

Die Erkenntnisse aus den vorangegangenen Artikeln bilden wichtige Randbedingungen für die Modellbildung zum inneren Aufbau des Mondes. In diesem ersten Teil soll gezeigt werden, wie sich aus der Auswertung der Mondbeben und der Vermessung des Schwerfelds des Mondes globale Strukturmodelle ableiten lassen. Dabei sollten wir uns neben der grandiosen Leistung der ersten bemannten Landung der amerikanischen Mission Apollo 11 vor 30 Jahren auch an die erste erfolgreiche Weltraummission zum Mond mit der sowjetischen Sonde Luna oder Lunik 3 erinnern, die vor 40 Jahren im Oktober 1959 ihr Ziel erreichte.

1. Aufbau der Erde und frühe Vorstellungen vom Aufbau des Mondes

Schon Galileo Galilei dachte über den Stoff nach, aus dem der Mond aufgebaut ist, als er ihn erstmals im Jahre 1609 mit seinem Fernrohr betrachtete. Er bezeichnete die komplex gegliederte Landschaft mit Bergketten, Ringwällen und Senken als erdähnlich. Daraus schloss er, daß der Mond aus dem gleichen Material aufgebaut sein sollte wie die Erde, nämlich aus erdgesteinsähnlichem oder silikatischem Material (silikatisch = siliziumreich). Da man bis zum Beginn der Weltraumfahrt für die Modellierung des Aufbaus des Mondes (und anderer planetarer Körper) keine physikalische Datenbasis hatte, benutzte man die Erde für Analogieschlüsse. Dieser Weg soll auch hier zunächst gegangen werden.

Ende des 18. Jahrhunderts wurde die Masse der Erde recht genau bestimmt. Das Verhältnis Masse/Volumen ergab eine mittlere Dichte von 4.7 g/cm^3 (heutiger Wert: 5.52 g/cm^3). Da die Gesteine der silikatischen Erdkruste Dichten von 2.6 g/cm^3 (Granit) bis 3.0 g/cm^3 (Basalt) aufweisen, ergab sich somit zwingend eine Zunahme der Dichte der Erde mit der Tiefe. Schon im letzten Jahrhundert wurde für die Erde ein Kern hoher Dichte angenommen. Um die letzte Jahrhundertwende wurde mit Hilfe der Erdbebenseismik der Schichtenaufbau der Erde enthüllt, und es ergab sich eine grobe Aufteilung in eine silikatische Kruste, unter den Kontinenten 30 km, im Bereich der Ozeane nur 5–8 km mächtig. Darunter erstreckt sich bis in 2900 km Tiefe der silikatische Mantel, und im Zentrum liegt der schwere Eisenkern (Abb. 1).

Dieser Aufbau wird durch Überlegungen zur Entstehung der Erde und der anderen, zumindest der erdähnlichen Planeten, bestätigt. Danach bildeten sich die Planeten aus chondritischem Material, wie wir es heute in den primitiven Steinmeteoriten,

Der innere Aufbau des Mondes

Der Stand unseres Wissens nach 40 Jahren Weltraumerkundung, Teil 1

Von Peter Janle

Nach der Diskussion der Oberfläche des Mondes im Heft 8/99 und seiner Chemie und Entstehung im Heft 9/99 folgt hier eine zweiteilige Darstellung seines inneren Aufbaus, vorwiegend auf der Grundlage geophysikalischer Experimente.

den Chondriten, vorfinden. Diese Chondriten bestehen aus silikatischem Material mit mehr oder weniger hohem Eisenanteil mit mittleren Dichten von 3.3 bis 3.7 g/cm^3 . In erster Näherung kann angenommen werden, daß sich die Erde aus bis zu einigen 100 km großen Brocken (Planetesimalen) zusammenballte (Akkretion). Drei Prozesse führten dann zur Erwärmung und zur zumindest partiellen Aufschmelzung der frühen Erde: (1) Bei der Akkretion wird die Einschlagsenergie in Wärme umgewandelt

und zum kleineren Teil gespeichert. (2) Unter ihrem Eigengewicht wird die frühe Erde auf ein geringeres Volumen komprimiert, wodurch gravitative Energie freigesetzt und in Wärme verwandelt wird. (3) Der Zerfall radioaktiver Elemente, die in der Frühzeit ein wesentlich größeres Reservoir bildeten als heute, trug zur Wärmeerzeugung bei, wobei das kurzlebige, heute nicht mehr vorhandene ^{26}Al vermutlich einen großen Beitrag leistete. Bei der Aufschmelzung sanken die schweren Bestandteile nach unten

