). Dies konnte von Neutronenmessungen der Mars Odyssey Sonde

bestätigt werden, die die saisonale Freilegung von Wassereis der Polkappen bzw. bei Bedeckung von CO₂-Eis keine H-Ionen nachweisen konnten. Auch morphologisch unterscheiden sich die beiden Polkappen aufgrund ihrer unterschiedlichen Zusammensetzung beträchtlich (Abbildung 17). Auf der CO₂-Südpolkappe befinden sich zirkulare bis längliche Bodensenken von bis zu mehreren 100m Durchmesser, die rezente Veränderungen unterliegen. Durch CO₂-Sublimationsprozesse können sich die Senken lateral um bis zu 3 m in einem Marsjahr ausdehnen, es findet jedoch keine Vertiefung der etwa 8 m tiefen Senken statt (Malin *et al.*, 2001). Modellierungen zeigen, daß bei diesem CO₂-Sublimationsprozeß wahrscheinlich unterlagerndes Wassereis freigelegt wird (Byrne und Ingersoll, 2003). Dies wird durch Temperaturmessungen bestätigt, da die Böden der Senken zu warm für CO₂-Eis sind (Titus *et al.*, 2003), welches bei den gemessenen Werten sublimieren würde (siehe auch Abbildung 35). Auf der Nordpolkappe hingegen fehlen diese typischen an CO₂-Eis gebundenen Sublimationsformen. Sie ist gekennzeichnet durch ein kleinskaliges (Durchmesser und Abstände von wenigen Metern) Senken-Kuppen-Relief. Die Nord- und die Südpolkappe weisen damit morphologisch ein deutlich unterschiedliche Relief auf, das auf länger anhaltende klimatische Asymmetrien der Polkappen hinweist (Thomas *et al.*, 2000).

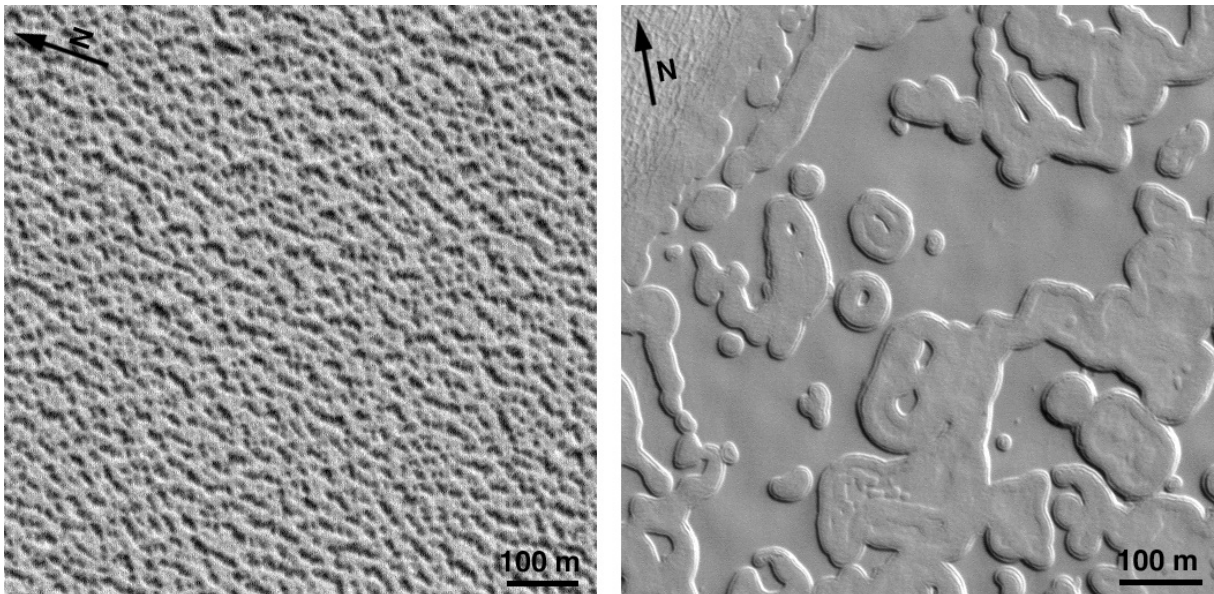


Abb. 17: Unterschiedliche morphologische Ausprägungen der Polkappen: (links) Kleine Senken auf der Nordpolkappe (MOC Cal00433 bei 217,5°W und 86,9°N); (rechts) Sublimationssenken auf der Südpolkappe (MOC M0905133 bei 95,4°W und 87,1°S).

2.4.6 Äolische Prozesse

Äolische Prozesse sind heute vielleicht die einzigen aktiven, anhaltenden exogenen Oberflächenformungsprozesse auf dem Mars. Nach Windtunnelversuchen unter Atmosphärenbedingungen des Mars (CO₂, Druck und Temperatur) wurde bestimmt, daß Korngrößen von etwa 100 µm am einfachsten per Saltation (springende Bewegung von Bodenpartikeln, wird durch den Zusammenprall von bereits rollenden oder springenden Bodenpartikeln ausgelöst) bewegt werden können (Greeley *et al.*, 1980). Die minimale Windgeschwindigkeit um Partikel in Bewegung zu versetzen ist primär abhängig von der Atmosphärendichte (Greeley *et al.*, 1992). Die Grenzgeschwindigkeit ist bei niedrigen Drücken auf dem Mars ungefähr zehn mal höher als auf der Erde (Greeley *et al.*, 1980). Unter heutigen klimatischen Bedingungen auf dem Mars müssen Windgeschwindigkeiten ausreichender Stärke von etwa 25 bis 30 m/s erreicht werden, um Partikelgrößen von 100 µm in Saltation zu versetzen (Greeley *et al.*, 1980). An beiden Viking Landestellen wur-

den während des Sommers jedoch nur Windgeschwindigkeiten von unter 10 m/s gemessen (*Hess et al.*, 1976a,c), und es wurden auch keine Veränderungen in der Lage von Sandpartikeln in Bildern der Lander Kameras beobachtet (*Mutch et al.*, 1976b,a). Die stärksten Winde wurden an der Viking 1 Landestelle kurz nach Beginn eines globalen Staubsturms mit anhaltenden Winden von 18 m/s und Höchstgeschwindigkeiten von bis zu 28 m/s beobachtet (*Ryan et al.*, 1978). In den Viking Lander Bilddaten konnten daraufhin auf der Oberfläche des Mars keine Veränderungen registriert werden, ausgenommen an einigen isolierten Stellen (*Sagan et al.*, 1977; *Jones et al.*, 1979). Bewegungen wurden jedoch in Sandanhäufungen auf den Landerfüßen beobachtet, wo die Grenzgeschwindigkeitsbedingungen geringer waren (*Greeley et al.*, 1980).

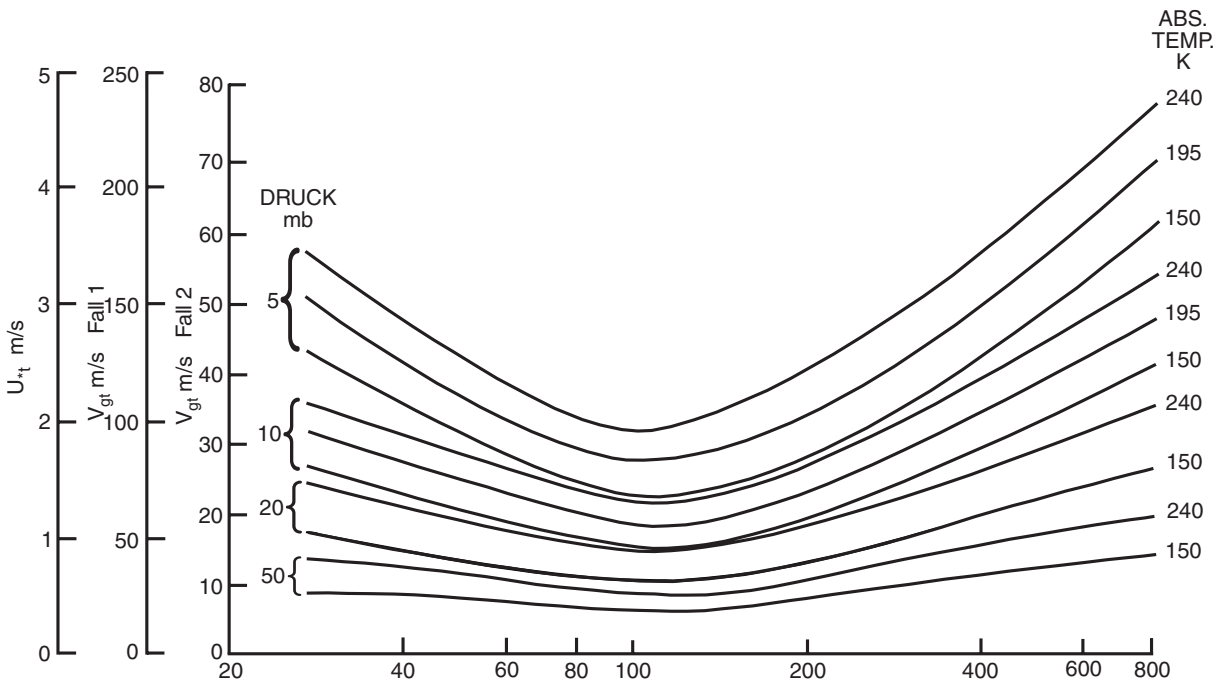


Abb. 18: Partikelgrenzwertkurven als Funktion von Korngrößen für verschiedene Marsoberflächendrücke und -temperaturen. Die Fall 1 Skala zeigt freie Strömungsgeschwindigkeiten (über einer Grenzfläche) für Winde, die über eine ebene Oberfläche von erodierbaren Korngrößen wehen. Die Fall 2 Skala zeigt Windgeschwindigkeiten über eine Oberfläche, die aus Kies, Steinen und Blöcken besteht. Umgezeichnet nach *Greeley et al.* (1980).

Noch nicht verstanden ist der Mechanismus der Staubpartikel, die auf dem Mars eine Korngröße von $< 2 \mu\text{m}$ aufweisen (*Pollack et al.*, 1995; *Tomasko et al.*, 1999), in Suspension versetzt. Um lose Staubpartikel bei den niedrigen Druckverhältnissen in die Atmosphäre zu erheben, sind extrem hohe Windgeschwindigkeiten erforderlich. Daher werden unter anderem Prozesse wie „Staubteufel“ (*Neubauer*, 1966; *Sagan und Pollack*, 1969; *Thomas und Gierasch*, 1985) bzw. Tornados (*Grant und Schultz*, 1987), Stauberhebung durch Ausgasen von CO_2 (*Johnson et al.*, 1975) oder H_2O (*Huguenin et al.*, 1979; *Greeley und Leach*, 1979) aus dem Regolith oder durch Saltation von Sand, der die Staubpartikel in die Atmosphäre in Suspension versetzt (*Peterfreund*, 1981; *Christensen*, 1983), in Betracht gezogen.

