

# Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik

M. Scholz

## Band 3: Struktur planetarer Körper



Eigenschaften planetarer Körper, Innerer Aufbau, Oberflächen, Atmosphäre, Magnetfelder



M.Scholz

## **Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik**

Band 3: Struktur planetarer Körper

Eigenschaften planetarer Körper, Innerer Aufbau, Oberflächen, Atmosphäre, Magnetfelder

E-Book-Ausgabe 2009

Das Werk einschließlich aller seiner Teile ist urheberrechtlich geschützt. Jede Verwertung außerhalb der engen Grenzen des Urheberrechtsgesetzes ist ohne Zustimmung des Autors unzulässig.

Bildnachweis: Wikipedia Commons, NASA, ESA, Autor

Kontakt: [mathias.scholz@t-online.de](mailto:mathias.scholz@t-online.de)

**M.Scholz**

# **Kleines Lehrbuch der Astronomie und Astrophysik**

## **Band 3**

### **Struktur planetarer Körper**

Eigenschaften planetarer Körper, Innerer Aufbau, Oberflächen, Atmosphäre, Magnetfelder

**Ausgabe 2009**

**mathias.scholz@t-online.de**



## INHALTSVERZEICHNIS

<b>PLANETEN UND PLANETENSYSTEME .....</b>	<b>2</b>
EIGENSCHAFTEN PLANETARER KÖRPER.....	2
WAS IST EIN PLANET? .....	3
PHYSIKALISCHE EIGENSCHAFTEN.....	5
<i>Innerer Aufbau</i> .....	6
<i>Innere Energiequellen und Wärmetransport</i> .....	14
<i>Petrologie von Gesteinsplaneten, Planetoiden und Monden</i> .....	19
Die kosmische Elementhäufigkeit.....	20
Gesteinsbildende Minerale .....	22
Gesteine .....	25
<i>Oberflächen</i> .....	31
Impakte .....	35
Tektonische Prozesse, Vulkanismus .....	51
Erosion und Verwitterung .....	61
Benennung von Oberflächenstrukturen .....	64
ATMOSPHÄREN.....	65
<i>Energiebilanz</i> .....	67
Treibhauseffekt und Runaway glaciation .....	69
<i>Planetare Zirkulationssysteme</i> .....	72
<i>Chemische Zusammensetzung und Stabilität</i> .....	74
MAGNETFELDER UND MAGNETOSPHÄREN .....	80
<i>Entstehung planetarer Magnetfelder</i> .....	85
<i>Planetare Magnetfelder im Sonnensystem</i> .....	89

Literatur

Index



## **Vorwort**

Das Ziel dieser mehrbändigen Lehrbuchreihe ist es, grundlegende Erkenntnisse über die Welt außerhalb unserer Erde in systematischer Weise auf einem Niveau, den man im amerikanischen als „undergraduate“ bezeichnen würde, dem Leser näher zu bringen. Dabei wurde sowohl eine gewisse Ausführlichkeit als auch Aktualität (hier etwa 2007) – soweit das bei den einzelnen Themenkomplexen überhaupt möglich ist – angestrebt. Gerade in der Astronomie und Astrophysik beobachtet man gegenwärtig innerhalb kürzester Zeiträume einen enormen Wissenszuwachs, wie man es bei anderen Wissenschaften in diesem Umfang her nur begrenzt kennt. Allein während der Arbeit an dieser Buchreihe erforschte die Raumsonde „Galilei“ das Jupitersystem, erreichte „Cassini“ den Saturn mit seinem komplexen Ringsystem und „Huygens“ die Oberfläche des Saturnmondes Titan; eine ganze Anzahl von „Transplutos“ mit „Eris“ an der Spitze wurden entdeckt, was u.a. dazu führte, daß der neue Begriff „Zwergplanet“ in die astronomische Terminologie eingeführt wurde und die bekannten Merksätze für die Planeten unseres Sonnensystems nur noch bedingt gültig waren und umformuliert werden mußten ...

Während es vor 30 Jahren nicht sonderlich schwierig war, die Anzahl und die Namen der Satelliten der Planeten unseres Sonnensystems aufzusagen, ist das heute längst nicht mehr möglich. Man hat sogar den Eindruck, daß es zunehmend schwieriger wird, für die neuentdeckten Objekte überhaupt Namen zu finden, wie die vielen noch vorläufigen Bezeichnungen der neuentdeckten Jupiter- und Saturnmonde zeigen. Und schließlich soll in diesem Zusammenhang nur noch auf den inflationären Zuwachs an Entdeckungen von Exoplaneten allein im letzten Jahrzehnt hingewiesen werden, die uns viele neue Einsichten in die Struktur und Entstehung von Planeten und Planetensystemen gewährt haben. Gerade an Planeten um weit entfernte Sterne entzündet sich unsere Phantasie, wie die vielen künstlerischen Darstellungen beweisen, die man bei der Recherche im Internet leicht auffinden kann.

Ziel dieser „Einführung“ in die Astronomie und Astrophysik ist es Leser anzusprechen, die einen nicht zu kompakten Einstieg in diese Wissenschaft in deutscher Sprache wünschen und auch daran interessiert sind, an die im Internet oder über Zeitschriften zugängliche Fachliteratur herangeführt zu werden. Angesprochen sind in erster Linie Schüler der Abiturstufe unserer Gymnasien, ihre Lehrer, Studenten der ersten Studienjahre sowie selbstverständlich auch die wachsende Zahl an Liebhaberastronomen (so wie der Autor), die mehr wissen wollen über die Objekte, die sie in ihren „Backyard“- Observatorien oder an Volks- und Schulsternwarten beobachten.

Auf Zitierungen wurde im Text – dem Charakter eines Lehrbuches entsprechend – weitgehend verzichtet. Fachaufsätze lassen sich mittlerweile leicht über Google Scholar oder über das Astrophysics Data System (ADS) recherchieren.

Zum Schluß möchte ich mich noch bei meinem Freunden, Bekannten und Kollegen bedanken, die mich mittelbar und unmittelbar während der Zeit der Erarbeitung dieser Buchreihe unterstützt haben.

M.Scholz

Herbst 2007



# Planeten und Planetensysteme

Das Genre des Science Fiction lebt von der Vorstellung fremder Planeten und ihrer uns Menschen zwar ähnlichen, aber andererseits exotisch aussehenden „Lebensformen“. Dort lassen sich gesellschaftliche und politische Ideen ins Extreme treiben, dort kann man ungestört die Niederungen und Höhen der menschlichen Existenz in mehr oder weniger gelungenen Metaphern ausloten und - wenn die Autoren auch wissenschaftlich interessiert waren - sogar etwas über Astronomie und über Zukunftstechnologien lernen. Nicht ohne Grund hat die Saga „Star Wars“ von GEORGES LUCAS eine riesige Fangemeinde in der ganzen Welt und ist damit zu einem wahrhaft zeitlosen Stück Popkultur geworden. Viele Menschen haben ihre rudimentären astronomischen Kenntnisse gerade aus dieser Art von Filmen oder aus billigen (aber nicht immer schlechten) Science-Fiction-Heften aus dem Zeitschriftenladen nebenan. Dem ist auch nichts einzuwenden. Die Aufgabe von Science Fiction besteht ja nicht darin - wie dieses Lehrbuch - systematisch Wissen zu vermitteln, sondern zu unterhalten, die Phantasie anzuregen und den Blick auf die gesellschaftliche Umwelt zu schärfen. Trotzdem - oder gerade deswegen - gibt es einen Schnittpunkt zwischen den Menschen, die sich für die Wissenschaft Astronomie interessieren und den Menschen, die Science Fiction lieben: die Plätze ihres Wissensdurstes und ihrer Sehnsüchte sind ferne exotische Planeten weit draußen im unbegrenzten Kosmos.

Nur die Wenigsten wissen, daß man an den Anfang dieser literarischen Gattung JOHANNES KEPLER - dem Entdecker der Planetengesetze - setzen sollte, der während seiner Zeit in Prag an einem kleinen Büchlein schrieb, welches vom Traum (*Somnium*) einer Reise zum Mond handelte. Es hat den etwas sperrigen lateinischen Titel „*Somnium seu Opus posthumum de astronomia lunari*“ und wurde erst 1644 „posthum“ von seinem Sohn Ludwig herausgegeben. Sein Ziel sollte es wohl sein, die Leser in Form einer märchenhaften Erzählung mit dem heliozentrischen Weltbild des COPERNICUS vertraut zu machen und zu überzeugen, daß nicht die Erde der Nabel der Welt ist, sondern sich alles um die Sonne dreht.

Nicht nur die Planeten - sondern auch die folgenden Kapitel dieses Buches werden sich um die Planeten unseres Sonnensystems und - zum Abschluß - um Planeten um ferne Sonnen kreisen. Während unser Wissen um die Letzteren mit jeder neuen Entdeckung wächst ist das Wissen um die Planeten unseres eigenen Sonnensystems, ihrer Monde und der vielen anderen Kleinkörper in den letzten Jahren aufgrund der direkten Untersuchung durch interplanetare Forschungssonden so explosionsartig angewachsen, daß hier nur ein relativ grober Überblick über die Ergebnisse dieser wissenschaftlichen Entdeckungsreisen gegeben werden kann. Auf jeden Fall ist das, was die Astronomen in den Weiten des Sonnensystems vorgefunden haben oftmals phantastischer als das es sich ein Science Fiction -Autor hätte ausdenken können...

## Eigenschaften planetarer Körper

Unter Planeten versteht man im engeren Sinn Himmelskörper, die nicht selbst leuchten und einen Stern auf einer Keplerbahn umlaufen (inwieweit und unter welchen Bedingungen langzeitstabile Planetenbahnen bei Doppel- und Mehrfachsternen möglich sind, ist noch nicht abschließend geklärt). Sie können aufgrund ihrer geringen Masse in ihrem Inneren keine Kernfusionsprozesse zünden. Wenn sie trotzdem einen Energieüberschuß abstrahlen (wie z. B. Jupiter), dann entstammt er Kontraktions- bzw. gravitativen Entmischungsprozessen. Unterschreitet die Größe (Masse) eines Planeten einen (willkürlich) festgelegten Wert (z. B. 1000 km), dann spricht man von Planetoiden. Die Entdeckung von Exoplaneten, d.h. von planetaren Körpern außerhalb unseres Sonnensystems, hat die Frage, wie

planetare Körper von anderen kosmischen Objekten (z.B. Zwergsternen) abzugrenzen sind, nicht einfacher gemacht. Vorerst wurde z.B. für Himmelskörper um fremde Sterne, die man u.U. als Planeten ansehen kann, der unverfängliche Name „Planemo“ (für „*planetary mass object*“) eingeführt. Ob sich dieser Begriff durchsetzen wird, ist allerdings noch fraglich.

In unserem Sonnensystem sind nach der neuen Definition der IAU offiziell 8 Planeten bekannt. Pluto wurde 2006 zu einem Zwergplaneten degradiert, was von der astronomischen Gemeinde mit gemischten Gefühlen aufgenommen wurde. Daß es außerhalb der Plutobahn weitere größere massive planetare Objekte gibt, deren Größe Pluto übersteigen (Transpluto), erschien sehr wahrscheinlich und konnte 2005 auch bewiesen werden. Das Objekt 2003 UB313 (jetzt 136199 Eris) ist eindeutig größer als Pluto. Es ist Mitglied einer Gruppe kleinerer Objekte, die den sogenannten Kuiper-Gürtel bilden. Dazu gehören neben Pluto und seinen Mond Charon z.B. Quaoar und Sedna. Die Existenz dieser Himmelskörper führte zu einer nicht nur von Astronomen geführten Diskussion, was denn ein Planet (im Sonnensystem) nun eigentlich sei und wie man ihn definitionsgemäß von anderen Himmelskörpern abgrenzen soll. Über das, was dabei herauskam, wird in den folgenden Kapiteln zu berichten sein.

Planeten scheinen zur gewöhnlichen Bevölkerung des Kosmos zu gehören. Ihr Nachweis bei benachbarten Sternen ist jedoch äußerst schwierig, da sie erstens recht nahe an ihrem Mutterstern stehen und zweitens von ihm hoffnungslos überstrahlt werden. Eine direkte optische Identifikation ist deshalb z.Z. noch nicht möglich (Ausnahme GQ Lupi, der offensichtlich einen optisch auflösbaren lichtschwachen Begleiter besitzt, NEUHÄUSER, WUCHTERL 2005). Aber auch hier werden technologische Fortschritte in der Beobachtungstechnik (z.B. weltraumgestützte optische Interferometer) bald Abhilfe schaffen. Trotz dieser Schwierigkeiten ist es mittlerweile gelungen, eine ganze Anzahl extrasolarer Planeten mit Hilfe indirekter Nachweismethoden aufzufinden. Ende des Jahres 2008 waren bereits über 245 extrasolare Planetensysteme mit insgesamt 303 Planeten bekannt, wobei es sich dabei überwiegend um Riesenplaneten handelt, deren Masse die Jupitermasse übersteigt. Besonders bei sehr massiven Planeten ist die meßtechnische Abgrenzung zu Braunen Zwergsternen nicht ganz unproblematisch. Braune Zwerge verraten sich z. B. durch ihre Masse (zwischen 13 und 80 Jupitermassen) und spektroskopisch durch Linien, die mit Lithium und Methan in Zusammenhang gebracht werden. Aber gerade diese Parameter sind mit der notwendigen Genauigkeit nur schwer zu messen. Nähere Informationen darüber, wie man extrasolare Planeten aufspürt, ist in Kapitel 6.9.1. beschrieben.

Sehr überraschend für die Astronomen war die Entdeckung von drei Planeten um den Millisekundenpulsar PSR 1257+12 durch ALEKSANDER WOLSCZCAN und DALE FRAIL im Jahre 1992. Sie zeigt, daß man auch bei diesen exotischen Objekten mit Planetensystemen rechnen muß. Es stellt sich jedoch die Frage, ob es sich dabei um Planeten handelt, welche die Supernovaexplosion, die zur Entstehung des Pulsars geführt hat, überlebt haben oder ob sie erst später eingefangen wurden.

## Was ist ein Planet?

Seitdem extrasolare „Planeten“ in immer größerer Zahl gefunden werden, ist die Frage, wie man insbesondere Großplaneten von Sternen sehr geringer Masse abgrenzen soll, sehr aktuell geworden. Die ursprüngliche Definition eines Planeten (von griech. *αστερες πλανηται* - d. h. Irrstern oder Wandelstern) hat sich natürlicherweise an den Vorbildern des Sonnensystems orientiert. Als Sterne werden allgemein Himmelskörper bezeichnet, die im Inneren eine Energiequelle besitzen, die auf dem Prinzip der Kernfusion beruht. Die Frage ist, ab welcher Masse ein aus einer interstellaren Gas- und Staubwolke „auskondensierter“ Himmelskörper zu einem Stern wird – genauer – zu einem Braunen Zwergstern. Detaillierte Computersimulationen weisen darauf hin, daß mindestens (unterste theoretische Grenze) 10-13 Jupitermassen notwendig sind, um zumindest das „Deuteriumbrennen“ für

eine kurze Zeitdauer zu zünden. Die dabei freigesetzte Energie reicht jedoch nicht aus, den Kontraktionsprozeß des Protostern zu stoppen. Er wird also weiterhin einen Teil seines Energiehaushalts durch freiwerdende potentielle Gravitationsenergie decken müssen. Die Abgrenzung massereicher Planeten zu massearmen Braunen Zwergsternen erweist sich aus diesem Grund als schwierig – insbesondere, wenn sie Begleiter eines normalen Hauptreihenstern sind - da sie sich wegen der geringen Helligkeit und aufgrund des geringen Abstandes zum Mutterstern spektroskopisch so gut wie nicht untersuchen lassen. Vereinfacht kann man sagen, daß ein Brauner Zwerg ein verhinderter Stern ist, der nicht in der Lage ist, genügend Energie aufzubringen, um seine Leuchtkraft über einen längeren Zeitraum konstant zu halten. Planeten sind dann Himmelskörper, die nicht einmal in der Lage sind - zumindest für kurze Zeit in ihrer Entwicklungsgeschichte - Deuterium zu verbrennen (im Sinne von Kernfusion). Diese Definition trägt auch den Umstand Rechnung, daß man vor einigen Jahren im Bereich des Pferdekopfnebels (Sternbild Orion) in einem ca. 1 bis 5 Millionen Jahren alten Sternhaufen Objekte sehr geringer Helligkeit gefunden hat, die für Braune Zwerge zu schwach sind und deshalb für herumvagabundierende Planeten („Irrsterne!“) gehalten werden. Das bedeutet, daß man sich von dem Merkmal, daß Planeten sich immer um einen Mutterstern bewegen, verabschieden muß. In letzter Zeit scheinen sich für frei herumvagabundierende planetare Körper die Begriffe „*free floaters*“ bzw. „Planetare“ einzubürgern. Ihre Masse liegt irgendwo zwischen 5 und 13 Jupitermassen. Wie sie entstanden sind, ist noch weitgehend unklar. Auf jeden Fall scheinen sie noch recht jung zu sein, was ihre relativ hohen Oberflächentemperaturen verraten.

Neben dem Energiehaushalt lassen sich auch noch andere Ansätze zur Abgrenzung von Planeten zu Sternen und zu – in diesem Sinne nichtplanetaren Kleinkörpern - finden. So kann man den Umstand, daß planetare Körper einen differenzierten „geologischen“ Aufbau besitzen, also z. B. einen festen oder flüssigen Kern sowie Mantel und Kruste, zur Bestimmung einer unteren Grenzmasse verwenden. Um eine solche Struktur auszubilden, muß der Planet wenigstens einmal in seiner Geschichte aufgeschmolzen sein und dazu ist wiederum eine Mindestgröße notwendig, damit er nicht zu schnell abkühlt. Auch sollte die Eigengravitation des Himmelskörpers groß genug sein, um ihn in eine weitgehend runde Form zu zwingen.

Vom planetologischen Standpunkt ist selbst die Abgrenzung zu großen Monden problematisch, wenn man den kinematischen Ansatz (Monde sind Himmelskörper, die sich um einen Planeten bewegen) außer acht läßt. Und es gibt auch Planetoiden, die kugelförmig sind und deshalb mit hoher Wahrscheinlichkeit einmal aufgeschmolzen waren. Heute nennt man derartige Objekte im Sonnensystem „Zwergplaneten“.

Bleiben noch die Kuiper-Objekte. Als im Frühjahr 2005 die Mitteilung durch die Presse ging, daß ein neuer, jetzt 10. Planet im Sonnensystem entdeckt wurde, ist die Diskussion wieder angeheizt worden, ob man Pluto überhaupt noch weiterhin „Planet“ nennen darf. Zwar weiß man schon seit langen, daß Pluto ein besonders stattlicher „Kuiperoid“ ist, aber offiziell getraute man sich anfänglich nicht, ihm den Status „Großer Planet“ abzuerkennen (vielleicht weil er von einem Amerikaner, CLYDE W. TOMBAUGHT (1906-1997) 1930 entdeckt wurde und die maßgeblichsten Astronomen der Jetztzeit Amerikaner sind ...). 2003 UB313 (jetzt offiziell 136199 Eris) ist aber eindeutig größer als Pluto (wahrscheinlich um die 2500 km, Pluto 2390 km). Also mußte man ihn - um nicht mit zweierlei Maß zu messen - entweder den Großen Planeten zuordnen oder Pluto degradieren. Man hat sich am 24. August 2006 in Prag zum Abschluß der IAU-Tagung für Letzteres entschieden (vielleicht um nicht bei jeder neuen Entdeckung eines „großen“ Kuiper-Objekts die Diskussion von neuem beginnen zu müssen). Pluto ist demnach ein Zwergplanet. Bei der neuen Definition der Himmelskörper im Sonnensystem hat man genaugenommen „extrasolare Planeten“ außen vor gelassen. Für sie gilt weiterhin die pragmatische Definition, daß ein Planet ein Himmelskörper ist, der wie ein Planet aussieht, wie ein Planet aufgebaut ist und sich auch sonst wie ein Planet verhält.

### **Definition von „Planet“ im Sonnensystem, so wie von der IAU 2006 in Prag beschlossen**

Nach dem Originalwortlaut

Beobachtungen der jüngsten Zeit verändern unser Verständnis von Planetensystemen, und es ist wichtig, daß unsere Nomenklatur der Objekte unser gegenwärtiges Verständnis widerspiegelt. Das gilt besonders für die Bezeichnung „Planet“. Das Wort „Planet“ bedeutete ursprünglich „Wanderer“, die nur als bewegliche Lichter am Himmel bekannt waren. Jüngste Entdeckungen veranlaßten uns dazu, eine neue Definition zu schaffen, die wir auf Basis des gegenwärtig verfügbaren Wissens formulieren können.

Die IAU beschließt daher, daß „Planeten“ und andere Himmelskörper in unserem Sonnensystem wie folgt in drei verschiedene Kategorien unterteilt werden:

1. Ein Planet ist ein Himmelskörper, der a) sich in einer Umlaufbahn um die Sonne befindet, b) über ausreichend Masse verfügt, damit seine Eigengravitation die Festkörperkräfte überwindet, sodaß er sein hydrostatisches Gleichgewicht (mit nahezu runder Form) einnimmt, und c) die Umgebung seiner Umlaufbahn gereinigt hat.
2. Ein „Zwergplanet“ ist ein Himmelskörper, der a) sich in einer Umlaufbahn um die Sonne befindet, b) über ausreichend Masse verfügt, damit seine Eigengravitation die Festkörperkräfte überwindet, sodaß er sein hydrostatisches Gleichgewicht (mit nahezu runder Form) einnimmt, c) die Umgebung seiner Umlaufbahn nicht gereinigt hat und d) kein Mond ist.
3. Alle anderen Objekte mit Ausnahme von Satelliten, die sich in einer Umlaufbahn um die Sonne befinden, werden gemeinsam als „Kleinkörper“ des Sonnensystems bezeichnet.

Die IAU beschließt ferner, daß Pluto (...) ein Zwergplanet ist und als Prototyp einer neuen Kategorie von transneptunischen Objekten anerkannt wird.

## **Physikalische Eigenschaften**

Planeten lassen sich wie jedes andere Objekt unserer irdischen oder kosmischen Umgebung physikalisch auf unterschiedlichen Abstraktionsniveaus beschreiben. Während es für einen Himmelsmechaniker ausreicht, von einer Punktmasse auszugehen, die sich nach den Gesetzen der allgemeinen Gravitation um eine weitere, viel größere Punktmasse bewegt, wäre ein (Planeten-) Geologe von dieser Vorstellung eines Planeten tief betrübt, da diese Abstraktion ihm seine Arbeitsgrundlage entziehen würde. Während die Astronomen des Altertums noch von den Bewegungen der Planeten am Sternhimmel fasziniert waren, muß man heute schon die Nahaufnahmen interplanetarer Raumsonden bemühen, um bei den meisten Menschen wenigstens etwas an Interesse hervorzurufen.

Offensichtlich gibt es zur Beschreibung der Körper des Sonnensystems und der Planeten für jede Abstraktionsstufe Parameter, die - aufeinander aufbauend - ein immer detailliertes Bild des jeweiligen Himmelskörpers liefern. Heute im Zeitalter der Naherkundung von Planeten, Planetoiden, Monden und Kometen spielen selbstverständlich die Parameter, die den physischen Aufbau dieser Objekte beschreiben und aus denen man etwas über ihre Entstehung und Entwicklung herauslesen kann, eine größere Rolle als z.B. ihre Bahndaten. Aber das eine ist ohne das andere nicht zu haben. Erst die Anstrengungen der Himmelsmechaniker erlauben es unseren Forschungssatelliten, die Objekte unseres Interesses auch direkt zu erreichen. Daß das dabei mittlerweile fast immer gelingt, ist keine

Selbstverständlichkeit wenn man sich einmal die Entfernungen vor Augen führt, die uns von den übrigen Planeten unseres Sonnensystems trennen.

In den folgenden Abschnitten soll ein Überblick über die grundlegenden physikalischen (und auch geologischen) Eigenschaften planetarer Körper gegeben werden. Das betrifft im Wesentlichen den inneren Aufbau, die Morphologie und Entstehung von Oberflächenstrukturen von Gesteinsplaneten und Monden, den grundsätzlichen Aufbau ihrer Atmosphären (wenn vorhanden) und die Struktur von intrinsischen Magnetfeldern, über die man etwas über den Aufbau der Planeten erfahren kann. Detailliertere und objektbezogene Beschreibungen sind dagegen den Einzeldarstellungen der Objekte im Sonnensystem vorbehalten.

Antike bis zum Beginn der Neuzeit	Planeten sind leuchtende „Punkte“, die sich auf komplizierten Bahnen an der Himmelssphäre bewegen; zuerst geozentrisches, dann heliozentrisches Weltsystem; Entdeckung der Planetengesetze durch Kepler, später Entwicklung und Ausarbeitung einer Himmelsmechanik auf der Grundlage der Newtonschen Mechanik
Einsatz von Fernrohren ab dem 17. Jhd.	Planeten sind zum ersten Mal als Scheibchen und z.T. sogar mit Strukturen sichtbar (Venusphasen, Saturnring, Jupiterstreifen, Mars-flecke). Man kann ihre Größen bestimmen und erkennt die prinzipielle Ähnlichkeit mit der Erde.
18.- Beginn des 20. Jhd.	Bestimmung erster physikalischer Parameter (Rotationsdauer, Lage der Rotationsachse, Abplattung, Massen); Spektroskopische Untersuchungen, Detailliertere Kartographierungen anhand von visuellen Beobachtungen (insbesondere Mars - „Marskanäle“)
20.- 21. Jhd.	Anwendung der Methoden der Physik und Astrophysik auf die Objekte des Sonnensystems; Seit Mitte des 20.Jhd. Beginn der Fernerkundung von Mond und Planeten mittels interplanetarer Forschungs sonden. Der Erkenntniszuwachs ist so enorm, daß sich die Planetologie als neue Forschungsdisziplin etabliert. Besondere Forschungsschwerpunkte stellen dabei die Planeten Venus, Mars, Jupiter und Saturn (inklusive ihrer Satellitensysteme) dar.

### Innerer Aufbau

Planeten erzeugen nach Definition in ihrem Inneren keine Energie durch Kernfusionsprozesse. Dazu ist ihre Masse zu gering. Erst ab einer Masse von  $0.072 M_{\odot}$  setzt die Fusion von Deuterium ein, die einige  $10^8$  Jahre anhalten kann.

Damit der Planet trotzdem im hydrostatischen Gleichgewicht verbleibt, muß der Gegendruck zu der nach innen gerichteten Schwerkraft durch eine i.d.R. nichtthermische Druckkomponente aufgebracht werden. Das ist bei Planeten z. B. der Druck eines Festkörpers oder der einer weitgehend inkompressiblen Flüssigkeit der Dichte  $\rho$ . Die Gleichgewichtskonfiguration für eine nichtrotierende und keinen äußeren Kräften ausgesetzten Flüssigkeit ist eine Kugel. Bezeichnet man mit  $R$  den Radius

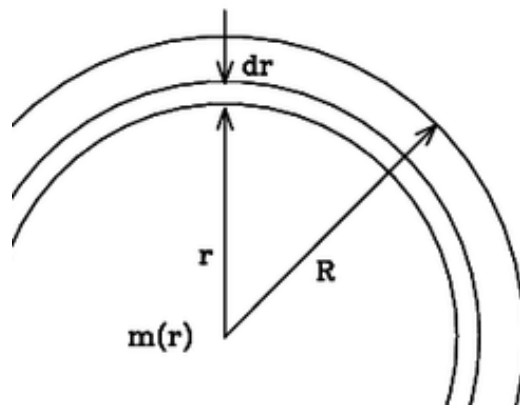
dieser Kugel und mit  $\rho(r)$  die radiale Dichteverteilung, dann kann man durch Integration folgender Differentialgleichung die radiale Masseverteilung  $m(r)$  berechnen:

$$\frac{dM(r)}{dr} = 4\pi r^2 \rho(r) \quad [1.1]$$

Die Schwerebeschleunigung  $g$  ist nach dem Newtonschen Gravitationsgesetz eine Funktion von  $M(r)$  so daß sich die dynamischen Grundgleichung

$$-dp dA = \rho(r) dA dr \frac{GM(r)}{r^2} \quad [1.2]$$

schreiben läßt.  $dA dr$  ist das Volumenelement, das sich aus der Multiplikation der Grundfläche  $dA$  mit der Höhe  $dr$  ergibt.  $dp$  ist dann offensichtlich eine Druckänderung (Druck=Kraft / Fläche).



Durch Umschreiben von (1.2) erhält man die Gleichung für das hydrostatische Gleichgewicht eines Planeten mit der radialen Dichtefunktion  $\rho(r)$  und der radialen Masseverteilung  $M(r)$  :

$$\frac{dp}{dr} = -\rho(r) \frac{GM(r)}{r^2} \quad [1.3]$$

Die Dichtefunktion und die radiale Masseverteilung sind besonders bei den erdähnlichen Planeten nur schwer zu bestimmen. Bei Erde und Mond können dafür seismische Verfahren angewendet werden. In allen anderen Fällen helfen Modellvorstellungen weiter, die auf dem Verhalten fester (und flüssiger) Körper bei hohem Druck beruhen. Was aus Beobachtungen und Messungen relativ einfach abzuleiten ist, ist die Gesamtmasse  $M$  und die mittlere Dichte  $\rho$  eines Planeten. In einer ersten Näherung kann man deshalb von einer konstanten Dichtefunktion ausgehen, wodurch (1.3) sehr leicht zu integrieren ist.

In diesem Fall ergibt sich die Massefunktion zu:

$$M(r) = \frac{4}{3} \pi r^3 \rho \quad [1.4]$$

Der Druck im Zentrum des Planeten liegt dann bei

$$p_c = -\frac{4}{3} \pi G \rho^2 \int_0^R r dr = \frac{2}{3} \pi G \rho^2 R^2$$

Die wahre Dichtefunktion der festen Materie der erdähnlichen Planeten ist ein Resultat eines über Jahrmillionen andauernden Differentiationsprozesses. Stoffe mit hoher Dichte sammelten sich im Kernbereich an (z. B. Metalle wie Eisen und Nickel), Stoffe mit mittlerer Dichte im Mantelbereich während die leichteren Silikate die darüber liegende Lithosphäre bildeten. Auf diese Weise entstanden Schalen, in denen sich die Dichte und die Elastizitätseigenschaften der sie bildenden Minerale und Metalle nur geringfügig ändern. Von Schale zu Schale beobachtet man dagegen Dichtesprünge, aus der man auf eine plötzliche Änderung der chemischen Zusammensetzung bzw. der kristallinen Strukturen der am Aufbau beteiligten Minerale schließen kann. Seit dem Anfang des 20. Jahrhunderts weiß man aus der genauen Analyse von Erdbebenwellen, daß es im Erdinneren mehrere derartige Diskontinuitätsflächen gibt. Die bekanntesten sind die Mohorovičić-Diskontinuität (Grenze zwischen Erdkruste und oberem Erdmantel), die Wiechert-Gutenberg-Diskontinuität (Kern-Mantel-Grenze) und die Lehmann-Diskontinuität (210 km –Diskontinuität) im Bereich des oberen Erdmantels. Bei den anderen erdähnlichen Planeten erwartet man Diskontinuitätsflächen. Sie sind freilich erst nachweisbar wenn es gelingt – z.B. auf dem Mars – Seismometer zum Einsatz zu bringen und eventuell vorhandene Erdbeben aufzuzeichnen.

Dichtebereich [kg / m <sup>3</sup> ]	Material
8000	Eisenmetalle (Eisen und Nickel)
4500 - 6000	Eisenreiche Minerale
2800 - 3900	Vulkanisches Gestein und Silikate
1000	Eis

Aus der genauen Bestimmung der Ausbreitungsgeschwindigkeit der Erdbebenwellen als Funktion der Tiefe lassen sich die Elastizitätskonstanten und die Dichte der entsprechenden Gesteinsschichten bestimmen. Wenn man die Dichtefunktion kennt, kann man wiederum leicht mit (1.3) die Veränderungen des Druckes und der Schwerkraft mit der Tiefe berechnen. Außerdem läßt sich indirekt auf die chemische bzw. mineralogische Zusammensetzung der einzelnen Schichten schließen.

Leider ist diese Methode auf die Erde und (seit den Apollo-Missionen) auf den Mond beschränkt. Zwar hatten die Lander der Venussonde Venera 9 (1975) und auch Viking 1 (1975) Seismometer an Bord. Aber entweder fielen sie aus oder die Meßzeit war zu kurz, um zu brauchbaren Ergebnisse zu gelangen (Venus). Aus diesem Grund ist der innere Aufbau von Merkur, Venus und Mars nur sehr unsicher bekannt.

Weitere Informationen über den inneren Aufbau eines Planeten erhält man aus

- Rotationsparametern /Abplattung
- Trägheitsmoment (hängt von der Masseverteilung im Innern ab)
- Gravitationsfeldmessungen (z. B. aus der Analyse der Flugbahnen interplanetarer Raumsonden)
- Magnetfeld (permanentes oder induziertes, letzteres gibt Hinweise darauf, daß es im Innern des Planeten aufgeschmolzene Bereiche gibt; bei Riesenplaneten eventuell supraleitfähige Schichten aus metallischen Wasserstoff)
- Wärmefluß (kann Hinweise auf interne Wärmequellen, z. B. radioaktiven Zerfall, liefern; bei Riesenplaneten Energieexzess durch Kontraktion)

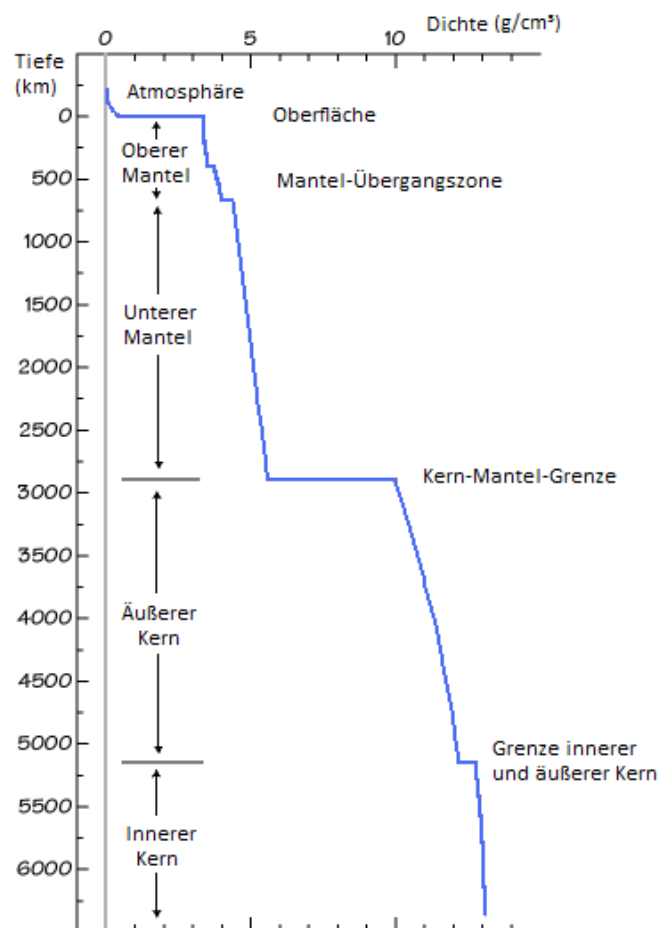
Aus dem Trägheitsmoment eines Planeten lassen sich begrenzt Informationen über die Masseverteilung in seinem Inneren gewinnen. Bezeichnet man mit  $\rho$  die Dichte eines Volumenelements  $dV$ , dann gilt für das Trägheitsmoment  $I$  folgende Beziehung:

$$I = \int \rho x^2 dV \quad [1.6]$$

$x$  bezeichnet dabei den senkrechten Abstand von  $dV$  in bezug auf eine festgelegte Achse. Bei Planeten wird man als Achse zweckmäßigerweise die Rotationsachse verwenden. Das auf diese Weise definierte Trägheitsmoment bezeichnet man auch als polares Trägheitsmoment  $I_p$ . Es hängt entscheidend von der Dichteverteilung im Innern des Planeten ab und kann aus dem Präzessionsverhalten eines Planeten (Kreisel) bzw. aus seiner Abplattung abgeleitet werden. Zur allgemeinen Charakterisierung eines Planeten wird häufig die Größe

$$K = \frac{I_p}{M R^2} \quad [1.7]$$

verwendet:  $K$  ist der sogenannte Trägheitsfaktor. Seine Größe gibt darüber Auskunft, wie stark die Masse in Richtung Zentrum eines Planeten konzentriert ist.



Dichtefunktion  $\rho(r)$  für das Innere des Planeten Erde. Sie läßt sich aus seismischen Daten bestimmen. Deutlich sind die Dichtediskontinuitäten zu erkennen, wo sich die Stoffeigenschaften radikal ändern.

Dichteverteilung	K
Konstante Dichteverteilung	0.4
Dichte nimmt von Innen nach außen zu	>0.4
Dichte nimmt von Außen nach Innen zu	<0.4
Masse vollständig im Zentrum konzentriert	0
Masse vollständig in einer äußeren Schale konzentriert	0.67

Man beachte jedoch, daß der Wert K i. A. nicht eindeutig durch eine bestimmte Dichteverteilung gegeben ist. Verschiedene Dichteverteilungen können durchaus zum gleichen Trägheitsfaktor führen.

Unter der Abplattung eines Planeten versteht man die Größe

$$\frac{\text{Äquatordurchmesser} - \text{Poldurchmesser}}{\text{Äquatordurchmesser}}$$

[1.8]

Sie ist ein Maß dafür, wie stark die Form eines Planeten von der idealen Kugelform abweicht. Die Riesenplaneten sind am stärksten abgeplattet, da sie sehr schnell rotieren und eine mächtige Gashülle besitzen (deshalb liegt K auch in etwa bei 0.25).

Folgende Tabelle gibt K für einige Planeten und Monde des Sonnensystems an:

Objekt	K	Abplattung	$J_2$
Merkur	0.33	0.0000	$6.0 \cdot 10^{-5}$
Venus	0.33	0.0000	$4.5 \cdot 10^{-6}$
Erde	0.3308	0.0035	$1.082 \cdot 10^{-2}$
Mars	0.365	0.0065	$1.960 \cdot 10^{-3}$
Jupiter	0.264	0.0649	$1.474 \cdot 10^{-2}$
Saturn	0.21	0.0980	$1.630 \cdot 10^{-2}$
Uranus	0.23	0.0229	$3.343 \cdot 10^{-3}$
Neptun	0.29	0.0171	$3.411 \cdot 10^{-3}$
Erdmond	0.394	0.0012	
Io	0.378	-	-
Europa	0.347	-	-
Ganymed	0.311	-	-
Kallisto	0.358	-	-

### Bestimmung der Struktur des Gravitationsfeldes eines Planeten durch Doppler-Tracking

Das Gravitationsfeld eines rotierenden planetaren Körpers, welches sich unter dem Einfluß der Eigengravitation einstellt, ist bekanntlich komplexer als das eines statischen, nichtrotierenden Körpers. Es läßt sich nicht mehr durch ein Potential der Form

$$V(r, r > R) = -\frac{GM}{r} \quad R = \text{Planetenradius, } M = \text{ Planetenmasse} \quad (a)$$

darstellen. Durch die Rotation (und die dabei auftretenden Fliehkräfte, die das Gravitationsfeld modifizieren) geht die Kugelform (das ist die hydrodynamische Gleichgewichtsfigur, die dem Potential (a) entspricht) mit steigender Rotationsfrequenz in die Form eines abgeplatteten Rotationssphäroids über. Bei realen Himmelskörpern treten dabei noch weitere Abweichungen von der idealen hydrodynamischen Form auf, die von der Masseverteilung in deren Inneren (ausgedrückt durch die Trägheitsmomente entlang der Hauptachsen) abhängen. Formal gilt dann für das Potential im Außenraum eines Planeten (in Kugelkoordinaten mit der z-Achse in Richtung des Nordpols):

$$V(r, r > R) = -\frac{GM}{r} \left( 1 - \sum_{n=2}^{\infty} \left( \frac{R}{r} \right)^n J_n P_n(\cos \vartheta) + \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=1}^n P_{nm}(\cos \vartheta) \left( \frac{R}{r} \right)^n (C_{nm} \cos m\lambda + S_{nm}) \right) \quad (b)$$

$P_n$  und  $P_{nm}$  Legendre-Polynome

Im Allgemeinen reicht es aus, das Potential bis zu  $n=2$  zu bestimmen, um über die Werte der Multipolmomente  $J_2, C_{22}$  und  $S_{22}$  Aussagen über die Masseverteilung im Planeteninneren zu gewinnen. Das ist möglich, da sie mit den Hauptträgheitsmomenten des Planeten verknüpft sind. Im Idealfall einer homogenen rotierenden Flüssigkeitskugel sind die Koeffizienten  $C_{nm} = S_{nm} = 0$  und aus (b) ergibt sich im Abstand  $r=R$  (d.h. der Planetenoberfläche) eine Äquipotentialfläche der Form

$$r(R, \vartheta) = R \left( 1 - \frac{2(R_{Pol} - R_{Äq})}{3R_{Pol}} P_2(\cos \vartheta) \right) \quad (c)$$

Bei Planeten, die genügend schnell rotieren (bei den inneren Planeten sind das Erde und Mars; alle Riesen- und Großplaneten), können die Koeffizienten  $C_{22}$  und  $S_{22}$  in erster Näherung vernachlässigt werden, da sie in Gesteinsplaneten im Wesentlichen nur von lokalen Massekonzentrationen im oberen Krustenbereich abhängen und sie im Vergleich zu  $J_2$  sehr klein sind. Um Aussagen über die Masseverteilung im Planeteninneren zu erhalten, reicht es deshalb aus, den Koeffizienten  $J_2$  möglichst genau zu vermessen. Er ist mit den Hauptträgheitsmomenten  $I_A, I_B$  und  $I_p$  über die Beziehung

$$J_2 = \frac{\left( I_p - \frac{I_A + I_B}{2} \right)}{MR_{Pol}^2} \quad \text{und (wegen } I_A = I_B \text{ für ein Ellipsoid)} \quad J_2 = \frac{I_p - I_A}{MR_{Pol}^2} \quad (d)$$

verknüpft, wobei  $p$  die Hauptträgheitsachse in Richtung der Rotationsachse indiziert. Das dazugehörige Trägheitsmoment

$$I_p = \frac{8\pi}{3} \int_0^R r^4 \rho(r) dr \quad (e)$$

wird deshalb auch als polares Trägheitsmoment bezeichnet. Dessen numerischer Wert hängt von der radialen Dichteverteilung im Innern des Planeten ab und beträgt (siehe Trägheitsfaktor (1.7)) für einen homogen aufgebauten Planeten 0.4. Abweichungen von diesem Wert lassen z.B. auf einen schalenartigen Aufbau mit einer zentralen Massenkonzentration schließen. Der Trägheitsfaktor für die Erde beträgt z.B. 0.3308.

Bei der praktischen Bestimmung der Abweichungen des Gravitationsfeldes vom Potential (a) mißt man die Beschleunigungen  $g'$ , die z.B. auf einen den Planeten umlaufenden künstlichen Satelliten wirken:

$$g' = -\text{grad} V(r) = g + \Delta g \quad \text{mit} \quad g = \frac{GM}{r^2} \quad \text{und} \quad \Delta g \sim J_2 \left( \frac{GMR^2}{r^4} \right) f(\vartheta) \quad (f)$$

wobei  $f(\vartheta)$  das breitenabhängige Zentrifugalpotential darstellt.

Bei der technischen Umsetzung nutzt man den Dopplereffekt aus, weshalb dieses spezielle Remote-Sensing-Verfahren auch Doppler-Tracking genannt wird. Man benötigt dazu einen Satelliten mit genau bekannter Bahnlage um den zu untersuchenden Planeten, der in stetiger Folge Radioimpulse aussendet. Diese Signale werden auf der Erde in hoher zeitlicher Auflösung von Radioteleskopen registriert und aufgezeichnet. Aufgrund der Bahnbewegung und der sich dabei ändernden Relativgeschwindigkeit zwischen Satellit und Erde kommt es beim gemessenen Signal zu einer Frequenzänderung in Bezug auf das stabile Ausgangssignal. Aus diesen Frequenzverschiebungen, die sehr genau gemessen werden können (Geschwindigkeitsänderungen können im Millimeter pro Sekunde-Bereich ermittelt werden), lassen sich die Beschleunigungen am Ort des Satelliten errechnen und daraus wiederum die ersten Terme (insbesondere  $J_2$ ) des Gravitationspotentials.

Bei der Erde wird oft auch das 2-Wege Doppler-Tracking-Verfahren angewendet. Dabei werden Radiosignale bekannter Frequenz direkt zum Satelliten gesendet und anschließend das dopplerverschobene reflektierte Signal wieder empfangen. Durch Messungen dieser Art konnte sehr genau die Form der Erde – d.h. des Geoids – bestimmt werden.