Dünen in unterschiedlicher Größe und Form kommen auf dem Mars global vor. Sie werden anhand der unterschiedlichen Albedo zu ihrer Umgebung wie folgt klassifiziert (*Edgett und Parker*, 1998): (a) Helle Dünen, (b) dunkle Dünen und (c) Dünen, die die gleiche Albedo wie ihre Umgebung aufweisen. Die letzteren sind meist kleine Rippel-ähnliche Formen (Megarippel (*Greeley und Iversen*, 1985)) bzw. kleine Transversaldünen, die bereits in hochauflösenden Viking Bildern entdeckt wurden (*Peterfreund*, 1985; *Zimbelman*, 1987; *Edgett*, 1997) und als staubbedeckt und

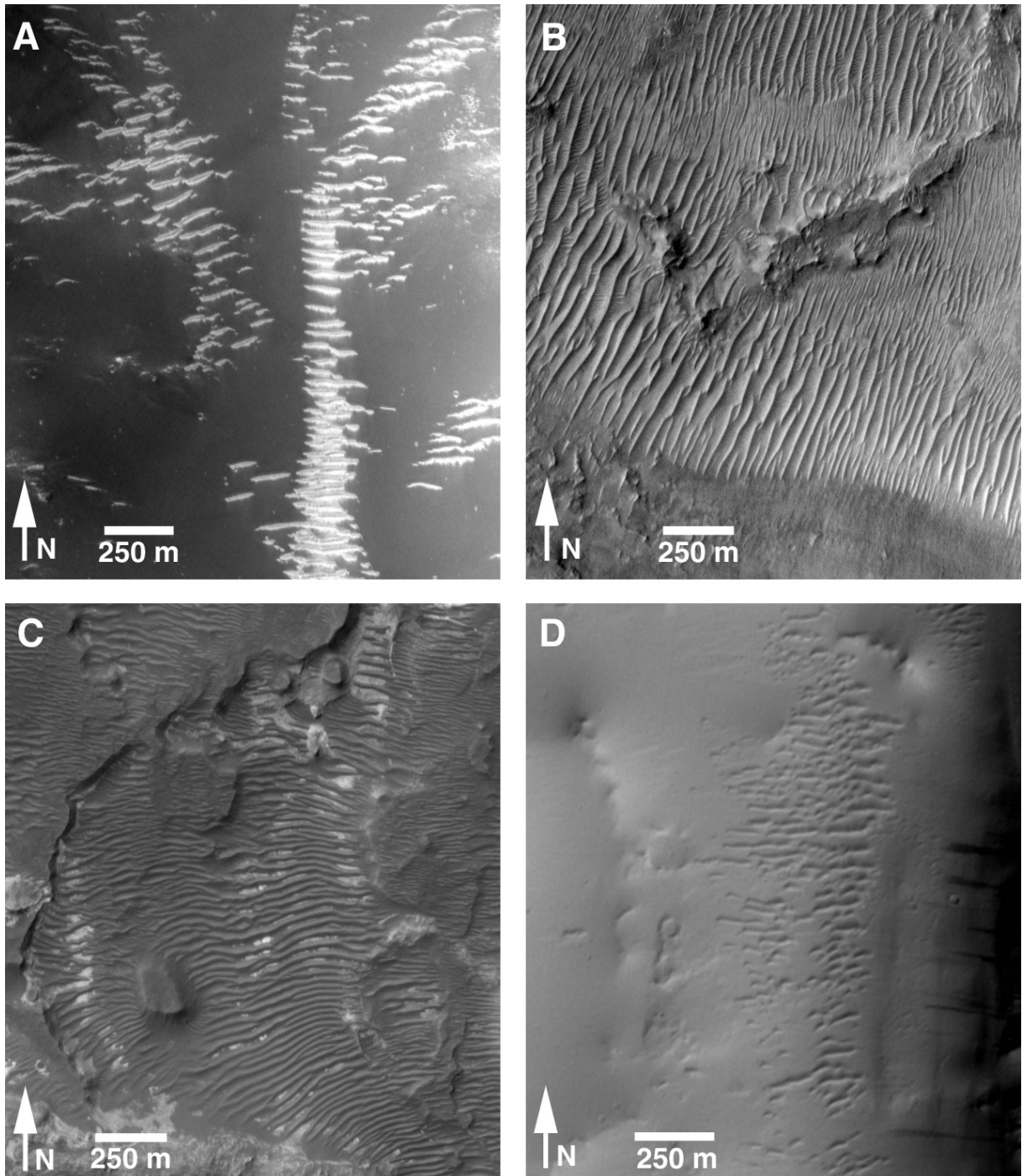


Abb. 19: Megarippel-ähnliche bzw. kleine Transversaldünen. (A) Sehr helle Formen in Terra Sabea bei etwa $343,3^{\circ}\text{W}$ und $6,6^{\circ}\text{S}$ (MOC-Bild M0203360). (B) Helle Formen im Nirgal Vallis bei etwa $41,8^{\circ}\text{W}$ und $28,5^{\circ}\text{S}$ (MOC-Bild M0400785). (C) Dunkle Formen nordöstlich von Hellas bei etwa $281,6^{\circ}\text{W}$ und $27,5^{\circ}\text{S}$ (MOC-Bild M0001300). (D) Formen in Tractus Catena bei etwa $101,3^{\circ}\text{W}$ und $26,0^{\circ}\text{S}$, die die gleiche Albedo wie ihre Umgebung aufweisen (MOC-Bild SP126703).

inaktiv interpretiert wurden (*Ward et al.*, 1985; *Edgett*, 1997). Die hellen Dünen weisen die gleichen Formtypen auf wie diese staubbedeckten Dünenformen. Sie sind relativ selten und wurden nur in einzelnen hochauflösenden Viking Bildern identifiziert (*Edgett und Parker*, 1998). Weitere

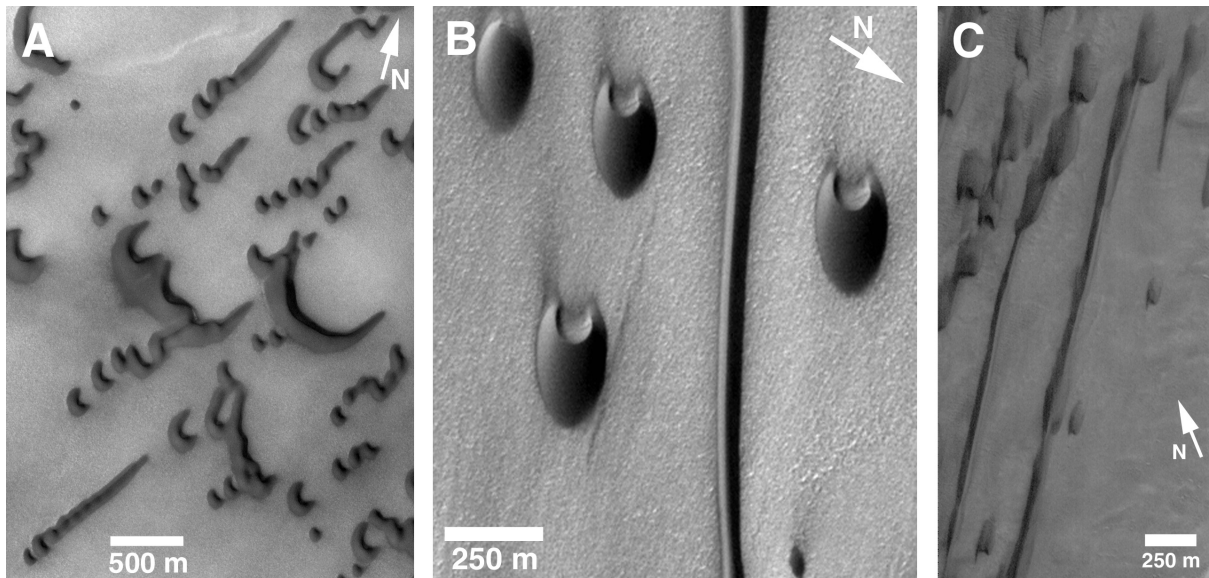


Abb. 20: Dunkle Barchan- und Lineardünen (A) Barchandünen in der Nordpolarregion bei etwa $255,1^{\circ}\text{W}$ und $78,7^{\circ}\text{N}$ (MOC-Bild M0202835). (B) Detailaufnahme von Barchandünen und einer longitudinalen Seifdüne in der Nordpolarregion bei etwa $26,2^{\circ}\text{W}$ und $84,8^{\circ}\text{N}$ (MOC-Bild M0200783). (C) Aus Barchandünen sich entwickelnde Seifdünen bei etwa $76,5^{\circ}\text{W}$ und $82,2^{\circ}\text{N}$ (MOC-Bild M0100179).

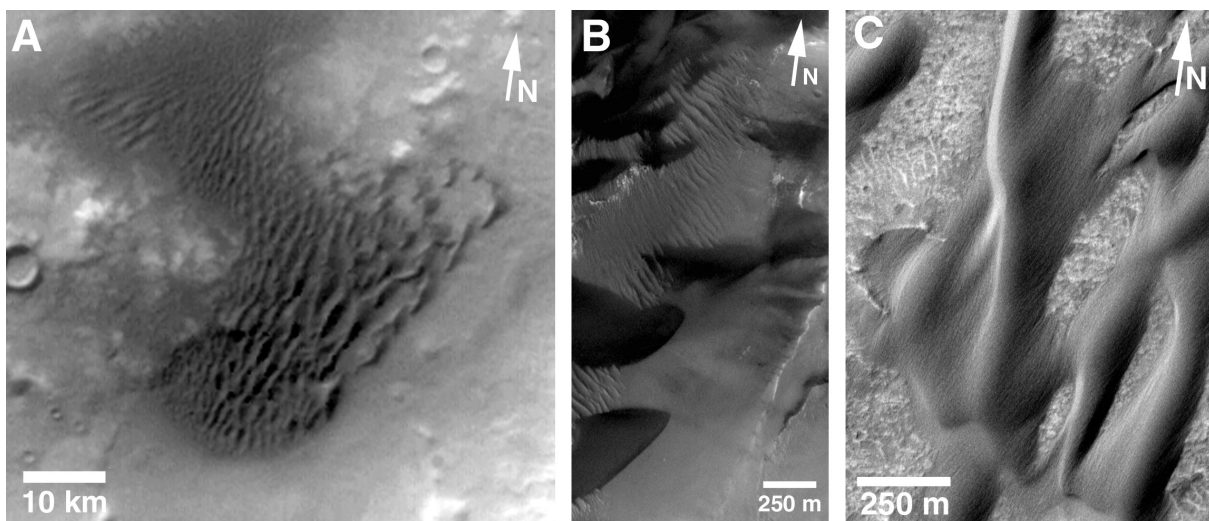


Abb. 21: Mega-Dünenfeld, Überlagerung und Induration von Dünen (A) Kaiser Intra-Krater Mega-Dünenfeld bei etwa $341,6^{\circ}\text{W}$ und $47,3^{\circ}\text{S}$ (MOC-Bild M2100943). (B) Überlagerung von hellen Dünenformen durch dunkle in der Syrtis Major Region bei etwa $282,3^{\circ}\text{W}$ und $17,1^{\circ}\text{N}$ (MOC-Bild M1101038). (C) „Grooves“ (Furchen, Rillen) auf Dünen im Herschel Becken deuten auf Winderosion lithifizierter Dünen hin; bei etwa $228,7^{\circ}\text{W}$ und $15,8^{\circ}\text{S}$ (MOC-Bild M0201996).