Wie (d) zeigt, reicht die Kenntnis von  $J_2$  allein noch nicht aus, um  $I_p$  zu bestimmen. Die unbekannte Größe, die noch zu eliminieren ist, ist das äquatoriale Trägheitsmoment  $I_A$ . Es läßt sich entweder näherungsweise aus den Rotationsparametern des Planeten bestimmen (was zur Darwin-Radau-Beziehung führt) oder aus dessen Präzessionsverhalten. Unter der Annahme, daß die Präzession der Rotationsachse nur durch die Sonne verursacht wird (wie das z.B. beim Mars der Fall ist), gilt für die Präzessionsfrequenz:

$$\omega_{pr} = \frac{3}{2} \frac{\omega_{Bahn}^2}{\omega_{rot}} H \cos \varepsilon \quad (g)$$

Die Größe  $H$  wird als Präzessionskonstante bezeichnet. Sie ist über die Beziehung

$$H = \frac{I_p - I_A}{I_p} \quad (\text{für ein Rotationsellipsoid}) \quad (h)$$

mit dem polaren und äquatorialen Trägheitsmoment verbunden. Bei der Erde ist diese Größe natürlich mit genügend hoher Genauigkeit bekannt. Beim Mars konnte die Präzessionskonstante im Rahmen der Mars Pathfinder-Mission 1997 bestimmt werden. Es ergab sich dabei ein Trägheitsfaktor von 0.365.

Der Aufbau erdähnlicher Planeten wird in erster Näherung gut durch das sogenannte Zweischalenmodell beschrieben. Man denkt sich dabei den Planeten aus einem dichten Kern und aus einem weniger dichten Mantel aufgebaut. Die Kernmasse läßt sich dann folgendermaßen abschätzen:

$$M_{Kern} = \frac{4}{3} \pi R_{Kern}^3 \rho_{Kern} \quad [1.9]$$

Der Mantel enthält demnach folgende Masse:

$$M_{Mantel} = \frac{4}{3} \pi (R_{Planet}^3 - R_{Kern}^3) \rho_{Mantel} \quad [1.10]$$

Die Gesamtmasse (ein Beobachtungsparameter) ist

$$M_{Planet} = M_{Kern} + M_{Mantel} = \frac{4}{3} \pi R_{Planet}^3 \rho \quad [1.11]$$

wobei  $\rho$  die mittlere Dichte des gesamten Planeten (auch ein Beobachtungsparameter) bezeichnet.

Mit  $x = R_{Kern} / R_{Planet}$  erhält man aus (1.11) durch Substitution mit (1.9) und (1.10) für den Teil  $x$  von  $R_{Planet}$ , der auf den Kern entfällt:

$$x = \sqrt[3]{\frac{\rho - \rho_{Mantel}}{\rho_{Kern} - \rho_{Mantel}}} \quad [1.12]$$

Wegen der Bedingung des hydrostatischen Gleichgewichts muß  $\rho_{Kern}$  größer als  $\rho_{Mantel}$  sein. Von der Erde weiß man, daß der Kern aus einem Gemenge von Eisen und Nickel mit einer Dichte von ca. 8000 kg / m<sup>3</sup> besteht, eine Annahme, die man auch auf die anderen erdähnlichen Planeten übertragen kann (sie entstanden ja ungefähr im gleichen Bereich des Urnebels). Als Hauptbestandteil des Mantels lassen sich aus den gleichen Gründen Gesteine mit einer Dichte von ungefähr 3300 kg / m<sup>3</sup> ansetzen. Mit diesen Werten und den beobachteten Planetenmassen- und Radien kann mit (1.12) die ungefähre Kerngröße abgeschätzt werden:

Planetarer Körper	$M_{Planet}$ [10 <sup>24</sup> kg]	$R_{Planet}$ [km]	$\rho$ [kg/m <sup>3</sup> ]	$R_{Kern}$	$R_{Kern} / R_{Planet}$
Merkur	0.33	2440	5427	1805	0.74
Venus	4.87	6050	5243	3267	0.54
Erde	5.98	6370	5515	3440	0.54
Erdmond	0.073	1740	3350	226	0.13
Mars	0.64	3390	3933	1695	0.50

### Trägheitsmoment im Zweischalenmodell

Für den Fall, daß die Masse eines Planeten in zwei Schalen unterschiedlicher (konstanter) Dichte untergebracht ist, kann das Trägheitsmoment  $I$  folgendermaßen berechnet werden:

$$I = \left(\frac{2}{5}\right) \left(\frac{4\pi}{3}\right) (\rho_{Kern} R_{Kern}^5 + \rho_{Mantel} R_{Planet}^5 - \rho_{Mantel} R_{Kern}^5)$$

$$= \left(\frac{8\pi}{15}\right) R_{Planet}^5 \left[ \rho_{Kern} \left(\frac{R_{Kern}}{R_{Planet}}\right)^5 + \rho_{Mantel} \left(1 - \left(\frac{R_{Kern}}{R_{Planet}}\right)^5\right) \right]$$

Indem man  $I$  experimentell bestimmt (z.B. mit Hilfe von Satelliten), läßt sich aus den Abweichungen des gemessenen Trägheitsmoments vom „Idealfall“ auf die Verteilung der Masse innerhalb des planetaren Körpers schließen. Solch ein Verfahren wurde erfolgreich z.B. beim Mars angewendet. Die Informationen über das Trägheitsmoment konnte man aus Satellitenmessungen der Präzessions- und Nutationsrate des Planeten ableiten und damit letztendlich Informationen über den Radius des Planetenkerns erhalten.

Die Stabilität der Riesenplaneten wird natürlich auch vom hydrostatischen Gleichgewicht zwischen der nach innen gerichteten Schwerkraft und dem nach außen gerichteten Druck gewährleistet. Ihre vergleichsweise geringen Dichten weisen schon darauf hin, daß sie im Vergleich zu ihrer Größe einen nur sehr kleinen Gesteinskern, der hauptsächlich aus Eisensilikaten bestehen dürfte, besitzen. Der hohe Druck kann dabei die Minerale soweit zusammenpressen, daß sie eine größere Dichte aufweisen als unter Normalbedingungen. Bei Jupiter erwartet man über diesen Kern (Durchmesser ca. 24000 km) eine Schale aus flüssigen metallischen Wasserstoff die wiederum in eine Schale aus flüssigen molekularen Wasserstoff übergeht. Darüber baut sich eine mächtige, über 1000 km dicke gasförmige Atmosphäre auf, in der sich beeindruckende meteorologische Phänomene abspielen. Der Übergang von flüssig-gasförmig dürfte bei den im Grenzbereich erwarteten riesigen Drücken stufenlos vonstatten gehen. Metallischer Wasserstoff ist nur unter einem extrem hohen Druck möglich ( $4 \cdot 10^{11}$  Pa).

Er besteht aus ionisierten Protonen und Elektronen, die aber – wie z.B. in der Sonne – kein Plasma bilden, sondern eine mit hoher Wahrscheinlichkeit supraleitfähige Flüssigkeit. Auf diese Weise erklärt sich auch das außergewöhnlich starke Magnetfeld Jupiters. Der Planet Saturn hat übrigens einen ähnlichen inneren Aufbau wie Jupiter

### Innere Energiequellen und Wärmetransport

Alle mineralogisch differenzierten Planeten waren einmal vollständig aufgeschmolzen. Nur in einem glutflüssigen Zustand konnten sich die im akkretierten Planetesimalen enthaltenen schwereren Elemente (Fe, Ni) von den leichteren Mantelgesteinen (Silikate) gravitativ trennen. Alle erdartigen Planeten besitzen deshalb einen mehr oder weniger großen metallischen Kern sowie einen Silikatmantel und auch bei den festen Zentralkörpern der Groß- und Riesenplaneten kann man das Gleiche vermuten. Während der Planetenentstehung war die Massenakkretion auf jedem Fall die wichtigste Energiequelle, welche die Gesteinskörper aufschmelzen ließ. Im Zuge der kontinuierlichen Abnahme des Planetensimals in der solaren Gas- und Staubwolke setzte in den sich konsolidierenden Planeten eine eigenständige Energieproduktion ein, die sich hauptsächlich aus dem Zerfall kurzlebiger radioaktiver Elemente speiste. Besonders der Zerfall von  $^{26}\text{Al}$  in  $^{26}\text{Mg}$  (Halbwertszeit ca. 730000 Jahre) dürfte dabei eine dominierende Rolle gespielt haben. Entstanden ist dieses Isotop bei Supernovaausbrüchen,

die letztendlich auch einen Teil der Materie geliefert haben, aus denen die Sonne mit ihren Planeten vor 4.6 Milliarden Jahren entstanden ist. Seine frühe Präsenz ( $^{26}\text{Al}$  ist heute quasi ausgestorben) hat man aus der Analyse von Achondriten und anderen Meteoriten in bezug auf das Folgeisotop  $^{26}\text{Mg}$  abgeleitet. Man vermutet, daß die Konzentration damals so groß war, daß die Zerfallswärme ausreichte, auch kleinere planetare Körper (Planetoiden) vollkommen aufzuschmelzen und zu differenzieren. Natürlich lieferten auch noch viele andere Isotope, deren Halbwertszeit sich im Bereich von zehntausenden bis zu einigen hundertmillionen Jahren bewegt, einen entsprechenden Beitrag an der Aufschmelzung der protoplanetaren Körper. Daß die Aufschmelzung bei kleineren Körpern nicht immer vollkommen war oder durch Auskühlung schnell beendet wurde, zeigt die große Vielfalt an Eisen-, Eisen-Stein – und Steinmeteoriten, die man heute als Reste von zerstörten Planetoiden auffinden kann, wenn sie zufällig auf die Erde fallen.

Der Prozeß der gravitativen Differentiation von Stoffen unterschiedlicher Dichte erscheint auf den ersten Blick recht einfach: schwere Stoffe sinken nach unten, leichte Stoffe steigen auf. Versucht man ihn aber im Detail zu verstehen, dann ergeben sich weitere interessante Gesichtspunkte. Einmal besitzen verschiedene Elemente und Minerale unterschiedliche Schmelztemperaturen. Zum anderen wird beim „Absinken“ der spezifisch schwereren Metalle selbst Energie freigesetzt, da in diesem Fall gemäß dem Virialsatz gravitative Bindungsenergie in Wärmeenergie umgewandelt wird. Kühlt ein aufgeschmolzener Körper langsam ab, dann werden sich je nach Schmelztemperatur temperaturabhängig nach und nach verschiedene Stoffe bzw. Minerale ausscheiden. Diejenigen mit höherer Dichte als die der Umgebung - also beispielsweise Metalle und Sulfide - wandern in Richtung Kern, während die leichteren silikatischen Komponenten aufsteigen um dann später die planetare Kruste zu bilden.

Auch gegenwärtig ist – mit Ausnahme der kleinen Planeten – der Vorgang der Abkühlung noch nicht abgeschlossen. Entmischung und radioaktiver Zerfall langlebiger Isotope ( $^{235}\text{U}$ ,  $^{238}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$ ) sowie die Gezeiten des Mondes (und der Sonne) liefern immer noch genügend Energie, um z.B. auf der Erde großräumige Plattenverschiebungen und damit verbundene Gebirgsbildungsprozesse ablaufen zu lassen. Das bedeutet, daß es im Erdinneren große plastische, ja sogar noch flüssige Bereiche gibt, wo ein sehr effektiver konvektiver Wärmetransport stattfindet.

Beim kleineren Mars oder beim Erdmond, in deren Inneren es keine konvektiven Zonen mehr gibt, erfolgt die Abkühlung ausschließlich durch Wärmeleitung. Darunter versteht man einen kontinuierlichen Wärmefluß aus dem heißen Inneren zur kühleren Oberfläche.

Wird die Wärmeenergie bevorzugt lokal, z.B. bei Vulkanausbrüchen, bei basaltischen Flächenergüssen oder beim Austritt von warmen Flüssigkeiten an der Oberfläche abgegeben, dann spricht man von Advektion. Beim Jupitermond Io ist das die effektivste Form, um die aufgrund der Gezeitenwechselwirkung mit dem Jupiter in seinem Innern freigesetzte Energie an den Weltraum abzugeben. Inwieweit beim Mars Advektion in Form von Resten eines lokalen, (fast) rezenten Vulkanismus noch eine Bedeutung hat, ist Gegenstand der Forschung.

Auch der Kryovulkanismus, den man bei einigen Eismonden beobachtet (z.B. Enceladus im Saturnsystem, wird durch Advektion verursacht.

Isotop	Halbwertszeit	Energieproduktionsrate (*)
$^{235}\text{U}$	$0.71 \cdot 10^9$ Jahre	$0.04 \cdot 10^{-12} \text{ W kg}^{-1}$
$^{238}\text{U}$	$4.50 \cdot 10^9$ Jahre	$0.96 \cdot 10^{-12} \text{ W kg}^{-1}$
$^{40}\text{Ka}$	$1.30 \cdot 10^9$ Jahre	$2.80 \cdot 10^{-12} \text{ W kg}^{-1}$
$^{232}\text{Th}$	$1.39 \cdot 10^{10}$ Jahre	$1.04 \cdot 10^{-12} \text{ W kg}^{-1}$

(\*) bezogen auf 1 kg durchschnittliches Erdgestein

### Wärmetransport in Gesteinsplaneten

Sobald die Effektivität der inneren Energiequellen eines Gesteinsplaneten (oder Planetoiden) unter einem gewissen Wert fällt, muß dieser Himmelskörper nach und nach auskühlen und zwar solange, bis praktisch kein Temperaturgradient mehr in seinem Inneren vorhanden ist. Der Transport der Wärme von Innen nach Außen kann dabei je nach Umständen sowohl durch Konvektion (soweit Bereiche im Innern eines Planeten dazu in der Lage sind) und durch Wärmeleitung bzw. nur durch Wärmeleitung erfolgen. Auch Advektion ist möglich, wie der Jupitermond Io eindrucksvoll beweist. Da die Wärme auf jeden Fall durch eine Gesteinsschicht nach Außen transportiert werden muß, soll in dieser Infobox im Wesentlichen nur diese Art von Wärmeleitung in ihren Grundzügen behandelt werden.

Daß es im Innern eines Planeten sehr heiß ist (im Erdkern erwartet man eine Temperatur von ca. 5000 K), hat mehrere Gründe. Einmal ergibt sich eine Temperaturerhöhung allein schon durch die Kompression aufgrund der Massenschichtung über dem Volumen. Ein weiterer Teil ist primordialen Ursprungs in Form der Restwärme aus jener Zeit, als sich der Planet durch Massenakkretion gebildet hat. Man schätzt, daß dieser Anteil 30% - 40% der Gesamten in der Erde gespeicherten Wärmemenge ausmacht. Eine weitgehend permanente Energiequelle ergibt sich weiter durch die Aufheizung des Planeteninneren aufgrund des Zerfalls radioaktiver Elemente in den Gesteinen selbst sowie durch den (nicht sonderlich großen) Energieeintrag aufgrund der Gezeitenwirkung von Sonne und Mond. Sie ist es z.B., die als primäre Energiequelle der Erde für die großräumigen Plattenverschiebungen mit den Sekundäreffekten Vulkanismus und Erdbeben verantwortlich ist. Ohne den permanenten Wärmefluß aus dem Erdinneren wäre heute die Erde ein von Wasser oder Eis bedeckter geologisch toter Planet.

Da das Vakuum selbst keine Wärme leiten kann, entsteht der Energieverlust ausschließlich durch die Emission elektromagnetischer Strahlung in den freien Weltraum. Bei Planeten ohne Atmosphäre erfolgt die Abstrahlung entsprechend der sich im Gleichgewichtsfall einstellenden Oberflächentemperatur. Bei Planeten mit Atmosphäre wird zuerst die Wärme an die Atmosphäre abgegeben, von wo sie dann in den kosmischen Raum abgestrahlt wird. Mit Hilfe des Wien'schen Verschiebungsgesetzes läßt sich leicht zeigen, daß im Fall der Erde ( $T \sim 300 \text{ K}$ ) die emittierte Wärmestrahlung hauptsächlich im Infrarotbereich des elektromagnetischen Spektrums erfolgt.

Eine Temperaturdifferenz  $\Delta T > 0$  zwischen zwei Orten  $x$  und  $x'$  führt zu einem Wärmefluß zwischen dem heißeren und dem kühleren Bereich, dessen Betrag dem lokalen Temperaturgradienten proportional ist:

$$q(x) = -\lambda \frac{\partial T}{\partial x}$$

$\lambda$  bezeichnet dabei die thermische Leitfähigkeit und  $q$  die Wärmestromdichte.

Diese Beziehung wurde zu Beginn des 19. Jahrhunderts von JEAN BAPTISTE JOSEPH FOURIER (1768-1830) empirisch bestimmt und wird seitdem als Fourier'sches Gesetz bezeichnet. Im Folgenden soll ein rechteckiges Volumen  $dV$  mit der Grund- und Oberfläche  $A$  betrachtet werden, in dem z.B. durch radioaktive Zerfallsprozesse eine Wärmeproduktionsrate von  $Q$  (in W/kg) realisiert wird. Der Unterschied zwischen dem Wärmefluß von Grund- und Oberfläche ist dann

$$A(q(x+dx) - q(x)) = \rho Q A dx$$

Bildet man den Grenzwert  $dx$  gegen Null, so folgt daraus die Beziehung

$$\frac{dq}{dx} = \rho Q$$

Da man die Wärmeleitung als Diffusion betrachten kann, läßt sich auf diesen Sachverhalt die Kontinuitätsgleichung in Form des 1. Fick'schen Gesetzes anwenden und man erhält folgende Differentialgleichung 2. Ordnung:

$$\frac{d^2T}{dx^2} = -\frac{\rho}{\lambda} Q(x)$$

Diese Gleichung soll jetzt auf den Fall einer planetaren Kruste der Dicke  $d$ , die aus Gesteinen mit der Wärmeproduktionsrate  $Q$  besteht, angewendet werden. Eine Lösung, die den Temperaturverlauf als Funktion der Tiefe  $x$  in einer derartigen Schicht zu beschreiben vermag, ergibt sich z.B. über einen Exponentialansatz der Form:  $Q(x) = Q_0 \exp(-x/d)$

$$T(x) = T_0 + \frac{q_u}{\lambda} x - \frac{\rho Q_0}{\lambda} d^2 \left( 1 - \exp\left(-\frac{x}{d}\right) \right)$$

Sie widerspiegelt sehr gut die durch Bohrungen verifizierte Beobachtung, daß die Temperaturzunahme in den ersten 100 Kilometer der Erdkruste leicht exponentiell erfolgt. Danach erwartet man innerhalb des Erdmantels eine weitgehend lineare Temperaturzunahme.

Um die zeitliche Entwicklung der Wärmebilanz eines Planeten (z.B. seine Auskühlung) darzustellen, muß man zuerst die Energiebilanzgleichung aufstellen und dabei die einzelnen Beiträge, die in diese Bilanz eingehen, benennen. Man unterscheidet dabei Beiträge ohne Massentransport (z.B. Wärmeleitung), Beiträge mit Massentransport (z.B. Konvektion, Advektion) und Beiträge, die mit lokaler Wärmeerzeugung (z.B. radioaktiver Zerfall, Entstehung Joule'scher Wärme durch den Dynamoeffekt) oder lokalen Wärmeverbrauch (Phasenübergänge, endotherme chemische Reaktionen) einhergehen.

Für die Rate, wie sich die Wärmeenergie in einem Volumenelement ändert, kann man allgemein schreiben:

$$Q = \frac{\partial}{\partial t} (\rho C_p T) = \rho C_p \frac{\partial T}{\partial t} dV$$

wobei  $C_p$  die spezifische Wärmekapazität (bei konstantem Druck) darstellt.

Q setzt sich aus folgenden Anteilen zusammen (Vorzeichen beachten):

$Q_c$	Wärmeleitung gemäß dem Fourier'schen Gesetz
$Q_R$	Lokale Wärmeproduktion durch radioaktiven Zerfall
$-Q_A$	Advektion
$Q_J$	Joulesche Wärme, erzeugt durch elektrische Ströme (Dynamoeffekt)
$Q_S$	Wärmeerzeugung durch seismische und gravitative (Gezeiten) Einflüsse
$-Q_M$	Interne Schmelzvorgänge
$\pm Q_{ch}$	Wärmeproduktion und Wärmeverbrauch durch chemische Reaktionen
$\pm Q_X$	Sonstige Wärmequellen bzw. Senken (z.B. Ozeane)

Die einzelnen Anteile sind bei den verschiedenen Planeten des Sonnensystems unterschiedlich groß und genaugenommen nur bei der Erde einigermaßen verlässlich bekannt. Den größten Anteil am Wärmetransport an die Oberfläche leistet hier die Mantelkonvektion, die auch für das für die Erde typische Lithosphärenrecycling (globale Plattentektonik) ursächlich verantwortlich ist. Beim Mars spielt dagegen die Mantelkonvektion keine Rolle mehr. Die Restwärme gelangt ausschließlich durch Wärmeleitung an die Planetenoberfläche. Inwieweit rezent (im großen Zeitrahmen von einigen Millionen Jahren betrachtet) Advektion noch eine Rolle spielt, ist noch umstritten. Der einzige Himmelskörper, wo advective Wärmetransportprozesse alle anderen Prozesse weitaus übersteigen, ist der Jupitermond Io. Die im Wesentlichen durch Gezeiteneffekte von Jupiter verursachte Aufheizung im Inneren dieses Mondes führt in diesem außergewöhnlichen Fall zu einem beeindruckenden Vulkanismus auf seiner Oberfläche. Der Wärmefluß beträgt dort immerhin ca. 2500 mW/m<sup>2</sup> (Erde ca. 70 mW/m<sup>2</sup>), was einer Gesamtleistung von ~ 100 TW entspricht.

Eine Konsequenz des Wärmetransport aus dem Innern der Planeten an die Oberfläche, wo sie letztendlich in den Weltraum abgestrahlt wird, ist, daß im Laufe der Zeit alle von dieser Energie abhängigen tektonischen Prozesse nach und nach erlöschen. Auch die Erde wird in der Zukunft diesem Schicksal nicht entgehen, da sowohl die Mantelkonvektion als auch die Gezeitenwirkung des Mondes langfristig abnehmen wird.

Geologisch tot sind der Merkur, der Erdmond und mit hoher Wahrscheinlichkeit auch der Mars. Die Venus scheint im gewissen Sinne ein etwas pathologischer Fall zu sein. Trotzdem sie fast die gleiche Größe und die gleiche Masse wie die Erde besitzt und auch die mittlere chemische Zusammensetzung ihrer Gesteine kaum anders sein dürfte, hat sie sich geologisch doch vollkommen anders entwickelt. Nach einer katastrophalen Erneuerung ihrer gesamten Oberfläche vor 350 bis 500 Millionen Jahren, die durch großräumigen Magmaüberflutungen und ausgeprägten Vulkanismus gekennzeichnet ist, scheint sie gegenwärtig in einer geologisch weitgehend inaktiven Phase zu verharren. Wahrscheinlich ist die Mantelkonvektion soweit abgeklungen, daß die zur Oberfläche transportierte Energie für die Aufrechterhaltung von vulkanischen und tektonischen Prozessen nicht mehr ausreicht. Das korrespondiert auch mit dem fehlenden Magnetfeld, dessen Erzeugung durch den Dynamoeffekt flüssige Schalen im Planeteninneren voraussetzt.

Die Riesenplaneten Jupiter und Saturn strahlen gegenwärtig mehr Energie ab, als sie von der Sonne erhalten. Die Ursache dafür besteht in der Vergrößerung des inneren Kerns, in welche schwerere Elemente absinken und dabei gravitative Bindungsenergie freisetzen. Besonders bei Saturn scheint die Diffusion von Heliumatomen durch den Mantel aus metallischem Wasserstoff eine noch wichtigere Energiequelle zu sein als bei Jupiter. Bei einer genauen Bilanzierung sind neben den „Schrumpfungs-

prozessen“ auch noch die Beiträge zu berücksichtigen, die beispielsweise durch der Reibung verschiedener planetarer Schichten aufgrund ihrer differentiellen Rotation entstehen.

Wie folgende Tabelle zeigt, haben alle Riesen- und Großplaneten eine positive Energiebilanz:

Planet	Energiebilanz
Jupiter	1,67
Saturn	1,78
Uranus	1,06
Neptun	2,61

## Petrologie von Gesteinsplaneten, Planetoiden und Monden

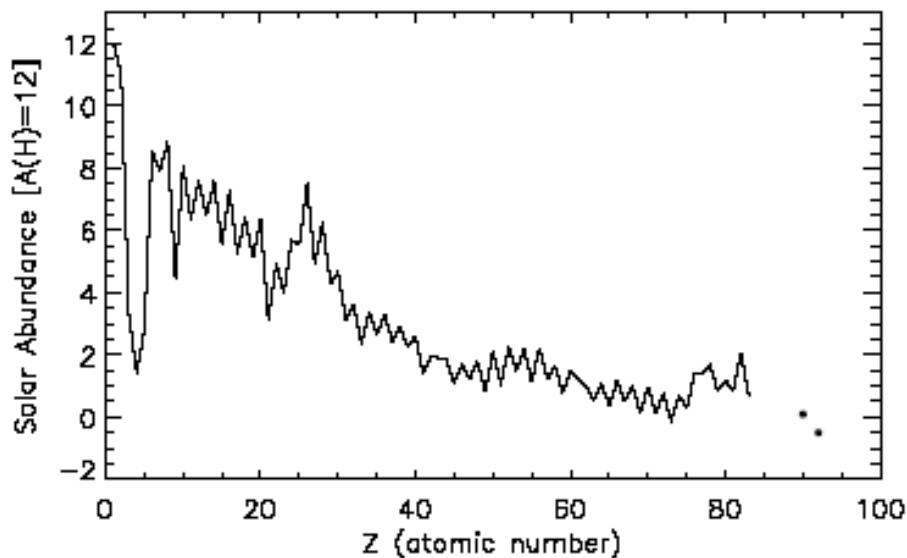
„Petra“ ist griechisch und heißt „der Fels“. Damit ist die Petrologie die „Lehre von den Felsen“, oder, wie wir heute genauer sagen würden, die Wissenschaft vom Aufbau und der Entstehung (Genese) der Gesteine und der gesteinsbildenden Mineralien. Als Teilgebiet der Geowissenschaften beschäftigt sie sich naturgemäß hauptsächlich mit den Festkörpern, aus dem unsere Erde besteht. Erst seit wenigen Jahrzehnten (Meteorite einmal ausgenommen) sind der Forschung auch Materialien von anderen Himmelskörpern - z.B. vom Mond - zugänglich bzw. lassen sich apparativ vor Ort (z.B. auf dem Mars) untersuchen. Das bedeutet, daß es mehr und mehr erforderlich wird die Erkenntnisse, die man über die Gesteinshülle der Erde gewonnen hat, auch auf die anderen „festen“ Körper des Sonnensystems anzuwenden. Aus den Unterschieden, die dabei zu Tage treten, lassen sich wichtige Erkenntnisse über die Kosmogonie des Sonnensystems im Allgemeinen und der entsprechenden Himmelskörper im Besonderen gewinnen. So haben z.B. die eingehenden mineralogischen Untersuchungen der von den Apollo- und Luna-Missionen zur Erde gebrachten Mondgesteine dazu geführt, eine plausible und weitgehend widerspruchsfreie Theorie der Mondentstehung zu entwickeln, die auf ein singuläres, katastrophales Ereignis in der Frühzeit der Erde zurückweist. Zurzeit ist die Analyse der Meßdaten, welche die Mars-Rover „Spirit“ und „Opportunity“ regelmäßig zur Erde senden, ein aktuelles Thema der „kosmischen Mineralogie“. Da man - zumindest zur Zeit - keine Gesteinsproben vom Mars zur Erde transportieren kann, muß man sich u. a. mit spektroskopischen Methoden wie z.B. mit der Analyse von reflektierter Infrarotstrahlung behelfen, um die mineralogische Zusammensetzung von Gesteinen vor Ort zu bestimmen (auf der Erde wurden aber durchaus ein paar Meteorite gefunden, die nach Meinung der Wissenschaftler zweifelsfrei vom Mars stammen). Auch die Bestrahlung einer Gesteinsprobe mit radioaktiver Partikelstrahlung (z.B. Alpha-Teilchen) und die anschließende Analyse der reflektierten oder der durch Anregung entstandenen Sekundärstrahlung gibt Auskunft über deren chemischen Zusammensetzung. Letztere Methode wird beispielsweise bei den Mars-Rovern in Form des APXS-Spektrometers („*Alpha Particle X-Ray Spectrometer*“) angewendet.

Zur Interpretation der Meßergebnisse (die in der Identifikation von bestimmten Mineralaggregationen oder Gesteinstypen gipfeln kann) sind natürlich entsprechende Vergleichsdaten von irdischen Gesteinen notwendig.

Es liegt in der Natur der Sache, daß in diesem einführenden Kapitel nur ein grober und meist auf die Verhältnisse auf der Erde bezogener Überblick über diesen speziellen Zweig der Planetologie gegeben werden kann. Detailliertere Angaben findet man in entsprechenden Lehrbüchern der Mineralogie und Petrologie.

## Die kosmische Elementhäufigkeit

Die Frage, mit welcher Häufigkeit bestimmte chemische Elemente durchschnittlich im Kosmos vorkommen (z.B. im Vergleich zum Wasserstoff), ist nicht einfach zu beantworten. Wir wissen heute, daß die Häufigkeitsfunktion („*standard abundance distribution*“) eine Funktion des „Weltalters“ ist, da ja alle Elemente jenseits von Helium erst in Sternen fusioniert werden oder bei Supernovaereignissen entstehen. Am „Anfang“ gab es nur Wasserstoff und Helium und höchstens noch ein klein wenig Lithium. Erst das Entstehen und das Vergehen von vielen Sternenerationen über Milliarden von Jahren hinweg hat die interstellare Materie und natürlich die daraus entstandenen Sterne selbst mehr und mehr mit schwereren Elementen als Wasserstoff und Helium (am Astronomen-Jargon als „Metalle“ bezeichnet) angereichert. Leider ist es sehr schwierig, aus spektroskopischen Beobachtungen auf Elementhäufigkeiten zu schließen. Die Anzahl und die Stärke von bestimmten Elementen zugeordneten Spektrallinien in Sternspektren sagen allein genommen noch nicht sonderlich viel über die Konzentration der entsprechenden Elemente in der jeweiligen Sternatmosphäre aus. Um Elementhäufigkeiten in Sternatmosphären zu bestimmen, muß man die Methode der quantitativen Spektralanalyse anwenden, was einen sehr hohen meßtechnischen und rechnerischen Aufwand bedeutet.



Solare Häufigkeitsverteilung der Elemente. Die Daten beziehen sich auf die stoffliche Zusammensetzung der Photosphäre. Sie dürfte auch repräsentativ für die Zusammensetzung der Materie sein, aus der unser Sonnensystem entstanden ist.

Dagegen kann sich die Elementhäufigkeit in den Kernregionen der Sterne, also dort, wo in den einzelnen Phasen der Sternentwicklung die unterschiedlichsten chemischen Elemente fusioniert werden, signifikant von denen der Sternatmosphäre unterscheiden. Erst in explosiven Phasen der Sternentwicklung (z.B. bei einer Supernova-Explosion) gelangen die darin fusionierten Stoffe zurück in den interstellaren Raum und reichern die interstellare Materie mit schwereren Elementen an. Bei Supernovaüberresten kann man die in den einzelnen Schalen des explodierten Sterns angereicherten Elemente oftmals in der radialen Elementverteilung der expandierenden Gaswolke wiedererkennen.

In der Sonnenatmosphäre konnten bis heute etwas über 60 chemische Elemente identifiziert und für den überwiegenden Teil davon die relativen Häufigkeiten spektroskopisch bestimmt werden. Wie zu erwarten, spiegelt die so erhaltene Häufigkeitsfunktion im Wesentlichen die Zusammensetzung des interstellaren Mediums im äußeren Bereich der galaktischen Scheibe wider. Das bedeutet, daß die

Sonnenatmosphäre immer noch die gleiche chemische Beschaffenheit besitzt, wie die Materie, aus der sie vor mehr als 4.5 Milliarden Jahren entstanden ist. Das erkennt man auch deutlich an der Zusammensetzung einer speziellen Form undifferenzierter Meteorite - der kohligen Chondrite - , welche (bis auf den Anteil volatiler Stoffe) ziemlich genau die gleiche Häufigkeitsverteilung der Elemente zeigen. Kohlige Chondrite gelten als die Überreste unverbrauchten Planetesimals, aus dem die Sonne und alle anderen Körper des Sonnensystems letztendlich vor mehr als 4.6 Milliarden Jahren entstanden sind.

Auch die Materie, aus denen die Planeten bestehen, muß demnach eine weitgehend identische Elemente-Häufigkeitsverteilung aufweisen. Das gilt natürlich nur, wenn man über den „gesamten“ Planeten mittelt und die im Laufe der Zeit in den Weltraum diffundierten volatilen Elemente (wie z.B. Wasserstoff) mit berücksichtigt. Ansonsten findet man selbstverständlich signifikante Abweichungen, die sich aus der jeweiligen geologischen Entwicklung heraus erklären lassen.

Die Erde war in ihrer Vergangenheit einmal - genauso wie Merkur, Venus, Mars und Erdmond - vollständig aufgeschmolzen. Das führte zu einer gravitativen Trennung von Elementen höherer Dichte wie z.B. Eisen und Nickel (die in der Schmelze nach „unten“ sanken) von den spezifisch leichteren, zumeist silikatischen Mineralien. Auf diese Weise entstand die für erdähnliche Himmelskörper typische Differenzierung in einen weitgehend metallischen Kern (NiFe), einen magnesiumreichen Mantelbereich (SiMa) und einer aus spezifisch leichteren Mineralien aufgebauten dünnen Kruste (SiAl).

Da diese Schichten durch Ausdifferenzierung entstanden sind, weisen ihre Elemente-Häufigkeitsfunktionen untereinander und auch in bezug auf die mittlere kosmische Häufigkeit signifikante Unterschiede auf. Als Beispiel soll nur Kalium (K) erwähnt werden. Es ist in den Krustengesteinen der Erde überrepräsentiert. Die Ursache liegt in der Größe des positiven Kalium-Ions  $K^+$ , daß deshalb leicht in die kristallinen Strukturen der Erdmantelgesteine eingebaut werden kann. Durch magmatische Prozesse (Vulkanismus, Intrusionen) gelangt es vermehrt an die Erdoberfläche, wo es dann als ein Bestandteil von Orthoklas (Kalifeldspat,  $KAlSi_3O_8$ ) in Erscheinung tritt.

Tabelle : Prozentualer Anteil der Elemente in bezug auf die Gesamterde und die Erdkruste

Element	Gesamterde	Erdkruste
Eisen	35 %	5.05 %
Sauerstoff	30 %	46.71 %
Silizium	15 %	27.69 %
Magnesium	13 %	2.08 %
Nickel	2.5 %	0.019 %
Schwefel	1.9 %	0.052 %
Kalzium	1.1 %	3.65 %
Aluminium	1.1 %	8.07 %
Kalium	<<1 %	2.58 %
Natrium	<<1 %	2.1 %

Sehr aufschlußreich ist es, wenn man sich einmal die Häufigkeitsverteilung der Elemente in der Erdkruste vor Augen führt. In einer Tonne „durchschnittlichen“ Krustengestein befinden sich ca. 467.1 kg Sauerstoff, 276.9 kg Silizium, 80,7 kg Aluminium, 50.5 kg Eisen, 36.5 kg Kalzium, 27.5 kg Natrium, 25.8 kg Kalium und 20.8 kg Magnesium. Alle anderen Elemente sind in diesen 1000 kg lediglich mit einer Masse von 14.2 kg vertreten. Es ist vielleicht auf den ersten Blick überraschend, daß gerade der Sauerstoff den größten Anteil einnimmt. Aber Sauerstoff gehört mit zu den häufigsten Elementen im Kosmos und ist außerdem in fast jedem der gesteinsbildenden Mineralien enthalten. Da der Ionenradius eines Sauerstoff-Anions mit 0.14 nm recht groß ist (Silizium-Kationen haben im Vergleich dazu nur einen Radius von 0.03 nm), nehmen sie auch ein entsprechend großes Volumen ein. Rechnet man die Masseanteile in Volumenanteile um, dann sieht man, daß der Sauerstoff ca. 94% des gesamten Volumens der 16 km starken Erdkruste beansprucht. Oder anders ausgedrückt, die Erdkruste besteht aus einer dichten Packung von Sauerstoffatomen, in deren Lücken sich die Atome der anderen Elemente befinden...

### Gesteinsbildende Minerale

Als Gesteine im planetologischen Sinne sollen alle Festkörper bezeichnet werden, die aus i.d.R. mikroskopisch heterogenen Mineralaggregationen, Gesteinsbruchstücken sowie mehr oder weniger nativen Elementen bestehen und aus denen entsprechende Himmelskörper (Planeten, Planetoiden, Kometenkerne, Meteoriten) aufgebaut sind. Vom chemischen Standpunkt aus bestehen Gesteine aus Substanzen (Minerale), die man wie folgt klassifizieren kann:

#### a) native Elemente

Reine Elemente sind in der Natur selten. Deshalb werden oft Legierungen (z.B. das Nickel-Eisen, welches man in Eisenmeteoriten findet) auch als „native“ Stoffe bezeichnet. Auf der Erde (und auf dem Jupitermond Io) findet man lokal in vulkanischen Gebieten Schwefel in mehr oder weniger reiner Form. Auch die Goldnuggets, die man in manchen Regionen der Erde mit sehr viel Glück beim Spaziergehen aufsammeln kann, gehören in die Gruppe der nativen Elemente. Sie erinnern einen Astronomen an eine längst vergangene Supernovaexplosion am Beginn unseres Sonnensystems.

#### b) Sulfide

Als Sulfide werden die Salze und die Ester des Schwefelwasserstoffs  $H_2S$  bezeichnet. Verbunden mit den Ionen von Metallen und Halbmetallen bilden sie eine artenreiche Gruppe von Mineralien, die als „Erze“ (z.B. Bleiglanz, Kupferkies, Troilit) eine große Bedeutung haben. Das häufigste Mineral dieser Gruppe ist auf der Erde das Pyrit ( $FeS_2$ ), welches der Allgemeinheit als „Katzengold“ bekannt ist.

#### c) Oxide

Oxide sind alle Stoffe, die bei einer Verbindung mit zweiwertigem Sauerstoff entstehen. Zu beachten ist jedoch, daß die Siliziumoxide in der Petrologie aufgrund ihrer Formenvielfalt und ihrer immensen Bedeutung als Hauptgemengteil von Krusten- und Mantelgesteinen separat in einer speziellen Gruppe zusammengefaßt werden. Die Minerale dieser Gruppe nennt man Silikate (s. u.).

Beispiele für wichtige, nichtsilikatische Oxide sind Ilmenit ( $FeTiO_3$ ), Perovskit ( $CaTiO_3$ ) und Korund ( $Al_2O_3$ ).

#### **d) Halide**

Verbindungen zwischen Metallen und Elementen der 7. Hauptgruppe im Periodensystem sind die sogenannten Halide. Zu nennen sind z.B. das Steinsalz ( $NaCl$ ) und der Flußspat ( $CaF_2$ ).

#### **e) Karbonate**

Als Karbonate werden alle Salze der Kohlensäure bezeichnet. Auf der Erde sind sie in Form von organischen Sedimenten (Kalkstein, Kreide) sowie als Bestandteile von vielen magmatischen und metamorphen Gesteinen (z.B. Marmor) weit verbreitet. Man hat Karbonate in geringer Menge auch in bestimmten Meteoriten sowie im Mondgestein gefunden. Kalziumkarbonat  $CaCO_3$  wird in der Mineralogie als Kalzit oder Kalkspat bezeichnet. Das Vorkommen von Karbonaten weist auf die Existenz großer Mengen flüssiger Stoffe in der Vergangenheit, insbesondere Wasser, hin. Es gibt auf der Erde ganze Gebirge, deren Gesteine aus Dolomit ( $CaMg(CO_3)_2$ ) - einem besonders häufigen Mineral der Erdkruste - bestehen.

#### **f) Sulfate**

Als Sulfate werden alle Salze und Ester der Schwefelsäure bezeichnet. Das bekannteste Sulfat dürfte Gips ( $CaSO_4$ ) sein. Es entsteht, wenn sich  $Ca^{2+}$ - und  $SO_4^{2-}$ -Ionen in wässriger Umgebung zusammenfinden und als Sediment ausfallen. Genauso wie Karbonate findet man sie deshalb kaum in außerirdischen Gesteinen. Lediglich in einigen kohligen Chondriten konnten Sulfate nachgewiesen werden.

#### **g) Phosphate**

Phosphate sind die Salze der Phosphorsäure. Sie sind auf der Erde weit verbreitet (z.B. als Apatit ( $Ca_5(PO_4)_3Cl$ )). Man hat Phosphate aber auch als gewöhnliche Bestandteile des Mondgesteins und von Meteoriten gefunden.

#### **h) Silikate**

Als Silikate werden gewöhnlich die Salze des Siliziums mit der Kieselsäure bezeichnet. Zu ihnen gehören einige der wichtigsten und am häufigsten vorkommenden gesteinsbildenden Minerale. Man schätzt ab, daß über 90% aller Mantel- und Krustengesteine der Erde aus Silikaten bestehen. Besonders häufig findet man neben Quarz ( $SiO_2$ ) Olivine ( $(Mg,Fe)_2SiO_4$ ), Tonminerale, Pyroxene ( $(Na, Li, Mg, Fe, Ca, Mn, Al, Ti)_2Si_2O_6$ ) und Feldspate ( $(Na, K, Ca, Ba)(Al, Si)_4O_8$ ) wobei letztere vom Gesamtvolumen her die häufigsten Silikate auf der Erde darstellen. Gegenwärtig kennt man auf der Erde 1085 verschiedene Silikatminerale (Stand 2003). Strukturell werden Sie entsprechend der räumlichen Anordnung der  $SiO_2$ -Tetrader in verschiedene Untergruppen eingeteilt.

Siliziumdioxid ist jedermann als Bergkristall (je nach Verunreinigung in verschiedenen Farbvarianten), als Achat oder als Milchquarz bekannt. Man findet es in eindrucksvoller Form in jedem mineralogischen Museum. Weniger bekannt ist, daß Quarz auch in verschiedenen Modifikationen vorkommt, die zwar chemisch alle gleich sind, aber verschiedene Kristallgitter aufweisen. In der „kosmischen Mineralogie“ sind besonders die Hochdruckmodifikationen interessant, da man sie als typische Indikatoren für Impaktereignisse verwenden kann. Sie entstehen aus gewöhnlichem Quarz beim Durchgang einer entsprechend starken Überschall-Kompressionswelle wenn z.B. ein großer Meteorit auf die Oberfläche eines Planeten einschlägt (Stoßwellenmetamorphose). Die wichtigsten

stabilen Hochdruckmodifikationen von  $\text{SiO}_2$  sind Coesit und Stishovit. Sie wurden z.B. im Nördlinger Ries gefunden, was als endgültiger Beweis für einen Meteoriteneinschlag vor ungefähr 15 Millionen Jahren gewertet wird. Außerdem spielen sie eine große Rolle im Bereich des Erdmantels und zwar besonders in den Tiefen, wo der Druck so groß wird, daß die Umwandlung von einer Quarzmodifikation in eine andere stattfindet. Da sich dabei die Dichte sprunghaft ändert, können diese Bereiche durch die Analyse von Raumwellen, die von Erdbebenherden ausgehen, relativ gut vermessen werden.

Amorphe, wasserreiche Quarze nennt man Chalzedon. Man findet sie häufig als wichtigsten Bestandteil der sogenannten Flinte z.B. in eiszeitlichen Geschiebeablagerungen oder - primär - als Einlagerungen in Kalkgesteinen. Sie sind volkstümlich auch als „Feuersteine“ bekannt und gaben aufgrund ihrer Verwendung als Material für Steinwerkzeuge einer ganzen geschichtlichen Epoche der Menschheit ihren Namen.

Die enorme Vielfalt der Silikatmineralien macht eine weitere Klassifikation erforderlich, die sich weniger an der chemischen Zusammensetzung als an der Kristallstruktur orientiert. Zu den sogenannten Kettensilikaten gehören z.B. die Pyroxene und Amphibole. Olivine, die einen Hauptbestandteil der basischen Mantelgesteine ausmachen, bilden zusammen mit dem Zirkon  $\text{Zr}[\text{SiO}_4]$  die sogenannten Inselsilikate. Sie sind strukturell durch einen isolierten  $[\text{SiO}_4]$ -Komplex gekennzeichnet. Olivin kommt im Wesentlichen in zwei Formen vor, welche die Endglieder einer Mischkristallreihe bilden: Fayalit  $\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$  und Forsterit  $\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$ . Beide haben einen sehr hohen Schmelzpunkt (1490 K und 2163 K). Sie gehören deshalb neben den Oxiden zu den ersten Mineralien, die im abkühlenden solaren Urnebel auskondensiert sind.