helle Dünen konnten dann jedoch in den neuen hochaufgelösten MOC-Bildern gefunden werden (Thomas *et al.*, 1999). Die hellen Dünen weisen Albedowerte im sichtbaren Wellenlängenbereich von bis zu 0,32 auf (Thomas *et al.*, 1999). Die dunklen Dünen hingegen, die auch bereits in Viking Aufnahmen entdeckt wurden (Cutts und Smith, 1973), haben Albedowerte von $\leq 0,1$ (Edgett, 1997). Die dunklen Dünen sind damit die dunkelsten Materialien, die auf dem Mars vorkommen (Thomas und Weitz, 1989; Bell *et al.*, 1997). Sie bilden oft größere Barchandünenfelder rund um

die Nordpolkappe und große Megadünen in Kraterbecken auf der Südhalbkugel. Auch dunkle Stern- und Lineardünenformen kommen vor (Edgett und Blumberg, 1994).

Das helle Material bildet im Gegensatz zu den dunklen keine Dünenfelder (Tsoar et al., 1979; Greeley und Williams, 1994). Wenn die hellen und dunklen Dünen gemeinsam auftreten, überdecken die dunklen Dünen die helleren. Diese relativen Altersunterschiede deuten auf eine höhere Mobilität des dunklen Dünenmaterials hin, die vermutlich auf die Zusammensetzung und Partikelgröße zurückzuführen ist (Malin und Edgett, 2001). Die thermophysikalischen Eigenschaften von Dünenmaterial lassen vermuten, daß sie wahrscheinlich aus Sandkorngrößen bestehen (Edgett und Christensen, 1991, 1994). Die dunklen Dünenmaterialien werden hauptsächlich als Feinsandkorngrößen (Edgett und Christensen, 1994) aus silikatischen Mineralien mit hohen Eisen- und Magnesiumanteilen (mafisch oder ultramafisch) oder als dunkle „lithic fragments“ interpretiert (Edgett und Lancaster, 1993; Christensen, 1986; Mustard et al., 1993). Thomas et al. (1999) vermuten, daß die hellen Dünen aus Gips bestehen könnten, da Sulfate in marsianischen „Böden“ weitverbreitet sind (Toulmin et al., 1977; Rieder et al., 1997).

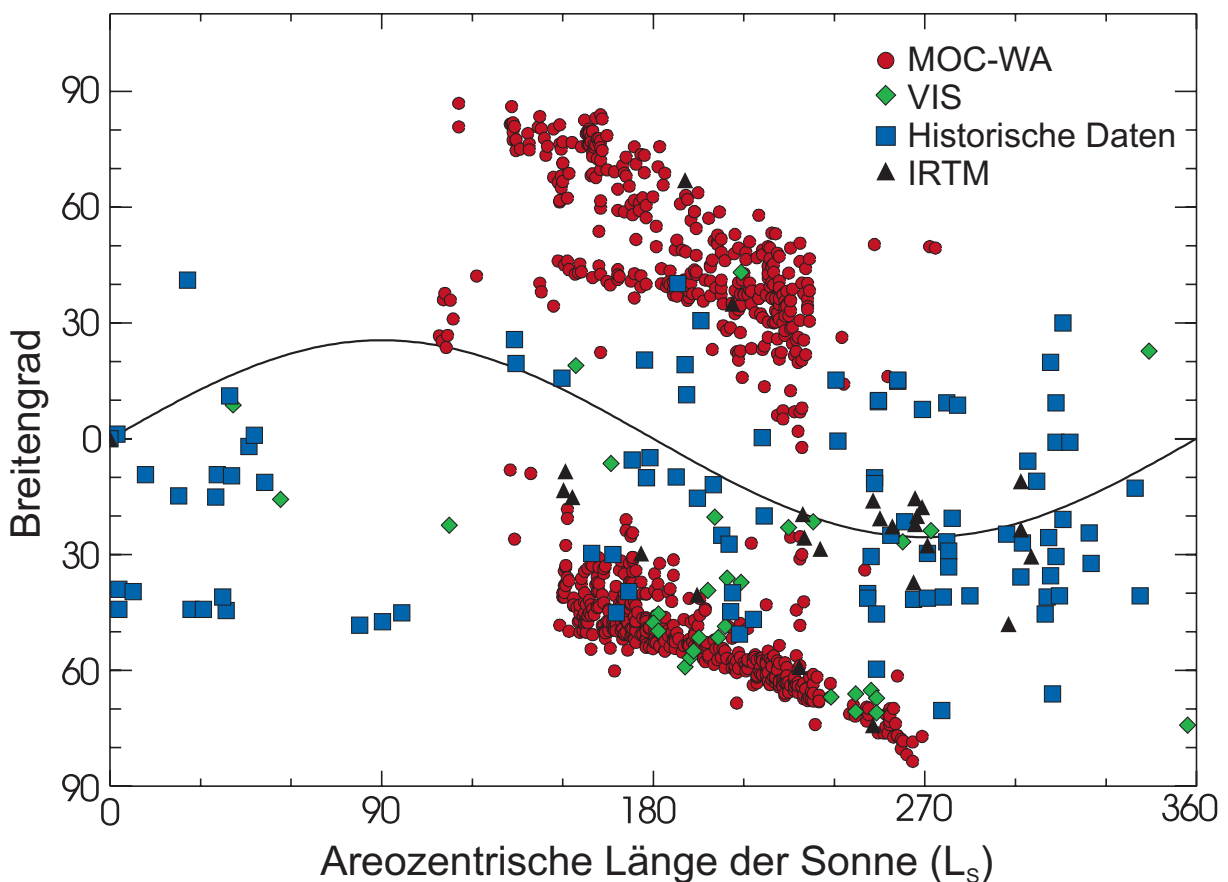


Abb. 22: Breitengradabhängige Verteilung von Staubstürmen als Funktion der areozentrischen Länge (L_s). Vergleich von 1999 MOC-Weitwinkel (MOC-WA) Blau- (400-450 nm) und Rot- (575-625 nm) Filter Beobachtungen mit Viking Orbiter Infrarot- (IRTM) und panchromatischen (VIS) Daten (Peterfreund, 1985; Briggs et al., 1979) und historischer Erdbeobachtungen (Wells, 1979). Die durchgezogene Linie entspricht der subsolaren Breite. Umgezeichnet nach Cantor et al. (2001).

Inwiefern die Dünen heute noch aktiv sein könnten, ist ungeklärt. Dünenbewegungen konnten zwischen den bis zu 15 Marsjahren zurückliegenden Mariner 9 und Viking Aufnahmen und den heutigen MOC-Bildern nicht festgestellt werden (Malin und Edgett, 2001). Die geringe Auflösung und Abdeckung des älteren Bildmaterials begrenzt die Beobachtungen jedoch und bedeutet, daß

die Dünen sich in diesem Zeitraum um 1 Pixel bzw. 40 m bis 100 m hätten bewegen müssen (*Malin und Edgett, 2001*). Inaktive Dünen auf dem Mars werden hingegen deutlich sichtbar durch überlagernde Formen wie Einschlagskrater (s. Kap. 7), Ablagerungen von Massenbewegungen und Yardangs (*Edgett und Malin, 2000*).

Staubstürme treten auf dem Mars häufig lokal ($< 2000 \text{ km}^2$) und regional ($> 2000 \text{ km}^2$) auf, können aber auch globale Ausmaße (Bedeckung von mehr als einer Hemisphäre) erreichen. Lokale Staubstürme kommen zu allen Jahreszeiten und in beiden Hemisphären vor, werden jedoch besonders häufig während des südlichen Frühjahrs und Sommers beobachtet (*Kahn et al., 1992; Malin et al., 1998; Cantor et al., 2001, 2002*), wenn der Mars sich am nächsten zur Sonne befindet und die täglichen Temperaturschwankungen am höchsten sind. Regionale Staubstürme können zu jeder Jahreszeit auftreten, unterscheiden sich aber in ihrer Ausdehnung und Dauer (*Kahn et al., 1992*). Globale Staubstürme können jährlich auftreten. Aus historischen und noch heute andauernden Erdbeobachtungen sowie Beobachtungen mittels Raum- und Landesonden der letzten 30 Jahre (Abbildung 22), schließt man, daß globale Stürme in den letzten Dekaden häufiger auftraten als zu Beginn des letzten Jahrhunderts (*Kahn et al., 1992*).