Unter hohen Druck ändern Olivine ähnlich wie die Quarze ihre Kristallstruktur in Form eines strukturellen Phasenübergangs. Die hexagonale Olivinstruktur geht in eine kubisch-flächenzentrierte Spinellstruktur über wodurch die Dichte um ca. 11% zunimmt. Genaugenommen gibt es mehrere solche spinellartige Hochdruckmodifikationen. Sie konnten mittlerweile in Hochdrucklaboratorien künstlich erzeugt werden. Im Erdmantel treten deshalb verschiedene Olivin-Spinell-Übergänge in unterschiedlicher Tiefe auf. In ca. 410 km Tiefe entsteht  $\beta$ -Spinell, der in ca. 520 km Tiefe in Ringwoodit übergeht. In ca. 660 km Tiefe ist dann der Druck so hoch, daß daraus Perovskit  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{SiO}_3$  sowie  $(\text{Mg}, \text{Fe})\text{O}$  entsteht. Besonders der Erste und der Letzte Phasenübergang machen sich deutlich in der Ausbreitung von Erdbebenwellen bemerkbar.

Zu den wichtigsten gesteinsbildenden Krustenmineralien gehören die Feldspate. Man findet sie überall in magmatischen, metamorphen und Sedimentgesteinen. Zusammen mit Quarz und Glimmer (Biotit) sind sie ein Hauptbestandteil der Granite. Chemisch kann man sie mit der Summenformel  $(\text{Na}, \text{K}, \text{Ca}, \text{Ba})(\text{Al}, \text{Si})_4\text{O}_8$  beschreiben wobei sich die in Klammern angegebenen Elemente gegenseitig vertreten können.  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8$  ist ein Beispiel für ein Kalifeldspat oder Orthoklas. Ist Kalium durch Natrium ersetzt, dann erhält man Albit. Beide - Kalifeldspat und Albit - treten in der Natur in Form von Mischkristallen auf. Albit bildet z.B. mit dem Kalzium-Feldspat Anorthit Mischkristalle, die man als Plagioklase bezeichnet. Die hellen Bereiche der Mondoberfläche - insbesondere die Hochländer im sichtbaren Teil - bestehen aus solchen plagioklasreichen Silikaten, den Anorthositen. Auch differenzierte Meteorite (Achondrite) enthalten neben Olivin und Pyroxenen oft beträchtliche Mengen verschiedener Feldspate.

Zum Abschluß noch ein paar Worte zu den Pyroxenen. Sie bilden das Hauptgemengteil von quarzarmen magmatischen Gesteinen (wie z.B. Basalten oder bestimmten Laven) und kommen in zwei

kristallographisch unterschiedlichen Formen vor. Kristallisieren sie orthorhombisch aus, dann spricht man von Orthopyroxenen. Diese Form findet man häufig in Steinmeteoriten. Monokline Formen werden dagegen als Clinopyroxene bezeichnet. Die wichtigsten Vertreter sind Enstatit  $Mg_2[Si_2O_6]$  und Orthoferrosilit  $Fe_2[Si_2O_6]$ . Enstatite kommen z.B. in bestimmten Typen von Meteoriten (Enstatit-Chondrite) vor und auch das Material einiger Planetoiden scheint aus diesem extrem schwer schmelzbaren Material zu bestehen (Beispiele: (44) Nysa, (3103) Eger).

## Gesteine

Die Einteilung der Gesteine in Gruppen erfolgt oft über ihre Genese, d.h. über die Art und Weise, wie sie entstanden sind. Zur weiteren Klassifizierung wird anschließend ihr mineralogischer Aufbau sowie die Größe und Verteilung der Minerale in der Gesteinsmasse (was man gewöhnlich als Gefüge bezeichnet) herangezogen. Auf der Erde gibt es im Gegensatz zu den anderen erdartigen Planeten und Monden des Sonnensystems noch die Besonderheit, daß für die Gesteinsbildung auch organische Prozesse - insbesondere Sedimentationen von Karbonatgesteinen und organischen Stoffen (Kohlen) - eine wesentliche Rolle spielen. Auch der Einfluß von Wasser darf dabei nicht unerwähnt bleiben. Dazu kommt noch der stete Kreislauf zwischen Gebirgsbildung und Verwitterung, der - angetrieben durch die Plattentektonik - zu einem „Kreislauf der Gesteine“ führt, der bei den anderen Körpern des Sonnensystems längst erloschen ist.

## Kreislauf der Gesteine

Die Geodynamik der Erde wird durch die globale Großplattentektonik bestimmt, was Einzigartig im Sonnensystem ist. Sie hat zur Folge, daß während der ganzen Erdgeschichte und auch heute noch Gesteine aus Magmen entstehen, durch Temperatur- und Druckeinwirkungen verändert und nach Erosion und Transport sedimentiert werden. Die Neuentstehung magmatischer Gesteine konzentriert sich dabei auf die Spreizungszonen der mittelozeanischen Riftsysteme, auf Vulkane (insbesondere im Bereich konvergenter Plattenrändern wie z.B. im „Pazifischer Feuergürtel“) und auf in Rissen der Erdkruste aufsteigenden Magmen in spezifischen Beanspruchungszonen (z.B. Grabenbrüchen). Daraus ergibt sich - wie JAMES HUTTON zuerst erkannte - so etwas wie ein „Kreislauf der Gesteine“, dessen Zyklenlänge man sehr grob mit der Zeitdauer zwischen dem Öffnen - und Schließen eines Ozeans im Rahmen eines Wilson-Zyklus vergleichen kann (ca. 200 - 300 Millionen Jahre).

In diesem Kreislauf wird jedes Gestein aus einem jeweils anderen durch fortlaufende Umwandlungsprozesse erzeugt. Gesteine, die nahe oder an der Erdoberfläche anliegen, werden im Laufe der Zeit durch Erosion zerstört und abgetragen und gelangen so in verschiedenen Korngrößen und z.T. auch chemisch verändert mittels mechanischen Transports (gravitativ, durch Wasser und Eis oder auch äolisch) in die Sedimentationsgebiete. Dort wird das Lockermaterial verfestigt und im Prozeß der Diagenese zu kompakten Sedimentgesteinen (z.B. Sandstein) umgewandelt. Gelangt dieses Material (oder auch das magmatische Ausgangsgestein) aufgrund tektonischer Vorgänge (z.B. im Verlauf von Orogenesen) unter Temperatur- und Druckbeanspruchung, kommt es zur Gesteinsumwandlung und zur Entstehung metamorpher Gesteine wie z.B. Schiefer und Gneise. Wird es dabei in tiefere Schichten der Erdkruste verfrachtet, kann es auch partiell oder total aufgeschmolzen werden. Erfolgte die Sedimentation auf dem Meeresboden, dann werden diese Sedimente mit dem Meeresboden an konvergenten Plattenrändern subduziert und letztendlich vollständig im Erdmantel aufgeschmolzen, womit der Kreislauf der Gesteine abgeschlossen ist.

Nach der Genese unterscheidet man folgende großen Gruppen von Gesteinen:

### **Magmatische Gesteine**

Gesteine, die sich bei der Erstarrung von Gesteinsschmelzen bilden, werden als magmatische Gesteine bezeichnet. Sie kommen auf der Erde in einer großen Formenvielfalt vor. Je nach dem, ob sie tief im Innern der Erde entstanden sind oder sich beim Erkalten von Lava an der Oberfläche ausbildeten, unterscheidet man Tiefengesteine (Plutonite) und Ergußgesteine (Vulkanite).

### **Sedimentgesteine**

Erosion, Verwitterung und Transport von Gesteinen bzw. Gesteinsschutt führen zur Sedimentation. Dieser Prozeß wirkt jedoch nur dann effektiv, wenn erosions- und transportfördernde Umweltbedingungen auf einem Planeten oder Mond vorhanden sind. Das können Flüssigkeiten (Wasser), Eis (in Form von Vergletscherungen) aber auch Luftströmungen oder Verdampfungen mit anschließender Auskondensation sein (so etwas glaubt man auf dem Saturnmond Titan gefunden zu haben). Auch Impakte tragen bei Himmelskörpern ohne nennenswerte Atmosphäre zur Zertrümmerung anstehender Gesteine und zu ihrer Sedimentation bei. Dabei kann es auch zu metamorphen Prozessen kommen (z.B. Glasbildung, Schockmetamorphose). Die Regolith-Schicht auf dem Mond ist z.B. auf diese Weise entstanden.

Neben den mechanischen (klastischen) Ablagerungen werden auch chemische Ablagerungen (Salzablagerungen, Karbonate) und biologische Ablagerungen (Kohle, Muschelkalk) zur Sedimentation zugerechnet. Der Vorgang, bei dem aus abgelagerten und transportierten Lockermaterial harte Gesteine werden, ist die Diagenese.

### **Metamorphe Gesteine**

Die mechanische (Druck, Zug) und thermische Umwandlung von Gesteinen, bei denen durch Rekristallisation die Mineralzusammensetzung und das Gefüge des Ausgangsgesteins verändert wird, wird als Metamorphose und die dabei entstehenden neuen Gesteine als metamorphe Gesteine bezeichnet. Die Umwandlung erfolgt dabei in der festen Phase. Wird dagegen das Ausgangsgestein ganz oder teilweise aufgeschmolzen, dann spricht man von einer Anatexis. Dieser Vorgang tritt bei der Erde z.B. im Zuge der Subduktion in tieferen Schichten der Erdkruste oder an den Grenzflächen aufsteigender Magmaintrusionen (z.B. im Bereich einer Diapire oder Plumes) auf. Die dabei entstehenden Gesteine sind die sogenannten Anatexite.

Metamorphe Gesteine entstehen oft dann, wenn heißes, magmatisches Material in die Erdkruste eindringt und an den Kontaktstellen Rekristallisationsvorgänge ablaufen. Dieser Fall wird als Kontaktmetamorphose bezeichnet. Erfolgt die metamorphe Umwandlung großflächig (z.B. durch Faltungen), spricht man von Regionalmetamorphose.

Die einzelnen Gesteinsarten unterscheiden sich meist mehr oder weniger deutlich durch ihre mineralogische Zusammensetzung und ihr Gefüge. Typische Plutone - also Gesteine, die als Magma in die Erdkruste aufgestiegen und dort langsam erkaltet sind, haben meist eine grobkörnige Struktur mit gut ausgebildeten, individuell sichtbaren Kristalliten. Granite z.B. bestehen aus Feldspat, Glimmer (Biotit) und Quarz, die im Gesteinskörper leicht zu unterscheiden sind. Erfolgt die Erkaltung und damit das Erstarren schneller, weil z.B. das Magma als flüssige Lava die Planetenoberfläche erreicht, dann haben die Kristallite nur wenig Zeit zum Wachstum und es entstehen feinkörnige, quarzarme basaltische Gesteine. Basalt z.B. besteht überwiegend aus einem feinkristallinen Gemenge aus Plagioklas und Augit (einem Pyroxen) plus einem mehr oder weniger großen Olivinanteil.

Die folgende Aufzählung listet die Namen einiger der wichtigsten Vertreter magmatischer Gesteine auf, wie sie auf der Erde vorkommen:

a) Plutone oder Tiefengesteine (Intrusivgesteinsreihe)

- Granit
- Granodiorit
- Diorit
- Gabbro
- Peridotit

b) Vulkanite oder Ergußgesteine (Effusivgesteinsreihe)

- Rhyolith
- Dazit
- Andesit
- Basalt

In beiden Reihen nimmt der Kieselsäuregehalt von oben („sauer“ = reich an Kieselsäure) nach unten („basisch“ = arm an Kieselsäure) kontinuierlich ab und der Ca, Mg und Fe-Gehalt zu.

Zu den häufigsten kontinentbildenden Gesteinen auf der Erde gehören die Granite. Sie entstehen primär entweder durch Aufschmelzung von an Subduktionszonen in den Erdmantel abgleitenden marinen Sedimenten (wobei die typisch rhyolithischen („sauen“) Magmen entstehen) oder bei Gebirgsbildungsprozessen. Da granitische Gesteinskörper spezifisch leichter sind als die basaltischen Mantelgesteine, treiben sie wie Eisberge auf dem zähflüssigen Erdmantel (Isostasie).

Der Boden der Tiefsee (der ja in den mittelozeanischen Riftgebieten kontinuierlich erneuert wird) besteht dagegen erwartungsgemäß aus ziemlich einheitlichen basaltischen Ergußgesteinen.

Um die Formenvielfalt magmatischer und metamorpher Gesteine zu verstehen, muß man sich mit dem Problemkreis der Gesteinsschmelzen auseinandersetzen. Gesteinsschmelzen werden gewöhnlich als Magmen - oder wenn sie auf einer Planetenoberfläche austreten - als Laven bezeichnet. Auf der Erde liegen ihre Temperaturen - abhängig vom Druck - im Bereich zwischen 700 und 1250° C. In der Frühzeit der Erde waren die Temperaturen der austretenden Laven um einiges höher wie bestimmte, seltene urtümliche Gesteine - die sogenannten Komatiite - beweisen.

Die Erdkruste und die Gesteine des Erdmantels sind eindeutig fest (bis schwach plastisch), wie eine genaue Analyse der Ausbreitung von Erdbebenwellen zeigt. Trotzdem gibt es Bereiche in der Erdkruste und im oberen Mantel von mehreren Kubikkilometern Volumen, wo das Gestein vollständig aufgeschmolzen vorliegt. Diese Volumina werden gewöhnlich als Magmakammern bezeichnet. Entleeren sie ihren Inhalt auf die Planetenoberfläche, dann beobachtet man die vielfältigen Erscheinungen des Vulkanismus. Erstarrt ihr Inhalt langsam in der Erdkruste, dann entstehen plutonische Gesteinskörper. Die Entstehung von solchen Magmakammern hängt mit dem Verhalten von Gesteinsschmelzen unter Druckentlastung, lokalen Temperaturerhöhungen (Mantelplume) und Wasseraufnahme (verringert den Schmelzpunkt verschiedener Minerale) zusammen. Dazu muß man wissen, daß ein Gestein niemals (wie z.B. Wassereis) „im Block“ schmilzt. Dadurch, daß es aus verschiedenen Mineralien mit jeweils unterschiedlichen Schmelzpunkten besteht, kommt es statt dessen zu einer partiellen Verflüssigung. D.h. bei Temperaturerhöhung (oder Druckverringern) schmelzen zuerst die Mineralbestandteile mit dem jeweils niedrigsten Schmelzpunkt. Zwischen den Kristalliten bilden sich kleine Flüssigkeitströpfchen und die Plastizität des Gesteins nimmt zu. Schon

wenige Volumenprozent aufgeschmolzene Gesteinsbestandteile können die Plastizität soweit erhöhen, daß das Gestein quasi - wenn auch extrem langsam - unter der Einwirkung von Kräften fließen kann (Mantelkonvektion). Mit weiterer Temperaturerhöhung (oder Druckentlastung) werden dann weitere Mineralien verflüssigt und deren atomaren Bestandteile gehen in die Schmelze über. Auf diese Weise ändert sich die chemische Zusammensetzung des geschmolzenen Anteils. Man kann sich leicht vorstellen, daß die Eigenschaften des Magmas (Zähigkeit, chemische Zusammensetzung der Schmelze gegenüber der noch nicht geschmolzenen Phase) je nach dem Grad der Aufschmelzung unterschiedlich sind. Da die Schmelztemperaturen mit geringer werdenden Druck abnehmen, wird das z.B. in einem Eruptionskanal aufsteigende Magma immer weiter verflüssigt. Dabei ändert sich mit den sich verändernden physikalischen Umgebungsparametern die Zusammensetzung der Schmelze, was sich auf der Erde in der Vielfalt der Laven widerspiegelt, die bei vulkanischen Prozessen freigesetzt werden. Je nach dem Kieselsäureanteil unterscheidet man rhyolithischen Laven ( $\text{SiO}_2$ -Gehalt  $>65\%$ ), andesitische Laven ( $\text{SiO}_2$ -Anteil zwischen 52 und 65%) sowie basische oder basaltische Laven ( $\text{SiO}_2$ -Gehalt  $<52\%$ ).

Bei der Erstarrung der Gesteinsschmelzen tritt der entgegengesetzte Vorgang auf, der in der Petrologie als fraktionierte Kristallisation (im Gegensatz zur fraktionierten Differentiation beim Schmelzvorgang) bezeichnet wird. Im Einzelnen sind die dabei auftretenden Kristallisationsabfolgen sehr kompliziert und können hier nicht näher erörtert werden. Es soll nur auf die Ausbildung von unterschiedlichen Gefügemerkmalen bei gleicher chemischer Zusammensetzung der Schmelze und der zur Verfügung stehenden Abkühldauer hingewiesen werden. Eine Gesteinsschmelze, die z.B. bei schneller Abkühlung zu feinkörnigen Basalt führt, führt bei langsamer Abkühlung zu grobkörnigen Gabbro.

Die Vielfalt an Gesteinen, wie sie auf der Erde vorkommen, stellt zugleich eine ihrer Besonderheiten dar. Angetrieben durch die Mantelkonvektion und der von ihr verursachten Plattentektonik werden Gesteine immer wieder abgetragen, aufgeschmolzen, metamorph verändert und neu gebildet. Die Entdeckung dieses „Kreislaufs der Gesteine“ verdanken wir dem schottischen Geologen JAMES HUTTON (1726-1797). Bei anderen erdähnlichen Planeten unseres Sonnensystems gibt es einen solchen Kreislauf nicht (mehr). Wir sehen vielmehr Himmelskörper, deren silikatische Oberflächen sich seit ihrer Erstarrung fast nur noch exogen verändert haben. Mond und Merkur sind in dieser Beziehung die ertümlichsten Körper. Bei der Venus muß es vor ca. 500 bis 800 Millionen Jahren zu Prozessen gekommen sein, bei der die gesamte Oberfläche umgestaltet wurde. Riesige Mengen basaltischer Laven sind in diesem Zeitraum aus Spalten oder Vulkanschloten ausgeflossen, aus denen dann die bizarren Landschaften aus Plateaubasalten mit erstarrten Magmablasen, Staukuppen und aufgesetzten Vulkanen entstanden sind, die wir auf den Radaraufnahmen von Pioneer Venus Orbiter und der Magellan-Sonde sehen können. Aus morphologischen Eigenschaften von Oberflächenstrukturen (z.B. ausgedehnte, bis zu 1000 km lange mäandernde Lavakanäle) läßt sich schließen, daß an der Umgestaltung der Venusoberfläche extrem dünnflüssige, karbonatreiche Laven hoher Temperatur beteiligt waren, die man auf der Erde in dieser Art nur noch sehr selten findet. Inwieweit die Venus heute noch vulkanisch aktiv ist, ist weitgehend unklar. Manche Wissenschaftler nehmen an, daß die Mantelkonvektion soweit abgeklungen ist, daß man die Venus als „geologisch tot“ ansehen muß. Als Beweis wird auf das fehlende globale Magnetfeld hingewiesen.

Auf dem Mars sind die Verhältnisse weitaus komplizierter und werden immer schwieriger zu beurteilen, je mehr man durch Forschungssatelliten und Landesonden über die geologische und mineralogische Beschaffenheit seiner Oberfläche in Erfahrung bringt. Für einen „geologisch toten“ Planeten ist die Vielfalt und Komplexität seiner Landschaftsformen - wie man sie auf den 3D-Aufnahmen von Mars Express voller Staunen betrachten kann - einfach atemberaubend. Aber ist der Mars wirklich „geologisch tot“ oder befindet er sich nur in einem langandauernden Ruhezustand?

Jedenfalls ist gegenwärtig keine universelle endogene Energiequelle auszumachen, die - wie auf der Erde - einen kontinuierlichen Ablauf zwischen vulkanischer Tätigkeit und Abtragung aufrecht erhält. Die Landschaftsformen auf dem Mars lassen sich eher durch einen in der fernen Vergangenheit beginnenden und bis vor einigen 100 Millionen Jahren andauernden, zeitweise sehr intensiven lokalen Hot-Spot-Vulkanismus (z.B. sichtbar in der Tharsis-Aufwölbung) erklären, der durch die Energie aus dem Marskern aufsteigender Mantelplumes gespeist wurde (wann der Vulkanismus erloschen ist, vor einigen 100 oder einigen 10 Millionen Jahren, wird z.Z. wieder kontrovers diskutiert). Vulkanbauten über solchen lokalen Mantelplumes sind - da keine Plattenbewegungen wie auf der Erde stattfinden - sehr stabil und können im Laufe ihrer langen Aktivitätsphasen viel effusives Material fördern, das auf der Planetenoberfläche großräumig abgelagert wird. Eine Suche nach rezenten „heißen Stellen“ oberhalb von solchen Plumes auf der Marsoberfläche durch Messung der auf der Nachtseite emittierten Infrarotstrahlung durch Raumsonden war bis jetzt (2005) jedoch erfolglos.

Betrachtet man eine Albedokarte vom Mars, dann fallen verschiedene hellere und dunklere Gebiete auf. Diese Albedostrukturen wurden anhand der spektrometrischen Daten des Mars Global Surveyers (TES, „*Thermal Emission Spectrometer*“) grob mineralogisch klassifiziert. Dabei zeigte sich, daß sich die dunkler erscheinenden Gebiete am besten durch olivin- und pyroxenreiche Gesteine darstellen lassen. Wie die Analysen einzelner Gesteine durch Sojourner und den „*Mars Exploration Rovers*“ bestätigten, handelt es sich dabei um hydrophobe Basalte. Die helleren Gebiete sind wahrscheinlich mehr von sulfatreichen Gesteinen bzw. äolisch transportierten Verwitterungsprodukten entsprechender Zusammensetzung bedeckt. Die allgemeine, rötliche Grundfärbung wird durch Eisenminerale an der Oberfläche wie z.B. Hämatit hervorgerufen.

Hämatit ( $Fe_2O_3$ ) - auf der Erde z.B. als Roteisenstein bekannt - entsteht gewöhnlich bei der Ausscheidung von in Wasser gelösten  $Fe^{3+}$ -Ionen so daß dessen Existenz zusammen mit vielen weiteren Indizien auf eine, wenn auch kurze „feuchte“ Epoche des Mars hinweist. Die Entdeckung von (nichtverwitterten) olivinreichen Basalten ist dagegen ein Hinweis, daß diese Epoche weit in der Vergangenheit (vor mehr als 2 bis 3 Milliarden Jahren) gelegen haben muß da Olivine unter Wassereinwirkung extrem schnell verwittern. So zerfallen auf der Erde freiliegende kristalline Olivindrüsen in bestimmten Basalten unter Einwirkung von Wasser innerhalb von wenigen Jahren in ein gelblich-grünes Pulver.

Besonders interessant in diesem Zusammenhang sind die mineralogischen Untersuchungen der Mars-Rover „Opportunity“ in der Meridiani-Ebene und von „Spirit“ im Gusev-Krater. Insbesondere der eindeutige Nachweis von Goethit ( $FeO(OH)$ ) - auf der Erde wegen seines Vorkommens manchmal als „Sumpfeisenerz“ bezeichnet - durch „Spirit“ gilt unter den Geologen als der sicherste Beweis dafür, daß es auf den Mars einmal flüssiges Wasser (wenn auch nie in großen Mengen, wie das vollkommene Fehlen von Sedimentschichten aus Karbonatgesteinen beweist) gegeben haben muß. Im Gesamtbild fast noch eindeutiger sind die Ergebnisse von „Opportunity“. Der Rover ist quasi in einem völlig ausgetrockneten Salzsee niedergegangen. Die anstehenden Gesteine, die aufgrund ihrer Struktur zweifelsfrei als Sedimente zu identifizieren sind, haben mit 30-40 Gewichtsprozenten einen extrem großen Sulfatanteil. Sie können nur beim Verdunsten schwefelhaltiger Gewässer entstanden sein. Aufmerksamkeit haben auch die Vielzahl von murmelartigen Hämatitkügelchen hervorgerufen („Blueberries“), die an manchen Stellen der Oberfläche gehäuft an den Rändern und Vertiefungen von Gesteinsplatten auftreten und wahrscheinlich durch Ausfällung von  $Fe_2O_3$  in Poren des ehemaligen Seebodens unter einer stehenden Wasserschicht entstanden sind.

Eine unerwartete Vielfalt an verschiedenen magmatischen Gesteinen zeigen auch die Vulkanregionen des Mars. Neben den überall vorkommenden Basalten und den in den jüngeren Gesteinen des nördlichen Tieflandes anzutreffenden Andesits konnten in manchen Vulkanregionen sogar lokal Dazit

und Granite nachgewiesen werden. Das deutet darauf hin, daß der Vulkanismus des Mars mehrere Entwicklungsstadien durchlaufen hat. Tektonische Prozesse, die über Rißbildungen in der Marskruste aufgrund von Aufwölbungen hinausgehen, konnten bis jetzt nicht bestätigt werden und sind wegen des Fehlens einer horizontalen Krustendynamik auch nicht zu erwarten. Als Fazit ist festzustellen, daß sich trotz einer wahrscheinlich ziemlich „feuchten“ Vergangenheit Erde und Mars in vielen geologischen Parametern fundamental unterscheiden.

Im Vergleich zum Mars ist der Erdmond recht einfach strukturiert. Während die Hochländer aus plagioklasreichen Anorthositen, einem Gabbro-ähnlichen Gestein, bestehen, sind die ausgedehnten Maregebiete der Mondvorderseite mit magnesium- und eisenreichen Basalten bedeckt. Wie man heute weiß, stammen die beiden hauptsächlichsten Gesteinsformationen aus zwei verschiedenen Aufschmelzungen. Während sich die Anorthosite aufgrund ihrer geringen Dichte auf der Oberfläche eines bis zu 400 Kilometer tiefen Magmaozeans angesammelt haben (d.h. kurz nach der Konstitution des Mondes), haben sich die Marebasalte erst einige hunderttausend Jahre nach einer erneuten Aufschmelzung des Mondmantels durch radioaktive Prozesse unter Aufbrechung der Kruste durch Impakte gebildet.

Durch die genaue Analyse des Mondgesteins, die während der erfolgreichen Apollo-Missionen eingesammelt und zur Erde gebracht wurden, konnte ein guter Teil der geologischen Entwicklungsgeschichte des Mondes aufgeklärt werden.

In geologischer Hinsicht interessante Objekte sind auch die Planetoiden im Hauptgürtel zwischen Mars und Jupiter. Sie widerspiegeln in etwa die Formenvielfalt der Meteorite, wie man sie auf der Erde findet. Einige Planetoiden konnten mittlerweile auch von Satelliten angeflogen und aus der Nähe genauer inspiziert werden. Zu den wichtigsten Erkenntnissen, die man aus der Auswertung der dabei erhaltenen Daten gewonnen hat, gehören, daß die untersuchten Kleinplaneten sehr poröse Objekte (salopp gesagt, es sind „fliegende Geröllhaufen“ - ein Extrembeispiel ist der Planetoid (25143) Itokawa, der 2005 von der japanischen Raumsonde Hayabusha angeflogen wurde und der wahrscheinlich nur eine matterhorngroße Schuttaggregate darstellt) mit einer individuellen, aber dann weitgehend einheitlichen Zusammensetzung sind. Das bestätigt die Hypothese, daß zumindest ein Teil der kleineren Objekte (soweit sie nicht aus primitiven chondrischen Material bestehen) Bruchstücke von mehr oder weniger stark ausdifferenzierten größeren Himmelskörpern darstellen, die bei den im Planetoidengürtel häufigen Kollisionen entstanden.



Schwieriger ist die Frage zu beantworten, durch welche physikalischen Prozesse die relativ kleinen Ursprungskörper aus primitiven chondrischen Material intern soweit erhitzt wurden, daß es - ähnlich wie z.B. bei der Erde oder dem Mars - zu einer Trennung zwischen Stoffen unterschiedlicher Dichte in ihrem Innern kommen konnte. Je kleiner ein Himmelskörper ist, desto größer ist dessen Oberfläche in bezug auf sein Volumen und desto schneller verliert er seinen Wärmevorrat. Da sich zwischen Wärmeerzeugung und Wärmeabstrahlung ein Gleichgewicht einstellt, nimmt mit abnehmendem Radius bei gleicher Wärmeproduktion pro Volumeneinheit die dabei erzielte Gleichgewichtstemperatur ab. Von dem Planetoiden (4) Vesta weiß man aber, daß der ca. 516 Kilometer großen Körper mit basaltischen Material bedeckt ist während der Kern - entsprechend seiner mittleren Dichte von  $3800 \text{ kg/m}^3$  - überwiegend aus Eisen bestehen muß. Das bedeutet, daß Vesta in ihrer Vergangenheit einmal vollständig aufgeschmolzen war und es dabei zu einer stofflichen Trennung von Material unterschiedlicher Dichte gekommen ist. Als Ursache dafür wurde bisher allein der Zerfall radioaktiver Isotope im Innern des Planetoiden - insbesondere dem recht kurzlebigen  $^{26}\text{Al}$ , eventuell in Verbindung mit  $^{60}\text{Fe}$  - in Betracht gezogen. Neuere Rechnungen führten jedoch zu dem Ergebnis, daß der alleinige Zerfall von radioaktiven Elementen offenbar nicht ausreicht, um die für die vollkommene Aufschmelzung solch kleiner Objekte (Durchmesser unter 1000 km) erforderliche Wärmemenge aufzubringen. Die Tatsache, das Planetoiden sehr porös sind (das Volumen von (253) Mathilde besteht zu 50% aus Hohlräumen), hat einen anderen Mechanismus für einen externen Wärmeeintrag ins Blickfeld gerückt: Inelastische Kollisionen (Impakte) mit anderen Planetoiden. Bei derartigen Zusammenstößen wird die freigesetzte kinetische Energie weniger in das Auswurfmaterial „gepumpt“, sondern in der Kontaktzone kommt es zu lokalen Aufschmelzungen, deren schnelle Abkühlung durch die isolierende Wirkung des in den Krater hineinrutschenden Trümmersmaterials verhindert wird. Dabei kommt es lokal zu Metamorphosen, deren Auswirkungen man an gewöhnlichen Chondriten, die von zerstörten Planetoiden stammen, studieren kann.

## Oberflächen

Von „Oberflächen“ kann man genaugenommen nur bei Planeten, Planetoiden, Kometen und Monden sprechen, die überwiegend aus festen Stoffen – Metallen, Silikaten und Eis verschiedener Zusammensetzung – bestehen. Die Riesenplaneten wie Jupiter und Saturn haben zwar auch einen Gesteinskern. Ihre alles dominierende Atmosphäre geht jedoch quasi stufenlos in einen flüssigen Zustand über (flüssiger und danach metallischer Wasserstoff). An der Untergrenze dieser Schicht herrschen solch enorme Druck- und Temperaturverhältnisse, daß es nach derzeitigem Wissensstand sinnlos ist, über eine „etwaige Oberfläche“ der Gesteiskerne zu philosophieren. Das gilt natürlich auch für die Großplaneten Uranus und Neptun.

Die Oberfläche eines erdartigen Planeten oder eines Mondes kann aus festen Gesteinen (z.B. Mond, Mars), oder aus Eis (z.B. Jupitermond Europa, Saturnmond Enceladus) bestehen. Natürlich ist es auch möglich, daß solch ein Körper mehr oder weniger mit einer Flüssigkeit (z.B. Wasser wie bei der Erde) oder – wenn er noch keine Kruste ausgebildet hat - mit geschmolzenen Gesteinen bedeckt ist. In unserem Sonnensystem findet man nur noch erdartige Planeten mit bereits erstarrter Kruste bzw. sogenannte „Eismonde“, die überwiegend aus Wassereis bzw. (in ihrem Inneren) Wasser bestehen. Als exponierte Ausnahmen sind noch der Jupitermond Io mit seinen außergewöhnlichen Vulkanlandschaften und der Saturnmond Titan zu nennen, dessen Landschaftsformen, die sich dem Radar der Cassini-Sonde immer mehr erschließen, gelinde gesagt, interpretationsbedürftig sind.

Die Struktur der Kruste, ihr Aufbau und ihre Morphologie werden entscheidend durch endogene und exogene Prozesse bestimmt. Welche Form überwiegt, hängt wieder davon ab, ob der entsprechende Himmelskörper noch geologisch aktiv ist bzw. eine Atmosphäre / Hydrosphäre besitzt.

### Exogene Prozesse

Unter exogenen Prozessen versteht man alle Einflüsse auf die Kruste eines Planeten, die sich aus der Wechselwirkung mit der Atmosphäre, der Hydrosphäre und mit dem kosmischen Raum (Strahlung, Impakte) ergeben. Auch Schwerkraftwirkungen (z.B. Hangrutschungen in Impaktkratern) zählt man zu den exogenen Prozessen.

### Endogene Prozesse

Unter endogenen Prozessen versteht man alle Wirkungen, die sich aus dem Innern eines Planeten ergeben. Dazu gehören in erster Linie vulkanische und tektonische Prozesse. Die dazu notwendige Energie wird vom Planeten selbst geliefert (Mantel-Konvektion, Aufsteigen von Plumes) oder sie entsteht in seinem Innern durch eine Gezeitenwechselwirkung mit einem anderen Himmelskörper (Jupitermond Io).

Unter den exogenen Prozessen spielten besonders in der Frühzeit des Sonnensystems vor mehr als 3.5 Milliarden Jahren Impaktereignisse eine große Rolle bei der Oberflächenstrukturierung. Die Planeten Merkur und Mars sowie der Mond haben diese Ereignisse in Form von ausgedehnten Kraterlandschaften bis heute konserviert. Bei der Erde und bei der Venus ist jedoch davon so gut wie nichts mehr zu erkennen, da beide Planeten tektonisch aktiv sind bzw. waren (Venus) und zumindest bei der Erde der Prozeß der Gradation – der Abtragung durch Verwitterung – eine Landschaft in geologisch kurzer Zeit völlig verändern kann. Aber schon seit mindestens 3 Milliarden Jahren spielen Einschlagphänomene so gut wie keine Rolle mehr bei der exogenen Oberflächengestaltung der inneren Planeten. Zwar rechnet man z.B. bei der Erde bei einer Zeitskala von mehreren zehn Millionen Jahren immer wieder mit dem Einschlag eines einige Kilometer großen Gesteinsbrockens. So katastrophale Auswirkungen das auch auf die Biosphäre haben mag, für die globale Geologie und Morphologie der Erde haben derartige „Nadelstiche“ kaum eine Bedeutung. Sie werden in geologisch kurzer Zeit quasi „vergessen“. Der Asteroid, der vor ca. 65 Millionen Jahren zum Niedergang der Sauropoden geführt hat, erzeugte z.B. einen Krater von ca. 200 km Durchmesser im Bereich des heutigen Golf von Mexiko (Chicxulub-Krater) sowie – was aber noch kontrovers diskutiert wird - zu einem verstärkten Vulkanismus an anderen Stellen der Welt (z.B. im heutigen Sibirien). Trotzdem erfordert es einen riesigen Aufwand an Feldforschung, um überhaupt noch den Krater selbst und seine Grenzen nachweisen zu können. Trotz der mit diesem Einschlag verbundenen globalen Katastrophe für das Leben in jener erdgeschichtlich gar nicht allzu weit entfernten Epoche kann der Autor und mit ihm viele andere Menschen speziell diesem Impakt durchaus etwas Positives abgewinnen. Den Grund dafür hat in seiner unnachahmlichen Art der bekannte Paläontologe STEPHEN JAY GOULD (1941-2002) folgendermaßen beschrieben: *„Hätte nicht der Himmelskörper ihre (der Dinosaurier, d.V.) blühende Vielfalt zunichte gemacht, wären sie vielleicht heute noch am Leben (Warum nicht? Es war ihnen 100 Millionen Jahre lang gut gegangen, und in der Erdgeschichte sind seitdem erst wieder 65 Millionen Jahre hinzugekommen). Gäbe es die Dinosaurier noch, wären die Säugetiere mit ziemlicher Sicherheit klein und unbedeutend (wie während der hundertmillionenjährigen Herrschaft der Dinosaurier). Und wenn Säugetiere klein, in ihren Möglichkeiten beschränkt und nicht mit Bewußtsein ausgestattet sind, entstehen daraus sicher keine Menschen, die ihre Gleichgültigkeit zum Ausdruck bringen können. Oder die ihre Söhne Peter nennen (Anspielung auf PETER WARD, Mitautor des Buchs „Einsame Erde“). Oder die über Himmel und Erde staunen. Oder die über das Wesen der Wissenschaft und die richtige Beziehung zwischen Tatsachen und Theorie nachgrübeln. Sie wären zu dumm, es zu versuchen; zu sehr damit beschäftigt, sich die nächste Mahlzeit zu verschaffen und sich vor dem bösen Velociraptor zu verstecken.“*

Das kurz nach der Entstehung der inneren Planeten Impakte besonders häufig aufgetreten sind liegt daran, daß noch genügend „Baumaterial“ in Form von mehr oder weniger großen Brocken von

Planetesimals den Bereich des inneren Sonnensystems bevölkerten. Nach und nach wurden sie von den größeren Planeten und den Erdmond eingefangen bzw. durch die gravitative Wirkung der Riesenplaneten außerhalb der Marsbahn aus dem inneren Sonnensystem entfernt. Die damit einhergehende „Ausdünnung“ macht sich z.B. auf dem Mars (wo die Oberfläche zu verschiedenen Zeiten vulkanisch überformt wurde) durch Gebiete unterschiedlicher Kraterdichte bemerkbar. Aus dem Fakt der rapiden Abnahme der Einschlagsdichte über weniger als eine Milliarde Jahre und durch die Erstellung von Kraterstatistiken kann man mit einigen Zusatzannahmen beispielsweise auf dem Mars das relative Alter der einzelnen Landschaften bestimmen. Durch die Analyse von Mondgestein und von Meteoriten lassen sich durch die Ausnutzung radioaktiver Zerfallsreihen absolute Altersangaben gewinnen. Aus solchen Untersuchungen weiß man z.B. daß das Zeitalter des „letzten schweren Bombardements“ vor ca. 3.9 Milliarden Jahren zu Ende gegangen ist. Das bedeutet nicht, daß zu jener Zeit jeden Tag ein kilometergroßer Krater auf dem Mond entstanden ist. Der zeitliche Abstand zwischen zwei derartigen Ereignissen lag nach modernen Abschätzungen durchschnittlich bei ungefähr 2500 Jahren.

Planeten, Planetoiden und Monde, deren Inneres nach ihrer Entstehung schnell ausgekühlt ist, haben jene ferne Zeit in ihrer Oberfläche sehr gut konservieren können. Beim Mars haben vulkanische Prozesse und in geringerem Umfang Erosionserscheinungen einen Teil der uralten Kraterlandschaften überformt. Auf diese Weise kommt die auffällige Zweiteilung (Dichotomie) der Marsoberfläche in eine alte, kraterreiche Hemisphäre und in eine jüngere, vulkanisch überprägte Hemisphäre zustande. Heute weiß man, daß auch Erosion durch fließendes Wasser sowie durch Eis in der Vergangenheit bei der Landschaftsbildung des Mars eine beachtliche Rolle gespielt hat.

Auch auf der Venus haben großräumige vulkanische Prozesse in Form von Magmaüberflutungen alle Hinweise auf das Zeitalter des „Großen Bombardements“ ausgelöscht. Das gilt natürlich noch mehr für die Erde. Plattentektonik und Erosion durch Wind und Wasser bewirken, daß sogar die Spuren von sehr großen Impakten innerhalb von wenigen Millionen Jahren quasi von der Erdoberfläche getilgt werden.

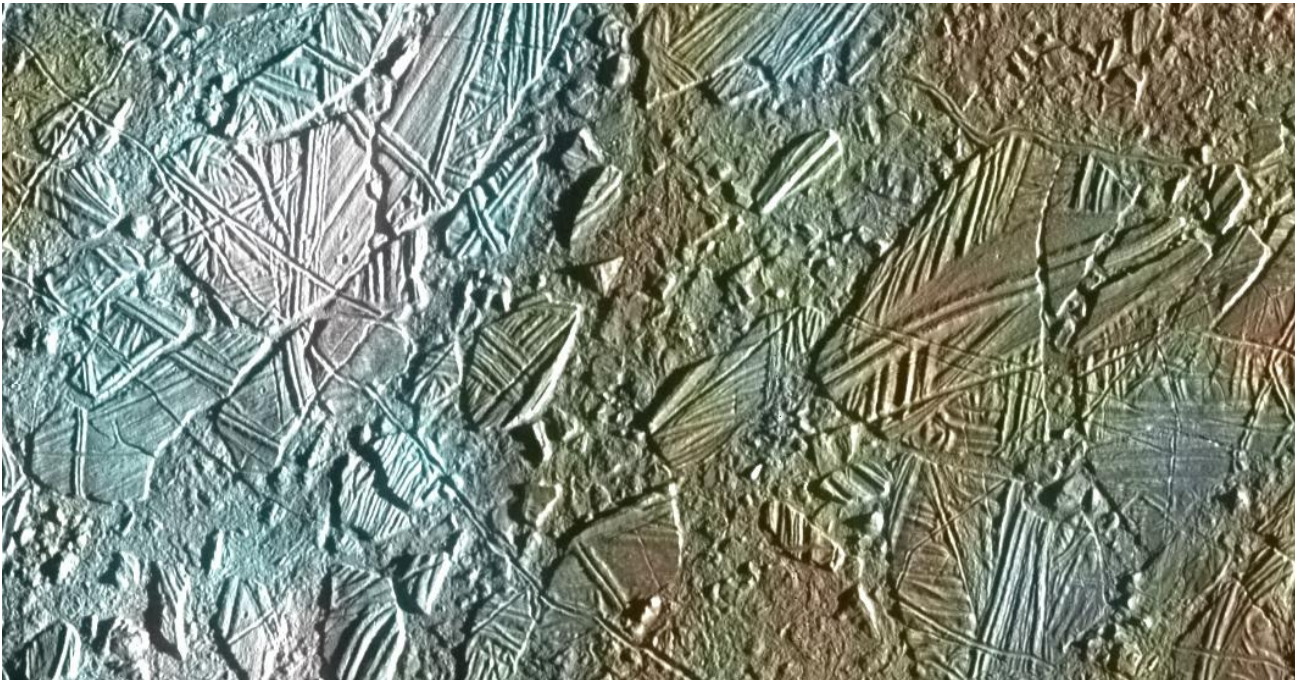
Genügend große Planeten kühlen jedoch so langsam ab, daß sie in ihrem Inneren lange Zeit – z.T. bis heute - flüssige bzw. hochplastische Schichten halten können. Konvektionsbewegungen in diesen Schichten oder das Aufsteigen von Magmablases (Plumes) führen bei ihnen zu den beobachteten vulkanischen und tektonischen Prozessen. Die Gebirgsbildung auf der Erde, die Entstehung von Bruchstrukturen in der Erdkruste und nicht zuletzt die Kontinentaldrift erhalten ihre Energie aus der Mantelkonvektion. Plattentektonik ohne andauernde Mantelkonvektion ist unmöglich. Bei Venus und Mars findet man keine eindeutigen Anzeichen von derartigen plattentektonischen Prozessen. Man findet aber dafür umso mehr morphologische Strukturen, die auf einen ausgeprägten Vulkanismus hindeuten. Riesige Vulkanbauten gibt es sowohl auf dem Mars (z.B. die Tharsis-Aufwölbung) als auch auf der Venus. Die Venusoberfläche wurde vor 500-800 Millionen Jahren fast völlig erneuert. Großräumige Flutbasalte haben ausgedehnte Regionen überformt und alle älteren Strukturen zum Verschwinden gebracht. Überall auf der Venusoberfläche findet man Vulkane in einer außergewöhnlichen morphologischen Variationsbreite sowie riesige, z.T. mehrere 1000 km lange Lavakanäle.

Trotzdem sich Erde und Venus in ihrer Größe und Masse stark ähneln, haben beide überraschenderweise eine jeweils völlig andere geologische Entwicklung durchgemacht, die im Fall der Erde zu einem „Garten Eden“ und im Fall der Venus zu einer „Gluthölle“ geführt haben.

Etwas anders sieht es bei den „Eisplaneten“ aus. Darunter versteht man die großen Monde der Riesenplaneten Jupiter bis Neptun, deren mittlere Dichte je nach Größe ihres Gesteinskerns zwischen 1000 und 3000 kg/m<sup>3</sup> liegt und die deshalb überwiegend bzw. zu einem großen Teil aus Wassereis

bestehen. Mit Ausnahme von Europa (Jupiter), Enceladus (Saturn) und Triton (Neptun) haben alle sehr alte und kraterübersäte inaktive Oberflächen. Nur einige zeigen Anzeichen von Erosionserscheinungen, die mit einem sogenannten „Kryovulkanismus“ zusammenhängen (Dione, Tethys, Enceladus (Saturn), Miranda, Ariel (Uranus)). Diese exotische Art von Vulkanismus wurde zuerst durch Voyager 2 auf dem Neptunmond Triton entdeckt. Ganz allgemein versteht man darunter das geysirartige Abblasen von flüssigen bzw. gasförmigen Stoffen (z.B. Wasser, Stickstoff etc.) aus der kalten Oberfläche eines Eismondes heraus in den kosmischen Raum. Eine weitere Überraschung war der verhältnismäßig kleine Saturnmond Enceladus, von dem aus kontinuierlich Eiskristalle in den Bereich seiner Umlaufbahn gelangen und dort den feinen E-Ring bilden.

Der etwa erdmondgroße Jupitermond Europa ist in vielfacher Hinsicht bemerkenswert. Seine mittlere Dichte impliziert, daß er neben einem kleinen Eisenkern hauptsächlich aus Silikaten aufgebaut ist. Seine Oberfläche besteht jedoch aus einer (vielleicht mehrere Kilometer dicken (?)) Eisschicht, unter der sich ein schätzungsweise 50 km tiefer Ozean aus flüssigem Wasser verbirgt. Auf ihr hat man nur wenige Einschlagkrater, deren Durchmesser einen Kilometer übersteigt, gefunden. Das bedeutet, daß die sichtbare Oberfläche kaum älter als ca. 200 Millionen Jahre sein kann. Dafür erkennt man ein sehr komplexes System von gegeneinander verschobenen Eisschollen, die der Oberfläche ein bizarres Aussehen verleihen.



Ausschnitt des Gebietes Conamara Chaos auf dem Jupitermond Europa. Es sind eine Vielzahl zerbrochener und z.T. verdrehter Eisschollen zu erkennen.

Genauso wie Europa wird das Innere von Io durch die Gezeitenwechselwirkung mit Jupiter (neben einem kleinen Anteil, der aus dem radioaktiven Zerfall schwerer Elemente herrührt) mit thermischer Energie versorgt. Nur hat sich hier ein außergewöhnlicher Schwefelvulkanismus etabliert, der diesen Mond zu dem vulkanisch aktivsten Körper des Sonnensystems macht. Über 300 Vulkane sind bekannt, die zufällig verteilt die rötlich-orangene Oberfläche bedecken. Die Planetensonde Galileo hat sich mehrfach diesen Mond genähert und eine Fülle von Informationen geliefert, aus denen man sehr detailliert eine Erklärung für diese spezielle Art von Vulkanismus erarbeiten konnte.

## Impakte

Wenn man den Mond durch ein Fernrohr betrachtet, fallen einem neben den dunklen flachen Mare-Gebieten sofort die ausgedehnten Kraterlandschaften auf. Die Frage, wie sie entstanden sind, wurde bis Mitte des vorigen Jahrhunderts durchaus konträr diskutiert. Bereits 1873 äußerte RICHARD PROCTOR (1837-1888) die Hypothese, daß zumindest ein Teil der Mondkrater durch den Aufprall riesiger Gesteinsbrocken entstanden sind. Er hatte zwar mit dieser Meinung kaum eine Chance gegenüber der vorherrschenden Vulkantheorie. Heute weiß man, daß er im Prinzip recht hatte. Der größte Teil der Mondkrater und auch einige kreisrunde Mare sind konservierte Spuren von Meteoriten-Einschlägen, die hauptsächlich während einer relativ kurzen Periode ca. eine halbe Milliarde Jahre nach Entstehung des Mondes stattgefunden haben. Derartige Meteoriteneinschläge, welche zur Ausbildung von Kratern führen, nennt man Impakte.

Impakte waren während der Frühgeschichte des Sonnensystems die wichtigste oberflächengestaltende Kraft bei abkühlenden, und dabei eine Kruste ausbildenden Himmelskörpern. Bei geologisch inaktiven oder nur schwach aktiven Planeten und Monden haben sich die dabei entstandenen Oberflächenstrukturen bis zum heutigen Tag erhalten (Merkur, Mond, Mars).

Vulkanische Krater und Impaktkrater haben zumindest rein äußerlich eine große Ähnlichkeit, obwohl sie eine völlig unterschiedliche Entstehungsgeschichte haben. Impakte (oder Impaktstrukturen, d.h. durch Erosion, tektonische Prozesse und Sedimentation veränderte Impakte) sind in der Regel rund, haben im Vergleich zu vulkanischen Calderen eine relativ geringe Tiefe und besitzen keine „Schlote“, in denen explosives Material aufgestiegen ist.

Das Aussehen und die Struktur eines Impaktkraters hängen ab

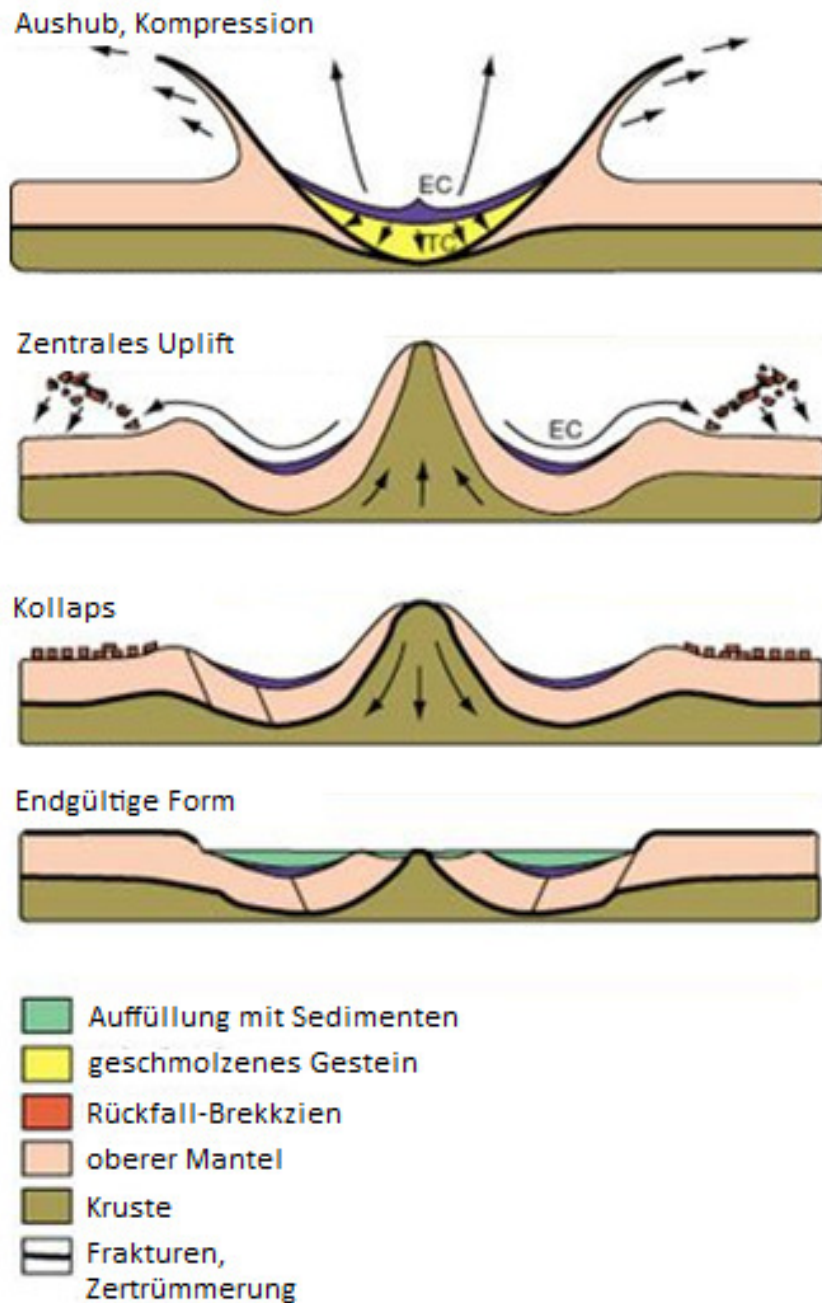
- von der Größe (Masse), Geschwindigkeit und Beschaffenheit des einschlagenden Meteoriten oder Kometen (z.B. ob es sich um einen Metall- oder Eisklumpen handelt ...)
- von der Struktur und geologischen Beschaffenheit des Untergrundes, in dem der Meteorit oder Komet einschlägt und
- von der Schwerebeschleunigung am Ort des Einschlags (bestimmt die Verteilung des Auswurfmaterials – Ejekta – um einen Impaktkrater)

Man unterscheidet außerdem zwischen sogenannten „einfachen Kratern“ (oder Kratergruben) und „komplexen Kratern“, wobei die Grenze auf der Erde bei ca. 4 Kilometern liegt. Komplexe Krater besitzen als wichtigstes morphologisches Merkmal eine zentrale Erhebung, die man bei Mondkratern landläufig als Zentralberg bezeichnet. Eine eigene Familie von komplexen Kratern bilden die sogenannten Multiring-Becken, wie man sie z.B. vom Merkur (Caloris), vom Mond (Mare Orientale) oder vom Jupitermond Kallisto (Valhalla) her kennt. Sie haben Durchmesser von einigen Hundert bis zu über 2000 Kilometer. Es ist noch nicht klar, ob nicht vielleicht auch die größten bekannten irdischen Impaktstrukturen (Chicxulub, Vredefort) zu dieser speziellen Gruppe gehören. Gravimetrische Messungen deuten jedoch stark darauf hin.

Mit welcher Geschwindigkeit (und damit kinetischer Energie) ein Meteorit auf einen Himmelskörper einschlagen kann, hängt von der Schwerkraft und von den Bahnparametern des getroffenen Körpers und des Meteoriten ab. Im Bereich der Erdbahn liegt der mögliche Geschwindigkeitsbereich zwischen 11 km/s (zweite kosmische Geschwindigkeit) und 72 km/s. Kleine Planetoiden, welche die Erdbahn kreuzen, treffen die Erde typischerweise mit einer Geschwindigkeit zwischen 15 und 30 km/s. Ist ihre Masse kleiner als  $10^5$  kg, können sie in der Erdatmosphäre durch Reibungsprozesse abgebremst und z.T. fragmentiert werden. Für Körper, deren Masse 1000 t übersteigt, existiert quasi die Erdatmosphäre

nicht, d.h. die Abbremsung durch die Reibung an den Luftmoleküle spielt für die Aufschlagsgeschwindigkeit keine Rolle mehr.

Wenn solch ein Meteorit die Erdoberfläche trifft, wird innerhalb von Sekundenbruchteilen seine gesamte kinetische Energie in Wärme und in Überschall-Stoßwellen umgewandelt was letztendlich zur Entstehung eines Impaktkraters führt. Man unterscheidet dabei fünf Phasen der Kraterbildung, die nacheinander ablaufen und fließend ineinander übergehen.



Stadien der Bildung eines komplexen Impaktkraters auf der Erde

### **a) Kontaktphase**

Der kosmische Körper erreicht mit einer Geschwindigkeit zwischen 15 und 50 km/s die Erdatmosphäre und durchschlägt sie innerhalb von wenigen Sekunden quasi ungebremst. Die eigentliche Kontaktphase – wenn er die Erdoberfläche erreicht und in sie eindringt – dauert dagegen nur wenige Tausendstel bis einige Hundertstel Sekunden. Dabei entstehen Stoßwellen, die sich mit Überschallgeschwindigkeit durch das Gestein ausbreiten. Durch die dabei entstehende starke Überhitzung ( $T > 3000$  K) verdampft ein Teil des Gesteins sowie ein Teil des eindringenden Meteoriten im Kontaktbereich. Ein anderer Teil verwandelt sich in eine hochtemperierte Gesteinsschmelze, die mit einer der Impaktgeschwindigkeit vergleichbaren (oder sogar größeren) Geschwindigkeit seitlich herausgeschleudert wird („primärer Jet“). Ein Teil des Materials kann sich dabei in eine glasartige Form umwandeln, das später – wieder erstarrt – weit entfernt vom Einschlagspunkt in Form von Tektiten niedergeht.

### **b) Kompressionsphase**

Als Beginn der Kompressionsphase wird der Zeitpunkt angesehen, wenn der Impaktor vollständig in die Erdoberfläche eingedrungen ist. Es entsteht eine aus dem verdampften Projektil und verdampften Umgebungsmaterial bestehende Eruptionswolke, die sich rasch ausdehnt. Die Stoßwellen haben das in Eindringrichtung liegende Gestein komprimiert und dabei verflüssigt bzw. in tiefer liegenden Schichten zertrümmert. Im Extremfall erreicht der Druck im direkten Kontaktbereich kurzzeitig Werte bis zu 1000 GPa. Im darunter-liegenden festen Gestein werden beim Durchlaufen der Stoßwelle immer noch Drücke im Bereich zwischen 150 und 5 GPa aufgebaut, die zu einer Verdampfung, Aufschmelzung bzw. zu einer irreversiblen Veränderung (Schockmetamorphose) der Gesteinsstruktur führen. Beträgt schließlich der Druck nur noch 1 bis 2 GPa, dann gehen die Überschall-Stoßwellen in Unterschall-Wellen, also seismische Wellen, über. Auch sie können noch zu einem großräumigen Zerschneiden der Gesteine in der Impakt-Umgebung führen. Außerdem kommt es in der Umgebung der Einschlagstelle im Bereich einer Zone, wo Stoßwellen und Entlastungswellen miteinander interferieren zu einem Absplittern der obersten Gesteinsdecke. Dabei entsteht der sogenannte Spall.

### **c) Exkavationsstadium (Beginn)**

Ungefähr 2 bis 4 Sekunden nach dem Einschlag tritt eine Druckentlastung ein, die zu einer schräg aufwärts gerichteten Exkavationsströmung führt und seitlich den Krater rasch anwachsen läßt. Dabei wird zertrümmertes Gestein an den Flanken ausgeworfen während sich das Gestein im zentralen Bereich mit der Eruptionsglutwolke mischt. Dieser Vorgang dauert insgesamt etwa 2-3 Minuten. Dabei kann der Krater einen Durchmesser erreichen, der bis zu 30-mal größer ist als der Durchmesser des ursprünglichen Projektils. Bei sehr großen Objekten führt die Druckentlastung im Zentrum des Kraters zur Ausbildung eines Zentralberges, der etwa 1/10 des Kraterdurchmessers ausmacht. Einzelheiten zur Entstehung des „zentralen Uplifts“ sind noch Gegenstand der Forschung.

### **d) Exkavationsstadium (Ende)**

Der Krater hat fast seine endgültigen Ausmaße erreicht. An seinem Randbereich treten noch Über- und Unterschiebungen von Material aus verschiedenen Tiefen auf und das ballistisch in die Luft geschleuderte Material vermischt sich mit dem seitwärts aus dem Kraterbereich herausgleitenden Material zu einem Trümmerfeld, welches sich vom Kraterwand weg radial ausbreitet (Ejekta).

### **e) Postimpakt-Modifikationsstadium**

Nach 3 bis 5 Minuten wird die Glutwolke über dem Krater instabil und bricht seitlich aus. Das darin enthaltene Material lagert sich radial verteilt in der weiteren Umgebung des Kraters ab. Dieses Material wird als Ausfall-Suevit bezeichnet. Der Kern der Wolke sinkt dagegen in den Krater zurück und das darin enthaltene Festmaterial überdeckt den Kraterboden (Rückfall-Suevit). Schwerkraftbedingte

Ausgleichvorgänge beginnen zu dominieren. Es kommt beispielsweise zu Absetzprozessen und zu terrassenförmigen Hangrutschungen, die u.U. den Kraterdurchmesser weiter vergrößern.

Auf der Erde dauert die Bildung eines einfachen Kraters vom Typ des Barringer-Kraters in Arizona (Durchmesser ca. 1 km) ungefähr 6 Sekunden. Ein Krater mit einem Durchmesser von rund 200 Kilometer ist in weniger als zwei Minuten fertig ausgebildet. Die Richtung, aus der das Projektil einschlägt, hat kaum Auswirkungen auf die Form des entstehenden Kraters. Krater sind fast immer kreisförmig, da nicht der einschlagende Körper selbst, sondern die dabei entstehenden Stoßwellen für den Aushub verantwortlich sind.

Die Berechnung des Durchmessers und der Tiefe des Kraters, der bei einem Einschlag auf festes Land entsteht, ist sehr schwierig. Es ist einfacher, aus dem Vergleich von bekannten Impakten mit den Ergebnissen von künstlichen Explosionen – wie z.B. bei Nukleartests – dafür Näherungsbeziehungen abzuleiten.

Nach EUGENE SHOEMAKER (1928-1997) läßt sich der Kraterdurchmesser nach folgender Formel abschätzen:

$$d_{cr} = 1.435 \cdot 10^{-2} \left( \frac{g}{g_{pl}} \right)^{\frac{1}{6}} \left( \frac{1.8 \cdot 10^3}{\rho_{pl}} \right)^{\frac{1}{3.4}} (E_{kin})^{\frac{1}{3.4}}$$

Die einzelnen Größen haben folgende Bedeutung:

$d_{cr}$  Kraterdurchmesser,  $g$  Erdbeschleunigung (9.81 m/s<sup>2</sup>),  $g_{pl}$  Schwerebeschleunigung des Zielkörpers,  $\rho_{pl}$  Dichte der Gesteinsschicht, in welcher der Meteorit eindringt und  $E_{kin}$  kinetische Energie des Impaktors in [J]

Als Faustregel für das Verhältnis von Größe des Impaktors zu Größe des Impaktkraters kann man 1:20 für Stein- und 1:40 für Eisenmeteorite verwenden.

Meteorkrater sind auf der Erde recht selten. Aktuelle Verzeichnisse registrieren ca. 160 Krater und Kraterfelder. Der Grund dafür ist, daß Impakte auf der Erde durch Erosionsprozesse sehr schnell (natürlich in geologischen Zeitmaßstäben gemessen) erodiert werden und damit quasi verschwinden. Der Nachweis alter Einschläge, von denen man annimmt, daß sie für das aus Fossilfunden abgeleitete Massenausterben von Lebewesen z.B. an der Perm/Trias-Grenze oder an der bekannteren Kreide/Tertiär-Grenze (als die Dinos verschwanden) verantwortlich sind, gestaltet sich als schwierig. Man benötigt spezifische Impaktindikatoren, um geologische Strukturen eindeutig als Impakte zu klassifizieren und um sie von ähnlichen Strukturen, die vulkanischen Ursprungs sind, abzugrenzen. Derartige Indikatoren sind (Auswahl):

### Reste des meteoritischen Körpers selbst

Bruchstücke eines zu einem Krater gehörenden Meteoriten findet man nur sehr selten, da Körper mit einem Durchmesser von über 50 m beim Einschlag meist vollständig verdampfen. Es ist aber möglich, daß das meteoritische Material sich mit dem Targetgestein vermengt und deren chemische Zusammensetzung verändert. Insbesondere Elemente der Platin-Gruppe, die im meteoritischen Material häufiger auftreten als in irdischen Krustengesteinen, können als Indikatoren verwendet werden.

Wenn der eindringende Meteorit in der Atmosphäre zerbricht oder sich Teile davon ablösen, bleiben manchmal Überreste in der Kraterumgebung liegen. Das betrifft insbesondere sogenannte Eisen-Nickel-Meteorite.



Einzelstück des Sikhote Alin-Meteorits, der am 12. Februar 1947 in Ostsibirien niedergegangen ist. Insgesamt gelangten ca. 100 Tonnen von diesen Eisenmeteoriten auf die Erdoberfläche.

### **Schockmetamorphe Gesteine**

Gesteine, die durch die Einwirkung eines Impaktes (z.B. durch Stoßwellen) irreversibel verändert worden sind, bezeichnet man ganz allgemein als Impaktite. Dazu gehören Brekzien, d.h. bunt gemischte Trümmergesteine, die in einer feinen Grundmasse eingeschlossen sind. Ein Beispiel dafür ist das Suevit (Schwabenstein), der im Bereich des Nördlinger Ries gefunden wird und in dem man z.B. eingeschlossene Glasschmelzen findet. Die Stoßwellen, die während des Impakts kurzzeitig auftreten, führen zu mikroskopischen Veränderungen in der Kristallstruktur der davon betroffenen Gesteine. So entstehen u. a. Schocklamellen in Quarz (bei Drücken zwischen 7.5 und 25 GPa), diaplektische Gläser (wenn die ehemals kristallinen Mineralkörner verglasen was bei einem Druck von 30 bis 40 GPa passiert) sowie Hochdruckmodifikationen verschiedener Minerale. Coesit ist z.B. eine Hochdruckmodifikation von Quarz, die auch im tiefen Erdinneren gebildet wird und durch tektonische Prozesse an die Erdoberfläche gelangt. Impakt-Coesite sind jedoch zumeist in Gesteinen eingeschlossen, die sich nie in größeren Erdtiefen befunden haben. Auch das Vorkommen von Stishovit (welches sich bei einem Druck von annähernd 16 GPa aus Quarz bildet) weist eindeutig auf einen Impakt hin.

Ein weiterer wichtiger Indikator sind die sogenannten Shatter Cones, die häufig in Kalkgesteinen auftreten, durch die eine Stoßwelle gelaufen ist. Aufgrund ihrer typischen Struktur werden sie auch als Strahlenkalke bezeichnet.

Unter den extremen Bedingungen eines Impakts kann sich auch Kohlenstoff in Diamant verwandeln (z.B. bei Kondensationsvorgängen in der Glutwolke). Derartige Impaktdiamanten, die nur Bruchteile eines Millimeters groß sind, wurden 1971 im Gebiet der Popigai-Struktur (Sibirien) sowie 1977 im Nördlinger Ries gefunden.

### **Mikrokügelchen aus Glas**

Spritzer von geschmolzenem Gestein können beim raschen Abkühlen zu feinen Glaskügelchen erstarren, die sich z.B. in Sedimentschichten, die aus der Zeit des Impakts stammen, nachweisen lassen.

### **Glasmeteorite (Tektite)**

Bei Tektiten handelt es sich um extrem wasserarme, glasartige und schwer schmelzbare, in der Form meist rund- oder längliche Gesteine, die zu 2/3 aus Siliziumdioxid bestehen. Sie entstehen, wenn das Material in der Glutwolke eines Einschlags auskondensiert oder beim Eindringen des Projektils an der Seite herausspritzt. Man findet sie in sogenannten Streufeldern in der Nähe großer Impaktstrukturen. Die Moldavite z.B., die im Einzugsgebiet der Moldau in Tschechien gefunden werden, stammen aus dem Einschlag, der vor 14.7 Millionen Jahren das Nördlinger Ries (Durchmesser ca. 24 km) und das Steinheimer Becken (Durchmesser ca. 4 km) in der Schwäbischen Alb geformt hat. Weitere Streufelder von Tektiten findet man in Australien und in Indonesien. Impaktgläser sind aus verständlichen Gründen besonders häufig auf dem Mond.



Typischer Moldavit – ein Stück Glasschmelze, welches beim Ries-Impakt vor 15 Millionen Jahren entstanden ist.

### **Iridium-Anomalien**

Iridium-Anomalien sind im Zusammenhang mit der sogenannten K/T-Grenze (das ist eine dünne Tonschicht, die Sedimente aus der oberen Kreide von Sedimenten aus dem unteren Tertiär trennt) bekannt geworden, als LUIS und WALTER ALVAREZ daraus den Schluß zogen, das vor 65,3 Millionen Jahren ein katastrophaler Einschlag das Ende der artenreichen Tiergruppe der Dinosaurier besiegelte. Es ist bekannt, das Iridium in Krustengesteinen nur in äußerst geringer Konzentration vorkommt, während es in Meteoriten hoch angereichert ist. So erscheint es folgerichtig, daß diese erhöhte Iridium-Konzentration in dieser dünnen Schicht aus dem Fallout eines Impaktes stammt der, wie man heute weiß, den Chicxulub-Krater auf der Halbinsel Yucatan und dem Golf von Mexiko (und wahrscheinlich noch einen weiteren in der Ukraine) ausgehoben hat.

### **Extraterrestrische Buckminster-Fullerene**

Fullerene sind geschlossene „Käfige“ aus Kohlenstoffatomen, die auch Edelgase enthalten können. Sie entstehen in kosmischen Staubwolken und können mit meteoritischem Material auf die Erde verfrachtet werden. Man hat sie z.B. aus kohlenstoffhaltigen Brekzien, die aus dem Sudbury-Meteorokrater in Ontario/Kanada stammten, isolieren können. Das Isotopengemisch der Edelgase, die in diesen aus 60 oder 70 Kohlenstoffatomen und mehr bestehenden Behältnissen enthalten war, weist eindeutig auf ihren kosmischen Ursprung hin.

## Sekundäre Spuren

Auf der Erde können Impakte Waldbrände und Tsunamis (bei einem Einschlag ins Meer) hervorrufen. Großräumige Brände führen z.B. zu einem vermehrten Eintrag von Ruß in Sedimentschichten und die dabei entstehenden Gase beeinflussen für lange Zeit das Klima. Es ist auch möglich, daß Impakte zu einer Verstärkung von vulkanischen Aktivitäten führen.

Eine äußerst interessante Frage ist, wie oft es in der Vergangenheit zu Meteoriteneinschlägen gekommen ist und was man diesbezüglich für die Zukunft zu erwarten hat. Zur Untersuchung dieser Frage bietet sich der Erdmond an, da er einen großen Teil der Impaktstrukturen bis in die heutige Zeit hinein bewahrt hat. Die wissenschaftliche Methode, die man dazu anwendet, ist die Kraterstatistik. Wenn man annimmt, daß die Impakthäufigkeit über die Geschichte des Sonnensystems relativ konstant war (was erst die letzten 2 Milliarden Jahre näherungsweise stimmt), dann folgt daraus die schlichte Erkenntnis, daß die Oberflächen, welche die meisten Krater aufweisen, die ältesten sind. Beim Mond bedeutet das, daß die Kraterlandschaften um den Südpol herum älter sein müssen als die Mare-Gebiete wie z.B. das Mare Imbrium. Durch Kraterstatistik kann man also das relative Alter von Oberflächenstrukturen bestimmen.

Es reicht dazu nicht aus, die Anzahl der Krater pro Oberflächeneinheit zu zählen. Auch die Größe der Impaktstrukturen spielt eine Rolle, da sie wiederum ein Maß sind für die Größenverteilung der Körper, welche die Krater verursacht haben. Außerdem muß man zwischen dem Primärkrater und den eventuell dazugehörigen Sekundärkratern unterscheiden, die durch den Aufprall des Auswurfmaterials nach dem Primäreignis entstanden sind. Auch das Mitzählen von vulkanischen Kratern führt zu Fehlern. Bei manchen Himmelskörpern wie z.B. bei Mars und Venus, sind noch Gradationseffekte zu berücksichtigen.

Aus der Untersuchung der Mondoberfläche hat sich folgendes Bild ergeben: Zum Zeitpunkt der Entstehung der Planeten und des Mondes hat es sehr viele Kleinkörper gegeben, die für hohe Impaktkrater gesorgt haben. Besonders auffällig ist der Bereich zwischen 3.9 und 3.3 Milliarden Jahre („das letzte große Bombardement“), in der die Impakthäufigkeit rapide abgefallen ist. Nach SHOEMAKER ist z.B. die Kraterdichte im Bereich der Ejekta um das Mare Imbrium, welches vor etwa 3.85 Milliarden Jahren entstanden ist, sechs mal größer als die ebenen Lavaflächen im Inneren des Mare Imbriums, die sich erst 550 Millionen Jahre nach dem Impakt gebildet haben. Seit 3 Milliarden Jahren nimmt die Impaktrate nur noch geringfügig ab. Der Grund dafür ist, daß die bei der Planetenbildung übrig gebliebenen Planetesimals entweder von den größeren Körpern akkretiert wurden bzw. gravitativ (Jupiter) aus dem inneren Sonnensystem entfernt worden sind. Seitdem spielen nur noch Planetoiden der Klasse der Erdbahnkreuzer („*earth crossing asteroids*“) für Impakte eine Rolle. Sie müssen aber aus anderen Regionen des Sonnensystems kontinuierlich nachgeliefert werden, damit die aus den Kraterzählungen gefolgerte Impaktrate wie beobachtet ungefähr konstant bleibt.

Kraterstatistiken vom Mond sind auch deshalb besonders wertvoll, da man sie mit absoluten Altersbestimmungen eichen kann. Diese Altersbestimmungen wurden mit radiometrischen Methoden an Mondgestein vorgenommen, daß während der sehr erfolgreichen Mondlandungen eingesammelt worden ist.

Für die Bewohner der Erde ist es nicht uninteressant zu wissen, ob katastrophale Einschläge auch heute noch vorkommen können. Die Antwort darauf ist eindeutig ja. Wenn die Antwort schon „ja“ ist, dann folgt als Nächstes die Frage, wie wahrscheinlich solch ein Ereignis dann ist. CHAPMAN und MORRISON haben dieses Problem auf der Grundlage von irdischen Kraterstatistiken und der Beobachtung von sogenannten „Erdbahnkreuzern“ im Detail untersucht. Danach fällt ein mehrere Meter großes Objekt so gut wie jedes Jahr auf die Erde. Objekte, die lokale Verwüstungen hervorrufen (wie z.B. das Tunguska-Ereignis von 1908), sind im Durchschnitt alle 1000 Jahre zu erwarten. „Killerimpakte“ von

der Größenordnung des Chicxulub-Einschlags kommen dagegen nur alle 50 bis 100 Millionen Jahre vor. Unter Umständen ist solch ein Ereignis schon überfällig. Aber ich denke, man muß trotzdem keine Angst davor haben, daß uns demnächst solch ein Himmelskörper auf den Kopf fällt...

### Altersbestimmung mittels Impaktkraterstatistiken

Betrachtet man ein Mondfoto etwas genauer, dann ist unschwer zu erkennen, daß die Verteilung der Krater auf der Oberfläche sowohl in der Anzahl als auch in der Größe höchst ungleichmäßig ist. Während das Gebiet um den Südpol quasi eine Sättigung mit Kratern aufweist, ist im Gegensatz dazu die Kraterdichte in den Maregebieten auffällig gering. Der Grund ist einfach: Die Mare-Gebiete sind offensichtlich jünger als die „Hochländer“. Aus dieser Beobachtung haben Astronomen eine Methode entwickelt, um das relative und (nach einer Eichung) absolute Alter von Planeten- und Mondoberflächen zu bestimmen. Grundlage dafür ist die Hypothese, daß seit der Entstehung des Sonnensystems die Anzahl der Impakte pro Zeit- und Flächeneinheit kontinuierlich abgenommen hat. So simpel die Idee auch erscheint, die praktische Umsetzung ist aufgrund einer Vielzahl von Unwägbarkeiten sehr schwierig – insbesondere, wenn es um absolute Altersbestimmungen geht. Die Schwierigkeiten betreffen u. a. folgende Punkte:

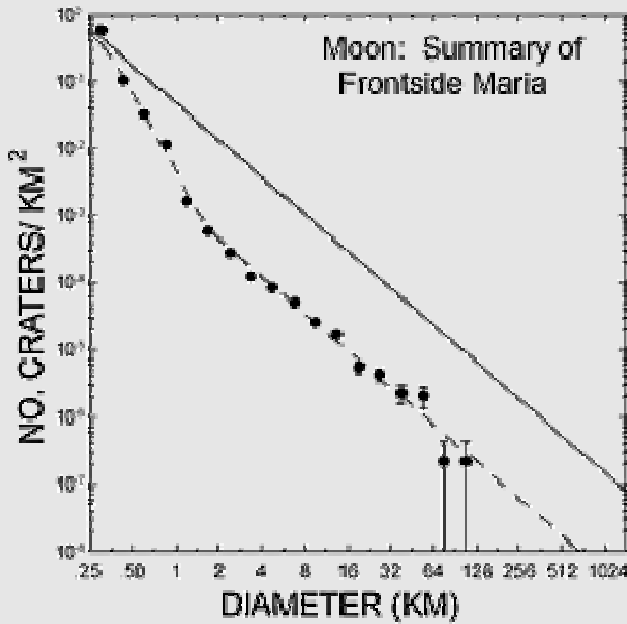
- Abschätzung der zeitlichen Entwicklung der Impaktraten und der Größenverteilung der Körper, welche durch ihren Einschlag die Kraterbildung verursachen
- Rate der Zerstörung und Degeneration der Impaktkrater z.B. durch Abtragung und Erosion (Mars, Venus)
- Unterscheidung zwischen Primärkratern und Krater, die durch die Ejekta gebildet werden
- Absolute Bestimmung des Alters der Oberflächengesteine zu Eichzwecken (z.Z. nur für den Erdmond und für Impakte auf der Erde möglich)

Das wichtigste Objekt für diesbezügliche Untersuchungen ist der Mond. Da er keine Atmosphäre besitzt, gibt es auf ihm so gut wie keine Erosionsprozesse außer Meteoriteneinschläge und deren Sekundärwirkungen. Auf seiner Oberfläche läßt sich deshalb die Kraterbildung über große Zeiträume hinweg verfolgen. Indem man für ausgewählte Gebiete, die offensichtlich ein unterschiedliches Alter besitzen (Hochländer, verschiedene Mare), die Anzahl der Krater in Abhängigkeit von ihrer Größe bestimmt (d.h. die Durchmesser-Häufigkeitsverteilung), wird man je nach Alter unterschiedliche Kurven erhalten.

Typische Durchmesser – Häufigkeitsverteilung von Impakten im Bereich der großen Mare der Mondvorderseite. Der steilere Anstieg der Kurve im Bereich kleiner Kraterdurchmesser wird durch die zahlenmäßige Zunahme der Sekundärkrater (Ejekta) hervorgerufen. Die durchgezogene Linie gibt die Verteilungskurve für die „gesättigten“ Hochländer an.

Zumindest ein Teil dieser Kurven läßt sich absolut datieren, da Gesteinsproben von den amerikanischen Apollo- und den sowjetischen Luna-Missionen vorliegen, deren Alter durch radiochemische Methoden bestimmt werden konnte. Danach ergibt sich folgendes Bild für die Impaktrate in der Geschichte des inneren Sonnensystems: Die ersten 100 Millionen Jahre nach der Ausbildung einer festen Anorthosit-Kruste auf dem Mond zeichnen sich durch eine besonders große Zahl von Impakten aus. Das ist auch nicht weiter verwunderlich, da zu diesem Zeitpunkt das innere Sonnensystem noch „dicht“ mit Restmaterial aus der Phase der Planetenentstehung angefüllt war. Dieses sogenannte „Große Bombardement“ endete vor ca. 3.3 Milliarden Jahren, wobei die Impaktrate innerhalb von ca. 600 Millionen Jahre exponentiell abnahm um dann – bis heute – relativ konstant zu bleiben. Da die Ausbildung der großen magmaüberfluteten Marebecken gerade in die Zeit der

abklingenden Impaktrate fiel, besitzen sie – je nach dem Zeitpunkt ihrer Entstehung – unterschiedliche Kraterdichten.



Die Übertragung der Ergebnisse vom Mond auf andere Himmelskörper wie z.B. Merkur und Mars oder auf die Monde der Riesenplaneten Jupiter und Saturn ist durchaus möglich. Dabei muß natürlich berücksichtigt werden, daß die Impaktflußraten (und ihre Verringerung mit der Zeit) in unterschiedlichen Entfernungen zur Sonne unterschiedlich groß waren. Das bedeutet, daß man zwar sehr gut „relative“ Altersbestimmungen vornehmen kann (in dem Sinn, daß die eine Landschaft älter ist als die andere), absolute Altersanschlüsse an den Mond aber stark fehlerbehaftet sind.



Gebiete unterschiedlicher Impaktkraterdichte auf dem Mond

### Morphologie von Impaktkratern

Einschlagskrater zeigen eine große Formenvielfalt (wie ein Blick durch ein gutes Fernrohr auf den Mond beweist) und auch Krater von ungefähr gleicher Größe unterscheiden sich nicht nur im Detail voneinander, wenn sie sich auf unterschiedlichen Himmelskörpern befinden. Das bedeutet, daß nicht nur der Impaktor, d.h. der Himmelskörper, der den Impakt verursacht (und dessen Auftreffgeschwindigkeit), sondern auch der Untergrund, die Präsenz einer Atmosphäre (Erde, Venus) und der Einschlagwinkel – soweit er unter  $10^\circ$  liegt – für das Aussehen und die Form eines Kraters verantwortlich ist.

Impaktkrater kommen in allen Größenordnungen vor. Selbst interplanetare Staubteilchen reißen Minikrater von wenigen Mikrometer Größe in die Außenhaut eines Satelliten. Sie sind – zusammen mit Mikrometeoriten – ein wesentlicher Faktor bei der Regolithbildung auf dem Erdmond und anderen Himmelskörpern ohne Gashülle.

Die „Skaleninvarianz“ der Kraterbedeckung des Mondes kann man sehr schön nachvollziehen, wenn man wieder einmal die „Sturzflugaufnahmen“ der Ranger-Sonden, die Mitte der sechziger Jahre des vorigen Jahrhunderts entstanden sind, anschaut.

Der Saturnmond Mimas ist ein Beispiel dafür, wie ein einzelner Krater das Aussehen eines ganzen Mondes dominieren kann.

Am häufigsten findet man auf dem Mond einfache Kratergruben. Ein typisches Beispiel ist der 7 Kilometer große Krater Moltke. Er fällt durch seine gleichmäßige Form auf und ist von einem Streifen lockeren Auswurfmaterial umgeben. Seine Tiefe beträgt etwa 1500 m.



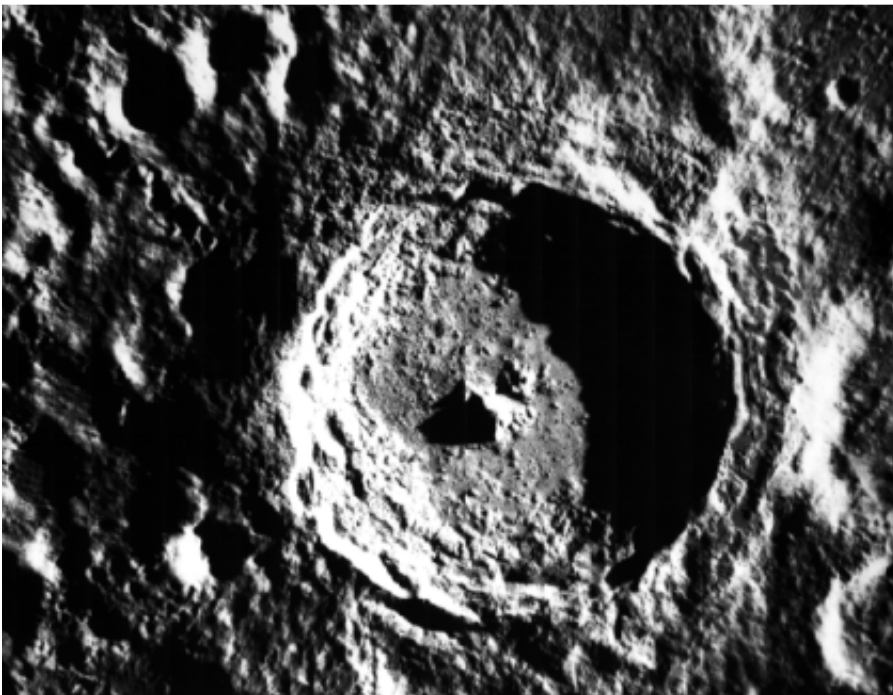
Krater Moltke © NASA (Apollo 10)

Größere Krater besitzen anstelle eines trogförmigen Querschnitts mehr einen flachen und nicht immer ebenen Boden. Die folgende Aufnahme von Apollo 15 zeigt den 16 Kilometer großen Krater Bessel. Er ist ungefähr 2000 m tief und stellt eine Übergangsform zwischen den einfachen Kratergruben und den Kratern mit komplexerer Struktur dar.



Krater Bessel © NASA (Apollo 15)

Bei sehr großen Mondkratern findet man im Zentrum oft einen Zentralberg. Er ist ein kennzeichnendes Merkmal für einen sogenannten komplexen Krater. Ein Beispiel für einen derartigen Kratertyp ist Tycho, der bei Vollmond das Bild der Südpolregion des Mondes dominiert.



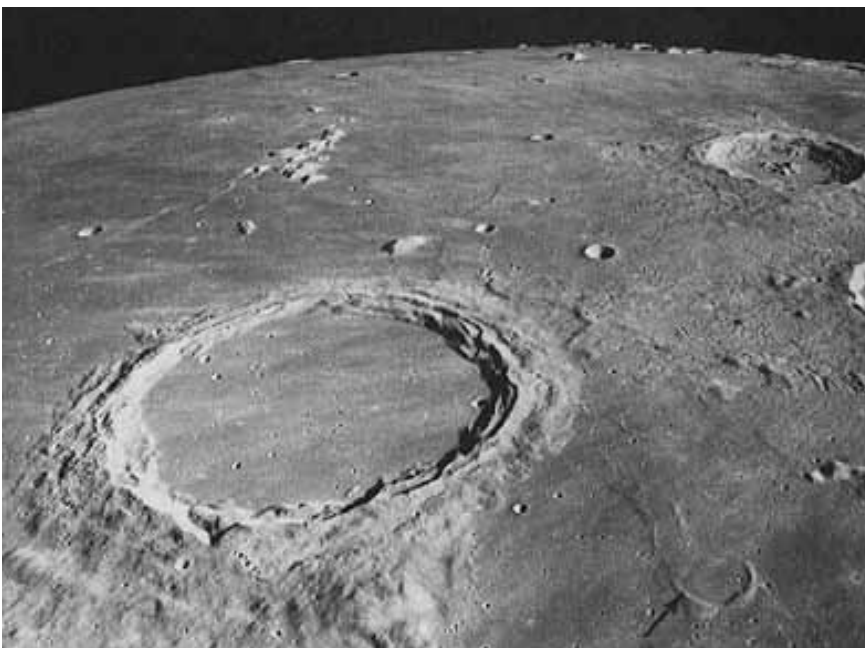
Krater Tycho © NASA (Lunar Orbiter)

Ein komplexer Krater mit sehr vielen Sekundärkratern in seiner Umgebung ist Copernicus (Durchmesser 93 Kilometer), der sich an der südliche Ecke des Mare Imbrium befindet. Bei ihm sind – ähnlich wie bei Tycho, aber weitaus ausgeprägter – die Kraterränder terrassenförmig zusammengefallen. Man kann ihn wenige Tage nach dem ersten Viertel bereits mit einem kleinen Fernrohr sehr gut studieren.



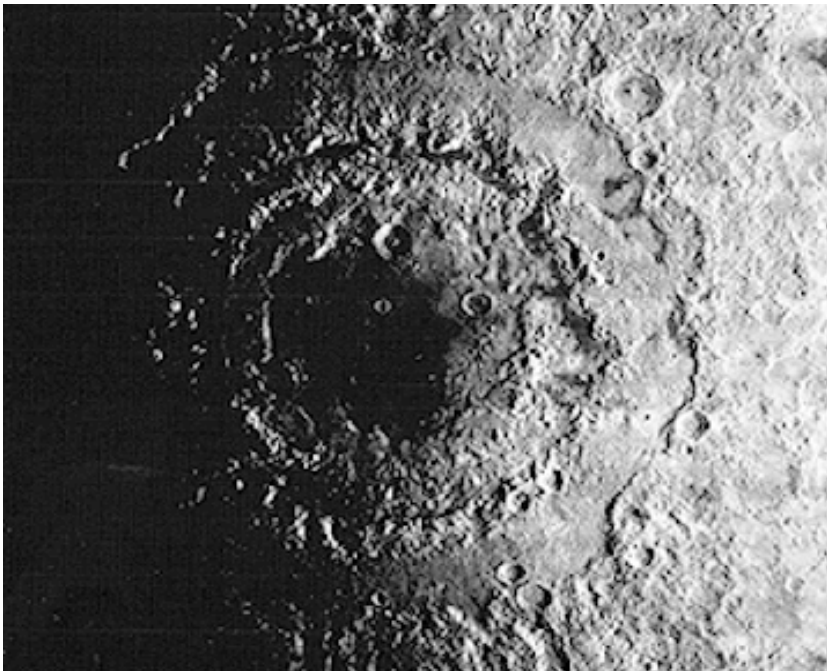
Krater Copernicus

Wenn der Boden eines komplexen Kraters nach dem Impact von Magma überflutet wird, entstehen sogenannte Ringgebirge. Sie sind in ihren Inneren sehr flach. Die Kraterränder zeigen aber die für komplexe Krater typische Terrassierung. Man findet sie auf dem Mond fast nur in den Maregebieten.