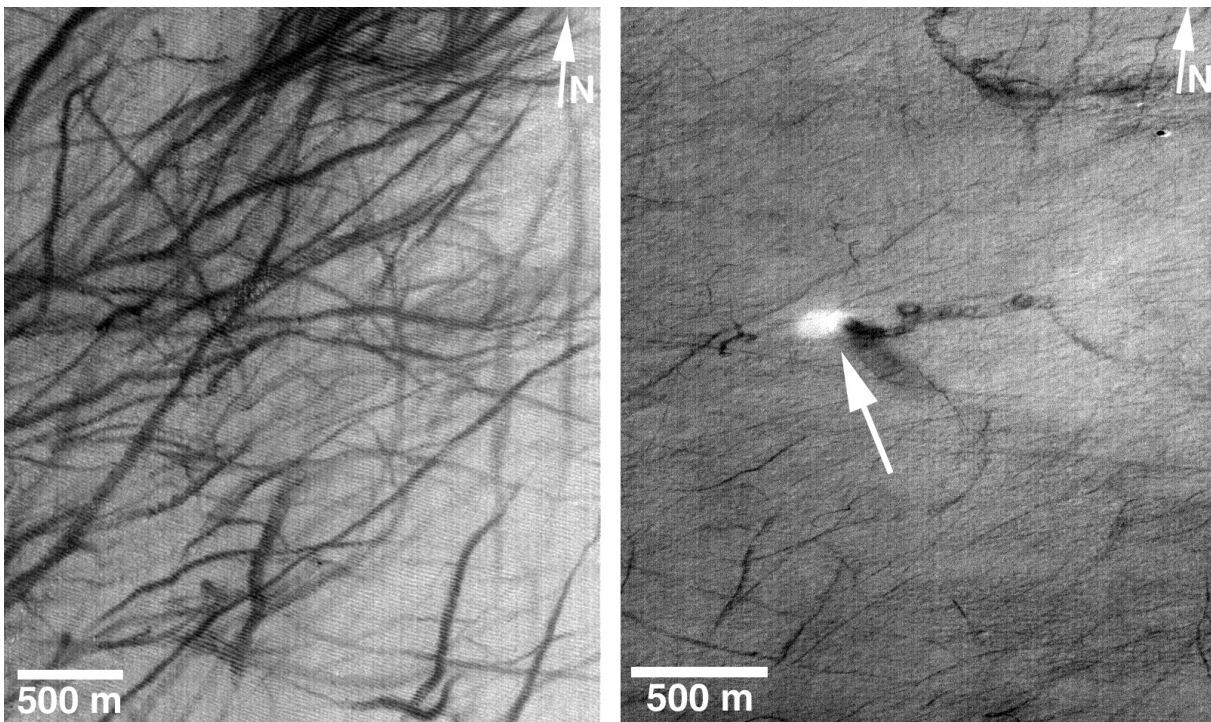


Abb. 23: Tornados auf dem Mars: (Links) Tornadospuren im Argyre Planitia, die wahrscheinlich durch Freilegen von geringmächtigen Staubschichten entstehen (M0906457 bei 41°W und $49,4^\circ\text{S}$); (Rechts) Tornado in Promethei Terra (M1001267 bei $242,8^\circ\text{W}$ und $54,1^\circ\text{S}$).

Staubteufel (engl. dust devils) kommen auf dem Mars sehr häufig vor und sind global verbreitet. Staubteufel sind Luftwirbel mit einer (quasi-)senkrechten Achse, die vor allem in der unteren, bodennahen Atmosphäre ausgeprägt sind. Sie bilden sich meist bei hohem Sonnenstand durch die lokale, sonnenstrahlungsbedingte Aufheizung der Marsoberfläche und damit der bodennahen Luft. Staubteufel auf dem Mars wurden erstmals in Viking Orbiter Aufnahmen entdeckt (*Thomas und Gierasch, 1985*), sowie später in Mars Pathfinder Bildern der Oberfläche (*Metzger et al., 1999*). In zahlreichen Aufnahmen der hochauflösenden Mars Orbiter Camera (MOC) konnten sie sogar in Aktion aufgenommen werden (*Edgett und Malin, 2000; Rennó et al., 2000*). Wenn man bedenkt, welche kleinen Bereiche die Bilder räumlich und zeitlich (global wurden etwa nur 3% der Marsoberfläche in 3 Marsjahren kartiert) abdecken wird klar, daß diese

rezenten Phänomene sehr häufig auftreten. Während typische Staubteufel auf der Erde Durchmesser von weniger als 10 m und selten Höhen von wenigen 100 m erreichen (*Sinclair, 1973*), können sie auf dem Mars Größen von 15 m Durchmesser und 350 m Höhe bis zu Durchmessern von mehreren Kilometern und einer Höhe von bis zu 8 km aufweisen (*Edgett und Malin, 2000; Biener et al., 2002; Fisher et al., 2002*). Die Spuren, die die Staubteufel hinterlassen, sind häufig in dem hochauflösenden Bildmaterial zu beobachten. Es sind dunkle Streifenmuster, die dadurch entstehen, daß helle Staubschichten auf der Marsoberfläche von Staubteufeln erodiert werden und dunkleres Oberflächenmaterial zum Vorschein kommt. Da die Streifenmuster schon nach wenigen Marsmonaten wieder verschwinden, handelt es sich wahrscheinlich um sehr dünne (< 1 mm) erodierte Staubschichten (*Malin und Edgett, 2001*).

2.4.7 Massenbewegungen

Gravitationsbedingte Massenverlagerungen von Fest- und Lockergesteinen sind auf dem Mars in unterschiedlichen Formen und Größenordnungen zu beobachten. Heruntergerollte Blöcke finden sich vor allem in den Vulkanregionen, in denen es zur mechanischen Verwitterung lokal anstehenden Gesteins (z.B. Lavaströme) kam (*Malin und Edgett, 2001*). Kleinskalige Steinschlagspuren sind an Steilhängen in hochauflösenden MOC-NA Bildern zu beobachten (Abbildung 24).

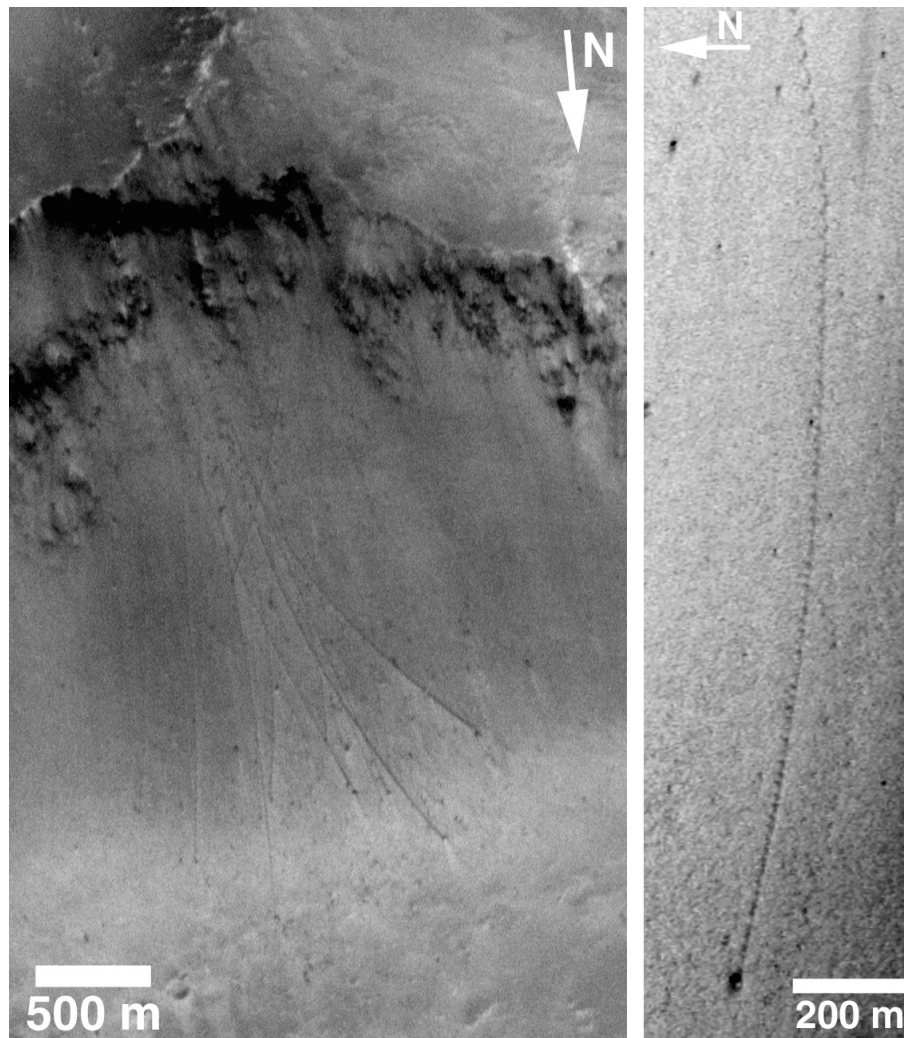


Abb. 24: Steinschlagspuren an Hängen (Links) im Schiaparelli Krater (AB11104 bei $343,6^{\circ}\text{W}$ und $5,9^{\circ}\text{S}$) und (Rechts) an einem Grabenhang im Noctis Labyrinthus (M1202743 bei $95,4^{\circ}\text{W}$ und $7,2^{\circ}\text{S}$).

Größere Hangrutsche treten meist an übersteilten Hängen im Valles Marineris auf (Abbildung 25). Einige Rutschmassen weisen ein Volumen von mehr als 1000 km^3 (Lucchitta, 1979; McEwen, 1989) und Transportwege von etwa 100 km auf (Lucchitta et al., 1992). Es ist jedoch unklar, ob Wasser oder Eis als „Schmiermittel“ beteiligt war. Lucchitta (1978, 1979, 1987) geht aufgrund von linearen Kompressionsstrukturen einiger Rutschmassen von wasser- und/oder eis-haltigen Prozessen aus. Nach Messungen des H/L-Verhältnisses (Höhe der Rutschung/Länge der Rutschung) in Relation zum Volumen unterschiedlicher Rutschungen, kommt McEwen (1989) hingegen zu dem Schluß, daß es sich wahrscheinlich um rein trockene Massenbewegungen handelt, da ähnliche Trendwerte auch auf der Erde bei trockenen Rutschungen gemessen wurden (Scheidegger, 1973; Hsü, 1975). Auch Malin und Edgett (2001) sehen in den MOC-NA Bildern keine Anzeichen drainageähnlicher Spuren.

Weitere kleinskalige Formen, wahrscheinlich durch Staublawinen verursacht, sind sogenannte Hangstreifen (engl. slope streaks) (Abbildung 26), die erstmals in Viking Orbiter Bildern entdeckt wurden (Morris, 1982; Ferguson und Lucchitta, 1984). Anhand von hochauflösenden MOC-Bildern konnte festgestellt werden, daß diese Formen auch heute noch aktiv sind (Malin und Edgett, 2001). Die Formen kommen ausschließlich in äquatorialen Breiten zwischen 20°S und 40°N vor. Regionale Häufungsgebiete sind Arabia Terra, Amazonis Planitia und die Vulkanregionen Olympus Mons und Elysium, sowie Bereiche zwischen Alba Patera und Ascræus Mons. Diese Regionen sind gekennzeichnet durch eine hohe Albedo und Ablagerungen von sehr feinkörnigem Material (Staub $< 2 \mu\text{m}$). Hangstreifen zeichnen sich durch hangabwärts gerichtete meist dunkle Streifen aus, seltener sind helle Formen. Sie beginnen meist an kleinen Ausbissen im Hang, werden mit zunehmender Länge breiter und laufen, teilweise fingerförmig, noch vor dem Hangfuß aus.

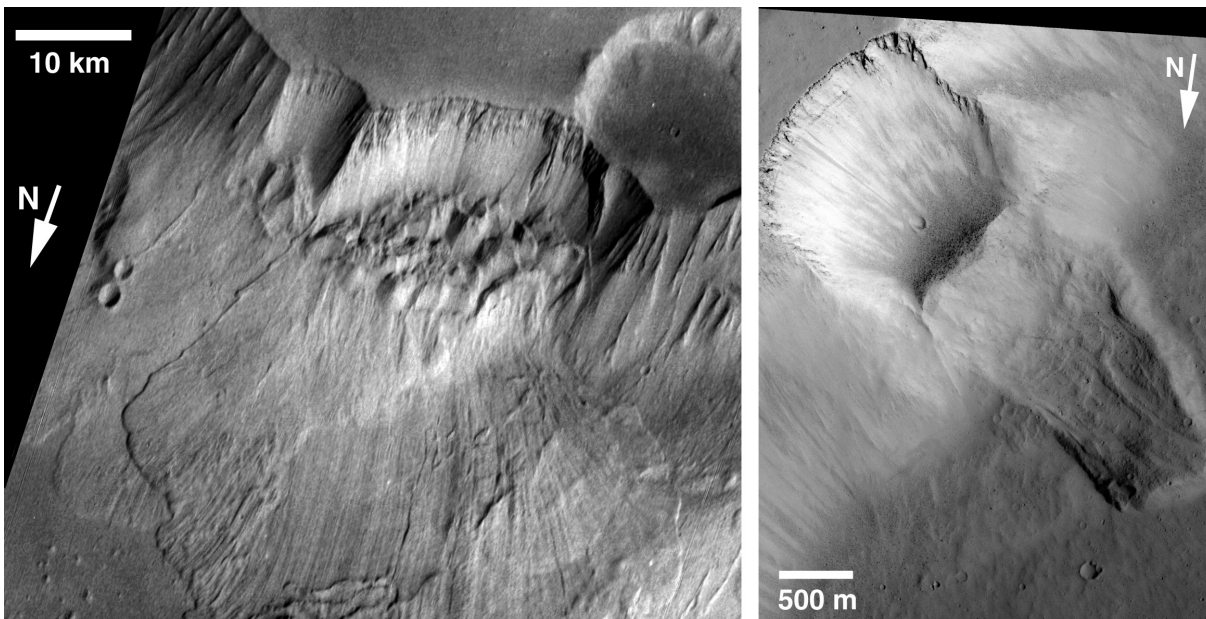


Abb. 25: Hangrutsche auf dem Mars. (Links) Hangrutsch im Valles Marineris bei etwa $44,7^\circ\text{W}$ und $8,5^\circ\text{S}$ (Viking-Bild F014A30). (Rechts) Hangrutsch bei etwa $72,14^\circ\text{W}$ und $28,3^\circ\text{N}$ (MOC-Bild R0100126).

Die Hangstreifenbildung wird teilweise auch mit flüssigem Wasser (Ferguson und Lucchitta, 1984; Ferris et al., 2002) als auslösendem Faktor in Verbindung gebracht, das den Staub dunkel verfärbt. Auszuschließen ist dies in einigen Fällen nicht, aber die Verbreitung in topographisch sehr hoch gelegenen Gebieten (Vulkanregionen) und den damit verbundenen sehr geringen Oberflächendrücken und in Äquaturnähe sprechen gegen eine vorübergehende Stabilität von flüssigem Wasser. Flüchtige, geringe Anteile von Wassereis könnten möglicherweise zu einem Auslösen der

Staublawinen führen (*Schorghofer et al.*, 2002). Wahrscheinlicher ist aber, daß die Streifen durch trockene Lawinenabgänge von staubigem Material gebildet werden, die das gröbere unterlagernde, dunklere Material freilegen (*Sullivan et al.*, 2001). Die Lawinen könnten dabei durch andauernde Staubakkumulation, die an übersteilten Hängen eine kritische Masse erreicht, ausgelöst werden. Die Mächtigkeit der erodierten Staubbedeckung kann dabei jedoch nicht sehr hoch sein, da von den Lawinenabgängen weder in den Untergrund erodiert wird noch sichtbare Ablagerungen hinterlassen werden. Dies spricht gegen eine Erosion von Staub unterlagernden Schuttströmen, die die überlagernde Staubschicht abtragen (*Williams*, 1991).

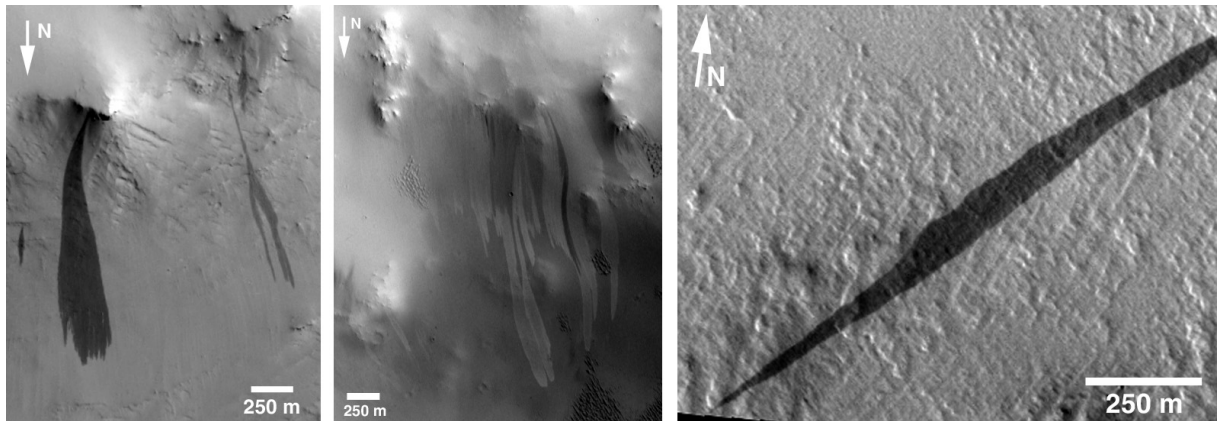


Abb. 26: Unterschiedliche Hangstreifen: (Links) Dunkle Hangstreifen im Cassini Krater (MOC M0402746 bei $20,9^{\circ}\text{N}$ und $329,7^{\circ}\text{W}$); (Mitte) Helle Hangstreifen bei (MOC M0307572 330°W und $8,6^{\circ}\text{N}$); (Rechts) Dunkler Hangstreifen im westlichen Teil der Ulysses Patera Caldera, der selbst geringe Unebenheiten weder verdeckt noch erodiert (MOC M0900039 bei $122,1^{\circ}\text{W}$ und $2,9^{\circ}\text{S}$).

Fortwährende Staubakkumulation aus der Atmosphäre führt nachfolgend wieder zu einer Aufhellung der dunklen Streifenmuster, welches anhand von Bilddaten beobachtet wurde (*Sullivan et al.*, 2001). Bei den hellen Streifen wird vermutet, daß die Staublawinen auf mächtigeren Staubschichten das unterlagernde Material nicht freilegen, sondern nur die helleren, unterlagernden Staubschichten zum Vorschein kommen. Temporale Untersuchungen von *Aharonson et al.* (2003) an überlappenden hochauflösenden Bildpaaren zeigen, daß sich die Hangstreifen rezent mit einer sehr hohe Formationsrate von $\sim 7\%$ pro Marsjahr neu bilden.

Die areozentrische Länge der Sonne (L_s) ist ein Maß für die Position des Mars in seiner Umlaufbahn und damit seiner Jahreszeit. L_s ist der Winkel zwischen Mars, der Sonne und der herbstlichen Tag- und Nachtgleiche.

L_s	Nordhalbkugel	Südhalbkugel	Mars-Tage	Erd-Tage
0° - 90°	Frühling	Herbst	194	199
90° - 180°	Sommer	Winter	187	183
180° - 270°	Herbst	Frühling	143	147
270° - 360°	Winter	Sommer	154	158
			669	687

Tab. 3: Dauer der Jahreszeiten auf dem Mars.

2.5.1 Atmosphäre

Die Marsatmosphäre besteht zu 95,3 % aus Kohlendioxid, zu 2,7 % aus molekularem Stickstoff (N_2) und zu 1,6 % aus Argon (*Owen et al., 1977*). Der Argonanteil ist ein ungefährender Indikator für die Gesamtmenge des ausgeströmten Gases, da es als relativ schweres und chemisch inertes Gas weder von der Planetenoberfläche entweichen kann, noch durch chemische Reaktionen aus der Atmosphäre entfernt wird (*McElroy et al., 1977*). Aufgrund des immer noch relativ hohen Argonanteils nimmt man an, daß die Uratmosphäre des Mars durch vulkanisches Ausgasen und Einschlagsentgasung von interplanetarem Gesteinsmaterial (Akkretion), sehr viel dichter als heute war (*Pollack, 1979*).

Zusammensetzung der Atmosphäre	
Kohlendioxid (CO_2)	95,32 %
Stickstoff (N_2)	2,7 %
Argon (Ar)	1,6 %
Sauerstoff (O_2)	0,13 %
Kohlenmonoxid (CO)	0,07 %
Wasser (H_2O)	0,03 %

Tab. 4: Zusammensetzung der Atmosphäre.

2.5.2 Temperaturen und Drücke

Die mittlere Oberflächentemperatur auf dem Mars beträgt $-53^\circ C$, kann aber im südlichen Sommer bis $27^\circ C$ in den Breiten um $30^\circ S$ erreichen. Die Tiefsttemperaturen liegen bei $-140^\circ C$.

	Mars	Erde
Mittlerer Atmosphärendruck [mbar]	5,6	1013
Minimale Oberflächentemperatur [$^\circ C$]	-140	-80
Mittlere Oberflächentemperatur [$^\circ C$]	-63	13
Maximale Oberflächentemperatur [$^\circ C$]	27	45

Tab. 5: Vergleich der atmosphärischen Parameter für Mars und Erde.