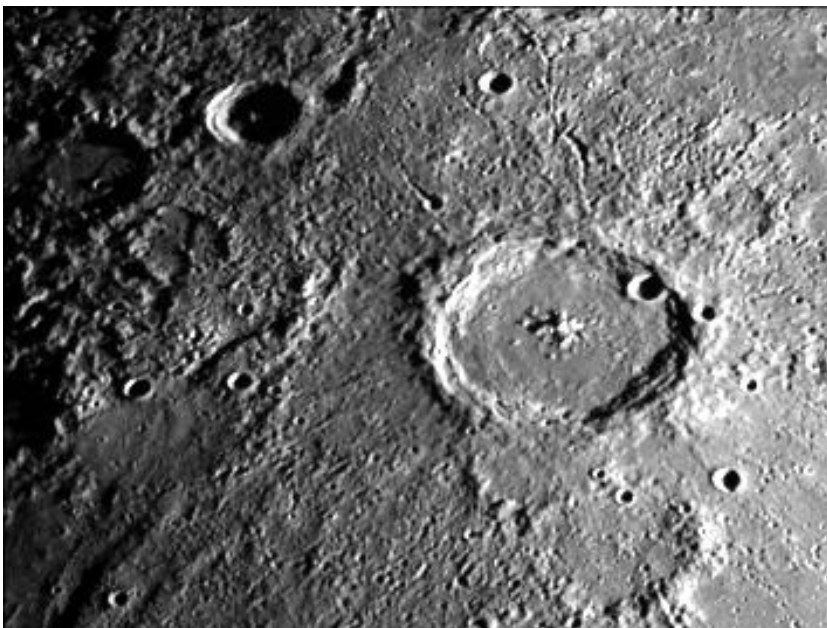
Ringgebirge Archimedes

Multiringstrukturen sind die größten Impaktstrukturen die man kennt. Der „Prototyp“ befindet sich auf der Mondrückseite. Es handelt sich dabei um das ca. 900 km große Mare Orientale. Es besteht aus mehreren konzentrischen Ringen, die einen flachen, durch eine Magmaüberflutung entstandenen Zentralteil, umgeben. Die „Kraterränder“ erreichen stellenweise eine Höhe von z.T. über 7000 m.



Mare Orientale auf der Mondrückseite besitzt eine Multiringstruktur

Vergleicht man die Krater auf dem Mond mit den Kratern auf dem Planet Merkur, dann fallen auf dem ersten Blick keine großen Unterschiede auf. Untersucht man jedoch die Übergangzone zwischen einfachen und komplexen Kratern, dann zeigt sich, daß sie beim Mond im Bereich zwischen 10 und 20 Kilometer liegt. Beim Merkur liegt sie dagegen irgendwo zwischen 6 und 9 Kilometer. Der Grund dafür ist in der größeren Schwerkraft des Merkurs im Vergleich zum Mond zu suchen.



Komplexer Krater auf dem Merkur © NASA (Mariner 10)

Auf dem Mars zeigen viele Einschlagkrater Ejekta, die wie Ausflüsse aussehen. Man hat den Eindruck, als ob der Impakt in eine feuchte, schlammartige Masse erfolgt ist.



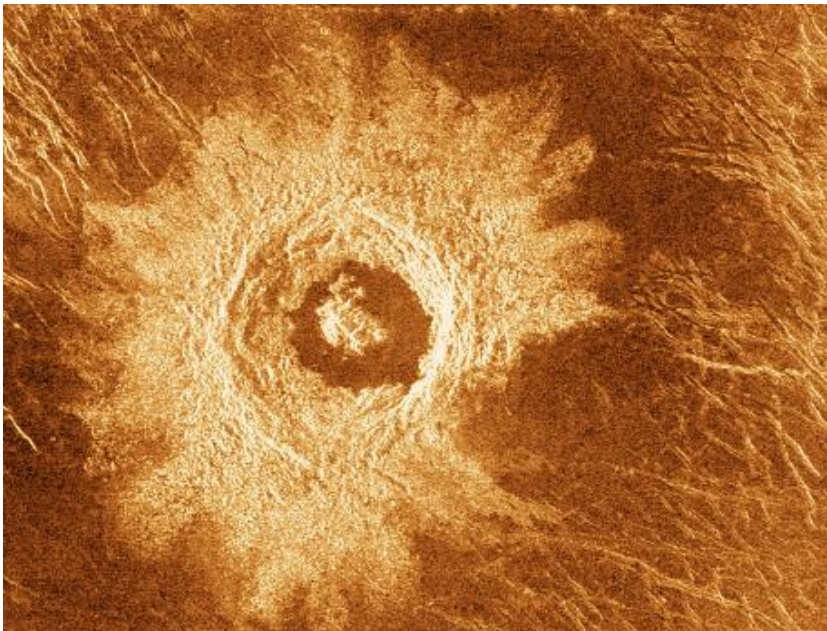
Marskrater Benz auf einer Aufnahme des Viking-1 Orbiters

Wahrscheinlich wurde beim Einschlag der wassereisreiche Permafrostboden aufgeschmolzen so daß das Material radial abfließen konnte bis es in einer gewissen Entfernung in der Kälte wieder erstarrte. Das Bild zeigt den Krater Benz, wie er von Viking 1 aufgenommen wurde. Der Bildausschnitt umfaßt in etwa eine Länge von 50 Kilometer. Und hier noch ein „komplexer“ Marskrater, der uns anzulächeln scheint...



„Happy Face“-Krater auf dem Mars

Auf der Venus zeigen Impaktkrater oft Strukturen, die darauf hindeuten, daß sich ihr Profile im Laufe der Zeit langsam durch Setzungserscheinungen der heißen, leicht viskosen Oberfläche abflachen. Die folgende Aufnahme ist ein Falschfarben-Radarbild des Kraters Golubkina, wie es von der Sonde Magellan aufgenommen wurde.



Venus-Krater Golubkina © NASA, Magellan

Der Durchmesser des eigentlichen Kraters beträgt etwa 30 Kilometer. Die verschiedenen hellen Strukturen rühren von einem unterschiedlichen Reflektionsverhalten in bezug auf die verwendeten Radarwellen her und kennzeichnen Gebiete unterschiedlicher „Rauheit“.

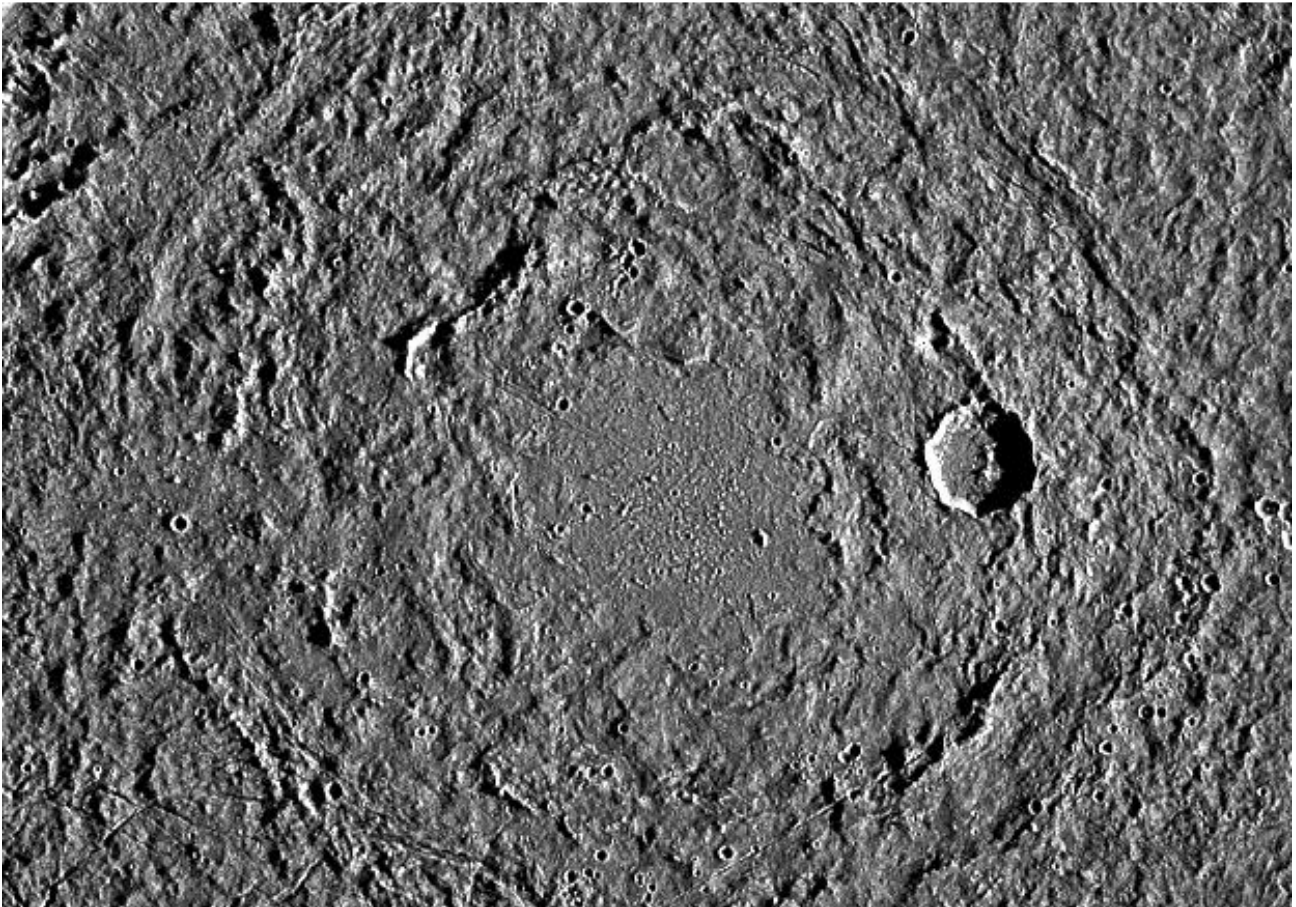
Auf Planetoiden findet man nur einfache Krater. Impakte, die komplexe Krater bilden würden, reichen immer aus, um solch einen kleinen Himmelskörper zu zerstören. Durch das abgelagerte Debris erscheinen die Kratergruben sehr „weich“, wie folgende Nahaufnahme des Planetoiden Gaspra zeigt.



Ausschnitt der Oberfläche des Planetoiden Gaspra

Ganz anders sehen Impaktstrukturen auf den Eismonden Jupiters aus. Wenn auf solch einen Körper ein Planetoid aufschlägt, entsteht zwangsläufig eine Zone, wo das Eis aufschmilzt. Der Schwerkraft folgend, fließt dieses Material in die Kratergrube zurück und ebnet sie ein. Beim Erstarren entsteht dabei eine brüchige Oberflächenschicht, die in konzentrische Ringe aufbricht. Derartige Strukturen, die man z.B. in größerer Zahl auf Ganymed findet, bezeichnet man als Palimpseste.

Eine andere Kraterform, die man nur auf Eiskörpern findet, sind die sogenannten Domkrater oder Penepalimpseste. Sie sind durch eine domartige Aufwölbung des Kraterbodens gekennzeichnet, die den Zentralberg der komplexen Krater ersetzt. Der kaum sichtbare Kraterrand stellt ein relativ flaches, stark zerklüftetes und nach Innen geneigtes Gebiet dar. Obwohl die physikalischen Prozesse, die bei einem Impakt stattfinden, überall gleich sind, unterscheiden sich die Ergebnisse der Kraterbildung auf „Eisplaneten“ doch sehr stark von denen auf silikatischen Körpern.



Buto Facula, ein typischer Palimpsest auf Ganymed. Das relativ flache Zentrum hat ungefähr einen Durchmesser von 50 km. Der jüngere Einschlagkrater mit einem Durchmesser von knapp 20 km schneidet einen der äußeren konzentrischen Ringbögen. © NASA (Galilei)

Durch die Untersuchung der Strukturmerkmale von Impaktkratern kann man indirekt Informationen über die geologische Beschaffenheit des Untergrunds gewinnen. Die Hypothese, daß sich unter der eisigen Oberfläche Ganymeds ein flüssiger Ozean befindet, wurde u.a. auch aus der Analyse von Impakten abgeleitet.

## Tektonische Prozesse, Vulkanismus

Unter tektonischen Prozessen sollen im Folgenden alle oberflächengestaltenden Prozesse einschließlich des Vulkanismus verstanden werden, deren Energiequelle primär aus dem Inneren eines Planeten stammt. Dazu ist es notwendig, daß der entsprechende Planet noch nicht völlig erstarrt ist und es in seinem Inneren zumindest z.T. noch flüssige bzw. plastische Bereiche gibt. Auf vollkommen erstarrten Himmelskörpern kann es weder zu Gebirgsbildungsprozessen noch zu vulkanischen Aktivitäten kommen (den Kryovulkanismus auf einigen Monden des äußeren Sonnensystems einmal ausgenommen, s.u.). Solche bereits erstarrten Himmelskörper sind z.B. der Planet Merkur, der Erdmond und vielleicht auch der Mars. Letzterer war zumindest in der Vergangenheit tektonisch außerordentlich aktiv, wie die riesigen Vulkanbauten der Tharsis- und der Elysium-Region zeigen.

Der Schlüssel für eine planetare Tektonik ist also der Aufbau und Zustand des Planeteninneren. Da sich die innere Beschaffenheit eines Planeten im Laufe der Zeit verändert (im Extremfall von einer glutflüssigen Magmakugel bis hin zu einem erstarrten, geologisch toten Körper), haben auch tektonische Prozesse eine Geschichte. Man kann das sehr schön an der Erde beobachten, deren großräumige Morphologie im Wesentlichen durch die horizontale Verschiebung von Großplatten bestimmt wird (Plattentektonik).

Die wichtigsten endogen verursachten Oberflächenstrukturen bei erdähnlichen Planeten ergeben sich durch

### vulkanische Prozesse

z.B. aktiver magmatischer Vulkanismus, Spalteneruptionen, Magmaüberflutungen, Ausbildung von Magmakanälen, Einbruch-Calderen etc.

### Gebirgsbildungsprozesse

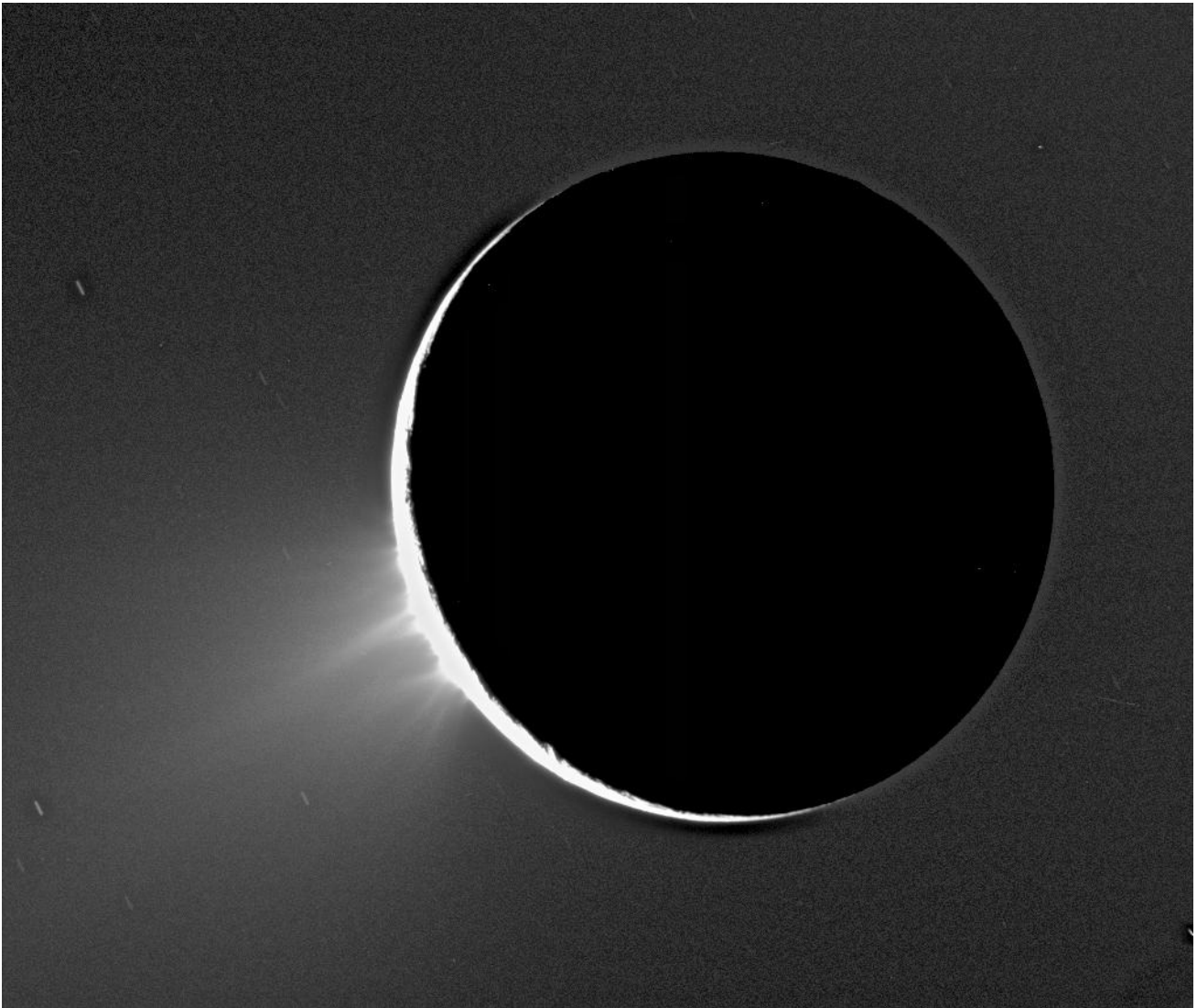
z.B. beim Aufeinandertreffen von Großplatten, Gebirgsbildung an der Kante von Subduktionszonen, durch Schrumpfung eines Planeten beim Abkühlen (z.B. Scarpes-Strukturen auf Merkur), vertikale Anhebung der Kruste durch aufsteigende Mantelplume (z.B. auf Venus, Tharsis-Region auf dem Mars) etc.

### Brüche und Verwerfungen

z.B. beim Spannungsausgleich durch Erdbeben, Mißbildung beim Erstarren von magmatischen Deckenergüssen, Ausbildung von Verwerfungen, Einbrüche von vulkanisch entstandenen Hohlräumen etc.

Prozesse	Mond	Merkur	Mars	Venus	Erde
Vulkanismus	Flutbasalte	Flutbasalte	Flutbasalte Schildvulkane	Flutbasalte Schildvulkane Viskose Extrusionen	Flutbasalte Schildvulkane Stratovulkane
Tektonik	lokal	global	regional	früher global	global Plattentektonik
Geol. Zustand	passiv	passiv	passiv	aktiv	sehr aktiv

Bei den sogenannten „Eisplaneten“ – d.h. den größeren Monden der Planeten des äußeren Sonnensystems, die zu einem großen Teil aus Wassereis bestehen (z.B. Enceladus) bzw. von einer massiven Schicht aus Wassereis umgeben sind (z.B. Europa), findet man auch eine eigentümliche Art von Tektonik. Soweit sie heute noch aktiv zur Oberflächengestaltung beiträgt, wird sie mit der Energie angetrieben, welche durch Gezeitenprozesse und durch den Zerfall radioaktiver Elemente in ihrem Inneren freigesetzt wird. Die aus riesigen Eisplatten bestehende Oberfläche von Europa kann beispielsweise kaum älter als 200 Millionen Jahre sein. Und aus der Kraterstatistik des Saturnmondes Enceladus folgt, daß die letzten größeren Oberflächenumgestaltungsprozesse vor maximal einer Milliarde Jahren stattgefunden haben.



Ausstoß von Eispartikeln aufgrund kryovulkanischer Aktivität auf dem Saturnmond Enceladus

Wenn aus derartigen Himmelskörpern Flüssigkeiten oder leicht flüchtige Gase in der Art eines Geysirs ausgestoßen werden, spricht man von Kryovulkanismus. Er wurde zum ersten Mal 1989 von Voyager 2 bei dem Neptun-Mond Triton beobachtet. In der dicken Eisschicht des Mondes ist bei Temperaturen unterhalb 38K Stickstoff im festen Zustand eingelagert. Dieser Stickstoff sublimiert bereits bei Temperaturen um 50K. Dabei steigt der Gasdruck sehr stark an und der Stickstoff entweicht geysirartig durch die Ritzen und Spalten im Eis. Auf diese Weise entstehen Gasfontänen, die bis in 8 Kilometer Höhe reichen und bis zu 150 Kilometer weit verdriften. Durch die dunklen Staubpartikel, die dabei mit verfrachtet werden, kann man die Positionen derartiger Geysire auf den Voyager-Aufnahmen leicht

identifizieren. Die Energie für die Erwärmung der Eisschicht stammt wahrscheinlich aus einer Art Treibhauseffekt der dann entsteht, wenn am Tag das Sonnenlicht die transparente Oberflächenschicht aus Stickstoffeis durchdringt und in ca. 10 Meter Tiefe von dunklerem Material absorbiert wird, welches sich dabei erwärmt. Aber auch andere Energiequellen sind denkbar bzw. spielen eine ergänzende Rolle. So ist z.B. ein lokal erhöhter Wärmefluß aus dem Inneren Tritons möglich, dessen Energie aus der Gezeitenwechselwirkung mit Neptun stammt oder der aus dem Zerfall radioaktiver Elemente im Gesteinskern gespeist wird.



Ausbruch des Kanaga-Vulkans auf Alaska am 27. Januar 1997

Vulkanismus, also der Ausstoß von festen, flüssigen und gasförmigen Stoffen aus dem Inneren eines planetaren Körpers, kommt also in verschiedenen Formen in unserem Planetensystem vor. Einmal ist das der bekannte magmatische Vulkanismus, wie man ihn von der Erde her kennt und zum anderen der Kryovulkanismus der sogenannten „Eisplaneten“ (der nicht nur auf Triton beschränkt ist).

Auf der Erde ist Vulkanismus ein sehr variantenreiches Phänomen. Am bekanntesten sind die damit verbundenen Vulkanbauten, die eigentlichen Vulkane. Man unterscheidet im Wesentlichen zwischen Schildvulkanen (sie entstehen durch den Ausfluß kieselsäurearmer basaltischer Laven,) und sogenannte Schicht- oder Stratovulkanen. Letztere werden aus  $SiO_2$ -reichen und daher sauren Laven gebildet, die zusammen mit Aschen und Schlacken bei meist explosiven Ausbrüchen gefördert werden (Beispiel Pinatubo auf den Philippinen). Daraus folgt, daß die „Architektur“ und das Verhalten eines Vulkans entscheidend von dem Material abhängt, welches er fördert. Stratovulkane sind demnach explosiv, haben einen schichtartigen Aufbau aus Laven, Schlacken und Asche und weisen eine starke Hangneigung (z.T. über  $30^\circ$ ) auf. Schildvulkane sind im Gegensatz dazu mehr vom „ruhigen“ Typ (effusiv). Vereinfacht kann man sich ihre Entstehung in etwa so vorstellen: Aus dem Schlot des Vulkans steigt langsam dünnflüssige Lava auf und läuft an den Flanken mit recht hoher Geschwindigkeit wieder herab. Die Hangneigung bleibt gering und der Vulkan ist außergewöhnlich flach.

Wenn dagegen die Lava aus Spalten in der Erdkruste tritt (wie z.B. auf Island), dann spricht man von Spaltenvulkanismus. Und wenn dazu noch eine hohe Förderrate kommt und die ausfließende dünnflüssige Lava große Landstriche bedeckt, dann entstehen sogenannte Flut- oder Plateaubasalte. Die Dekkan-Trapps in Indien sind ein Beispiel dafür. Sie bedecken eine Fläche von über 500000 km<sup>2</sup> und erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 2400 Meter. Derartige Deckenergüsse findet man auf allen erdartigen Planeten und besonders ausgeprägt auf der Venus.

Auf der Erde sind die Stratovulkane am häufigsten vertreten. (ca. 95% aller „Überwasser“-Vulkane gehören zu dieser Gruppe). Schildvulkane findet man z.B. auf den Hawaii-Inseln im Nordpazifik. Sie sind mit einem sogenannten Hot-Spot, einer ortsfesten Magmakammer im Erdmantel, verbunden. Dadurch, daß die darüberliegende Kontinentalplatte über diesen „Hot Spot“ gedriftet ist, entstand im Laufe der Zeit eine ganze Gruppe von vulkanischen Inseln die heute das Hawaii-Archipel bilden. Typische Vertreter der Schildvulkane auf der Erde sind die noch aktiven Vulkane Mauna Loa und Kilauea auf Hawaii.



Schildvulkane wie der Skjaldbeidur auf Island sind im Gegensatz zu Schicht-oder Stratovulkanen außergewöhnlich flach

Im Bereich der mittelozeanischen Rücken findet man eine spezielle Form von Spaltenvulkanismus, der basaltisch ist und zu einer kontinuierlichen Neubildung von ozeanischer Kruste führt. An den Kontinentalrändern taucht diese Kruste wieder in den Erdmantel ein und wird aufgeschmolzen. Man nennt diese Bereiche Subduktionszonen. In ihrer unmittelbarer Nähe findet man oft aktive Stratovulkane (Beispiel: „pazifischer Feuerkreis“).

Der eben beschriebene Prozeß wird „*ocean floor spreading*“ genannt und führt zur Kontinentaldrift. Er wird im Rahmen der Theorie der Plattentektonik beschrieben.

## Flutbasalte und Supervulkane

An manchen Stellen der Erde findet man außergewöhnlich mächtige Basaltschichten, die z.T. riesige Flächen überdecken. Am bekanntesten sind die Dekkan-Trapps in West-Zentralindien und die Columbia River-Flutbasalt-Provinz in Nordamerika. Sie beinhalten oft mehrere 1000 Kubikkilometer an meist tholeitischen Basalten, die eine Fläche von bis zu 1.5 Millionen Quadratkilometer überdecken können. Diese heute meist stark erodierten Flutbasalte sind die Reste von den größten Lavaströmen, welche die Erde seit der Ausbildung ihrer festen Oberfläche je wieder gesehen hat. Die plausibelste Theorie für ihre Entstehung geht von einem Zusammenspiel zwischen Mantel-Plumes („hot spots“) und Rifting aus, wobei durch Dekompression eine extrem dünnflüssige Lava entstanden ist, welche aus langen Spalten ausgeflossen und in einem Zeitraum von wenigen Tagen bis hin (in aufeinanderfolgenden Episoden) zu einigen 10000 Jahren große Landstriche überflutet hat.



Basaltschichten der berühmten Dekkan-Trapps in West-Zentralindien

Große Flutbasalt-Ereignisse, wie sie mehrmals in den letzten 2 Milliarden Jahre der Erdgeschichte aufgetreten sind, haben auch in der Geschichte des Lebens auf der Erde ihre Spuren hinterlassen. Zumindest einige von Ihnen scheinen mit Massenerstirnungen zu korrelieren, bei denen jeweils eine auffällig große Anzahl von Arten von Lebewesen von der Erde verschwanden.

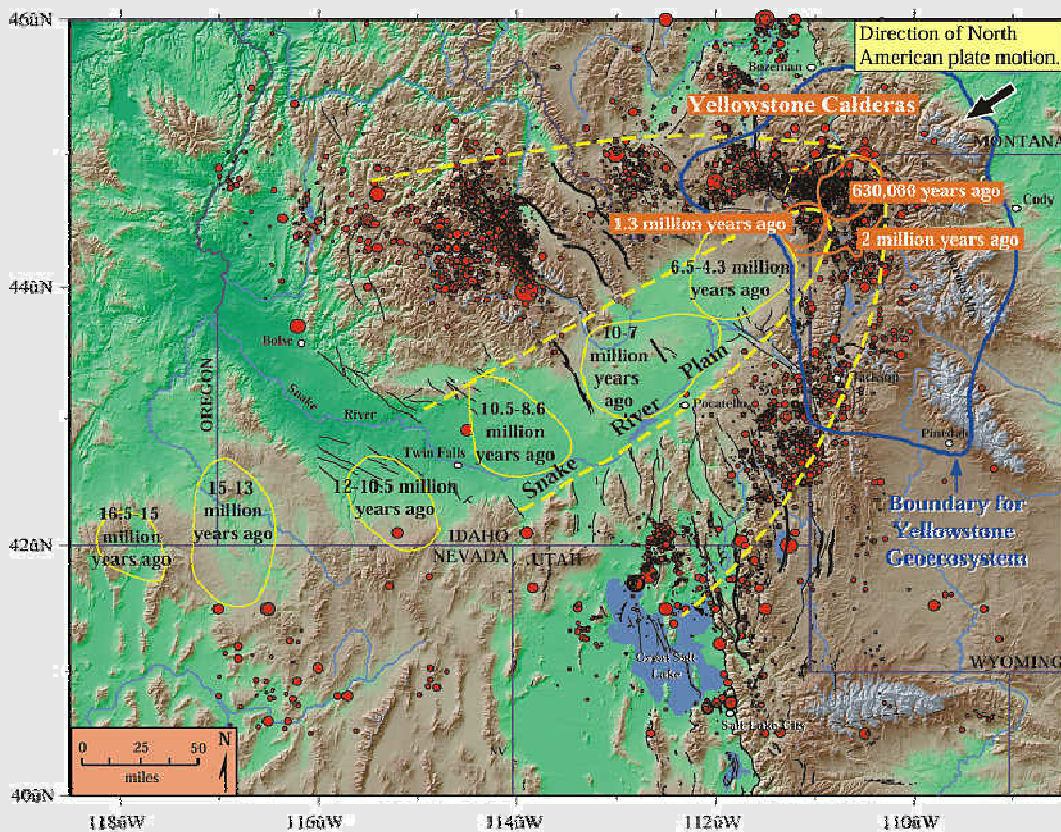
Welche Auswirkungen eine im Vergleich zu dem Dekkan-Trapp unbedeutende Spalteneruption haben kann, zeigt sehr schön die Eruption von Laki auf Island in den Jahren 1783 bis 1784. Während dieser Zeit flossen aus ca. 130 Kratern entlang einer 25 km langen Spalte über 12 km<sup>3</sup> Lava. Außerdem wurden schätzungsweise 50 Millionen Tonnen Schwefel in Form von Schwefeldioxid in die Atmosphäre freigesetzt, was zu einer lokalen ökologischen Katastrophe geführt hat. Die giftige Aerosolwolke war fast überall in Europa mehr oder weniger stark wahrnehmbar.

Während der Entstehung des Dekkan-Trapps vor 60 bis 65 Millionen Jahren ergossen sich ca. 512000 km<sup>3</sup> dünnflüssiger Lava über eine Fläche von ca. 1.5 Millionen km<sup>2</sup>. Die Basaltdecke erreicht dabei an einigen Stellen eine Mächtigkeit von über 2000 m. Bei diesen Zahlen ist es nicht verwunderlich, daß dieser Ausbruch mit hoher Wahrscheinlichkeit als Sekundäreffekt auch etwas mit dem Aussterben der Dinosaurier an der Kreide-Tertiär-Grenze zu tun hat. Grund für diese Annahme ist die Entdeckung des Shiva-Kraters im indischen Ozean, der einen Impaktkrater von im Mittel 500 km Durchmesser darstellt und zur gleichen Zeit entstanden ist wie der Chicxulub-Krater im Golf von Mexiko. Man vermutet, daß dieses Ereignis ursächlich für die Entstehung des Dekkan-Trapps verantwortlich ist.

Die Frage ist, können solche katastrophalen Ereignisse - von dem auslösenden Impakt einmal abgesehen - auch heute noch auftreten? Die Beantwortung dieser Frage mit einem eindeutigen „ja“ führt zu dem erst in den neunziger Jahren des vorigen Jahrhunderts geprägten Begriff der Supervulkane. Diese neue Bezeichnung war notwendig geworden, als nach einer eingehenden Analyse des Ausbruchs des Tambora im Jahre 1815 (Sumbawa, Indonesien) und des Toba auf Sumatra vor ca.

74000 Jahren klar wurde, daß man diese Phänomene mit der gängigen Definition eines „Vulkans“ nicht gerecht wird. Ihr Kennzeichen ist eine riesige stationäre Magmakammer über einem Mantelplume (Diapir) und daß sie bei einem Ausbruch keinen Vulkankegel ausbilden, sondern eine riesige Caldera hinterlassen. Dabei muß die Fördermenge bei einem Ausbruch (der nur wenige Tage bis Wochen dauert) mindestens  $100 \text{ km}^3$  übersteigen ( $\text{VEI} > 5$ ,  $\text{VEI} = \text{“Volcanic Explosivity Index“}$ ). Ein „echter“ Supervulkan - von denen auf der Erde gegenwärtig 4 bekannt sind - besitzt eine  $\text{VEI} \geq 8$ , d.h. die Fördermenge liegt bei über  $1000 \text{ km}^3$ !

Das bekannteste Beispiel eines unberechenbaren Supervulkans stellt der hot spot unter dem Yellowstone-Nationalpark im US-Bundesstaat Wyoming dar. Seine Magmakammer, die in den letzten Jahren genau vermessen wurde, hat ein Volumen von ca.  $24000 \text{ km}^3$  bei einer Ausdehnung von ungefähr  $60 \times 40 \times 10 \text{ km}$  (Länge, Breite, Höhe). Das Beunruhigende ist, daß nach Meinung der Geologen ein Ausbruch bereits überfällig ist. Da die amerikanische Platte aufgrund der Kontinentaldrift langsam über den hot spot des für die Magmakammer verantwortlichen Mantelplumes hinweg gleitet, kann man anhand der wie an einer Schnur aufgereihten Calderen früherer Ausbrüche ungefähr deren Periodizität abschätzen. Danach ist der Yellowstone-Supervulkan innerhalb der letzten 17 Millionen Jahre 9-mal ausgebrochen, zuletzt vor 640000 Jahren. Anhand der letzten Caldera-Bildungen schätzt man ab, daß etwa alle  $600000 - 900000$  Jahre ein Ausbruch mit fast vollständiger Entleerung der Magmakammer erfolgt. Die Auswirkungen, die solch ein Ausbruch auf die Umwelt hat, sind im Detail kaum abzuschätzen - auf jeden Fall aber so katastrophal, daß es in der Geschichte der Menschheit mit Ausnahme des Toba-Ausbruchs vor 74000 Jahren (bei dem, wie die Genetiker anhand des „genetischen Flaschenhals“ festgestellt haben, bis auf wenige 1000 Individuen alle damals lebenden Menschen umgekommen sind) keine vergleichbare Naturkatastrophe gegeben hat.



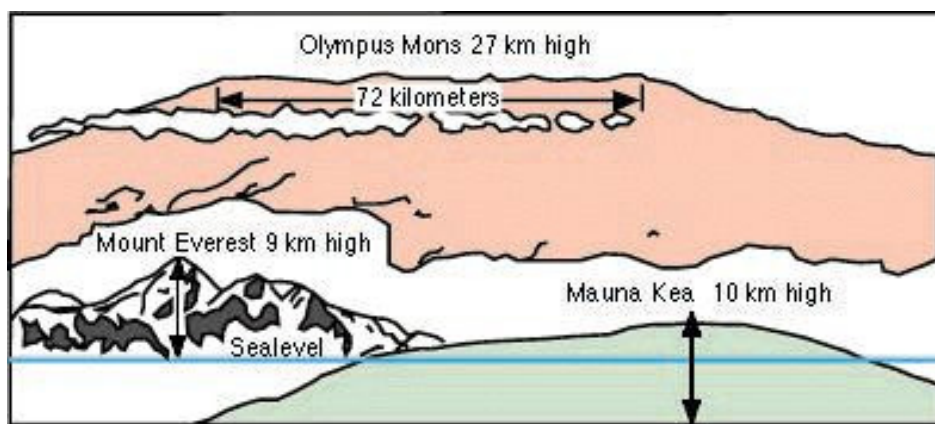
Lage der Calderen im Yellowstone-Nationalpark und der Zeitpunkt ihrer Entstehung

Supervulkane der Kategorie VE8 und größer

Supervulkan	Ort	Letzter Ausbruch	Geförderte Menge an Auswurfmaterial
Yellowstone Caldera	Wyoming, USA	Vor 640000 Jahren Vor 2.2 Millionen Jahren	1000 km <sup>3</sup> 2500 km <sup>3</sup>
Tauposee	Neuseeland	Vor 22500-26500 Jahren	1170 km <sup>3</sup>
Toba	Sumatra	Vor 74000 Jahren	2800 km <sup>3</sup>
La Garita Caldera	Colorado, USA	Vor 27 Millionen Jahren	5000 km <sup>3</sup>

Während auf der Erde der Vulkanismus überwiegend mit der Dynamik ozeanischer und kontinentaler Platten zusammenhängt, ist das weder bei Venus noch bei Mars der Fall. Beide Planeten waren in ihrer Vergangenheit vulkanisch aktiv wie viele eindrucksvolle Vulkanbauten zeigen. Zu erwähnen ist z.B. Olympus Mons auf dem Mars, der aufgrund seiner Größe und Mächtigkeit jeden irdischen Vulkan im Vergleich dazu verblassen läßt.

Venus kann man nach der Auswertung der Radarbilder der Magellan-Sonde als einen typischen „Vulkanplaneten“ bezeichnen. Auf ihr haben globale vulkanische Aktivitäten die gesamte Oberfläche vor ca. 300 bis 500 Millionen Jahren völlig überformt und verändert. Alle Einschlagskrater, die man auf diesen Planeten gefunden hat, stammen eindeutig aus der Zeit danach. Großflächige Lavaüberflutungen sind typisch für diesen Planeten.



Bei Mond und Merkur sieht es etwas anders aus. Beide sind verhältnismäßig kleine Körper, deren vulkanische Aktivität bereits vor mehr als 3.1 Milliarden Jahren weitgehend erloschen ist. Die bekanntesten Hinweise auf Vulkanismus stellen die Mare auf dem Mond dar, die primär durch Impakte gebildet, später aber mit flüssigem Mantelmaterial aufgefüllt worden sind. Außerdem findet man kleine, z.T. extrem flache Schildvulkane, die als Dome bezeichnet werden. Auch die bekannteren Rillen sind vulkanischen Ursprungs, denn sie stellen eingestürzte Lavakanäle dar. Zwar gibt es auf Merkur keine so ausgeprägten Mare-Strukturen wie auf dem Mond. Man findet aber auch auf diesem Planeten Anzeichen für einen zwar kurzen, aber sehr intensiven Vulkanismus. Er führte zur Herausbildung der sogenannten „intercrater plains“, d.h. Gebieten zwischen Impaktkratern, die mit Lava ausgefüllt worden sind. Weiterhin wurden auf Merkur domartige Strukturen wie auf dem Mond als auch Hinweise auf pyroklastische Formationen gefunden.

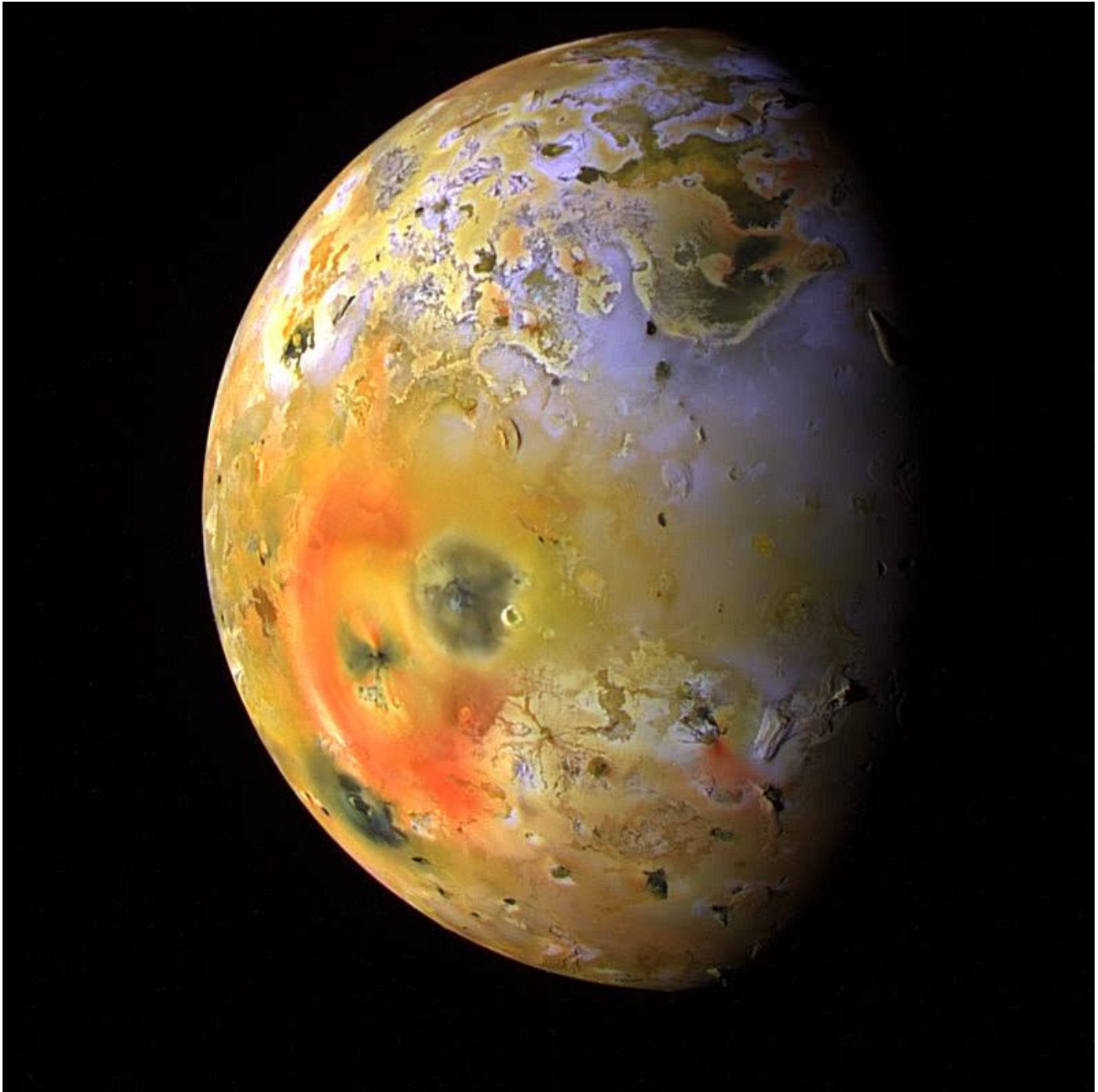
### Manteldiapire (Plumes)

Im Inneren noch nicht erstarrter Gesteinsplaneten können im zähflüssigen Mantel Bereiche geringerer Dichte aufgrund des Archimedischen Prinzips aufsteigen und dabei sogenannte Manteldiapire (oder, nach der englischen Bezeichnung, Mantel-Plumes) ausbilden, die sich auf der Planetenoberfläche als „hot spots“ - oftmals in Verbindung mit Schichtvulkanen - bemerkbar machen. Der Ursprungsort eines solchen Diapirs ist mit hoher Wahrscheinlichkeit in der Übergangsschicht zwischen dem äußeren Erdkern und dem Erdmantel - der noch immer rätselhaften D“-Schicht in 2900 km Tiefe - zu suchen. Von dort steigt eine dünne Röhre (Durchmesser ca. 150 km) heißen Materials bis in den oberen Erdmantel auf, wo sie sich federbuschartig verbreitert („Plume“) und einen weitgehend ortsfesten „hot spot“ ausbildet. Dabei kann es zu einer Aufwölbung der darüber liegenden Lithosphärenplatten kommen, die man z.B. auf dem Geoid als wesentliche Abweichung von der „Kugelform“ identifizieren kann (ein extremes Beispiel auf einem anderen Planeten ist die Tharsis-Aufwölbung beim Mars). Durch die nahe der Oberfläche auftretende Druckentlastung (und durch Zuführung von Wasser) wird das zäh aufsteigende Material rasch verflüssigt (der Plume-Bereich ist in der Asthenosphäre um bis zu 250° heißer als das Umgebungsgestein) und es bilden sich eine oder mehrere Magmakammern aus. Kommt es bei der Aufwölbung zu Rissen in der Erdkruste, kann das Austreten von Flutbasalten das katastrophale Ergebnis sein. Ein anderes (auch weniger erfreuliches Ereignis, wenn es heute auftreten würde), wäre der Ausbruch eines Supervulkans. Im Normalfall sind jedoch „hot spots“ lediglich für den auf der Erde weit verbreiteten Intraplatten-Vulkanismus verantwortlich, zu dem etwa 5% aller tätigen Vulkane gehören. Beispiele sind das Hawaii-Archipel (hier kann man z.B. das Gleiten einer ozeanischen Platte über einen „hot spot“ sehr gut studieren, wie bereits J.TUZON WILSON (1908-1993) festgestellt hat), die Kanaren, Réunion, Galapagos aber auch die Vulkaneifel in Deutschland.