Der heutige Atmosphärendruck erreicht mit durchschnittlich etwa 6 mbar nicht einmal 1 % des irdischen Wertes. Der Oberflächendruck ist in erster Linie abhängig von der topographischen Höhe bzw. der Gewichtskraft, die die über dieser Höhe befindliche Atmosphärenmasse

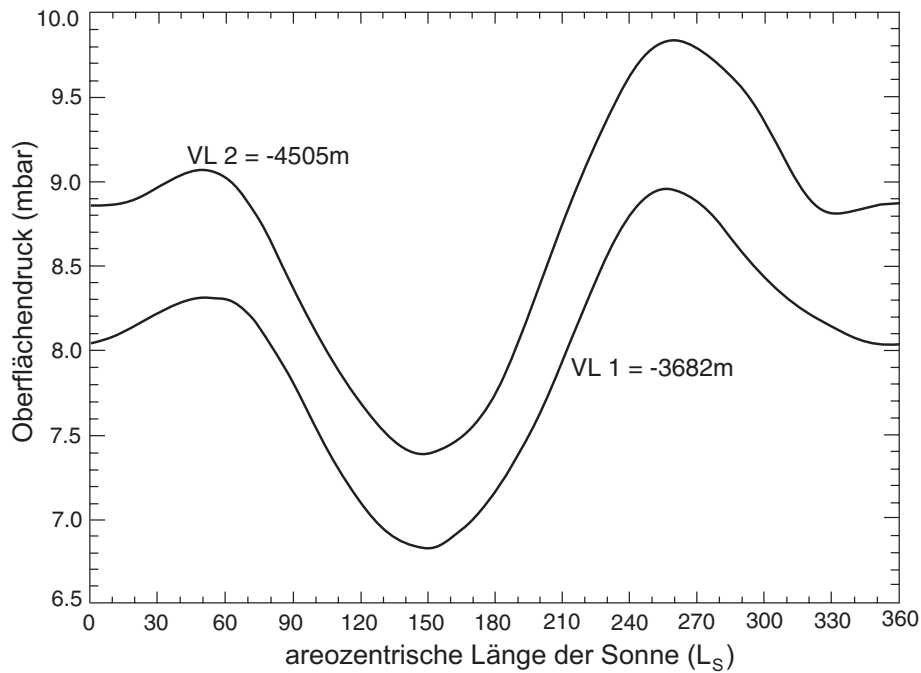


Abb. 28: Mittlere Oberflächendruckschwankungen an den Viking-Landestellen im Jahresverlauf verändert nach *Haberle et al.* (2001).

auf eine Einheitsfläche ausübt. Je nach topographischer Höhe auf dem Mars liegt der maximale Oberflächendruck zwischen 2,5 mbar und 12,5 mbar. Aufgrund der saisonalen Sublimation und Deposition von CO_2 an den Polkappen schwankt jedoch der Oberflächendruck um 30 % innerhalb eines Marsjahres (Abbildung 28).

2.5.3 Wasser

Bereits im siebzehnten Jahrhundert nach der Entdeckung der Mars-Polkappen mit Hilfe von Fernrohren wurde vermutet, daß diese aus Wassereis bestehen. Der erste direkte Nachweis von Wasser auf dem Mars gelang erst vor 40 Jahren, als man mit Hilfe von Teleskopen von der Erde Wasserdampf in der Marsatmosphäre spektral messen konnte (*Spinrad et al.*, 1963). Der Wasserdampf in der Atmosphäre wurde auch vom Infrarotspektrometer *Mars Atmospheric Water Detector* (MAWD), das die Adsorptionsbande von Wasser bei $1,38 \mu\text{m}$ messen konnte und sich an Bord der Viking Orbiter befand, bestätigt. Darüberhinaus wurden stark ansteigende Wasserdampfgehalte im nördlichen Sommer über der Nordpolkappe gemessen. Daraus schloß man, daß die Nordpolkappe aus Wassereis besteht, die saisonal von Kohlendioxideis bedeckt ist (*Kieffer et al.*, 1976b; *Farmer et al.*, 1976a,b). Einen indirekten Nachweis für relativ große Wassereismengen in höheren Breiten und den beiden Polkappen konnten die Instrumente *Gamma Ray Spectrometer* (GRS) und *High Energy Neutron Detector* (HEND) an Bord von *Mars Odyssey* erbringen.

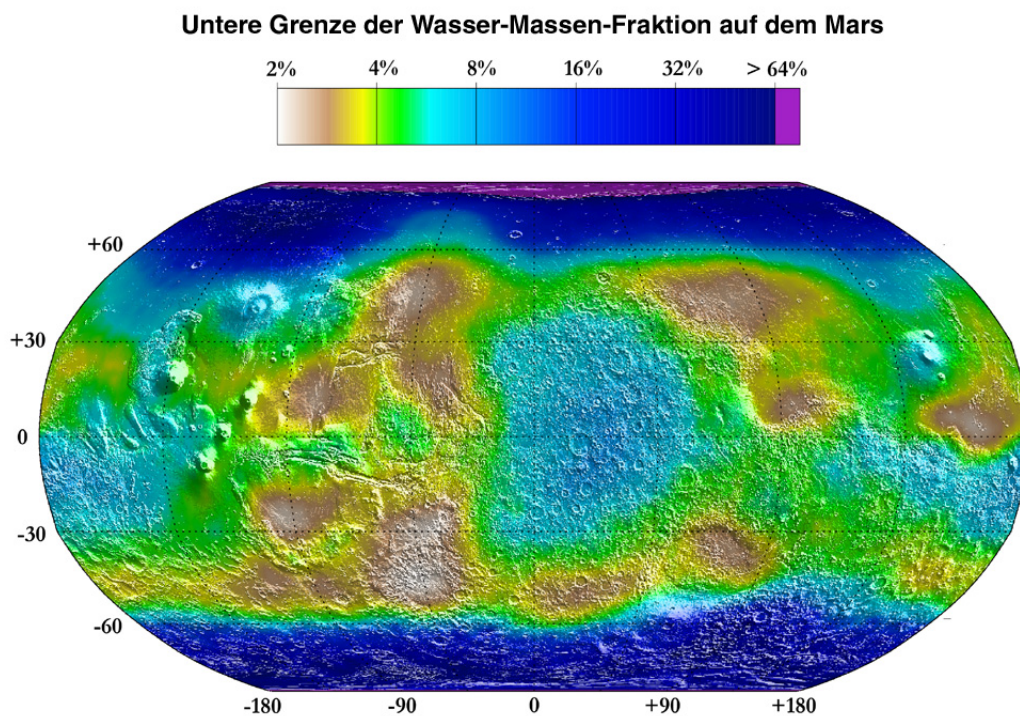


Abb. 29: Untere Grenze der Wasser-Massen-Fraktion auf dem Mars (PIA04907 NASA/DLR/RPIF).

Diese beiden Instrumente messen Gammastrahlen und Neutronen, die durch das Bombardement von kosmischer Strahlung im Marsboden freigesetzt werden. Die kosmische Strahlung kann, aufgrund der dünnen Atmosphäre und des fehlenden Magnetfeldes, in Form von hochenergetischen Protonen nahezu ungehindert in die Marsoberfläche eindringen. Aus der charakteristischen Energie der freigesetzten Gammastrahlen und Neutronen kann auf die chemische Zusammensetzung des Bodenmaterials geschlossen werden. Da mit dieser Methode nur Elemente nachgewiesen werden können, muß von dem Vorhandensein von Wasserstoffionen (H) auf Wasser (H_2O) geschlossen werden. Daher sind die Volumenangaben von Wasser im Marsboden sehr stark abhängig von Modellvorstellungen. Die Ergebnisse deuten darauf hin, daß sich in höher-

en Breiten ab etwa 40° größere gefrorene Wassermengen in dem ersten Meter der Oberfläche befinden und beide Polkappen aus Wassereis bestehen (*Mitrofanov et al.*, 2002; *Boynton et al.*, 2002; *Feldman et al.*, 2002), die saisonal von CO_2 überlagert sind (die südpolare Reisteiskappe ist ganzjährig von CO_2 -Eis überlagert). Die gefrorenen Wassermengen im ersten Meter der Marsoberfläche betragen wahrscheinlich 35 Gewichtsprozent $\pm 15\%$ um den jeweiligen vierzigsten Breitengrad (*Boynton et al.*, 2002) und bis zu 75 Gewichtsprozent an den Polen (*Mitrofanov et al.*, 2003). Die Verteilung der von Mars Odyssey Instrumenten abgeleiteten Wassermengen ist konsistent mit theoretischen Modellen, die hohe Wassereisanteile nördlich und südlich einer Breite von etwa 40° bis 60° voraussagen (*Mellon und Jakosky*, 1995). Eine Diskrepanz besteht allerdings in den maximalen Wasserkonzentrationen von 40 Volumenprozent aus den Modellierungen (*Mellon und Jakosky*, 1995) und bis zu 90 Volumenprozent aus den abgeleiteten Neutronenmessungen (*Mitrofanov et al.*, 2003). In den Modellvorstellungen geht man davon aus, daß das Wasser sich durch Diffusion aus der Atmosphäre und nachfolgender Deposition in den Porenräumen im Untergrund anreichert. Die höheren, abgeleiteten Wasserkonzentrationen deuten jedoch darauf hin, daß eine Anreicherung durch direkte Deposition aus der Atmosphäre eine grössere Rolle spielt als die Diffusion.

Die relativ hohen Wassereismengen und die Überdeckung von CO_2 -Eis am Südpol konnten dann erstmals in der Testphase vom französischen Spektrometer *OMEGA*, das im sichtbaren und infraroten Wellenlängenbereich arbeitet und sich an Bord der europäischen Raumsonde *Mars Express* befindet, Anfang 2004 direkt nachgewiesen werden (*Bibring et al.*, 2004).

Neben den beschriebenen indirekten und direkten Nachweismethoden von Wasserdampf in der Atmosphäre und Wassereis auf und unter der Oberfläche des Mars, sowie den morphologischen Hinweisen in Bilddaten auf größere Wassermengen in der geologischen Geschichte des Mars, weisen auch heutige Bilddaten in Kombination mit Temperaturdaten auf Wassereis hin, wie z.B. bei den Sublimationssenkern im Südpolgebiet (Kapitel 2.4.5). Zu den gleichen Schlüssen kam man bei der Auswertung von Viking Lander 2 Aufnahmen (Abbildung 30), die Frostbedeckungen zeigten, die anhand der gemessenen Temperaturen physikalisch nicht mit CO_2 -Eis zu erklären sind (*Svitek und Murray*, 1990).