Himmelskörper, die kleiner als der Mars sind, sollten nach dem heutigen Verständnis der Kosmogonie des Planetensystems keinen rezenten silikatischen Vulkanismus mehr aufweisen. Um so überraschender war die Entdeckung, daß es im Jupitersystem einen Mond gibt, der sich als vulkanisch aktivster Himmelskörper des Sonnensystems herausstellte – Io. Er ist mit einem Durchmesser von 3643 km etwas größer als der Mond bei einer etwa vergleichbaren mittleren Dichte (3570 kg/m<sup>3</sup>). Insgesamt rund 300 Vulkane (besser „hot spots“) konnten auf seiner Oberfläche identifiziert werden, von denen einige eine bemerkenswerte Aktivität zeigen. Sie liefern u. a. den Schwefel und den Schwefeldioxiidschnee, mit dem der gesamte Mond überzogen ist und die ihm sein farbenprächtiges Aussehen verleihen. Die Ergebnisse der Galilei-Mission haben jedoch das Bild eines vorherrschenden Schwefelvulkanismus, wie man es aus den Daten der Voyager-Sonden abgeleitet hat, stark relativiert. So wurden auf der Oberfläche „hot spots“ entdeckt, deren Temperatur ( $T > 1800$  K) sowohl für flüssiges Schwefel als auch für basaltische Magmen zu hoch sind. Man geht heute davon aus, daß aufsteigende silikatische Magmen primär für die Strukturbildung der Oberfläche und für deren beobachtete chemische Fraktionierung verantwortlich sind. Man erwartet, daß sich ihre Zusammensetzung von der irdischen Lava stark unterscheidet. Einige Wissenschaftler vermuten, daß die wahrscheinlich ungeordneten Konvektionsströmungen im Innern Io's so turbulent sind, daß es nicht zu einer Trennung der leichteren von den schwereren Mineralien kommt wie man es von der Erde her kennt.

Eine weitere Überraschung ist, daß es auf Io bis zu 16 km hohe stark gezackte Gebirgskämme gibt (die Vulkane selbst erreichen nur eine Höhe von ungefähr 2 km). Da großräumige Plattenbewegungen ausgeschlossen sind, bietet sich für ihre Entstehung eine andere Erklärung an: Durch den permanenten Vulkanismus entstehen im Untergrund Hohlräume, die, wenn sie zusammenstürzen, ganze Krustenblöcke mitreißen und schräg stellen. Alles in allem stellt Io eine Ausnahmerecheinung im Sonnensystem dar. Er bezieht die Energie, die ihn vor dem Erkalten bewahrt, aus der gravitativen Wechselwirkung mit Jupiter. Bei seiner Bewegung um den Riesenplaneten wird er durch dessen Schwerkraft permanent verformt. Dabei erzeugen die Gezeitenkräfte einen „Flutberg“ von bis zu 100

Meter Höhe im festen Gestein der Kruste, der periodisch um den Mond herumwandert. Durch das dabei entstehende Heben und Senken der Oberfläche entsteht Reibungswärme die letztendlich die Energie für den heftigen Vulkanismus liefert.

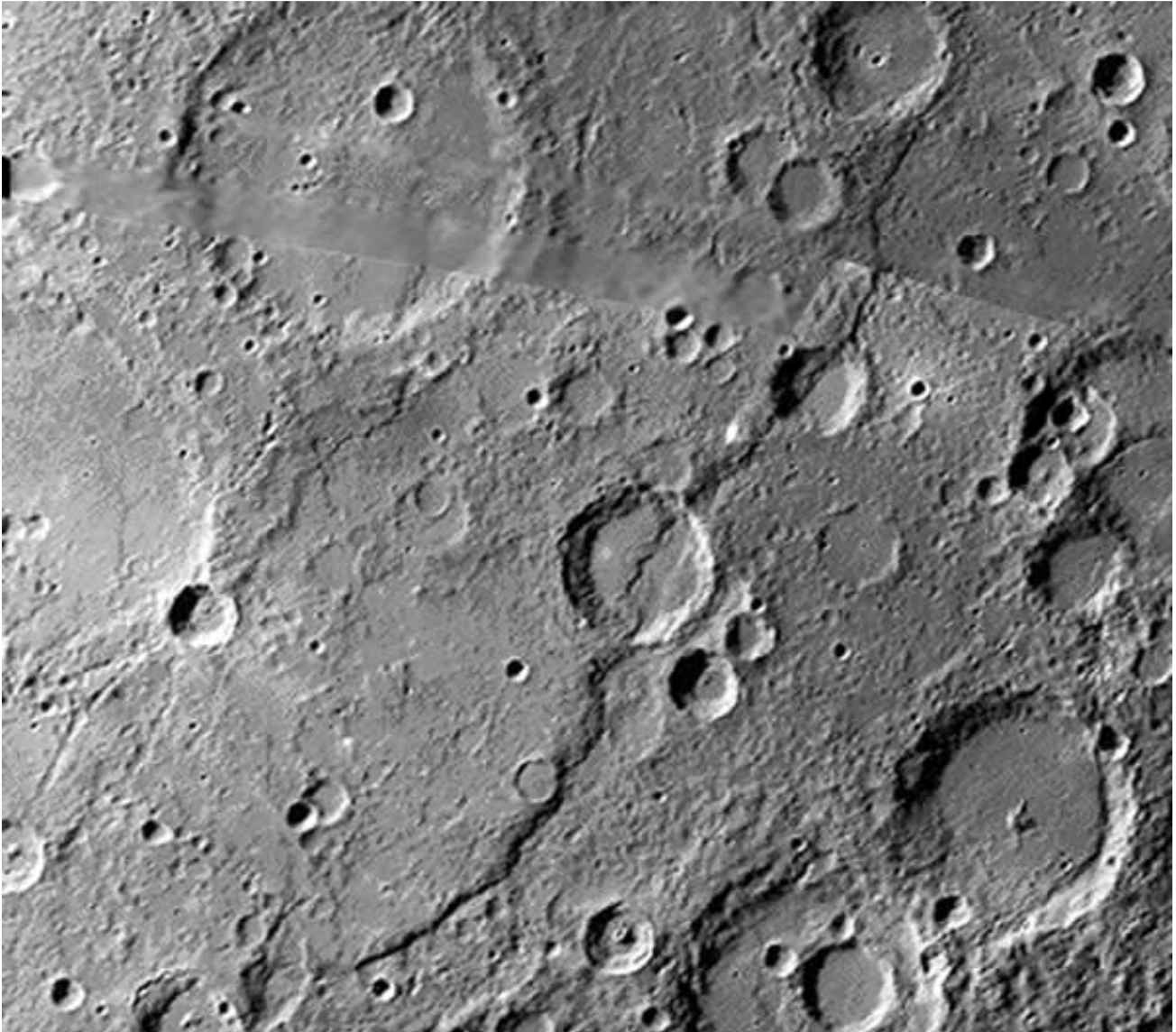


Jupitermond Io mit dem Vulkan Pele (links der Mitte) © NASA

Auf den erdähnlichen Planeten und den größeren Monden findet man aber auch noch andere Oberflächenstrukturen, die tektonisch bedingt sind. Sie sind zwar oft mit vulkanischen Erscheinungen verbunden, aber das muß nicht immer so sein. Zu nennen sind z.B. Brüche und Verwerfungen. Sie treten in unterschiedlichen Erscheinungsformen auf. Am bekanntesten sind die sogenannten Grabenbrüche. Sie entstehen, wenn Krustenplatten unter Streß stehen, zerbrechen und sich voneinander entfernen wobei in den erweiterten Raum Schollen einsinken. Das ostafrikanische Rift-System auf der Erde und das Valles Marineris auf dem Mars gehören zu dieser Kategorie. Wenn dagegen Gesteinsplatten sich aufeinander zu bewegen, kann es zu Überschiebungen und zu Faltungen kommen.

Die für die Erde typischen Faltengebirge sind auf diese Weise entstanden. Aber auch das Aneinandergleiten von Plattengrenzen kommt vor, wie man es z.B. beim San Andreas-Graben in Kalifornien beobachtet.

Zu gebirgsähnlichen Strukturen kommt es auch, wenn sich ein Himmelskörper, der bereits eine feste Kruste ausgebildet hat, weiter abkühlt und dabei schrumpft. Dabei entstehen „Runzeln“, die man als Scarps bezeichnet. Man hat sie in großer Zahl auf Merkur gefunden, wo sie einige Kilometer hoch und einige Hundert Kilometer lang werden können.



Discovery Rupes ist eine Verwerfung von ungefähr 640 km Länge und ca. 2 km Höhe. Sie zerteilt den Krater Rameau genau in der Mitte. Bei den Scarps handelt es sich um „Runzelstrukturen“, die bei der Kontraktion des Planeten nach Herausbildung seiner Kruste entstanden sind. © NASA Mariner 10

Eine ausführliche Beschreibung der Oberflächenstrukturen der einzelnen Planeten finden Sie im Band über die Planeten des Sonnensystems.

## **Erosion und Verwitterung**

Alle Vorgänge, die zu einer Änderung der chemischen Beschaffenheit und zu einer Zerkleinerung von Oberflächenmaterial sowie zu dessen Transport und Deposition führen, nennt man Verwitterung bzw. Erosion. Beide Prozesse haben die Tendenz, Landschaften unter der Einwirkung von Schwerkraft einzuebnen. Ihre Effizienz hängt damit von der Größe des entsprechenden Planeten ab und ob er eine Atmosphäre und vielleicht sogar eine Hydrosphäre besitzt.

Planeten und Monde, die keine Atmosphäre aufweisen, erodieren in erster Linie aufgrund von Impakten, die das Oberflächengestein in Regolith und Staub verwandeln. Auch unter dem Einfluß von Partikelströmen, wie sie z.B. der Sonnenwind liefert, können sich Gesteine verändern bzw. mikrometergroße Mineralkörner aus Oberflächengesteinen herausgesprengt und abgelagert werden. Dieser Effekt scheint besonders bei Kleinmonden effektiv zu sein, da sie auf diese Weise einen Teil des Materials liefern, aus denen z.B. Planetenringe bestehen.



Im Hochgebirge bilden sich aufgrund von Erosionsprozessen am Fuß der Berge oftmals riesige Geröllfächer aus

Nur auf der Erde (und wahrscheinlich auf dem Saturnmond Titan) stellen Verwitterungs- und Erosionsprozesse einen wichtigen Faktor der Oberflächengestaltung dar. Grund dafür ist das Zusammenspiel zwischen Gesteinsbildung, chemischer und mechanischer Verwitterung und Sedimentierung unter dem Einfluß der Atmosphäre, Hydrosphäre und Biosphäre (Bodenbildung). Auf keinen anderen Planeten – auch nicht auf dem Mars – findet man derart effektive Gradationsprozesse, die Hochgebirge innerhalb von wenigen Dutzend Jahrmillionen wieder völlig verschwinden lassen.

Auf der Erde gibt es im Wesentlichen drei Arten der Verwitterung:

### **Chemische Verwitterung**

Bei der chemischen Verwitterung reagieren die Gesteinsbestandteile mit Luft und Wasser. Dabei können einzelne Mineralbestandteile gelöst werden oder sie wandeln sich in andere Stoffe um. Ein Beispiel ist z.B. die Verwitterung von Feldspat, einem wichtigen Bestandteil vieler Gesteine. Unter der Einwirkung von Wasser entsteht daraus ein Aluminiumsilikat und zwar Ton (genauer Kaolinit). Deshalb verwittern Granite in den niederschlagsreichen Tropen besonders schnell wohingegen in ariden Gebieten diese Gesteine relativ stabil sind.

### **Physikalische Verwitterung**

Wenn mechanische Prozesse Gesteine auflockern (z.B. indem Wasser in eingedrungenen Ritzen und Spalten gefriert und das Gestein auseinandertreibt) und zertrümmern, spricht man von physikalischer Verwitterung. Gesteine, die der chemischen Verwitterung unterliegen, sind für diese Art der Verwitterung besonders anfällig. Ergebnis ist mehr oder weniger körniges Material, welches durch Schwerkrafteinwirkung, durch Luftströmungen oder durch Wasser bzw. Eis transportiert und schließlich sedimentiert werden kann.

### **Biologische Verwitterung**

Bei dieser Art der Verwitterung modifizieren Kleinstlebewesen Gesteine (in dem sie z.B. deren Oberflächenstruktur verändern), die dann der chemischen und physikalischen Verwitterung leichter ausgesetzt sind. Auf der Erde ist sie u. a. bedeutsam für die Bodenbildung. Außerdem tragen Pflanzen durch ihre Bewurzelung stark zur Erosion bei (natürlich nur dort, wo es welche gibt).

Verwittertes Gestein, welches transportiert wird, führt zur Erosion. Dabei kann es weiter verändert und zerkleinert werden. Ist der Transport beendet, beginnt sich das verwitterte Gestein abzulagern. Es wird nun als Sediment bezeichnet und im Prozeß der Diagenese in ein festes Gestein umgewandelt.

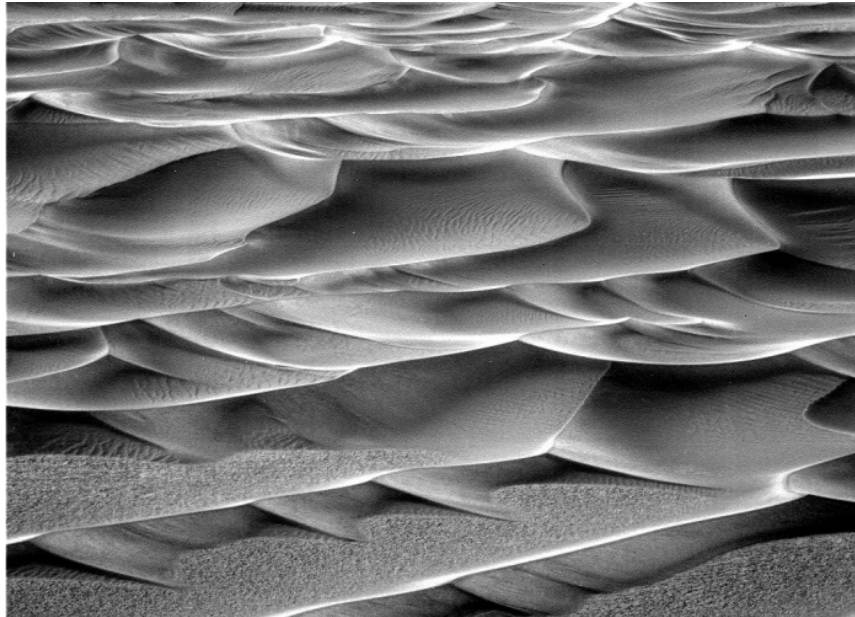
Sedimentgesteine sind auf der Erde ein wichtiges Glied im sogenannten Kreislauf der Gesteine. Darunter versteht man kurz gesagt folgenden Vorgang, der eng mit der Plattentektonik im Zusammenhang steht: Magma aus dem oberen Erdmantel gelangt über das mittelozeanische Riftsystem, durch vulkanische Aktivitäten sowie bei Gebirgsbildungsprozessen an die Oberfläche der Erde, wo sie zu magmatischen Gesteinen erstarren. Durch Verwitterung und Transport entstehen daraus im Laufe der Zeit Sedimente, die sich zu Sedimentgesteinen verfestigen oder Tone bilden. Werden diese Sedimente hohen Temperaturen und / oder hohen Drücken ausgesetzt was z.B. bei vulkanischen Prozessen geschehen kann, dann wandeln sich diese Sedimente in metamorphe Gesteine um. Auf diese Weise entsteht z.B. aus Kalkgestein Marmor oder aus Tonen Glimmerschiefer und Gneis.

Wird die sedimentale Decklast über einer Gesteinsschicht immer größer, dann können Gesteine wieder zurück in den Erdmantel gedrückt werden, wo sie erneut aufschmelzen und Magmen bilden. Genauso werden ozeanische Sedimente wie auf einem Förderband über die Subduktionszonen in den Erdmantel entsorgt womit sich der Kreislauf der Gesteine schließt.

Die Erde scheint der einzige Planet einschließlich der größeren Monde zu sein, wo Erosionsprozesse innerhalb kurzer geologischer Zeitskalen die Oberfläche völlig umgestalten können. Auf dem Mars gibt es auch ausgeprägte Erosionserscheinungen, die aber bis auf die durch äolische (durch Wind hervorgerufene) und glaziale (durch Eis hervorgerufene) Prozesse hervorgerufene Strukturen wahrscheinlich schon recht alt sind. Im Bereich der großen Canyons findet man z.B. ausgedehnte Schuttfächer, wie man sie auch von irdischen Hochgebirgen her kennt. Im Bereich der Pole gibt es Erosionsstrukturen, die fast eindeutig glazialer Natur sind. Dazu gehören z.B. Einsturzbecken die entstehen, wenn darunter liegende Wassereismassen aus irgendwelchen Gründen schmelzen.

Heute bietet der Mars keine guten Bedingungen mehr für das Vorhandensein von fließendem Wasser. Das gesamte Wasser (eine nicht unerhebliche Menge, wie die Messungen von Mars Odyssey zeigen) ist gegenwärtig in den polaren und gemäßigten Breiten in einer Schicht unbekannter Dicke knapp unterhalb der Marsoberfläche in Form von Eis gebunden. In der Vergangenheit gab es ohne Zweifel klimatisch günstigere Epochen, wo große Mengen flüssigen Wassers die Planetenoberfläche mit geformt haben. Der Befund wird auch dadurch gestützt, daß man in unterschiedlichen Gebieten der Marsoberfläche (z.B. im westlichen Teil von Arabi Terra) deutliche Hinweise auf Sedimentablagerungen gefunden hat.

Auf dem Mars gibt es auch viele morphologische Strukturen, die sich auf die Einwirkung von Luftströmungen (Wind) zurückführen lassen. Hier sind besonders Sand-Dünen zu nennen, die denen in irdischen Wüstengebieten stark ähneln. Durch die geringere Dichte der Marsatmosphäre sind höhere Windgeschwindigkeiten als auf der Erde möglich. Das führt dazu, daß nicht nur feinkörniger Staub, sondern auch größere Partikel (bis zu einem Millimeter Durchmesser) vom Wind transportiert werden. Diese Partikel führen - wenn sie vom Wind mitgeführt über die Oberfläche wehen - wiederum zu Erosionserscheinungen, welche im Laufe der Zeit ganze Landschaften prägen können. Dazu kommen noch kleinere Wirbelstürme – sogenannte Staubteufel – die lokal Material aufwirbeln und verfrachten. Die Spuren, die sie auf dem Marsboden hinterlassen, sind auf den Aufnahmen vom Mars Global Surveyor sehr gut zu erkennen.



Dünen auf dem Boden des Endurance-Kraters, aufgenommen vom Mars-Rover Opportunity

Mars ist nach der Erde der einzige Planet, der ausgeprägte Erosionserscheinungen zeigt. Da wahrscheinlich seit einigen Milliarden Jahren flüssiges Wasser als ein wesentliches Element der Verwitterung fehlt, hat dieser Planet im Gegensatz zur Erde weitgehend seine Struktur nach Beendigung seiner vulkanischen und tektonischen Phase bewahren können.

Auf der Venus scheinen seit den letzten 300 Millionen Jahre (der letzten Epoche des Resurfacing) Erosionsprozesse kaum eine größere Rolle gespielt zu haben. Impaktkrater auf ihrer Oberfläche sehen noch genauso neu aus, als ob sie gerade erst entstanden sind. In Bodennähe herrscht in der glühendheißen und dichten Kohlendioxidatmosphäre quasi immer Windstille. Nur bei einem Impakt kann sich kurzzeitig ein extrem starker Sturm ausbilden, der loses Material mitreißen und weiträumig verfrachten kann.

Merkur und Mond besitzen keine für Erosionserscheinungen wesentliche Atmosphäre. Die einzigen Einwirkungen, die zu einer Erosion ihrer Oberfläche führen, sind Zerkleinerungsprozesse im Zusammenhang mit Meteoriteneinschlägen. Dabei spielen nicht nur große kraterbildende Impakte eine Rolle. Auch der ständige Beschuß mit Mikrometeoriten und die Einwirkung von Partikeln aus dem Sonnenwind führen zu einer Umwandlung der obersten Gesteinsschichten in ein mehr oder weniger pulveriges Konglomerat aus Gesteinstrümmern und Impaktgläsern. Dieses Material, das die Mondoberfläche mehrere Zentimeter tief bedeckt, bezeichnet man als Regolith. Es bedeckt auch die Oberfläche von Kleinmonden und silikatischen Planetoiden.

### Benennung von Oberflächenstrukturen

Bei der ausführlichen Beschreibung der einzelnen Körper des Sonnensystems werden zur Benennung von bestimmten morphologischen Einheiten der Oberflächen Begriffe verwendet, die im Folgenden kurz aufgelistet werden. Man kann dann bereits aus der Benennung auf bestimmte Oberflächenmerkmale schließen. Rupes Recta ist z.B. ein Steilhang (auf dem Mond) und Olympus Mons ein Berg. Wenn etwas als Planitia bezeichnet wird, muß es eben sein oder eine beckenartige Struktur aufweisen etc.

<b>Chasma (Chasmata)</b>	Canyon, Riß, Kluft
<b>Collum</b>	Hügel
<b>Dorsum (Dorsa)</b>	Bergrücken, Böschung, Kamm
<b>Flexus</b>	Grat, Krümmung
<b>Fossa (Fossae)</b>	Furche, Graben
<b>Labyrinthus</b>	Komplexes System von Tälern, langgestreckte und verzweigte Vertiefungen
<b>Linea</b>	dunkle oder helle längliche Gebilde, Strahlen
<b>Macula</b>	Dunkler Fleck
<b>Mare (Maria)</b>	ausgedehnte, mit Lava ausgefüllte Senken und Becken
<b>Mensa</b>	Tafelberg
<b>Mons</b>	Berg
<b>Montes</b>	Gebirge, Bergkette
<b>Patera</b>	Vulkanische Strukturen, schalenförmige Vulkankrater
<b>Planitia (Planitiae)</b>	Ebenen, Becken
<b>Planum</b>	Plateau, Hochebene
<b>Regio (Regiones)</b>	Hochland, Gebiet
<b>Rima</b>	Rille, Spalte
<b>Rupes</b>	Steilabhang, Klippe, Grat
<b>Scopulus (Scopuli)</b>	Bergspitze, Klippe, steile Böschung
<b>Sinus</b>	Bucht, bogenförmige Schlucht
<b>Sulcus (Sulci)</b>	System von gradlinigen Furchen und Rinnen
<b>Terra (Terrae)</b>	Kontinent, Landschaft
<b>Tholus (Tholi)</b>	kuppelartige Hügel
<b>Vallis (Valles)</b>	Tal, Kanal, Canyon
<b>Vastitas</b>	Ausgedehnte Ebene, öde Fläche

(In Klammern Plural)

## Atmosphären

Planetenatmosphären bestehen im Gegensatz zu Sternatmosphären fast ausschließlich aus neutralen Gasen. Ob ein Planet überhaupt eine Gashülle besitzt, hängt von seiner Masse und von seinem Abstand zum Mutterstern ab. Im Sonnensystem haben alle Planeten außer Merkur eine Atmosphäre, die sich aber untereinander stark unterscheiden. Während man die Groß- und Riesenplaneten direkt als „Gasplaneten“ bezeichnen kann, haben die Atmosphären der erdähnlichen Planeten im Vergleich dazu nur eine äußerst geringe Mächtigkeit. Auch unterscheiden sie sich radikal in ihrer chemischen Zusammensetzung. Die großen Planeten bestehen hauptsächlich aus Wasserstoff und Helium und zwar in einer prozentualen Zusammensetzung, wie sie auch in etwa in der Sonne zu finden ist. Die erdähnlichen Planeten haben diese Gase aber bereits seit sehr langer Zeit verloren, so daß man bei ihnen hauptsächlich Kohlendioxid und Stickstoff als Hauptbestandteile findet.

Auch für die Gashülle eines Planeten gilt die Gleichung (1.3) für das hydrodynamische Gleichgewicht. Ohne einen größeren Fehler zu machen kann die radiale Änderung der Schwerkraft, ausgedrückt durch die Schwerebeschleunigung  $g$ , bei erdähnlichen Planeten vernachlässigt werden, da die Höhe  $h$  der Atmosphärenschicht sehr klein gegenüber dem Planetenradius ist. Für die Änderung des Gasdrucks mit der Höhe  $h$  über der Planetenoberfläche gilt

$$\frac{dP}{dh} = -g\rho_A(h) \quad [1.13]$$

In guter Näherung kann man ein atmosphärisches Gasgemisch durchaus als ideales, d. h. zwischen den Gasbestandteilen (Moleküle) wechselwirkungsfreies Gas betrachten. Zwischen den Molekülen und Atomen kommt es nur zu elastischen Zusammenstößen wodurch keine chemischen Reaktionen ausgelöst werden. Das Minuszeichen in (1.13) weist darauf hin, daß man es mit einer vertikalen Druckabnahme zu tun hat.

Nach der Zustandsgleichung der idealen Gase ist der Druck bei gegebener Dichte und konstanten Volumen stark temperaturabhängig:

$$PV = nkT \quad , \quad n \text{ Anzahl der Moleküle in } V, \quad k \text{ Boltzmannkonstante} \quad [1.14]$$

Die Dichte  $\rho$  ergibt sich laut Definition aus Masse durch Volumen. Wenn  $\mu$  die mittlere Masse eines Moleküls oder Atoms ist, dann gilt

$$\rho = \frac{n\mu}{V} \quad [1.15]$$

und damit für das hydrostatische Gleichgewicht:

$$dP = -g \frac{\mu P}{kT} dh \quad [1.16]$$

Bezeichnet man mit  $H$  die sogenannte Skalenhöhe (das ist die Höhe über der Planetenoberfläche, wo der Gasdruck um den Faktor  $e = 2.71828$  abgenommen hat), dann kann (1.13) folgendermaßen geschrieben werden:

$$\frac{1}{H} = -\frac{1}{P} \frac{dP}{dh} \quad [1.17]$$

Unter der Annahme, daß  $H$  konstant ist, ergibt sich als Lösung:

$$P = P_0 \exp\left(-\frac{h}{H}\right), \quad P_0 = \text{Druck an der Oberfläche, (barometrische Höhenformel)} \quad [1.18]$$

$H$  ist ein nützlicher Parameter um die Struktur einer Gashülle zu beschreiben, da er angibt, wie schnell die Druck- und Dichteabnahme mit der Höhe  $h$  erfolgt.

$$H(h) = \frac{kT(h)}{\mu g} = \frac{P(h)}{\rho(h) g} \quad [1.19]$$

Planeten mit geringer Schwerkraft an der Oberfläche oder sehr hoher Temperatur haben ausgedehnte Gashüllen ( $H$  ist groß), während Planeten mit großer Oberflächenschwerkraft oder sehr niedrigen Temperaturen im Gegensatz dazu kompakte Atmosphären besitzen ( $H$  ist klein).

In der Meteorologie bezeichnet man eine Schicht (1.19), wo die Gasdichte und die Temperatur konstant sind, auch als homogene Atmosphäre. Die Druckdifferenz zwischen den Punkten  $h_1$  und  $h_2$  ist dann nach (1.18)

$$\ln P_2 - \ln P_1 = -\int_{h_1}^{h_2} \frac{dh}{H(h)} \quad [1.20]$$

Hieraus erkennt man, daß die vertikale Druckabnahme vom Bodendruck  $P_0$  und von der Temperaturschichtung  $T(h)$  abhängt, d. h. man kann aus (1.20) ausgehend von dem Oberflächendruck bei gegebenen  $T(h)$  die Funktion  $P(h)$  berechnen.

Der vertikale Aufbau einer Planetenatmosphäre ist demnach von folgenden Größen abhängig:

- von der Schwerebeschleunigung  $g$  (also von der Größe und der Masse des Planeten)
- von der chemischen Zusammensetzung der Atmosphäre, ausgedrückt durch das mittlere Molekulargewicht  $\bar{\mu}$
- von der vertikalen Temperaturverteilung  $T(h)$ , die absolut von der vom Zentralgestirn eingestrahlten Energie und im einzelnen von den Energietransportmechanismen innerhalb der Gashülle (Stichwort Konvektion) abhängt

## Energiebilanz

Die Frage nach der mittleren Temperatur und der Temperaturverteilung ist eine Frage der Energiebilanz eines Planeten. Unter Berücksichtigung von inneren Energiequellen (z.B. radioaktiver Zerfall, Kontraktion) muß sich die Energieeinstrahlung und die Abstrahlung die Waage halten. Ist die Abstrahlung  $L$  bekannt, läßt sich nach dem Stefan-Boltzmannschen Gesetz eine effektive Oberflächentemperatur  $T_{eff}$  eines Planeten mit der Oberfläche  $A$  definieren:

$$T_{eff} = \sqrt[4]{\frac{L}{A\sigma}} = \sqrt[4]{\frac{L}{4\pi R^2\sigma}}, \quad \sigma = 5.6693 \times 10^{-8} \text{ W/(m}^2\text{K}^4) \quad [1.21]$$

Im Gleichgewichtsfall ist  $L$  (Einstrahlung) +  $L$  (im Planeten freigesetzte Energie) =  $L$  (Ausstrahlung). Die eingestrahelte Energie kann man leicht aus der Leuchtkraft der Sonne ableiten. Sie ist gleich der pro Flächeneinheit und Sekunde auf den Planeten auftreffenden Strahlungsenergie und wird als Solarkonstante bezeichnet. Ihr Wert ist (außerhalb der Erde gemessen und in Leistung pro Fläche ausgedrückt)

$$S = 1.367 \cdot 10^3 \text{ W/m}^2$$

Die Energie  $S_{eff}$ , die ein Planet tatsächlich erhält, hängt neben seiner Querschnittsfläche auch vom Rückstrahlungsvermögen ab. Letzteres wird als Albedo (soviel wie Reflexions-Vermögen) bezeichnet. Ein perfekt reflektierender Körper hat das Albedo 1 und ein ideal schwarzer Körper das Albedo 0. Da das Rückstrahlungsvermögen wellenlängenabhängig ist,

wird in der Regel für praktische Rechnungen ein mittleres Albedo  $A$  verwendet, welches angibt, welcher Bruchteil der eingestrahelten Energie vom Planeten absorbiert (und später wieder als Wärme abgestrahlt) wird.

$$S_{eff} = \pi R_{Planet}^2 (1-A) S(r) \quad [1.24]$$

Unter dem geometrischen Albedo versteht man in der Astronomie das Verhältnis zwischen der Helligkeit eines Planeten (mit Phasenwinkel  $0^\circ$  von der Sonne aus gesehen, also genau von vorn) und der Helligkeit einer hypothetischen, weißen, diffus reflektierenden Kugel (auch Lambert-Oberfläche genannt) von gleicher Größe und gleicher Entfernung von der Sonne. Im Gegensatz dazu wird das sphärische Albedo durch das Verhältnis der Strahlungsmenge, die vom Planeten nach allen Richtungen reflektiert wird, zur parallel auf die Querschnittsfläche auffallenden Strahlungsmenge definiert. Diese Größe hängt von der Beschaffenheit der reflektierenden Oberfläche ab und kann deshalb zur Analyse der stofflichen Zusammensetzung der Oberfläche von Planeten, die keine Wolkenbedeckung aufweisen, sowie von Planetoiden dienen.

Mit (1.24) kann die Bedingung des Strahlungsgleichgewichts folgendermaßen formuliert werden:

Eingestrahelte Energie = Abgestrahlte Energie

$$S_{eff} = 4\pi R_{Planet}^2 (\sigma T_{eff}^4 - E) \quad [1.25]$$

wobei  $E$  der aus inneren Quellen stammende Energiefluß ist. Bei erdähnlichen Planeten ist er gegenwärtig sehr gering (bei der Erde ein zehntausendstel der Solarkonstanten) und kann vernachlässigt werden. Bei den Riesenplaneten, die sich noch in einem Kontraktions- bzw. Entmischungsstadium befinden, übertrifft dagegen  $E$  die von der Sonne erhaltene Energie um das 2 bis

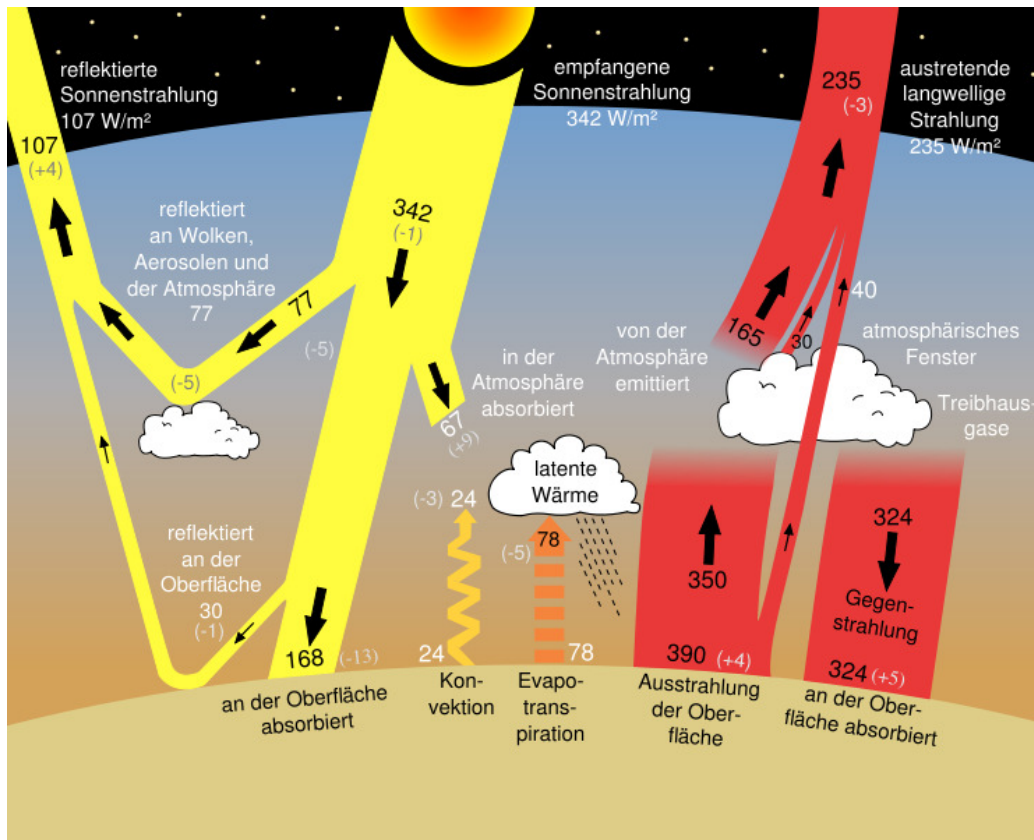
3.5 fache (Jupiter strahlt z.B. zu 1.9 mal mehr Energie im Infrarotbereich ab, als er insgesamt von der Sonne erhält, bei Saturn und Neptun ist dieser Effekt noch ausgeprägter). Diese Entdeckung führte übrigens zu der nicht sonderlich fruchtbaren Diskussion, ob es sich bei Jupiter nicht doch mehr um einen „verhinderten“ Stern als um einen Planeten handelt.

Die folgende Tabelle enthält die Albedowerte für einige Planeten und Monde sowie von einer kleinen Auswahl bekannter irdischer Gesteine:

Objekt	Geom. Albedo	Sphär. Albedo
Merkur	0.106	0.06
Venus	0.650	0.76
Erde	0.367	0.40
Mars	0.150	0.15
Jupiter	0.520	0.51
Saturn	0.470	0.50
Uranus	0.510	0.66
Neptun	0.410	0.62
Pluto	0.300	0.16
Erdmond	0.120	0.07
Kallisto	0.200	0.17
Europa	0.670	
Io	0.630	
Amalthea	0.070	
Titan	0.220	
Komet Halley		0.03
Planetoid Eros	0.16	
Granit		0.31
Vulkanische Asche		0.16
Vulkanische Lava		0.04
Kreidefelsen		0.80

## Treibhauseffekt und Runaway glaciation

Auch die chemische Zusammensetzung einer Atmosphäre hat wesentlichen Einfluß auf deren Wärmehaushalt: Stichwort Treibhauseffekt. Ein extremes Beispiel dafür ist der Planet Venus. Ihre Gashölle besteht zu ca. 95% aus Kohlendioxid. Dieses Gas hat die Eigenschaft, daß es für sichtbares Licht durchsichtig ist, Infrarotstrahlung dagegen sehr stark absorbiert. In dem Temperaturbereich, der für erdähnliche Planeten typisch ist, erfolgt die Reemission nach dem Wien'schen Verschiebungsgesetz jedoch hauptsächlich im infraroten Spektralbereich. Aber gerade diese Strahlung wird von  $CO_2$  absorbiert ( $\lambda \approx 4 \cdot 10 \mu m$ ), wodurch das Gas (und durch Stöße auch die anderen gasförmigen Bestandteile der jeweiligen Gashölle) soweit aufgeheizt wird, bis ein neuer Gleichgewichtszustand eintritt. Das führt (unterstützt durch die sehr geringen Eigenrotation der Venus) zu einer Oberflächentemperatur von ca. 730 K.



Strahlungsbilanz der Erde. Gelb direkt von der Sonne stammende Strahlungsleistung, Rot die von der Erde und der Erdatmosphäre emittierte Strahlungsleistung. Im thermischen Gleichgewicht wird die absorbierte Energie der Atmosphäre je zur Hälfte in Richtung Erde und Weltall abgestrahlt. Die Zahlen geben die Leistung der Strahlung in Watt/Quadratmeter an.

Den Einfluß des Treibhauseffekts kann man mit (1.24) studieren, in dem man einen Faktor  $\kappa$  einführt, der das Transmissionsverhalten der Treibhausgase für Infrarotstrahlung beschreibt. Im Normalfall setzt man  $\kappa=1$ , d.h. die Atmosphäre ist für Wärmestrahlung vollständig durchlässig. Bei  $\kappa=0$  wird die gesamte eingestrahelte Energie in der Gashölle gespeichert. Für die Erdatmosphäre kann man  $\kappa \approx 0.57$  ansetzen. Für die effektive Temperatur ergibt sich dann die Beziehung:

$$T_{gh} = \sqrt[4]{\frac{S(1-A)}{4\sigma\kappa}} \quad [1.26]$$

und der Temperaturanstieg aufgrund des Treibhauseffekts zu

$$\Delta T = \sqrt[4]{\frac{S(1-A)}{4\sigma}} \left( \frac{1}{\sqrt[4]{\kappa}} - 1 \right)$$

Nicht nur Kohlendioxid ist ein Treibhausgas. Auch eine Reihe anderer Gase ist in der Lage, Infrarotstrahlung zu absorbieren und sich dadurch aufzuheizen. Genannt seien in diesem Zusammenhang Methan  $CH_4$ , Wasserdampf  $H_2O$  und Distickstoffmonoxid  $N_2O$ . Auf der Erde stellt der Wasserdampf das wichtigste Treibhausgas dar. Eine anthropogene Erhöhung der anderen Gase – insbesondere das durch die Verbrennung fossiler Kohlenstoffe entstehende Kohlendioxid – führt langfristig zu einer weiteren Erwärmung der Erdatmosphäre mit weitreichenden Folgen für die gesamte Biosphäre und damit auch für das Leben der Menschen.

Während bei der Venus der Treibhauseffekt die unteren Atmosphärenschichten auf fast  $500^\circ\text{C}$  aufheizt, wirkt der gleiche Effekt beim Planeten Mars viel moderater, obwohl seine Gashülle auch überwiegend aus  $CO_2$  besteht (95.3%). Der Grund dafür ist neben dem vergleichsweise großem Abstand zur Sonne in der sehr geringen Gasdichte zu suchen (am Landeplatz der Sonde Viking Lander 2 schwankten die Werte des Luftdrucks zwischen 7,3 und 10,8 Millibar). Sie reicht gerade aus, um über den Treibhauseffekt die mittlere Oberflächentemperatur um ca.  $5^\circ$  bis  $6^\circ$  anzuheben.

### „Runaway glaciation“ - „Runaway greenhouse effect“

Klimasysteme reagieren auf sich ändernde Umgebungsbedingungen im Allgemeinen sehr träge. Dafür sind z.T. sehr diffizile Rückkopplungsmechanismen verantwortlich. Wenn sie aber versagen, kann es zu einem völligen – auf der Erde würde man sagen „katastrophalen“ – Umbau des Klimasystems (inkl. Luft- und Meeresströmungen, Niederschläge, chem. Zusammensetzung, Temperaturregime etc.) kommen. Ein lehrreiches Beispiel ist die fast vollständige Vereisung der Erde vor 2.5 Milliarden Jahren und danach noch mehrmals im Zeitraum zwischen 800 Millionen und 600 Millionen Jahren, also im späten Präkambrium (genauer im Neoproterozoikum). Die geologischen Hinweise auf diese Ereignisse, wo die Erde quasi zu einem „Schneeball“ wurde, sind so überwältigend, daß sie kaum mehr in Frage gestellt werden können.

Was war geschehen?

#### 1. Phase:

Der Superkontinent Rhodinia zerbrach in mehrere Teile, die sich im Äquatorialbereich der Erde konzentrierten. Ehemals trockene Binnenlandregionen wurden zu feuchten Küstenregionen was natürlich Auswirkungen auf das großräumige Klima hatte. Der Regen wusch nach und nach das Kohlendioxid aus der Atmosphäre und die kontinentalen Gesteine begannen dadurch schneller zu verwittern. Der durch den Treibhauseffekt bedingte Anteil an der Temperatur der Erdatmosphäre verringerte sich was dazu führte, daß die Erde von den Polen ausgehend langsam zu vereisen begann. Da durch die sich ausbreitenden hellen Eisregionen das Albedo zunahm, nahm aufgrund dieser positiven Rückkopplung auch die Vereisung immer mehr zu bis wahrscheinlich bereits nach wenigen Tausend Jahren die gesamte Erde von einer dicken Eisschicht bedeckt war.

#### 2. Phase:

Als die globale Vereisung ihren Höhepunkt erreichte, war die mittlere Temperatur der Erde auf ca.  $-50^\circ\text{C}$  abgesackt und die Ozeane bis in rund einem Kilometer Tiefe zugefroren. Hier stellte sich ein Gleichgewichtszustand ein, da ja das ozeanische Wasser weiter durch die besonders aus den Riftsystemen austretende Wärme geheizt wurde. Auf den Kontinenten verschwanden aufgrund des wasserdampfarmen ariden Klimas langsam die Eismassen durch Sublimation und es entstanden riesige

Sandwüsten. Nur hier und da erreichen Vulkane die Oberfläche und blasen ungestört  $\text{CO}_2$  in die Atmosphäre so wie heute die Schloten mancher Industriebetriebe. Da Niederschläge fehlen, kann sich das Kohlendioxid im Laufe einiger 10 Millionen Jahre wieder in der Atmosphäre verstärkt ansammeln.

### 3. Phase:

Das führt dazu, daß die mittlere Temperatur aufgrund des Treibhauseffektes wieder kontinuierlich ansteigt, wodurch das Meereis an seiner Oberfläche zu sublimieren beginnt und da-durch die Erdatmosphäre mit Wasserdampf anreichert. Das verstärkt wiederum den Treibhauseffekt, da Wasserdampf bekanntermaßen ein starkes Treibhausgas ist. Es kommt zur Wolkenbildung und es setzen Niederschläge ein, die kurzzeitig die kontinentalen Gletscher stark an-wachsen lassen. Nach und nach dünnt aufgrund der ansteigenden Temperaturen in den Tropen das Eis aus bis endlich wieder offene Wasserflächen entstehen. Das Albedo verringert sich, das Eis schmilzt immer schneller und innerhalb kürzester Zeit verwandelt sich die Erde aus einem Kühlschranks in eine feuchtheiße Sauna mit einer Jahresmitteltemperatur um die  $50^\circ\text{C}$ .

### 4. Phase:

Der ausufernde Treibhauseffekt konnte aber glücklicherweise durch einen anderen Rückkopplungsprozeß gestoppt werden. Die plötzliche starke Temperaturerhöhung (die der Geologe an den riesigen Schichten von Karbonatgesteinen direkt über einer dünnen Zone aus Gletscherschutt an der namibischen Skelettküste ablesen kann) führte zu einer Intensivierung des Wasserkreislaufs. Die dadurch bedingten Starkregen wuschen das  $\text{CO}_2$  kontinuierlich aus der Atmosphäre aus. Das dabei mit Kohlensäure angereicherte Wasser beschleunigte die Verwitterung des Gesteinsschutts, welches die getauten Gletscher zurückgelassen haben. Bei diesem Prozeß entstehen Hydrocarbonate, die in die Meere verfrachtet wurden und dort die mächtigen Sedimentablagerungen aus Karbonatgesteinen bildeten, die man noch heute an verschiedenen Stellen der Welt sehen kann.. Irgendwann war wieder alles im Lot und das gesamte Klimasystem erreichte einen weitgehend stabilen Zustand, der bis heute anhält.

Nur nebenbei sei erwähnt, daß nach Beendigung der Totalvereisung der Erde urplötzlich eine Radiation hochentwickelter Metazoen, d.h. komplexer mehrzelliger Lebewesen, auftrat, die man deshalb als „kambrische Explosion“ bezeichnet hat. Viele Paläontologen meinen, daß das kein Zufall ist und etwas mit der vorangegangenen Totalvereisung zu tun hat.

In diesem hier beschriebenen Szenario treten zwei Ereignisketten auf, die jede im ungünstigsten Fall hätten irreversibel ausgehen können: „runaway glaciation“ und „runaway greenhouse effect“. Der letztere Prozeß hat mit hoher Wahrscheinlichkeit irgendwann in der Frühgeschichte der Venus stattgefunden. Obwohl die Venus in Größe und Masse der Erde stark ähnelt, hat sie heute eine extrem dichte (Oberflächendruck 90 bar) und extrem heiße (ca.  $480^\circ\text{C}$ ) und fast reine (96%)  $\text{CO}_2$ -Atmosphäre.

Das Wasser, welches in der Frühzeit der Venus sicherlich genauso reichlich wie auf der Erde vorhanden war, ist im Verlauf eines sich selbst verstärkenden Treibhauseffekts verdampft. Die Wassermoleküle hat die intensive UV-Strahlung der Sonne nach und nach dissoziiert. Während der hochreaktive Sauerstoff chemisch gebunden wurde, sind die leichten Wasserstoffatome in den kosmischen Raum entkommen. Das durch Raumsonden gemessene anomale Deuterium-Wasserstoff-Verhältnis der Venusatmosphäre stützt übrigens diese These sehr stark.

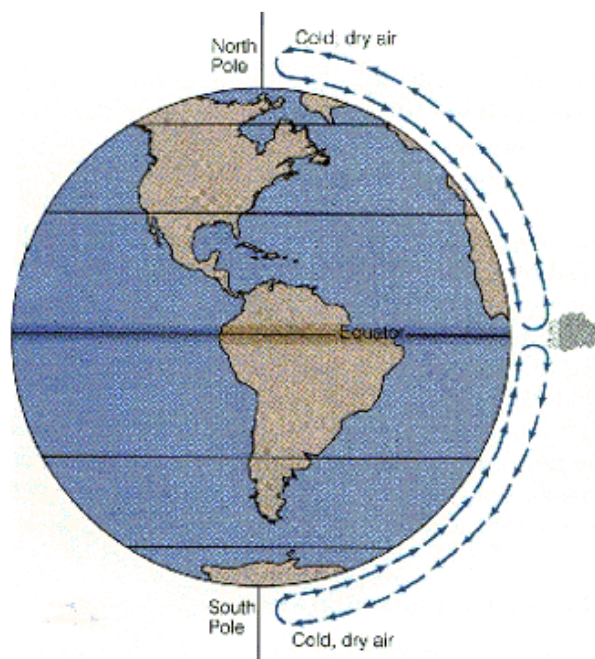
Die spannende Frage ist nun, ob durch die Verbrennung fossiler Rohstoffe auf der Erde ein Zustand möglich wird, der letztendlich in einen „galoppierenden“ Treibhauseffekt mündet. Diese Frage nach der ultimativen Klimakatastrophe kann noch niemand richtig beantworten.

### Planetare Zirkulationssysteme

Die Gasmassen einer planetaren Atmosphäre sind frei verschiebbar, d.h. sie können auf lokale Temperaturänderungen (die nach den Gasgesetzen Druckänderungen nach sich ziehen) reagieren und somit zu deren Ausgleich Strömungssysteme aufbauen. Wenn der betreffende Planet rotiert, wirkt auf diese Strömungen noch zusätzlich eine Kraft, die nur in beschleunigten Bezugssystemen auftritt. Diese Kraft ist die Corioliskraft. Auf der Erde ist sie z.B. für die Entstehung des Süd-West-Monsuns verantwortlich.

Ein weiterer wichtiger Faktor, der die Strömungsverhältnisse in der unteren Atmosphäre der Erde maßgeblich mitbestimmt, ist die ozeanische Zirkulation. Da es zwischen den Ozeanen und der Atmosphäre eine enge Wechselbeziehung gibt, bilden in diesem Fall beide Systeme (die der Meeresströmungen und die der Luftströmungen) eine Einheit. Die Energie, die zu ihrer Aufrechterhaltung permanent notwendig ist, stammt von der Sonne.

Um die Funktionsweise der planetaren Zirkulationssysteme zu verstehen, muß man deren Energiebilanz untersuchen. Die Energie, die ein planetarer Körper aufnimmt, ist durch die jeweilige Größe der Solarkonstante und der Querschnittsfläche des Planeten gegeben. Die Erde erhält durch die permanente Sonneneinstrahlung auf der Tagseite eine Leistung von  $1.7 \cdot 10^{17} \text{ W}$  was einem Energieeintrag von ungefähr  $6.12 \cdot 10^{20} \text{ J}$  pro Stunde entspricht. Ein Teil dieser Energie wird in die potentielle Energie von atmosphärischen Störungen transformiert (erwärmte Luftpakete steigen auf) und anschließend andernorts durch Dissipationsvorgänge wieder freigesetzt. Im globalen Maßstab muß dabei die Bedingung des thermischen Gleichgewichts, die durch (1.21) gegeben ist, streng eingehalten werden. Das bedeutet, daß die Entstehung eines horizontalen Temperaturgradienten infolge einer zeitlich und räumlich unterschiedlichen Einstrahlung nur durch die Ausbildung großräumiger Strömungen unterschiedlichen Ausmaßes kompensiert werden kann. Die Dynamik dieser Prozesse wurde bereits in der ersten Hälfte des 18. Jahrhunderts durch den britischen Astronomen JOHN HADLEY (1682-1744) genauer untersucht.



Hadleyzellen sind ein Modell für meridionale Strömungen die aufgrund einer ungleichmäßigen Erwärmung der Atmosphäre entstehen

Er erkannte, daß durch die quasi senkrechte Einstrahlung der Sonne in den Tropen ein Wärmeüberschuß produziert wird während in den gemäßigten Breiten und in den Polarregionen ein entsprechendes Wärmedefizit existiert. Es muß deshalb zwangsläufig ein Wärmetransport von den äquatorialen Zonen in die gemäßigten und polaren Zonen existieren. Ohne Berücksichtigung von Störungen sollte sich also eine stabile meridionale Strömung ausbilden, bei der warme Luft in den Tropen aufsteigt, in Richtung der Pole verlagert wird, dort abkühlt und als kältere Bodenströmung in die Tropen zurückfließt. Auf diese Weise entsteht auf beiden Hemisphären eines Planeten eine überdimensionale Konvektionszelle, die man nach ihrem Entdecker als Hadley-Zelle bezeichnet. Es ist leicht einzusehen, daß bei einer derartigen Zirkulation der am Boden gemessene Luftdruck an den Polen am höchsten und am Äquator am niedrigsten sein muß. Zwischen beiden Gebieten unterschiedlichen Drucks entsteht eine Druckgradientenkraft, welche bei kontinuierlicher Einstrahlung der Sonne die Strömung aufrechterhält.

Diese einfache Form der Zirkulation wird modifiziert, wenn der betreffende Planet merklich rotiert (wie z.B. Erde und Mars). In diesem Fall muß die bereits erwähnte Corioliskraft berücksichtigt werden (GASPARD GUSTAVE DE CORIOLIS (1792-1843)). Ist  $\omega$  der Vektor der Winkelgeschwindigkeit in Richtung der Rotationsachse des Planeten und  $\mathbf{v}$  der Geschwindigkeitsvektor einer Masse  $m$ , dann gilt:

$$\mathbf{F}_c = 2m(\mathbf{v} \times \boldsymbol{\omega}) \quad [1.28]$$

Auf einem rotierenden Planeten ist nur die horizontale Komponente von  $\mathbf{F}_c$  interessant. Drückt man die Masse eines Luftpakets durch seine Dichte  $\rho_{Luft}$  aus, dann ist nach (1.28)

$$C_H = 2\rho_{Luft} v_{Luft} \omega \sin \varphi \quad [1.29]$$

wobei  $\varphi$  die geographische Breite ist.

Meridionale Strömungen werden demnach auf der Nordhalbkugel nach rechts und auf der Südhalbkugel nach links abgelenkt. Daraus folgt z.B. für die nördliche Hemisphäre, daß in den unteren Atmosphärenschichten, wo die kalte Luft von den Polen in Richtung Äquator fließt, die Luftpakete nach Westen verfrachtet werden. In den oberen Schichten erfolgt dagegen eine Ablenkung in östlicher Richtung. Dieses Idealbild ist jedoch weder auf der Erde noch auf dem Mars erfüllt. Nur die Venus, die quasi eine gebundene Rotation ausführt, kann in ihrer Troposphäre pro Hemisphäre jeweils eine Hadley-Zelle ausbilden. Bei diesem Planeten spielt die Corioliskraft offensichtlich keine oder nur eine untergeordnete Rolle.

Auf der Erde führt der Corioliseffekt dagegen großräumig zu einer starken Einschränkung der Meridionalzirkulation mit dem Ergebnis, daß sich nur in ganz niedrigen geographischen Breiten bis zu  $30^\circ$  beiderseits des Äquators jeweils eine Hadley-Zelle ausbilden kann. In höheren Breiten bekommt die Zirkulation immer mehr einen zonalen Charakter, d.h. die Winde wehen bevorzugt entlang der Breitenkreise. In diesem Bereich findet man – bis etwa zum 60. Breitengrad – eine sogenannte Ferrel-Zelle. In noch höheren Breiten schließt sich die polare Zelle an.

Aber auch dieses Schema ist sehr idealisiert. Der tatsächliche Charakter der irdischen atmosphärischen Strömungssysteme ist äußerst kompliziert, weil sie z.B. auch von der Wolkenbedeckung, dem Untergrund (Land, Meer) und von Störungen in den Systemen selbst auf sehr komplexe Weise abhängen. Dadurch entsteht eine Vielzahl von lokalen irregulären Strömungen, die natürlich auch alle dem Coriolis-Effekt unterliegen. So können sich beispielsweise spezielle Wellenbewegungen entwickeln (Rossby-Wellen), die mit wachsender Winkelgeschwindigkeit und größer werdenden Temperaturunterschieden längs eines Meridians schnell instabil werden und in Wirbel

unterschiedlichster Größe zerfallen. Die größeren unter ihnen stellen die bekannten Tiefdruckgebiete (Zyklone) bzw. Hochdruckgebiete (Antizyklone) dar. Die eindrucksvollsten sind die Hurrikans im atlantischen und die Taifune im pazifischen Raum.

Bei den Riesenplaneten treten unterschiedlich schnelle zonale Strömungen parallel zum Äquator auf, die man bei Jupiter in Form von dunkleren Bändern und helleren Zonen leicht beobachten kann. Sie stellen in ihrem Querschnitt zyklonenartige (Bänder) und antizyklonenartige (Zonen) Strukturen dar. Die Erklärung der Wirbelstrukturen in der Jupiteratmosphäre – nicht nur des berühmten „Große Rote Flecks“ –, ist eine Herausforderung für jeden Hydrodynamiker. Es wurden sogar Laboruntersuchungen mit rotierenden Flüssigkeiten durchgeführt, um empirische Informationen über die Entstehung der in der Jupiteratmosphäre beobachteten Wolkenstrukturen zu erhalten.

Die Erkenntnisse, die man bei der Erforschung der Erdatmosphäre gewonnen hat, sind nicht leicht auf andere Planeten zu übertragen. Beim Mars treten z.B. saisonal Stürme auf die schnell einen globalen Charakter annehmen und die dünne Kohlendioxid-Atmosphäre mit Staub anreichern. Wie das passiert, wird im Abschnitt über den Planeten Mars noch näher untersucht.

Während die Grundgesetze, denen die planetaren Zirkulationssysteme unterliegen, alle bekannt sind, ist ihre praktische Anwendung in der Praxis durch die vielen Rand- und Nebenbedingungen sehr schwierig. Selbst mit den leistungsfähigsten Computern der Welt können nur entsprechend vereinfachte, semiempirische Modelle eingesetzt werden, um z.B. das Wettergeschehen auf der Erde für die nächsten Tage vorherzusagen. Bei den anderen Planeten sind selbst einfachere Fragestellungen auf diese Weise nur schwer zu beantworten weil einfach empirische Daten fehlen. Zwar hat hier der Einsatz von interplanetaren Sonden zu vielen Fortschritten geführt. Von einer quantitativen Erklärung und Beschreibung der planetaren Zirkulationssysteme ist man auch heute noch weit entfernt.

### **Chemische Zusammensetzung und Stabilität**

Die chemische Zusammensetzung der Planetenatmosphären ist von Planet zu Planet unterschiedlich. Lediglich die Riesenplaneten bilden in diesem Zusammenhang eine mehr oder weniger homogene Gruppe, da sie hauptsächlich aus Wasserstoff und Helium bestehen. Neben den sogenannten echten Planeten gibt es auch einige Monde, die eine stabile Gashülle ausgebildet haben. In Tabelle sind die wichtigsten Gase und ihr Anteil an der gesamten Gashülle für die einzelnen Planeten angegeben.

Merkur fehlt in dieser Liste. Man konnte zwar eine ganze Menge unterschiedlicher gasförmiger Stoffe nachweisen (u.a. Sauerstoff, Wasserstoff und Helium), aber die Gasdichte an der Oberfläche ist mit  $10^{-15}$  bar so gering, daß man eigentlich gar nicht von einer Atmosphäre sprechen kann. Die Gase, die nachgewiesen wurden, entstammten entweder aus dem radioaktiven Zerfall der Oberflächenminerale oder sind unter dem Einfluß des Sonnenwindes freigesetzt worden.

Bei den erdähnlichen Planeten nimmt die Erde eine Sonderstelle ein. Das ungewöhnliche ist, daß sie sehr viel freien Sauerstoff und nur sehr wenig Kohlendioxid enthält. Diese Zusammensetzung ist biotischen Ursprung und hat sich im Laufe von Jahrmillionen aus einer sauerstofffreien, reduzierenden Atmosphäre parallel zum Leben herausgebildet (etwas salopp gesagt, das Leben hat sich eine für sich geeignete Atmosphäre selbst geschaffen). Besonders der Kohlenstoff, der in der Venus- und Marsatmosphäre in Form von Kohlendioxid enthalten ist, ist auf der Erde überwiegend als Kalkstein gebunden sowie in den Ozeanen gelöst.

Die Atmosphären der Riesenplaneten widerspiegeln in etwa noch die Stoffzusammensetzung, wie sie im Urnebel, aus dem sich die Sonne und die Planeten gebildet haben, vorhanden war. Das erklärt, warum sie chemisch gesehen überwiegend aus Wasserstoff und Helium bestehen. Im Bereich der

inneren Planeten findet man jedoch kaum mehr diese Elemente in Form von Wasserstoffmolekülen und Heliumatomen. Die Ursache dafür ist, daß die Gravitationsfelder der inneren Planeten nicht ausreichen, um diese leichten Stoffe dauerhaft in der Gashülle zu binden.

Die Geschwindigkeitsverteilung der Atome und Moleküle in einem Gas mit einer bestimmten Temperatur ist bekanntlich durch die Maxwell-Verteilung gegeben:

$$n(v) dv = 4\pi n_0 \left( \frac{m}{2\pi kT} \right)^{\frac{3}{2}} v^2 \exp\left( -\frac{mv^2}{2kT} \right) dv \quad [1.30]$$

$n(v)$  ist die Anzahl der Moleküle der Masse  $m$  in einem Gas der Temperatur  $T$ , die eine Geschwindigkeit  $v$  haben, die zwischen  $v$  und  $v+dv$  liegt.

Die „wahrscheinlichste Geschwindigkeit“ ist dann

$$\bar{v} = \sqrt{\frac{2kT}{m}} \quad [1.31]$$

Moleküle in diesem Gas, deren Geschwindigkeit  $v$  die Entweichgeschwindigkeit

$$v_E = \sqrt{\frac{2GM}{R}} \quad [1.32]$$

übersteigt ( $M$ =Planetenmasse), haben die Tendenz, die Atmosphäre zu verlassen. Dieser Mechanismus wirkt aber nur im Bereich der sogenannten Exosphäre. Das ist der Bereich der oberen Atmosphäre, wo die mittlere freie Weglänge der Gasteilchen größer wird als die diesem Bereich zugeordnete Skalenhöhe, oder anders ausgedrückt, die Zone, wo die Atmosphäre langsam in den interplanetaren Raum übergeht.

Bezeichnet man mit  $A$  die gesamte Oberfläche des Planeten in der Höhe  $h_{Exo}$  (dort wo die Exosphäre beginnt), dann läßt sich die Anzahl  $N_{v_E}$  der Moleküle, die pro Zeiteinheit durch diese Grenzschicht in den freien Kosmos austreten, zu

$$\frac{dN_{v_E}}{dt} dv = \sigma A n_v v dv, \quad \text{mit } A = 4\pi (R + h_{Exo})^2 \quad [1.33]$$

abschätzen ( $R$ =Planetenradius). Der Faktor  $\sigma$  gibt dabei den Anteil der Moleküle an, deren Geschwindigkeitsvektor quasi nach außen weist. Er liegt ungefähr bei  $1/16$ .

Auflösen von (1.33) nach  $n_v$  und Einsetzen in (1.30) liefert nach Integration über  $v \geq v_E$  die „Entweichrate“:

$$\frac{dN}{dt} = \pi^2 n_0 (R + h_{Exo})^2 \left( \frac{m}{2\pi kT} \right)^{\frac{3}{2}} \int_{v_E}^{\infty} v^3 \exp\left( -\frac{mv^2}{2kT} \right) dv \quad [1.34]$$

und wegen

$$\int_{v_E}^{\infty} v^3 \exp\left(-\frac{mv^2}{2kt}\right) dv = \left(\frac{kT v^2}{m} + \frac{2k^2 T^2}{m^2}\right) \exp\left(-\frac{mv^2}{2kT}\right)$$

ist der Teilchenverlust in der Höhe z mit der Ausgangskonzentration n(z) gleich

$$\frac{dN(z)}{dt} = \frac{\pi (R + h_{Exo})^2}{2} n(z) \sqrt{\frac{m}{2\pi kT}} \left(v_E + \frac{2kT}{m}\right) \exp\left(-\frac{mv^2}{2kT}\right) \quad [1.35]$$

Diese Beziehung wird als Jean's – Gleichung bezeichnet.

Tabelle: Eigenschaften und chemische Zusammensetzung der Planeten des Sonnensystems

**a) Erdähnliche Planeten**

	Venus	Erde	Mars
Oberflächendruck	92 bar	1014 mbar	~6.1 mbar
Gasdichte Oberfläche	65 kg/m <sup>3</sup>	1.217 kg/m <sup>3</sup>	0.020 kg/m <sup>3</sup>
Skalenhöhe	15.9 km	8.5 km	11.1 km
Mittl. Temperatur	737 K	288 K	~210 K
Mittl. Molekulargewicht	43.45 g/mol	28.97 g/mol	43.34 g/mol
Bestandteile Vol.-% oder ppm			
CO <sub>2</sub>	96.5 %	350 ppm	95.32 %
N <sub>2</sub>	3.5 %	78.084 %	2.7 %
O <sub>2</sub>		20.946 %	0.13 %
H <sub>2</sub> O	20 ppm	1 %	210 ppm
SO <sub>2</sub>	150 ppm		
CH <sub>4</sub>		1,7 ppm	
CO	17 ppm		0.08 %
NO			100 ppm
Ar	70 ppm	9340 ppm	1.6 %
Ne	7 ppm	18.18 ppm	2.4 ppm
Kr		1.14 ppm	0.3 ppm
Xe			0.08 ppm

**b) Riesen- und Großplaneten**

	<b>Jupiter</b>	<b>Saturn</b>	<b>Uranus</b>	<b>Neptun</b>
Oberflächendruck	>> 100 bar	> 100 bar	>> 100 bar	>> 100 bar
Gasdichte bei 1 bar	~ 0.16 kg/m <sup>3</sup>	~ 0.19 kg/m <sup>3</sup>	~ 0.42 kg/m <sup>3</sup>	~ 0.45 kg/m <sup>3</sup>
Temperatur bei 1 bar	~ 165 K	~ 134 K	~ 76 K	~ 72 K
Mittl. Temperatur	~ 129 K	~ 97 K	~ 58 K	~ 58 K
Mittl. Molekulargewicht	2.22 g/mol	2.07 g/mol	2.64 g/mol	~ 2.6 g/mol
Skalenhöhe	27 km	59.5 km	27.7 km	~ 19.7 km
<b>Bestandteile Vol.-% oder ppm</b>	<b>Jupiter</b>	<b>Saturn</b>	<b>Uranus</b>	<b>Neptun</b>
<i>H<sub>2</sub></i>	89.8 %	96.3 %	82.5 %	80 %
He	10.2 %	3.25 %	15.2 %	19 %
<i>CH<sub>4</sub></i>	3000 ppm	4500 ppm	2.3 %	1.4 %
<i>HD</i> (Hydrogen-Deuteride)	28 ppm	110 ppm	148 ppm	192 ppm
<i>NH<sub>3</sub></i>	260 ppm	125 ppm		
<i>C<sub>2</sub>H<sub>6</sub></i> (Ethan)	5.8 ppm	7 ppm		1.5 ppm

Die negative exponentielle Abhängigkeit des Teilchenflusses von der Molekülmasse impliziert, daß schwerere Moleküle mit einer geringeren Rate entweichen als leichte Moleküle. Dieser Effekt führte im Zusammenwirken mit einigen nichtthermischen Prozessen (z.B. Photoionisation) dazu, daß die erdartigen Planeten im Laufe der Zeit fast vollständig ihren molekularen Wasserstoff und das ursprünglich vorhandene Helium verloren haben. Interessant in diesem Zusammenhang ist, daß man aus dem beobachteten Verhältnis von Deuterium zu Wasserstoff in der Marsatmosphäre auf die ehemalige Existenz großer Wassermassen auf diesem heute ziemlich trockenen Planeten geschlossen hat. Nach (1.35) kann normaler, d.h. leichter Wasserstoff Mars leichter verlassen als das ungefähr doppelt so schwere Deuterium. Im Laufe von Jahrtausenden nimmt deshalb die Deuteriumkonzentration immer mehr zu. Mars hat heute rund 5.2-mal mehr Deuterium in der Atmosphäre als die Erde. Das bedeutet, daß ein großer Teil des ehemals vorhandenen flüssigen Oberflächenwasser dissoziiert wurde und der Wasserstoff in den freien Weltraum entwichen ist. Das Deuterium ist – da es schwerer ist - zurückgeblieben. Wie die ersten Ergebnisse der Sonde Mars-Odyssey zeigen, gibt es im Bereich der Mars-Polkappen und einige Meter unter seiner trockenen Oberfläche riesige Mengen von Wassereis, was besonders für die zukünftig geplanten bemannten Marsmissionen von Bedeutung ist und die Vermutung stützt, daß es in ferner Vergangenheit auf dem Mars offene Wasserflächen und eine dichtere Atmosphäre gegeben hat.

Die Exosphäre der Erde erstreckt sich etwa 600 bis 1000 km über der Erdoberfläche (die internationale Raumstation ISS bewegt sich unterhalb dieser Schicht!). In dieser Höhe kommen fast nur noch leichte Atome (H, He) vor. Da die Dichte so gering ist, daß es kaum noch zu Zusammenstößen kommt, bewegen sich die neutralen Teilchen mehr oder weniger auf ballistischen Bahnen (die Bahnen

geladener Teilchen werden zusätzlich durch das planetare Magnetfeld bestimmt). Aus diesem Grund bezeichnet man diesen quasi wechselwirkungsfreien Bereich auch als „*spray-region*“.

Die Prozesse in der Hochatmosphäre der Planeten werden maßgebend durch die kurzwellige Sonnenstrahlung und durch den Sonnenwind bestimmt. Energiereiche Strahlung (besonders im UV-Bereich) führt z.B. zu der Aufspaltung von Molekülen (Photodissoziation) in ihre atomaren Bestandteile oder zur Ionisierung von Atomen (Photoionisation). Der Sonnenwind wird glücklicherweise bei der Erde weitgehend durch das globale Magnetfeld abgeschirmt. Ansonsten würde die Atmosphäre von den sich mit Überschallgeschwindigkeit bewegenden Partikeln des Sonnenwinds quasi weggeblasen. Im Gegensatz zur Erde besitzt der Mars kein starkes Magnetfeld, welches in der Lage ist, den Sonnenwind abzulenken. Das führte dazu, daß der Mars seine ehemals dichte Atmosphäre (die sogar einmal wasserreich gewesen sein könnte) im Laufe der Zeit verloren hat. Der Sonnenwind führt also – wenn er ungeschützt einen Planeten trifft – zu einer dramatischen Erosion seiner Gashülle.

Um den gesamten Verlust durch diesen Effekt abzuschätzen, muß man auch die evolutionäre Entwicklung der Sonne in den vergangenen drei Milliarden Jahren berücksichtigen. Der Einfluß der ultravioletten Strahlung und der Sonnenwind dürfte in der Vergangenheit größer gewesen sein als heute und demnach auch die Erosionsrate.

Daß der Sonnenwind sogar noch bei den Riesenplaneten Jupiter und Saturn Effekte zeigen, sieht man an den beeindruckenden Aufnahmen der Polarlichtzonen auf Jupiter und Saturn durch das Hubble-Teleskop im ultravioletten Licht. Die Aurora von Jupiter wird jedoch nicht nur durch den Sonnenwind verursacht. Die geladenen Teilchen, die durch das riesige Magnetfeld Jupiters in die Polarregionen transportiert werden, stammen zu einem nicht unwesentlichen Teil aus der vulkanischen Aktivität des Mondes Io.

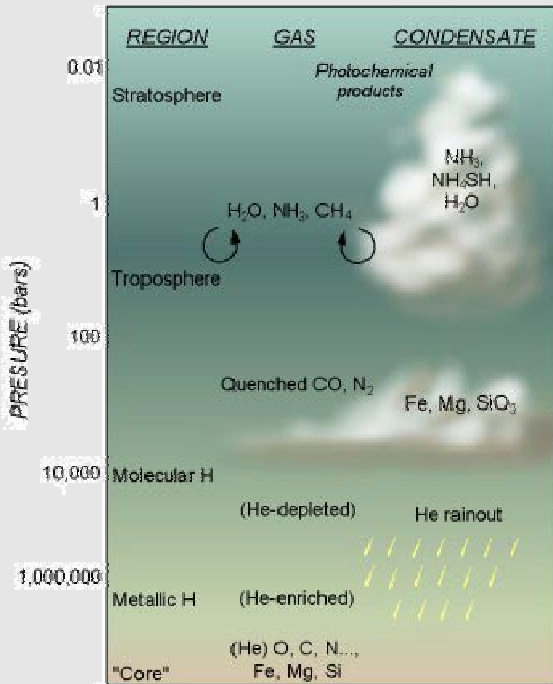
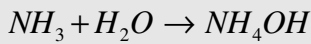
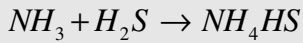
### Gase im chemischen Gleichgewicht

Die Atmosphären der massearmen erdähnlichen Planeten unterscheiden sich in ihrer Zusammensetzung sehr stark von den mächtigen Gashüllen der Riesenplaneten. Während Venus und Mars fast reine Kohlendioxid-Atmosphären besitzen, besteht die Erdatmosphäre zu 78.1 Vol. % aus Stickstoff, zu 20.9 Vol. % aus Sauerstoff, 0.93 Vol. % aus dem Edelgas Argon und nur zu etwa 0.03 Vol. % aus Kohlendioxid. Bei den Riesenplaneten sieht es dagegen völlig anders aus. Deren Atmosphären bestehen fast ausschließlich aus Wasserstoff und Helium - also aus Gasen, die bei den erdartigen Planeten aufgrund ihrer geringen Atom- bzw. Molekülmasse längst in den freien Weltraum entwichen sind. Was man von den Riesenplaneten im Fernrohr sieht, sind lediglich Wolken und Nebel aus Spurenstoffen, die in äußerst geringer Konzentration in dem Wasserstoff-Helium-Gemisch treiben. Sie sind es, die im Wesentlichen das Erscheinungsbild von Jupiter und Co. mit ihren feingetönten Bändern, Zonen, Wirbeln und Flecken bestimmen, die man bei guter Sicht auf dem Jupiter schon mit einem kleinen Fernrohr beobachten kann.

Es handelt es sich dabei um Stoffe wie Ammoniak ( $NH_3$ ), Methan ( $CH_4$ ) und Ethan ( $C_2H_6$ ), aber auch um weitere und - wie wir heute wissen - um z.T. sehr komplexe organische Verbindungen. Durch die Untersuchung der Verteilung dieser Spurengase in den Atmosphären der Riesenplaneten läßt sich etwas über deren vertikale Struktur und über die chemischen Reaktionen, die darin stattfinden, in Erfahrung bringen.

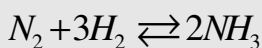
In der Jupiteratmosphäre beobachtet man z.B. in verschiedenen Höhen in Abhängigkeit von den dort herrschenden Temperatur- und Druckverhältnissen Wolken und Nebelschleier aus unterschiedlichen kondensierten Stoffen, wobei es sich dabei u. a. um Hydrokarbonate, um Ammoniak ( $NH_3$

), Hydrogensulfid ( $NH_4HS$ ) und Wasserdampf ( $H_2O$ ) handelt. Die Moleküle, aus denen diese Stoffe bestehen, werden in der Jupiteratmosphäre durch chemische Reaktionen immer wieder neu produziert und anschließend zerstört. Reaktionen, bei denen Ammoniak beteiligt ist, führen z.B. in der Jupiteratmosphäre zur Bildung von Hydrogensulfid und von Ammoniumhydroxid:



Querschnitt der Jupiteratmosphäre

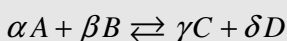
Zwischen dem an der Reaktion beteiligten Stoffe kommt es im Laufe der Zeit zur Ausbildung eines Gleichgewichtszustandes, bei dem sich die einzelnen Stoffkonzentrationen nicht mehr ändern. Einen derartigen Gleichgewichtszustand bezeichnet man als chemisches Gleichgewicht und soll anhand der Reaktion



etwas näher erläutert werden. Es stellt sich immer dann ein, wenn sich Hin- und Rückreaktionen einander ausgleichen. Bezeichnet man in eckigen Klammern die Konzentration der an der Reaktion beteiligten Stoffe, dann läßt sich eine Gleichgewichtskonstante  $K$  definieren, deren Wert eine Funktion der Temperatur ist und die nicht von der absoluten Menge der einzelnen Stoffkomponenten in einem gegebenen Volumen abhängt:

$$K = \frac{[NH_3]^2}{[N_2] \cdot [H_2]^3}$$

Die Exponenten stellen gemäß der allgemeinen Form einer chemischen Reaktion



die stöchiometrischen Koeffizienten der an der Reaktion beteiligten Moleküle dar. Ändert man die Bedingungen (z.B. die Temperatur oder den Druck), unter der eine chemische Reaktion abläuft, dann

werden sich die Stoffkonzentrationen auf der rechten und linken Seite der Reaktionsgleichung verändern was selbstverständlich auch zu einem anderen Wert der Gleichgewichtskonstante  $K$  führt. Dies ist eine Folge des Massenwirkungsgesetzes und läßt sich ausnutzen, um anhand gemessener Konzentrationen die jeweiligen Gleichgewichtskonstanten und daraus wiederum Werte für die Temperatur und der Partialdrücke der Reaktanten abzuleiten. Unter den Bedingungen der Jupiteratmosphäre liegt das chemische Gleichgewicht auf der Seite des Ammoniaks was dazu führt, daß der größte Teil des Stickstoffs an Wasserstoff gebunden ist. Ammoniak selbst ist Ausgangspunkt für weitere Gleichgewichtsreaktionen die zu den Stoffen führen, die zusammen mit kristallisierten Ammoniak auskondensiert die mächtigen Wolkenschichten Jupiters bilden. Um ein Modell der vertikalen Wolkenverteilung (und ihrer chemischen Zusammensetzung) zu entwickeln, muß man sich erst einmal über die Vielzahl der chemischen Reaktionen klar werden, die für die chemische Zusammensetzung der Atmosphäre wesentlich sind. Im Fall der Riesenplaneten ist die chemische Zusammensetzung durch die solare Elementhäufigkeit gegeben und man kann davon ausgehen, daß diese Häufigkeitsverteilung auch in der gut durchmischten Atmosphäre überall realisiert ist. Die Aufgabe besteht darin, für alle wesentlichen Reaktionen über die  $K$ -Werte für bestimmte Temperaturen die Partialdrücke (bzw. Konzentrationen) der einzelnen Reaktanten zu berechnen. Das ist sehr kompliziert, da zwischen den an den Reaktionen beteiligten Molekülen vielfältige Abhängigkeiten bestehen die schnell zu riesigen Gleichungssystemen führen, die jedoch ohne große prinzipielle Probleme mit Hilfe von Computern lösbar sind. Weiterhin kennt man die Bedingungen (Konzentration, Temperatur, Druck), unter denen bestimmte Stoffe auskondensieren und Wolken bilden können. Das Ergebnis derartiger Rechnungen ist, daß sich das Gebiet der Wolkenbildungen in der Jupiteratmosphäre in mehreren Schichten im Bereich zwischen 10 und 0.01 Bar erstreckt (was räumlich lediglich eine Distanz von ca. 100 km entspricht). Die oberste Schicht bildet ein Nebel aus Hydrokarbonaten. Darunter befinden sich Wolken aus auskristallisiertem Ammoniak, gefolgt aus einer Schicht aus Hydrogensulfid-Eis und Wasserdampf. Alle diese Stoffe sind im Wesentlichen farblos. Erst weitere Reaktionen - bei denen oft Hydrogensulfid eine Rolle spielt - ergeben Stoffe, die farbig sind. Es handelt sich dabei um eine große Gruppe von Kettenmolekülen, die oft in größerer Zahl Schwefelatome beinhalten und deren räumliche Anordnung ihre Farbe bestimmen. Obwohl sie nur in äußerst geringer Konzentration vorhanden sind, dominieren sie das äußere Erscheinungsbild des Planeten.

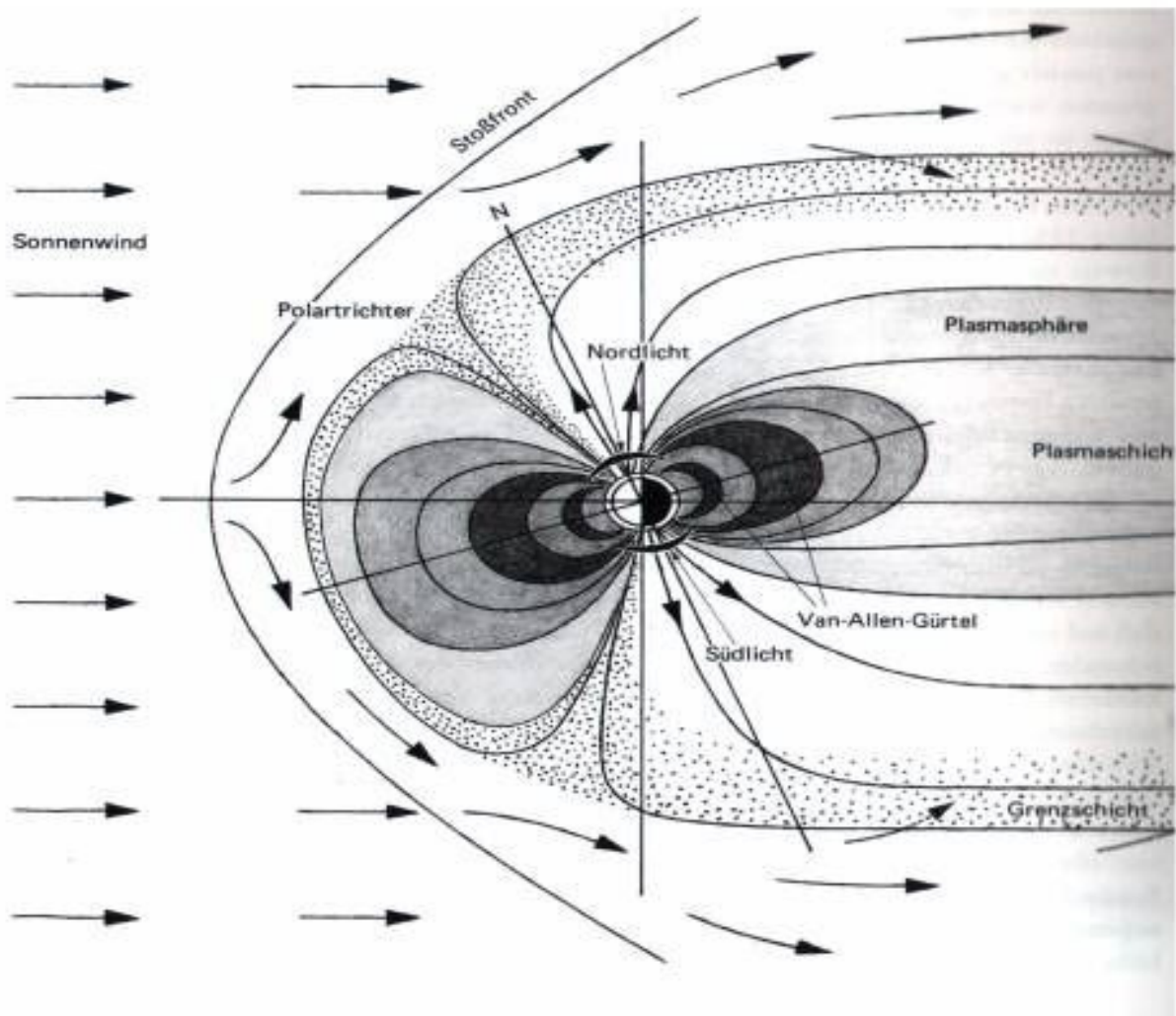
## Magnetfelder und Magnetosphären

Planeten mit Magnetfeld bilden eine Magnetosphäre aus, d.h. einen Bereich, wo die magnetische Feldstärke die Feldstärke des interplanetaren Magnetfeldes übersteigt. Darin bewegen sich geladene Teilchen wie Elektronen, Protonen und – in geringerer Konzentration – die Ionen schwerer Elemente entlang der Magnetfeldlinien. Diese Teilchen stammen im Fall der inneren Planeten überwiegend aus dem Sonnenwind, der in Erdnähe mit einer Geschwindigkeit von ca. 470 km/sec gegen das Dipolfeld der Erde anströmt und es dadurch deformiert, eine Erscheinung, die man auch als geomagnetische Kavitation bezeichnet. Die Wechselwirkung zwischen dem dünnen, sehr gut leitenden Überschallplasma, welches mehr oder weniger kontinuierlich aus der Sonnenkorona abströmt, und dem Dipolmagnetfeld eines Planeten kann man sich in vereinfachter Form wie das Umströmen eines Hindernisses durch eine Flüssigkeit vorstellen. Die Seite des Magnetfeldes, welches direkt dem Sonnenwind ausgesetzt ist, wird komprimiert während es auf der sonnenabgewandten Seite einen langgestreckten, kometenähnlichen Schweif bildet.

Durch den Einsatz von Forschungssatelliten ist die Magnetosphäre der Erde ziemlich gut erforscht. Sie soll deshalb für die folgenden Erörterungen als Beispiel dienen.

## Magnetfelder und Magnetosphären

Das einfließende Plasma des Sonnenwindes trifft auf der sonnenzugewandten Seite auf das Erdmagnetfeld und wird dabei abgebremst und in seiner Richtung abgelenkt. Es entsteht eine Stoßfront. Diese Stoßfront ist durch zahlreiche Satellitenmessungen eindeutig nachgewiesen. Bei gleichmäßigen Sonnenwind ist sie in bezug auf die Erde unbeweglich (Entfernung des Scheitelpunkts rund  $13 R_E$ ) und hat die Form eines entgegengesetzt zur Sonne geöffneten Rotationsparaboloids. In der Stoßfront wird das Sonnenwindplasma bis auf Schallgeschwindigkeit herab abgebremst und verdichtet sowie durch die Umwandlung der kinetischen Energie in Wärme stark aufgeheizt. Es umströmt dann weiträumig die Erde und beeinflusst dabei das Erdmagnetfeld derart, daß es senkrecht dazu stark deformiert wird und zwar solange, bis ein Druckausgleich mit dem erdmagnetischen Feld eingetreten ist. Die dabei entstehende Ausgleichsfläche bildet die Grenze der Magnetosphäre. Den Bereich zwischen der Magnetosphäre und der Stoßwellenfront bezeichnet man als Magnetosheat. Das Plasma, das am Bug der Stoßwellenfront verdichtet und aufgeheizt wurde, fließt beschleunigt in diesen Bereich ein, wobei sich kompliziert geformte Plasmawellen ausbilden. Mit ca.  $3 \cdot 10^7$  Teilchen pro Kubikmeter ist die Plasmadichte um den Faktor 3 höher als im ungestörten Sonnenwind.



Schematischer Aufbau des Erdmagnetfeldes. Das Sonnenwindplasma strömt von links kommend auf das Erdmagnetfeld zu und wird dabei – da es durch das Dipolfeld am Eindringen gehindert wird – um die Erde herum gelenkt. Dabei bildet sich eine Bugstoßwelle aus, welche eine Grenzfläche darstellt, wo das Überschall-Sonnenwindplasma auf Unterschallgeschwindigkeit abgebremst wird

Der Übergangsbereich zwischen dem Magnetosheat und der Magnetsphäre bildet die Magnetopause. Sie ist unter normalen Bedingungen im Bereich des subsolaren Punktes rund  $10 R_E$  von der Erde entfernt. In ihr erfolgt die Ankopplung des irdischen Magnetfeldes an das interplanetare Magnetfeld. Dabei treten hochkomplexe magnetohydrodynamische Prozesse auf, die das aus dem Magnetosheat heranströmende Plasma beschleunigen und in Richtung der Nachtseite des Planeten transportieren. Die Dicke dieser Schicht ist mit ca. 100 km relativ gering. In ihr ändert das Magnetfeld seine Richtung und der Betrag der magnetischen Feldstärke steigt von ca. 4 bis 5 nT im Sonnenwind auf ca.  $0.1 \mu\text{T}$  an. Zusätzlich kommt es innerhalb der Magnetopause zu einer Ausdünnung des Plasmas um das zehnfache bis hundertfache. Die eigentliche Magnetosphäre bildet einen sich verjüngenden Ausläufer (tail), der sich einige 100 Erdradien in den interplanetaren Raum hinaus erstreckt. Das magnetische Feld ist dabei in bezug zur Nordhalbkugel in Richtung Erde und in bezug zur Südhalbkugel von der Erde weg gerichtet. Beide Bereiche werden durch eine dünne neutrale Schicht getrennt. Diese beginnt auf der Nachtseite der Erde in ungefähr 10 Erdradien Entfernung und ist dadurch ausgezeichnet, daß die magnetische Feldstärke in Richtung Null tendiert.

Durch die Magnetopause wird ein kleiner Anteil der Energie des Sonnenwindes in die Magnetosphäre transportiert, d.h., diese Grenzfläche bedingt im hohen Maße die physikalischen Prozesse in der inneren Magnetosphäre (Strahlungsgürtel, Polarlichter). Deshalb wird ihr in der Grundlagenforschung auch besondere Aufmerksamkeit zu Teil.

Im inneren Bereich der Magnetosphäre (Abstand ungefähr  $5 R_E$  in der Äquatorebene) befindet sich wiederum eine Grenzschicht, die Plasmapause genannt wird. Sie umschließt die Plasmasphäre, eine torusförmige Region, wo die Magnetfeldlinien geschlossene Bögen bilden und wo das Magnetfeld starr mit der Erde mitrotiert. Beim Übergang von der unteren Magnetosphäre zu der Plasmasphäre steigt die Teilchendichte um ungefähr drei Größenordnungen (auf rund  $10^8$  pro  $\text{m}^3$ ) an.

Im Bereich des Magnetosphärenschweifes befindet sich die Plasmaschicht, eine Region, worin sich sowohl geladene Teilchen aus dem Sonnenwind – die durch die Magnetopause eingesickert sind – als auch Teilchen aus den Strahlungsgürteln ansammeln.

Das Sonnenwindplasma kann den magnetischen Schutzschild der Erde auch an den polaren Neutralpunkten, engl. polar cusp, überwinden. Das ist eine äußerst interessante Region, da sie eine pulsierende Schnittstelle zwischen dem Erdmagnetfeld und dem Sonnenwind darstellt. Tagseitig schließen sich hier die Magnetfeldlinien und nachtseitig gehen sie in den Magnetosphärenschweif über.

Zwischen 60 und 500 km über der Erdoberfläche erstreckt sich schließlich die Ionosphäre, die selbst wieder in einige Schichten zerfällt, die sich insbesondere durch ihre Elektronenkonzentration unterscheiden.

1958 entdeckte der amerikanische Physiker JAMES ALFRED VAN ALLEN bei der Auswertung der Daten des künstlichen Satelliten Explorer-1 zwei torusförmige Bereiche, in der sich über längere Zeiträume Protonen und Elektronen in einer relativ hohen Konzentration aufhalten können. Der erste Bereich – auch innerer Van-Allen-Gürtel genannt, erstreckt sich in einer Höhe von 1000 bis 6000 km über dem Erdäquator. In ihm findet man neben Elektronen besonders häufig hochenergetische Protonen. Der äußere Van-Allen-Gürtel beginnt dagegen in einer Höhe von rund 15000 km und endet bei ca. 25000 km und enthält hauptsächlich Elektronen.