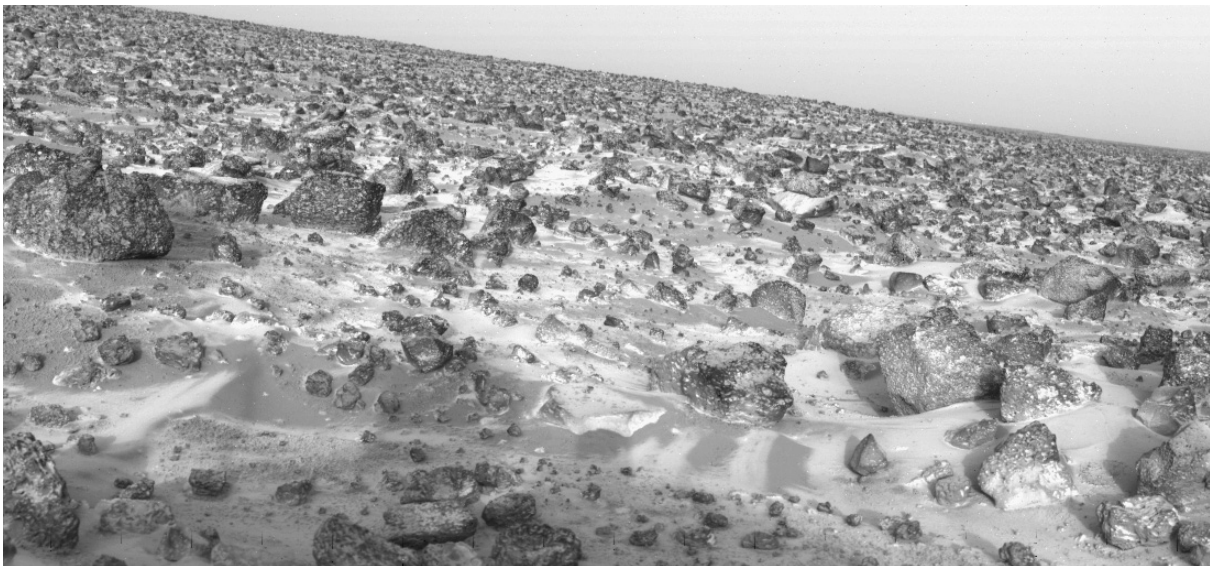


Abb. 30: Wassereisfrost an der Viking 2 Landestelle (PIA00533 NASA/DLR/RPIF).

Weitere sichtbare Belege für Wasser in der Marsatmosphäre aus übereinstimmenden Bild- und Temperaturdaten sind Wolken- und Nebelbildung (Abbildung 31), die auch schon auf Viking

Orbiter Bildern zu erkennen waren. Wegen des geringen Drucks sind die Wasserdampfgehalte in der Atmosphäre nahe der Sättigungsgrenze und kommt es vor allem in den Morgenstunden zur Kondensation von Wasser in der Atmosphäre.

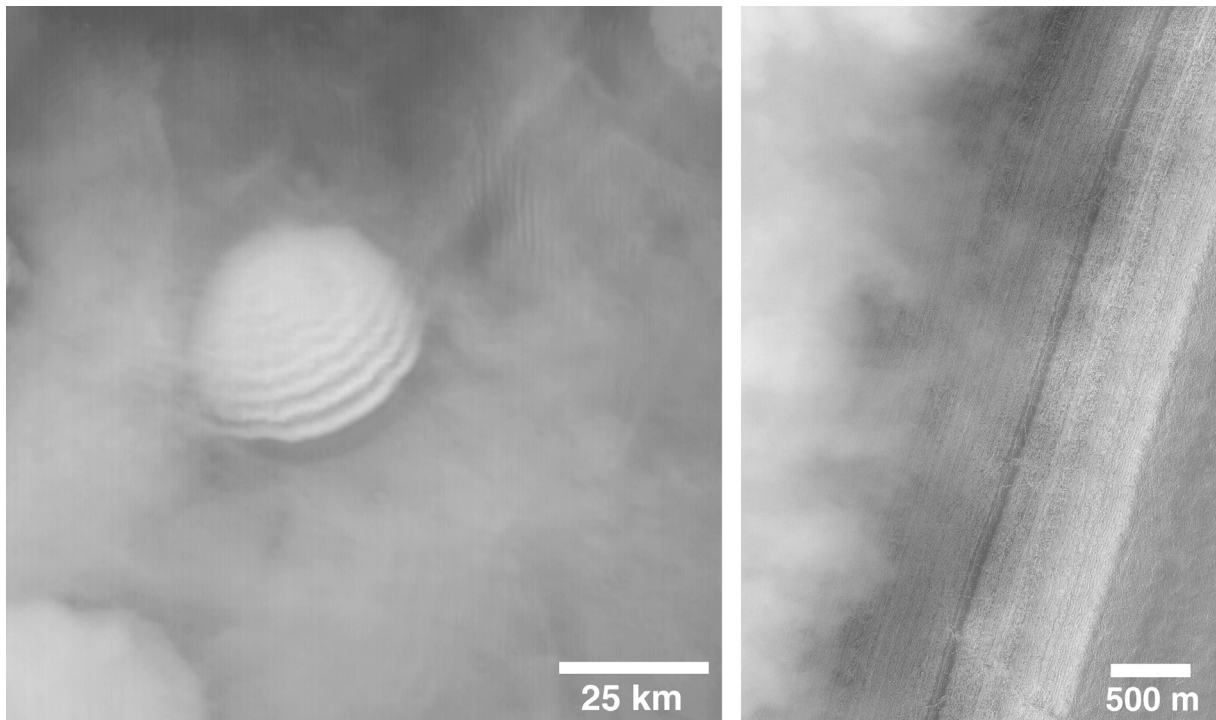


Abb. 31: (Links) Kondensation von Wasser in der Atmosphäre während des Zurückschreitens der Südpolkappe im Frühjahr (Sonnenlicht bescheint die Szene aus nordwestlicher Richtung); bei etwa 208,6°W und 66,4°S (NASA/JPL/MSSS). (Rechts) Nachmittägliche Nebelbank an den geschichteten Hängen von Chasma Australe (Sonnenlicht bescheint die Szene von links oben), M0904025 bei etwa 297,9°W und 83,5°S (NASA/JPL/MSSS).

Die heutige Wasserdampfsäulenhäufigkeit in der Marsatmosphäre ist gering und entspricht durchschnittlich 10 Niederschlagsmikrometer (10 μm oder $10^{-3} \text{ g cm}^{-2}$) (*Jakosky und Haberle, 1992*), unterliegt aber aufgrund der Insolation und zunehmender Wassereiskonzentration zu den Polen starken saisonalen und Breitengradabhängigen Schwankungen (Abbildung 32).

Variabel ist je nach Jahreszeit auch die Breitengradabhängige Ausdehnung von Wasser- und Kohlendioxidfrost der Polkappen, die in Bilddaten zu erkennen ist. Um welches Frostmedium (H_2O - oder CO_2 -Eis) es sich dabei handelt, ist nur durch gleichzeitig aufgenommene Temperatur- und/oder Spektraldaten ermittelbar. In welchen Verhältnismengen diese durch saisonale atmosphärische Deposition und Sublimation vorliegen, ist dahingegen nur schwer zu ermitteln, da eine überdeckende CO_2 -Eisschicht die Wassereissignaturen verdecken kann.

Wasser kann auf dem Mars theoretisch in drei Aggregatzuständen vorkommen, wobei eine dauerhafte Stabilität unter heutigen Bedingungen nur für den festen und gasförmigen Zustand gegeben ist. Flüssiges Wasser kann höchstens als vorübergehende Phase vorkommen, da die Temperaturen und Drücke auf dem Mars nur regional und für wenige Stunden ausreichen, um flüssiges Wasser zuzulassen. Physikalische Mindestvoraussetzungen für reines Wasser sind eine Temperatur über 273 K und ein Wasserdampfdruck von über 6,1 mbar, dem Tripelpunkt des Wassers (Abbildung 34).

Die Evaporationsrate für Mars-Umweltbedingungen ist zwar sehr wenig untersucht, wird aber für allgemein so hoch angesehen, daß ein Schmelzen von Wassereis für sehr selten, wenn über-

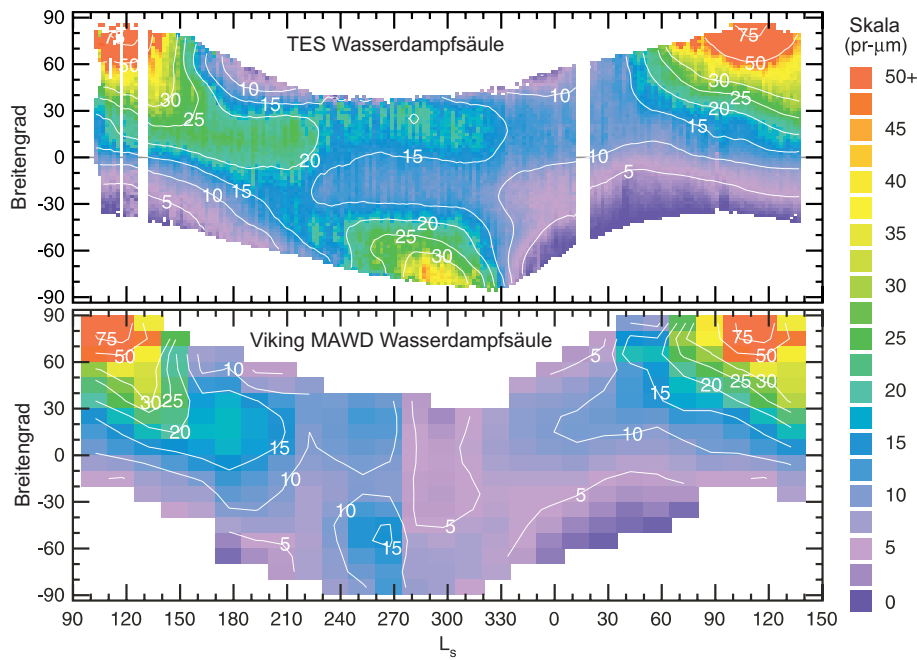


Abb. 32: Die Säulen-Häufigkeit von Wasserdampf als Funktion der areozentrischen Länge der Sonne (L_s) und des Breitengrades: (oben) TES-Messungen; (unten) Viking MAWD Messungen (*Jakosky und Farmer, 1982*). Umgezeichnet nach (*Smith, 2002*).