Innerhalb dieser Strahlungsgürtel können für längere Zeiträume geladene Teilchen festgehalten werden, die sich in spiralförmigen Bahnen entlang der Magnetfeldlinien von Nord nach Süd und wieder zurück bewegen und zusätzlich dazu noch einer Breitendrift unterworfen sind. Durch ihre große Zahl ( $>100 \text{ cm}^{-3}$ ) sind sie sowohl für Astronauten als auch für elektronische Geräte gefährlich, sobald

sie sich in diesen Strahlungsgürteln aufhalten. Die Bedingungen, unter denen Elektronen, Protonen und Ionen im Magnetfeld gehalten werden, lassen sich leicht angeben.

Die Bewegung eines geladenen Teilchens der Masse  $m$  in einem Magnetfeld  $\mathbf{B}$  (Induktion) wird durch die Lorentz-Kraft  $\mathbf{F}_L$  bestimmt. Aus der klassischen Elektrodynamik ist bekannt, das

$$\mathbf{F}_L = q(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) = m \frac{d\mathbf{v}}{dt} \quad [1.36]$$

gilt, wobei  $q$  die Ladung des Teilchens und  $\mathbf{v}$  dessen Geschwindigkeitsvektor darstellt.

Aufgrund des Kreuzproduktes muß  $\mathbf{F}_L$  senkrecht auf der Ebene stehen, die durch  $\mathbf{v}$  und  $\mathbf{B}$  aufgespannt wird. Deshalb wird die Teilchenbewegung parallel zum Magnetfeld nicht beeinflußt. Das Teilchen muß vielmehr im Magnetfeld eine Gyrationbewegung ausführen, deren Frequenz durch die Larmorfrequenz  $\omega_L$  gegeben ist.

Da bei einer Kreisbewegung  $v = r \omega_L$  ist, kann der Radius  $r$  der Kreisbahn folgendermaßen ausgedrückt werden (Larmorradius):

$$r = \frac{mv}{|q|B} \quad [1.37]$$

Hieraus erkennt man: Eine Vergrößerung des Magnetfeldes verringert den Larmorradius. Eine Erhöhung der kinetischen Energie vergrößert  $r$ . Die Drehrichtung wird durch das Vorzeichen der Ladung bestimmt.

Nun kann  $\mathbf{v}$  gegen  $\mathbf{B}$  geneigt sein, was bedeutet, daß das Teilchen neben der Gyrationdrehung auch noch eine fortschreitende Bewegung entlang der magnetischen Kraftlinie ausführt. Oder anders ausgedrückt, das geladene Teilchen windet sich in Form einer Spirale um die Feldlinie. Nun ist das Magnetfeld in den Strahlungsgürteln nicht homogen (wie in jedem Dipolfeld), d.h., die magnetische Feldstärke nimmt zu den Polen hin zu (anschaulich: die Anzahl der eine senkrecht zum Magnetfeld stehenden Einheitsfläche durchstoßenden Feldlinien ist hier größer als im Äquatorialbereich). Das hat natürlich Auswirkungen auf die Bewegung der Ladungen. Bezeichnet man mit  $v_s$  die in Bezug auf  $\mathbf{B}$  senkrechte Geschwindigkeitskomponente und mit  $v_p$  die Parallelkomponente, dann gilt nach dem Energieerhaltungssatz

$$E_{kin} = \frac{1}{2} m (v_s^2 + v_p^2) = \frac{m v^2}{2} = const. \quad [1.38]$$

Gleichzeitig muß nach der Theorie der adiabatischen Invarianten das magnetische Moment  $\mu$  erhalten bleiben:

$$\mu = \frac{m v_s^2}{2B} = const. \quad [1.39]$$

Nähert sich ein geladenes Teilchen den Polbereich eines Dipols, dann nimmt  $m v_s^2 / 2$  nach (1.39) im gleichen Maße zu wie  $B$ . Gleichzeitig muß sich aber wegen (1.38)  $v_p$  verringern. Das kann soweit gehen, bis  $v_p = 0$  wird. Das Teilchen kommt in diesem Moment in Feldrichtung zum Stillstand um

danach seine Bewegungsrichtung umzukehren. Da ein Dipol zwei derartige Reflexionszonen enthält, bleibt das Teilchen im Magnetfeld gefangen. Man spricht auch von einem magnetischen Einschluß oder von einer magnetischen Flasche. Die Reflexionsbedingung läßt sich folgendermaßen herleiten.  $\alpha$  sei der Winkel zwischen den beiden Komponenten des Geschwindigkeitsvektors  $v$  des Teilchens (Pitchwinkel):

$$\tan \alpha = \frac{v_p}{v_s} \quad [1.40]$$

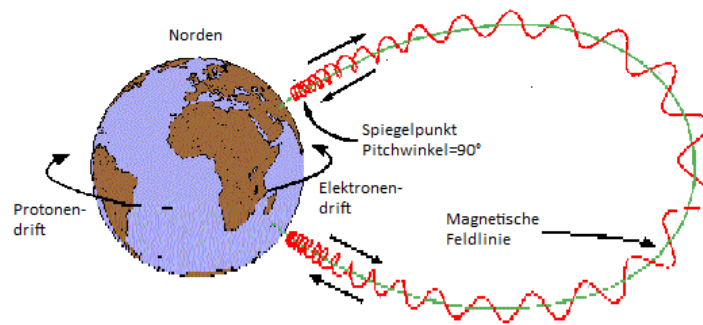
Dann folgt aus (1.38) und (1.39)

$$\tan \alpha = \sqrt{\frac{E_{kin}}{\mu B} - 1} \quad [1.41]$$

Wenn sich das Teilchen in Richtung der Pole bewegt, nimmt  $B$  zu, bis bei dem kritischen Wert

$$B_{krit} = \frac{\mu}{E_{kin}} \quad [1.42]$$

der Pitchwinkel Null wird. Das Teilchen wird reflektiert. Der Punkt im Magnetfeld, wo dieser Vorgang stattfindet, bezeichnet man als Spiegelpunkt.



Bewegung eines geladenen Teilchen entlang einer geschlossenen Magnetfeldlinie von Spiegelpunkt zu Spiegelpunkt im Erdmagnetfeld

Befindet sich dieser Spiegelpunkt im Bereich der oberen Erdatmosphäre (genauer in der Ionosphäre in ca. 100 km Höhe), dann kann es z.B. zur Wechselwirkung von Elektronen bzw. Protonen mit neutralen Atomen bzw. Luftmolekülen ( $O$ ,  $N_2$ ,  $H$ ) oder  $N_2^+$ -Ionen kommen. Auf diese Weise werden geladene Teilchen aus dem Strahlungsgürtel entfernt. Aus dem Rekombinationsleuchten der ionisierten Atmosphärogase resultieren übrigens die farbenprächtigen Leuchterscheinungen, die gemeinhin als Polarlichter bekannt sind.

Einfließende Elektronen erreichen in der Ionosphäre Energien in der Größenordnung von 10-15 keV und Protonen von ca. 100- 1000 keV.

Neben der Bewegung zwischen den Spiegelpunkten beobachtet man zusätzlich noch eine Driftbewegung längs der Breitenkreise. Die Ursache dafür liegt im inhomogenen irdischen Magnetfeld und in der Zentrifugalkraft, welche zusammen die geladenen Teilchen von Kraftlinie zu Kraftlinie springen lassen. Aufgrund ihrer unterschiedlichen Ladung driften negativ und positiv geladene Teilchen in unterschiedliche Richtungen: Elektronen bewegen sich von West nach Ost und Protonen von Ost nach West. Dadurch entstehen sogenannte Ringströme aus kollisionsfreien Plasmen.

Die Dynamik der Magnetosphäre hängt stark von dem einfließenden Sonnenwind ab und ist damit an den 11-jährigen Sonnenaktivitätszyklus gebunden. Das macht sich dadurch bemerkbar, daß zu Zeiten des Sonnenfleckenmaximums besonders häufig magnetische Stürme auftreten können und manchmal sogar in mittleren Breiten wie in Deutschland Polarlichter zu bewundern sind. Gerade die geomagnetischen Stürme bergen in sich ein Gefahrenpotential für technische Einrichtungen. Nach sogenannten koronalen Masseausstößen der Sonne können hochenergetische Plasmawolken die Erde erreichen und durch Wechselwirkung mit der Magnetosphäre die Ströme in den Strahlungsgürteln massiv verstärken, was die Plasmadichte in der Ionosphäre auch abrupt erhöht (früher bei Fernsehamateuren beliebt, da dann Überreichweiten auftreten konnten). Das kann zu folgenden Effekten führen:

- Die Polarlichtaktivität erhöht sich und ihre Sichtbarkeitszone verschiebt sich nach Süden.
- Erdölpipelines in hohen geographischen Breiten (Sibirien, Alaska) unterliegen einer verstärkten Korrosion, weil die durch die Änderungen des Erdmagnetfeldes in den Röhren induzierten Ströme immerhin 1000 A (!) erreichen können. Bei dem besonders starken geomagnetischen Sturm vom 14. Juli 2000 fiel beispielsweise die Magnetfeldstärke auf der Erdoberfläche plötzlich um 300 nT, was auf das rasche Anwachsen des Ringstroms durch einfließende Ladungen zurückgeführt wird.
- Auch in polarnahen Hochspannungsleitungen können während der Magnetfeldänderung eines starken geomagnetischen Sturmes derart große elektrische Ströme induziert werden, daß die Stromversorgung in ganzen Regionen ausfallen kann. Ein häufig genanntes Beispiel ist der magnetische Sturm vom 13. März 1989, der in Kanada und in den USA einen wirtschaftlichen Schaden von ca. 7 Milliarden \$ verursacht hat.
- Der Druck des anfließenden Sonnenwindplasmas kann im Bereich der Stoßfront das Magnetfeld so stark zusammenpressen, daß hochenergetische Partikel den Bereich geostationärer Satelliten erreichen. Wenn deren Elektronik nicht entsprechend geschützt ist, können die hochenergetischen Teilchen die Bordelektronik total zerstören, was einen Totalverlust zur Folge hat.
- Astronauten werden einer stärkeren Strahlungsbelastung ausgesetzt.
- Störung des Kurzwellenempfangs.

Diese Gefahren vor Augen, gibt es seit einigen Jahrzehnten quasi auch einen Wetterbericht („*space weather*“) für den erdnahen Raum. Insbesondere die ständige Überwachung der Sonne durch SOHO („*Solar and Heliospheric Observatory*“) und durch andere Satelliten erlaubt die Vorhersage außergewöhnlicher geomagnetischer Ereignisse mit einer Vorlaufzeit von einigen Tagen.

### **Entstehung planetarer Magnetfelder**

Die Existenz eines offensichtlich über geologische Zeiträume stabilen Erdmagnetfeldes wirft die allgemeine Frage auf, durch welche Prozesse im Innern der Planeten derartige Felder erzeugt werden. Im Prinzip gibt es nach einer eingehenden Analyse des Problems nur zwei Lösungsansätze: Planetare Magnetfelder entstehen entweder durch die permanente Magnetisierung der sie aufbauenden Metalle (Ferromagnetismus) bzw. Minerale oder durch elektrische Stromsysteme in ihrem leitfähigen und flüssigen Inneren. Die letztere Annahme führt zur sogenannten Dynamotheorie und im Fall der Erde zum Modell des Geodynamos.

Der permanente Magnetismus ist auf bereits völlig ausgekühlte Himmelskörper bzw. auf Himmelskörper mit einer festen Lithosphäre beschränkt, da Stoffe mit Temperaturen, die oberhalb der sogenannten Curie-Temperatur liegen, ihre magnetischen Eigenschaften verlieren. Reines Eisen hat z.B. eine Curie-Temperatur von  $768^{\circ}\text{C}$  und Magnetit ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ) von  $525^{\circ}\text{C}$ . Aus diesem Grund kann z.B. das Erdinnere unterhalb von ca. 50 km nicht magnetisiert sein, da die dort herrschenden Temperaturen die Curie-Temperatur magnetischer Stoffe übersteigen. Oberflächenmagnetismus beobachtet man sowohl auf der Erde als auch auf dem Mars. Seit den Viking-Missionen ist bekannt, daß die Gesteine auf der Marsoberfläche sehr viel  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (Hämatit / Maghemit) enthalten, wodurch die typische rote Farbe des Planeten zustande kommt. Die Existenz magnetisierbarer Mineralien wurde auch von der Landesonde Mars-Pathfinder bestätigt. Mit dem Elektronen-Reflektometer-Experiment (MAG/ER) konnte der Mars-Global-Surveyor (MGS) schon während der ersten Monate seiner Mission magnetische Anomalien entdecken, deren Stärke (bis 1000 nT) die Stärke ähnlicher Anomalien auf der Erde um fast 2 Größenordnungen übertreffen. Da diese Form von Magnetismus auf die Existenz eines in ferner Vergangenheit existierendes, auf den Dynamoeffekt zurückzuführendes magnetisches Dipolfeld hinweist, spricht man auch von remanentem Magnetismus. Remanenter Magnetismus hat also durchaus Bedeutung für den Aufbau planetarer Magnetfelder.

Der Dynamoeffekt als Erklärung für das Magnetfeld der Erde wurde erstmalig 1919 von JOSEPH LARMOR (1857-1942) vorgeschlagen und ab den vierziger Jahren von WALTER ELSÄSSER und EDWARD BULLARD in den Grundzügen ausgearbeitet. Er beruht auf Mechanismen, bei denen mechanische Energie in magnetische Energie umgewandelt wird. Das Grundprinzip läßt sich leicht an einem sogenannten Scheibendynamo veranschaulichen. Er ist so aufgebaut, daß eine Metallscheibe, die Ladungsträger in Form von frei beweglichen Leitungselektronen enthält, in einem senkrecht zu ihr angeordneten Magnetfeld rotiert. Dieses Magnetfeld wird durch zwei Spulen erzeugt, die senkrecht unter und über der Scheibe angeordnet sind. Es bewirkt, daß auf die Elektronen in der Scheibe eine (Lorentz-) Kraft ausgeübt wird, die sie in Richtung Scheibenzentrum wandern läßt. Dabei entsteht ein Potentialunterschied zwischen dem Mittelpunkt und dem äußeren Rand der Scheibe, der wiederum genutzt werden kann, um über die beiden Spulen das Magnetfeld aufrechtzuerhalten. Solange sich die Scheibe dreht, entsteht auf diese Weise ein Magnetfeld. Durch die Rückkopplung erhält man einen Dynamo mit Selbsterregung. Damit sich bei einem Planeten ein in etwa analoges System aufbauen kann, muß man die Existenz flüssiger und elektrisch leitender Bereiche in dessen Inneren voraussetzen. Die elektromagnetische Induktion bewirkt dann, daß aufgrund der Wechselwirkung zwischen auf- und absteigender Materie sowie durch die Rotation ein sich selbst erhaltendes Magnetfeld aufgebaut wird. Dieser Mechanismus funktioniert jedoch nur, wenn die ohmschen Verluste der in diesem Bereich vorhandenen elektrischen Ströme permanent ausgeglichen werden.

Man hat es hier mit einem äußerst komplexen Prozeß der Selbstorganisation zu tun, der sich nur mit den Methoden der Magnetohydrodynamik adäquat beschreiben läßt. Einfach ausgedrückt, kann man planetare Dynamos als eine Klasse von magnetohydrodynamischen Instabilitäten auffassen, die durch Strömungen leitender Flüssigkeiten angetrieben und über lange Zeiträume aufrechterhalten werden. Im Fall der Erde befindet sich zwischen dem festen (inneren) Erdkern und dem Erdmantel ein Bereich, der aufgeschmolzen ist und in dem Konvektionsströme auftreten, da zwischen dem inneren Erdkern ( $T=5000 \dots 6000 \text{ K}$ ) und der Kern-Mantel-Grenze ( $T=3500 \dots 4500 \text{ K}$ ) ein Temperaturgradient existiert. Da das Material hauptsächlich aus einer Mischung aus Eisen und Nickel besteht, besitzt es eine sehr gute elektrische Leitfähigkeit. Neben der Konvektionsbewegung kommt es noch zu einer Art Driftbewegung, die ihre Ursache in der Corioliskraft (als Resultat der Rotation der Erde um ihre Achse) hat. Sie führt zu schraubenförmigen (heliakalen) Strömungen parallel zur Erdachse. Die Strömungsgeschwindigkeiten erreichen dabei im äußeren Erdkern Werte in der Größenordnung von 10 km pro Jahr. Ist erst einmal ein Anfangsmagnetfeld vorhanden, dann führen diese Strömungen zur Induktion von elektrischen Strömen, die wiederum ein Magnetfeld aufbauen. Man kann die

grundlegenden Gesetzmäßigkeiten, die zu diesem Prozeß führen, aus den Maxwell'schen Gleichungen ableiten. So läßt sich die Änderung der magnetischen Flußdichte mit der Zeit durch folgende Differentialgleichung (Induktionsgleichung) darstellen:

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B}) + \frac{1}{\sigma \mu} \nabla^2 \mathbf{B} \quad [1.43]$$

$v$  Strömungsgeschwindigkeit,  $\sigma$  elektrische Leitfähigkeit,  $\mu$  magnetische Permeabilität

Befindet sich die leitende Flüssigkeit in Ruhe ( $v=0$ ), dann nimmt (1.43) die Gestalt einer Diffusionsgleichung an:

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \eta \nabla^2 \mathbf{B} \quad [1.44]$$

$\eta$  Diffusionskoeffizient

Sie beschreibt eine spezielle Art der Ausbreitung von Magnetfeldern, die aus Gebieten endlicher Leitfähigkeit ( $\sigma > 0$  im Ohmschen Gesetz (1.48)) quasi heraus diffundieren. Man kann sich das so vorstellen, daß die Magnetfeldlinien mit einer gewissen Geschwindigkeit (der Diffusionsgeschwindigkeit) durch ein elektrisch leitendes Medium wandern. Ist die Relativgeschwindigkeit der Magnetfeldlinien zum Medium gleich Null, dann sagt man, daß das Magnetfeld in das Medium „eingefroren“ ist. In diesem Fall wird das Magnetfeld mit der Strömung der Geschwindigkeit  $v$  mitgeführt. Die charakteristische Zeitskala dafür ist  $\tau_v = l/v$ , wobei  $l$  eine Länge ist. Die Diffusionszeitskala ist dagegen gegeben durch  $\tau_D = l^2 / \eta$ . Das Verhältnis von beiden ergibt die magnetische Reynold-Zahl

$$R_m = \frac{\tau_D}{\tau_v} = \frac{l v}{\eta} = l v \sigma \mu \quad [1.45]$$

Sie spielt eine wichtige Rolle bei der mathematischen Modellierung des Dynamoeffekts. Ihr Wert bestimmt entscheidend mit, ob sich ein selbstreproduzierendes Magnetfeld ausbilden kann oder nicht.

Vernachlässigt man den Diffusionsterm, dann geht (1.43) in

$$\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \nabla \times (\mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad [1.46]$$

über (Induktionsgleichung der idealen Magnetohydrodynamik).

In der leitenden Flüssigkeit können sich Elektronen, Protonen und Ionen befinden. Deren Bewegungsgleichung hat im nichtrelativistischen Fall und unter Vernachlässigung nicht-elektromagnetischer Kräfte folgende Form:

$$\rho_m \frac{d \mathbf{v}}{d t} = \mathbf{j} \times \mathbf{B} = \frac{1}{\mu} (\nabla \times \mathbf{B}) \times \mathbf{B} \quad , \quad \rho_m = \text{Massendichte} \quad [1.47]$$

mit der Stromdichte  $\mathbf{j}$

$$\mathbf{j} = \sigma (\mathbf{E} + \mathbf{v} \times \mathbf{B}) \quad [1.48]$$

Die Vektorgleichungen (1.46) und (1.47) bilden einen Satz von sechs Bestimmungsgleichungen zur Berechnung der drei Magnetfeldkomponenten  $B_i$  und der drei Geschwindigkeitskomponenten  $v_i$ . Zusammen mit entsprechend gewählten Anfangsbedingungen erlauben sie die Berechnung des Magnetfeldes einer sich in einem Magnetfeld bewegenden leitenden Flüssigkeitsströmung. Natürlich müssen bei der praktischen Durchführung weitere Bedingungen hinzugenommen werden (z.B. elektrischer Widerstand, Viskosität, Druck etc.), aber im Prinzip beinhalten (1.46) und (1.47) den Schlüssel zur Lösung des Dynamoproblems, denn die Strömung der Ladungen im Erdkern induzieren das Magnetfeld  $\mathbf{B}$  und das Erdmagnetfeld wirkt wieder zurück auf den Ladungsfluß (1.47).

Damit es dabei zu einem selbsterhaltenen Prozeß kommt, muß der Verlust an Energie (z.B. durch den Ohmschen Widerstand oder durch andere Dissipationsprozesse) irgendwie durch die in den Strömungen enthaltene Energie kompensiert werden. Wie das geschieht und was für Strömungsmuster dafür benötigt werden, erforscht man durch numerische Simulationen auf Hochleistungsrechnern und neuerdings auch experimentell im Labor. Im Fall des Geodynamos gibt es mittlerweile dutzende Modelle, die mehr oder weniger gut das Erdmagnetfeld reproduzieren.

Damit erdartige Planeten ein Eigenmagnetfeld aufbauen und über sehr lange Zeiträume stabil halten können, muß es nach der eben entwickelten Theorie in ihrem Inneren aufgeschmolzene Bereiche geben. Bei Merkur und Mars ist das heute nicht mehr der Fall. Ihre Restmagnetfelder sind Überbleibsel aus der fernsten Vergangenheit, wo über eine geologisch gesehen kurze Zeit der Dynamoeffekt funktioniert hat.

Bei den Riesenplaneten Jupiter und Saturn wird das Magnetfeld in einer Schale aus supraleitfähigem metallischem Wasserstoff erzeugt. Das führt – auch aufgrund der kurzen Rotationsdauer – zu einem besonders starken Magnetfeld, was sich in ihren mächtigen Magnetosphären niederschlägt. Bei Uranus und Neptun reicht der Druck im Inneren jedoch nicht aus, um metallischen Wasserstoff herzustellen. Man vermutet, das es oberhalb ihres festen Kerns eine Schicht aus einer „breiigen“, stark erhitzten Mischung aus Wasser, Ammoniak und Methan gibt, in dem zusätzlich noch Ionen von Kalium und Natrium enthalten sind. Unter dem enormen Druck der darüber liegenden Atmosphärenschichten kann sich in dieser Zone eine leitfähige Schicht ausbilden, in der sich die für die Ausbildung eines selbsterhaltenen Dynamos benötigten Strömungsmuster entwickeln können.

Planetare Magnetfelder sind nicht unveränderlich, wie man am Beispiel der Erde sehr gut beobachten kann. Umpolungen des Magnetfeldes sowie eine Wanderung der magnetischen Pole über die Erdoberfläche im Laufe der Erdgeschichte sind geophysikalisch eindeutig belegt. Paläomagnetische Untersuchungen an Eruptivgesteinen ergaben, daß sich in den letzten 100 Millionen Jahren das Erdmagnetfeld ca. alle 500000 Jahre einmal umgepolt hat. Es ist sogar so, daß sich die Erde gegenwärtig in solch einem Umpolungsprozeß befindet. So hat das Erdmagnetfeld allein in den letzten 20 Jahren im globalen Mittel um 1.7 % abgenommen. Wenn sich die Abnahmegeschwindigkeit so fortsetzt, dann ist in ca. 2000 Jahren der Umpolungsprozeß abgeschlossen, d.h. die Kompaßnadel, die heute nach Norden zeigt, zeigt dann in Richtung Süden ...

Auch ist ja allgemein bekannt, daß z.B. der magnetische Nordpol nicht mit dem geographischen Nordpol übereinstimmt. Dieser Effekt führt zu der sogenannten Mißweisung der Kompaßnadel. Seine Position ist vielmehr veränderlich, d.h., er wandert über die Planetenoberfläche. In den letzten 7 Jahren hat sich zur Überraschung der Geophysiker seine Driftgeschwindigkeit von rund 10 auf rund 40 Kilometer pro Jahr erhöht. Zurzeit befindet er sich noch irgendwo im Norden Kanadas. Aber es wird wahrscheinlich nicht allzu lange dauern (bis ca. 2060), und man muß nach Sibirien aufbrechen um die Stelle zu suchen, wo die Magnetfeldlinien senkrecht aus dem Erdinneren aufsteigen. Außerdem wandert die Aurora Borealis mit, so daß wir uns in Deutschland in einigen Jahrzehnten auf häufigere Polarlichterscheinungen freuen dürfen.

Der mit der Feldumkehr einhergehende kurzzeitige Zusammenbruch des Erdmagnetfeldes wird nach Meinung der Experten aufgrund der schützenden Wirkung der Atmosphäre nur wenig Einfluß auf das Leben auf der Erde haben (Frage: Was wird mit den Zugvögeln, wenn ihr „Magnetkompaß“ nicht mehr richtig funktioniert?). Die Auswirkungen auf empfindliche elektronische Systeme, wie sie z.B. in Erdsatelliten installiert sind, dürften weitaus gravierender sein. Schon heute gibt es Probleme bei tieffliegenden Satelliten, die in den Bereich der sogenannten südlichen Magnetfeldanomalie eintauchen. Dessen Zentrum liegt im Bereich des Südatlantiks nahe Südamerikas in der ungefähren Breite von Rio de Janeiro. Die Magnetfeldstärke beträgt innerhalb dieser Anomalie nur noch ca. 60% von dem, welches man von einem idealen Dipolfeld erwarten würde. Das führt dazu, daß die geladenen Teilchen des inneren Strahlungsgürtels in Regionen vorstoßen können, in denen sich gewöhnlich Erdsatelliten bewegen. Ihre Strahlungsbelastung kann dann kurzzeitig Werte erreichen, die für die eingebauten elektronischen Schaltkreise eher abträglich sind. Auch die Strahlungsbelastung der Passagiere und Piloten hoch fliegender Verkehrsflugzeuge wie z.B. der Concorde (die nach einem schweren Unfall mittlerweile endgültig außer Dienst gestellt ist) nimmt in diesem Bereich sehr stark zu. Radiologisch betrachtet ist deshalb ein Flug von Paris nach Tokio unbedenklicher als ein Flug von London nach Buenos Aires.

### Planetare Magnetfelder im Sonnensystem

In der folgenden Tabelle sind eine Anzahl von Kenngrößen der „magnetisch aktiven“ Planeten (und Monde) des Sonnensystems kurz aufgelistet:

Planet	Magn. Moment [ $G \cdot km^3$ ]	Feld am Äquator [G]	Neigung zur Rotationsachse	Typischer Radius der Magnetopause [km]
Merkur	$5 \cdot 10^7$	0.003	+14°	3700
Venus	$< 3 \cdot 10^7$	$< 0.0003$	-	~6100
Erde	$8 \cdot 10^{10}$	0.31	+11.7°	64000
Mars	$< 2 \cdot 10^6$	$< 0.00005$	-	~3400
Jupiter	$1.6 \cdot 10^{15}$	4.3	-9.6°	4300000
Saturn	$4.6 \cdot 10^{13}$	0.21	-0°	1200000
Uranus	$4.1 \cdot 10^{12}$	0.23	-58.6°	470000
Neptun	$2.1 \cdot 10^{12}$	0.14	-46.9°	570000

Eine etwas detaillierte Beschreibung der Magnetfelder und ihrer Entstehung finden Sie in den Kapiteln dieses Buches, wo die einzelnen Planeten des Sonnensystems individuell beschrieben werden.

### **Erdähnliche Planeten**

Von den erdähnlichen oder inneren Planeten haben neben der Erde nur Merkur und Mars ein - wenn auch im Vergleich zur Erde - schwaches Magnetfeld. Diese Planeten besitzen offensichtlich bereits vollständig erstarrte Kernbereiche, so daß der Dynamoeffekt, der für die Entstehung eines starken Eigenmagnetfeldes notwendig ist, nicht mehr funktioniert.

Bei der Venus konnte dagegen überraschenderweise nur ein extrem schwaches Eigenmagnetfeld, das an der Oberfläche lediglich Werte von einigen nT erreicht, nachgewiesen werden.

### **Riesen- und Großplaneten**

Bei allen Riesenplaneten des Sonnensystems beobachtet man starke Magnetfelder, die durch die Wechselwirkung mit dem Sonnenwind ausgedehnte Magnetosphären ausbilden. Die Ursache dafür liegt in ihrem spezifischen inneren Aufbau. Besonders Jupiter und Saturn fallen durch ein außergewöhnlich starkes Magnetfeld auf, das offensichtlich durch einen Dynamoeffekt tief in ihrem flüssigen Inneren erzeugt wird. Verantwortlich dafür ist eine Schicht aus supraleitfähigem metallischem Wasserstoff, in dem elektrische Ströme quasi verlustfrei fließen können. Da überrascht es auch nicht, daß gerade Jupiter eine besonders komplexe und ausgedehnte Magnetosphäre besitzt, deren Schweif bis über die Saturnbahn hinausreicht. Ihre Erforschung hat durch die Langzeitmission der Planetensonde Galilei große Fortschritte gemacht, nach dem die Missionen Pioneer 10 (1973), Pioneer 11 (1974), Voyager 1 (1979) und Voyager 2 (1979) bereits viele überraschende Erkenntnisse gebracht haben. Auch die Sonnensonde Ulysses, die Anfang Februar 1992 Jupiter in rund 450000 km Entfernung umflogen hat, führte umfangreiche Magnetfeldmessungen aus. Erwähnt sei in diesem Zusammenhang nur die Untersuchung des vom vulkanisch aktiven Jupitermond Io gespeisten torusförmigen Plasmarings im Bereich der inneren Magnetosphäre.

Durch diese detaillierten Untersuchungen mittels Planetensonden gehört das Magnetfeld und die Magnetosphäre von Jupiter zu den am besten erforschten im gesamten Sonnensystem.

Schwieriger ist es dagegen, eine Erklärung für die Magnetfelder von Uranus und Neptun zu finden, von denen einige Parameter durch Voyager 2 ermittelt wurden. Ihre Masse reicht nicht aus, um in ihren Kernbereichen die für die Bildung von metallischem Wasserstoff erforderlichen Drücke zu erreichen. Einige Theoretiker vermuten, daß vielleicht in Wasser oder Methan gelöste Ionen Ströme erzeugen können, die das beobachtete Magnetfeld aufbauen.



## Literatur zum Thema

K. Lindner: **Taschenbuch der Astronomie**, Fachbuchverlag Leipzig, 1997

H. Bernhard, K.Lindner, M.Schukowski: **Wissensspeicher Astronomie**, Volk und Wissen 1995

A.Unsöld, B.Baschek: **Der neue Kosmos**, Springer-Verlag 2004

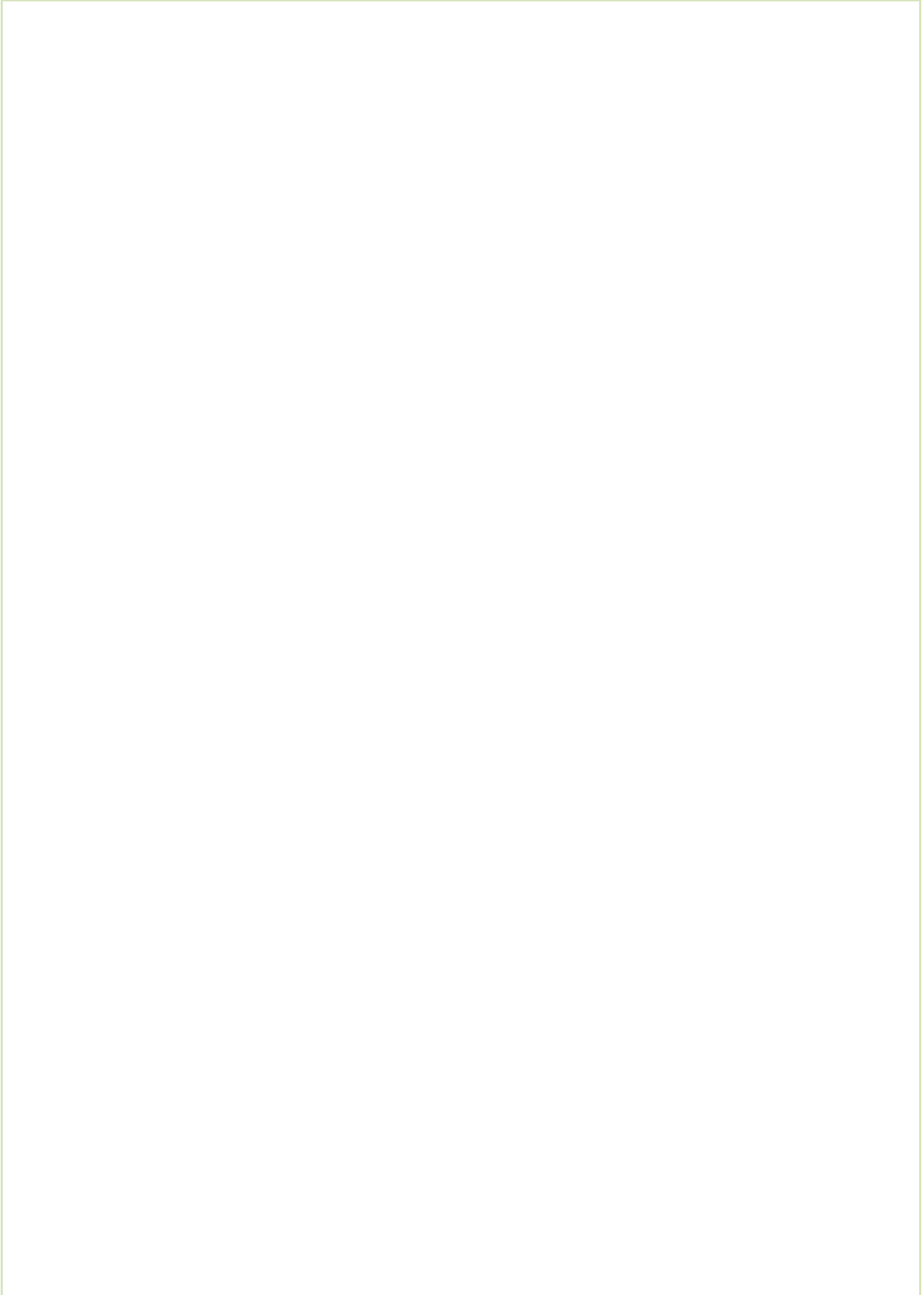
A.Weigert, H.J. Wendker: **Astronomie und Astrophysik**. Ein Grundkurs, Wiley-VCH 2004

H. Karttunen et.al.: **Fundamental Astronomy**, Springer-Verlag 2000

B.W. Jones: **Discovering the Solar System**, Wiley 2000

McBride, Gilmour: **Introduction to the Solar System**, Cambridge University Press 2004

McNab, Younger: **Die Planeten**, RM Buch- und Medienvertrieb 1999



## Index

### A

Abplattung 8, 10  
Achondrite 15, 24  
Advektion 15  
Albit 24  
Allen, James Alfred van 82  
Altersbestimmung, Kraterstatistik 42  
Alvarez, Walter 40  
Amphibol 24  
Anatexis 26  
Anatexite 26  
Andesit 27  
Anorthosit 24, 30  
Antizyklone 74  
Apatit 23  
APXS-Spektrometer 19  
Äquipotentialfläche 11  
Atmosphäre 65  
Atmosphäre, chemische Zusammensetzung 74  
Aufbau, Innerer von Planeten 6  
Aufschmelzung 15  
Augit 26

### B

Basalt 26, 27, 29, 30  
Bindungsenergie, gravitative 15  
Biosphäre 61  
Bullard, Edward 86

### C

Chalzedon 24  
Chapman 41  
Charon, Plutomond 3  
Chondrite 31  
Chondrite, kohlige 21, 23  
Clinopyroxene 25  
Coesit 24, 39  
Copernicus, Nicolaus 2  
Coriolis, Gaspard Gustave de 73  
Corioliskraft 72, 73  
Curie-Temperatur 86

### D

Dazit 27, 29  
Deuteriumbrennen 3  
Diagenese 62  
Diapir 26

Dichtefunktion 8, 9  
Differentiation, fraktionierte 28  
Differentiation, gravitative 15  
Diorit 27  
Diskontinuität 8  
Distickstoffmonoxid 70  
Dolomit 23  
Dome 57  
Dopplereffekt 12  
Doppler-Tracking 12  
Druck, Zentraldruck Planeten 7  
Dünen (Mars) 63  
Dynamoeffekt 18

### E

Ejekta 41  
Elementhäufigkeit, kosmische 20  
Elsässer, Walter 86  
Enceladus 15, 31, 34, 52  
Energiebilanz, Atmosphäre 67  
Enstatit 25  
Erdbahnkreuzer 41  
Erdbeben 8  
Erde 13, 19, 74, 90  
Eris 3, 4  
Erosion 61, 62, 78  
Europa, Jupitermond 31, 34, 52  
Exoplanet 2, 4

### F

Fayalit 24  
Feldspat 23, 24  
Ferrel-Zelle 73  
Flußspat 23  
Flutbasalte 54  
Forsterit 24  
Fourier, Jean Baptiste Joseph 17  
Frail, Dale 3  
Fullerene 40

### G

Gabbro 27, 28  
Ganymed, Jupitermond 50  
Gaspra 49  
Geodynamo 85  
Geoid 12  
Gesteine 25

Gesteine, klastische 26  
 Gesteine, magmatische 26  
 Gesteine, metamorphe 26, 62  
 Gesteine, schockmetamorphe 39  
 Geysire, Triton 52  
 Gips 23  
 Gläser, diaplektische 39  
 Gleichgewicht, hydrodynamisches 65  
 Gleichgewicht, hydrostatisches 6, 13  
 Gleichgewichtskonfiguration 6  
 Glimmerschiefer 62  
 Gneis 62  
 Gould, Stephen Jay 32  
 Grabenbrüche 59  
 Gradation 32, 61  
 Granit 24, 26, 27, 30  
 Granodiorit 27  
 Großplaneten 19, 31

## H

Hadley, John 72  
 Hadley-Zelle 73  
 Halide 23  
 Hämatit 29, 86  
 Hauptreihenstern 4  
 Hauptträgheitsachse 12  
 Hauptträgheitsmomente 11  
 Hochatmosphäre 78  
 Hochdruckmodifikationen, Minerale 23  
 Hot-Spot-Vulkanismus 29  
 Hutton, James 25, 28  
 Hydrosphäre 61

## I

IAU 5  
 Ilmenit 22  
 Impaktdiamanten 39  
 Impakte 30, 32, 35  
 Impaktkrater 44  
 Impaktkrater, Entstehungsphasen 37  
 Inselsilikate 24  
 Interferometer, optische 3  
 Io, Jupitermond 15, 22, 31, 32, 34, 58, 78  
 Iridiumanomalie 40  
 Itokawa 30  
 Itokawa, Planetoid 30

## J

Jean's – Gleichung 76  
 Jupiter 14, 15, 18, 31, 33, 41, 68, 74, 78, 90

## K

K/T-Grenze 40  
 Kallisto 35  
 Kalziumkarbonat 23  
 Karbonate 23  
 Kepler, Johannes 2  
 Kernfusion 3  
 Kettensilikate 24  
 Kohlendioxid 70  
 Komatiite 27  
 Kometen 31  
 Kontinentaldrift 54  
 koronalen Masseausstöße (Sonne) 85  
 Korund 22  
 Kosmogonie 19, 58  
 Krater, einfache 35  
 Krater, komplexe 35  
 Kraterstatistik 41  
 Kreislauf der Gesteine 25, 28, 62  
 Kryovulkanismus 15, 34, 51, 53  
 Kuiper-Gürtel 3  
 Kuiperoid 4

## L

Larmor, Joseph 86  
 Larmorfrequenz 83  
 Lava 27, 54  
 Lucas, Georges 2

## M

Magma 62  
 Magmakammer 27  
 Magmaozean 30  
 Magnetfeld 8  
 Magnetfelder, planetare 80  
 magnetische Stürme 85  
 Magnetit 86  
 Magnetopause 82  
 Magnetosheat 81  
 Magnetosphäre 80  
 Magnetosphärenschweif 82

Manteldiapire 58  
 Mantelkonvektion 18, 28, 33  
 Marmor 62  
 Mars 8, 12, 15, 18, 19, 21, 28-33, 35, 41, 51, 57, 58, 62, 63, 70, 74, 77, 90  
 Masseverteilung, radiale 7  
 Merkur 8, 18, 21, 28, 32, 35, 51, 57, 63, 65, 90  
 Metamorphose 26  
 Methan 70  
 Millisekundenpulsar 3  
 Mimas, Saturnmond 44  
 Minerale, gesteinsbildende 22  
 Mineralogie 19  
 Moldavit 40  
 Mond 15, 18, 19, 21, 28, 30-33, 35, 51, 57, 58, 63  
 Morrison 41  
 Multiring-Becken 35

## N

native Elemente 22  
 Neptun 31, 33, 53, 68, 88, 90  
 Neuhäuser 3  
 Neutralpunkte 82

## O

Olivin 23, 24, 29  
 Orthoferrosilit 25  
 Orthoklas 21, 24  
 Orthopyroxene 25  
 Oxide 22

## P

Palimpsest 50  
 Penepalimpseste 50  
 Peridotit 27  
 Perovskit 22, 24  
 Petrologie 19  
 Phasenübergang, struktureller 24  
 Phosphate 23  
 Photoionisation 77, 78  
 Pitchwinkel 84  
 Plagioklas 24, 26  
 Planemo 3  
 Planet, Definition 3  
 Planetare 4  
 Planetenoberflächen 31  
 Planetesimal 14, 21

Planetoid 25, 35  
 Planetoiden 15, 30  
 Plasmopause 82  
 Plattengrenzen 60  
 Plattentektonik 25, 28, 33, 62  
 Pluto 3, 4  
 Plutone 26  
 Polarlichter 84  
 Präzessionskonstante 13  
 Proctor, Richard 35  
 Protostern 4  
 Prozesse, tektonische 51  
 Pyrit 22  
 Pyroxen 23, 24, 26

## Q

Quaoar 3  
 Quarz 23

## R

Regionalmetamorphose 26  
 Regolith 61, 63  
 Rhyolith 27  
 Riesenplaneten 8, 14, 19, 31, 74, 78  
 Rift-System 59  
 Ringwoodit 24  
 Rotationsachse 12  
 Rotationsellipsoid 13  
 Runaway glaciation 69

## S

Saturn 14, 18, 31, 68, 78, 90  
 Scarps (Merkur) 60  
 Scheibendynamo 86  
 Schichtvulkane 53  
 Schildvulkane 53  
 Schwefelwasserstoffs 22  
 Sediment 62  
 Sedna 3  
 Shatter Cones 39  
 Shatter Cones (Strahlenkalke) 39  
 Shoemaker, Eugene 38, 41  
 Silikate 23  
 Siliziumdioxid (Quarz) 23  
 Skalenhöhe 66  
 SOHO 85  
 Solarkonstante 67

Sonnenwind 78, 81  
Spaltenvulkanismus 54  
Spiegelpunkt 84  
Steinsalz 23  
Stishovit 24, 39  
Stoßfront (Magnetosphäre) 81  
Stoßwellenmetamorphose 23  
Strahlungsgleichgewicht 67  
Strömungen, meridionale 73  
Subduktionszone 27, 54, 62  
Suevit 37, 39  
Sulfate 23  
Sulfide 22  
Supernova 20  
Supervulkane 55

## T

Tektite 40  
Tektonik 51  
Titan, Saturnmond 31, 61  
Tombaugh, Clyde W. 4  
Trägheitsfaktor 9, 12  
Trägheitsmoment 8, 9, 12, 14  
Transpluto 3  
Treibhauseffekt 69  
Treibhauseffekt, Triton 53  
Treibhausgas 70  
Triton, Neptunmond 34, 52, 53

## U

Uranus 31, 88, 90

## V

Van-Allen-Gürtel 82  
Venus 8, 18, 21, 28, 33, 41, 57, 63, 70, 90  
Verwitterung 61  
Verwitterung, biologische 62  
Verwitterung, chemische 61  
Verwitterung, physikalische 62  
Vesta 31  
Virialsatz 15  
Vulkanismus 15, 33, 53, 58

## W

Ward, Peter D. 32  
Wärmefluß 8  
Wärmeleitung 15  
Wärmetransport 16  
Wasserdampf 70  
Wasserstoff, metallischer 14, 31, 88  
Wilson, J.Tuzon 58  
Wolszczan, Aleksander 3  
Wuchterl 3

## Z

Zentrifugalpotential 12  
Zerfallswärme 15  
Zirkon 24  
Zirkulation, atmosphärische 72  
Zirkulation, ozeanische 72  
Zustandsgleichung, ideale Gase 65  
Zweischalenmodell 13  
Zwergplanet 4, 5  
Zwergstern, Brauner 3, 4  
Zyklone 74