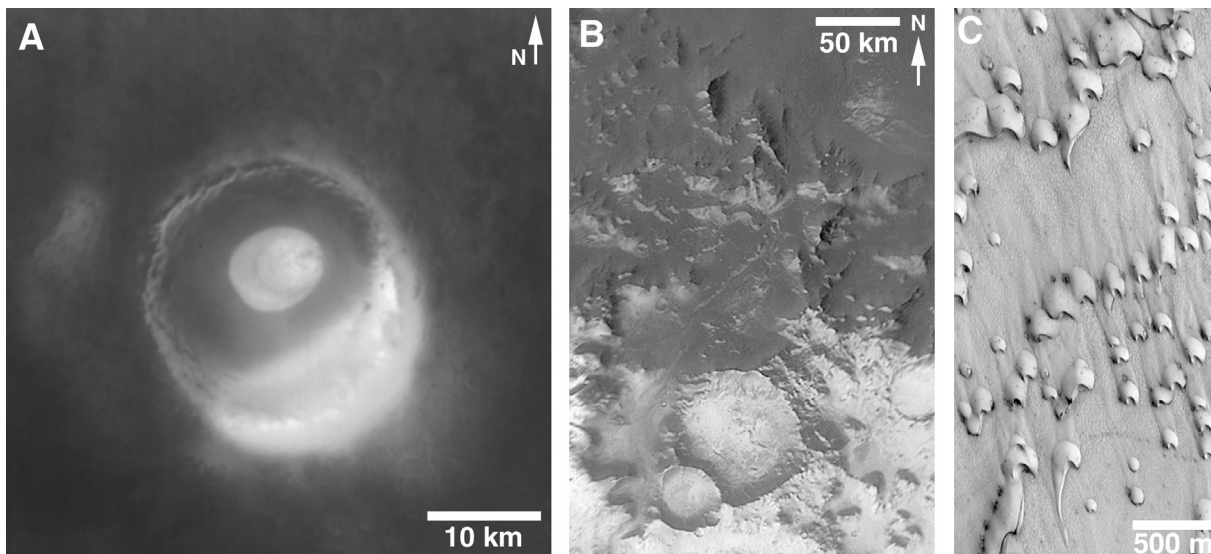


Abb. 33: Saisonale Frosterscheinungen. (A) Reste vom Winterfrost im Nördlichen Frühling in einem Krater bei etwa 257°W und 71°N (NASA/JPL/MSSS). (B) Saisonaler Frost in den Charitum Montes bei etwa 43°W und 57°S (NASA/JPL/MSSS). (C) Saisonaler Frost auf Dünen im Chasma Boreale bei etwa 52°W und 82°N (NASA/DLR/RPIF/PIA02069).

haupt möglich, angesehen wird (*Haberle et al., 2001*). Nach einem lokalen Wärmetransport-Modell von *Hecht* (2002), angepaßt auf Evaporationsraten für niedrige Druckumgebungen, ist Wassereis an geschützten Stellen (Kältefallen) gegenüber der Evaporation stabil und kann vorübergehend flüssig werden. Eine vorübergehende flüssige Phase könnte auch erreicht werden, wenn das Wassereis von einer dünnen Staubschicht bedeckt ist, und damit gegen Evaporati-

on geschützt ist (Farmer, 1976; Jakosky und Haberle, 1992). Eine weitere Möglichkeit für eine Flüssigkeitsphase von Wasser ist die Herabsetzung des Schmelzpunktes durch Salze (Brass, 1980; Clark und van Hart, 1981). Ein Beweis, daß flüssiges Wasser auf dem Mars unter heutigen klimatischen Bedingungen vorkommt, gibt es bisher nicht. Die lokalen Reliefgegebenheiten und Materialeigenschaften im Zusammenspiel mit den saisonalen, atmosphärischen Schwankungen sind jedoch so variabel, daß es lokal durchaus zu einem vorübergehenden Schmelzen von Oberflächeneis an geschützten Stellen, die bei fortschreitender Jahreszeit eine rasche Erwärmung erfahren, kommen könnte.

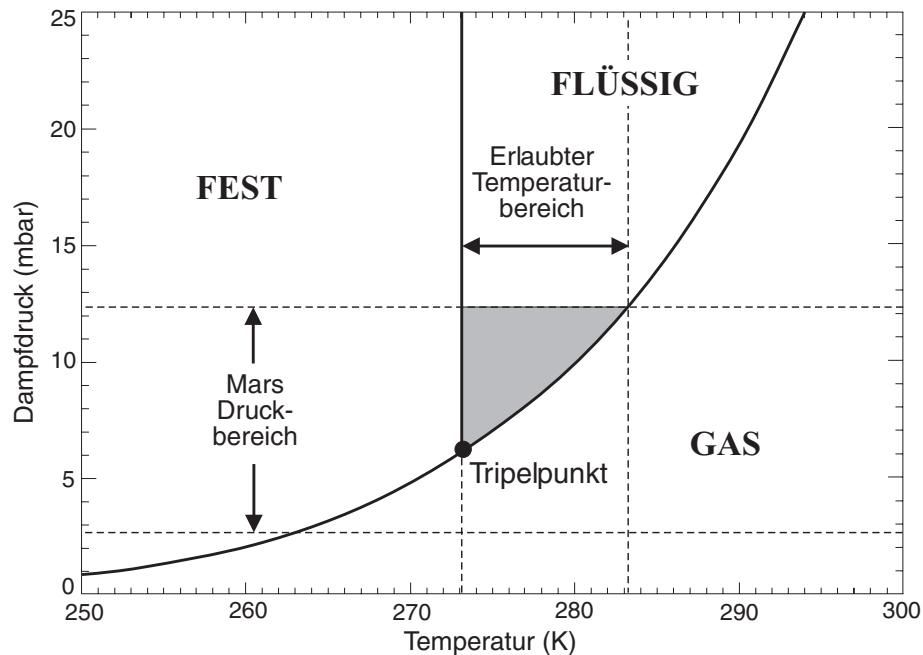


Abb. 34: Phasendiagramm von Wasser verändert nach Haberle et al. (2001).

2.5.4 Kohlendioxid

Kohlendioxid ist auf dem Mars in der festen und gasförmigen Phase stabil und macht mit 95 % den Hauptbestandteil der Atmosphäre aus. Aufgrund der tiefen winterlichen Temperaturen kommt es unter den heute herrschenden Druckbedingungen zur Deposition von Kohlendioxid aus der Atmosphäre in einem Temperaturbereich zwischen 140 K und 150 K. Diese tiefen Temperaturen werden vornehmlich in den jeweiligen Wintern an den Polen erreicht, welches die saisonale Bedeckung weiter Bereiche der Polkappen mit CO_2 -Eis erklärt. Physikalisch kann flüssiges CO_2 auf dem Mars nahezu ausgeschlossen werden, da es nur unter einem Druck von etwa 5 bar in die flüssige Phase übergehen kann. Denkbar wäre eine kurzfristige flüssige Phase bei einem Austritt im Untergrund, die unter lithostatischem Druck in etwa 100 m Tiefe theoretisch möglich wäre.

Ein anderes physikalisch mögliches Phänomen auf dem Mars kann die Bildung von Einschlußverbindungen von Kohlendioxid und Wasser, sogenannten CO_2 -Hydraten ($\text{CO}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$; engl.: clathrate hydrate) sein. Dabei können in Hohlräumen der Kristallgitterstruktur von Kohlendioxid Wassermoleküle eingeschlossen sein. Unter heutigen atmosphärischen Bedingungen auf dem Mars sind CO_2 -Hydrate bei Temperaturen von einigen Grad höher als von reinem CO_2 -Eis stabil.

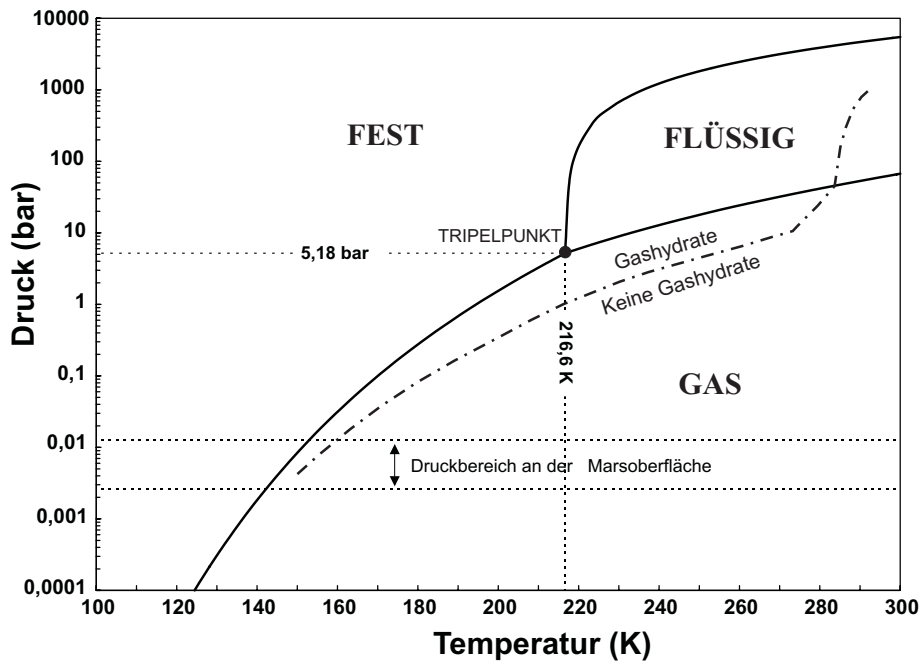


Abb. 35: Phasendiagramm von CO₂ verändert nach *Stewart und Nimmo* (2002).

2.5.5 Klimawandel

Die beschriebenen alten und auch jüngeren morphologischen Formen auf dem Mars deuten darauf hin, daß das Klima auf dem Mars sehr wahrscheinlich Schwankungen unterlegen haben muß, da diese meist nur mit größeren Wassermengen und höheren Temperaturen erklärbar sind. Schwankungen eines Klimas, können - wie auf der Erde auch - durch mehrere Ursachen ausgelöst werden. In Betracht kommen: 1) Periodische Schwankungen der Achsen- und Bahnneigung des Mars, 2) Schwankungen der Mars-Orbit-Exzentrizität, 3) Änderungen des Atmosphärenstaubgehaltes (Vulkanismus und/oder Deflation) und 4) Änderungen der Strahlungsintensität der Sonne.

Jede dieser Änderungen beeinflusst das Klima über die veränderte Sonneneinstrahlung. Die Schwankungen der Achsenneigung des Mars könnte dabei vielleicht der wichtigste Parameter sein, da diese aufgrund der fehlenden Stabilisierung eines Mondes sehr viel größer und chaotischer ausfallen als die der Erde. Die Änderungen von Orbitparametern und der Achsenneigung wurden für den Mars mehrfach modelliert (*Ward, 1992; Laskar und Robutel, 1993; Touma und Wisdom, 1993; Laskar et al., 2002*). Für die letzten 10 Millionen Jahre wird anhand der Modellierungen angenommen, daß sich die Lage der Achse zwischen 13° und 42° mit einer Periode zwischen 10⁵ bis 10⁶ Jahren und einem Amplitudenwechsel von etwa 2 Millionen Jahren änderte. In seiner gesamten Planetengeschichte haben sich die Änderungen der Schiefelage, wegen Resonanzen mit den Bahnparametern anderer Planeten (vor allem mit Jupiter), mit Werten zwischen 0° bis 60° wahrscheinlich chaotischer verhalten (*Ward, 1992; Laskar und Robutel, 1993; Touma und Wisdom, 1993; Bills, 1990; Ward und Rudy, 1991*).