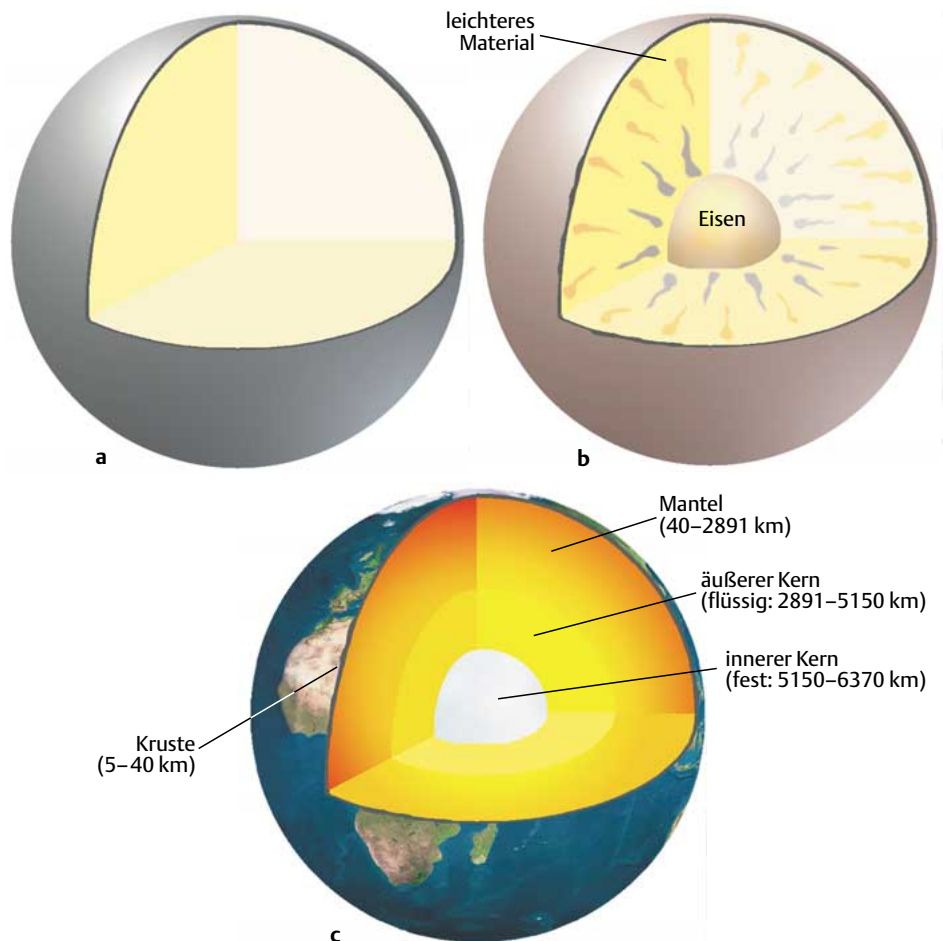


Abb. 1: Im Rahmen des einfachen Modells der homogenen Akkretion der Erde (a) kam es mit zunehmender Erwärmung des Erdinneren zur Differenzierung: Eisen sank in den zentralen Bereich ab, und leichteres Material stieg an die Oberfläche (b). Als Folge weist die Erde einen schalenförmigen Aufbau auf (c), mit einem dichten Kern aus Eisen, einer Kruste aus leichtem Gesteinsmaterial und dazwischen einem Mantel aus dem übrigen Material. (Nach Press und Siever, 1995)

Tabelle 1: Physikalische Daten von Erde und Mond.

	Erde	Mond
Mittlere Entfernung von der Erde	–	384400 km
Maximale Entfernung von der Erde	–	405000 km
Minimale Entfernung von der Erde	–	363300 km
Bahnexzentrizität	0.017	0.0549
siderische Umlaufperiode um die Erde	–	27.322 d
Rotationsperiode: synodisch	24 ^h (Definition)	29.53 d
siderisch	23 ^h 56 ^m 4 ^s	27.32 d
Neigung der Rotationsachse zur Ekliptik	23°27′	1°32′.6
Inklination der Umlaufbahn zur Ekliptik	definiert die Ekliptik	5°09′
Neigung des Äquators zur Umlaufbahn	23°27′	6°41′
Masse	5.9733 10 ²⁴ kg	7.35 10 ²² kg (= 0.0123 Erdmassen)
Mittlerer Radius	6371 km	1738 km
Äquatorradius	6378 km	1738 km
Abplattung (a-c)/a (a = äquatorialer, c = polarer Radius)	0.0034	0.0003
Trägheitsfaktor C/(M R _Ä ²). (C = polares Trägheitsmoment, M = Planetenmasse, R _Ä = Äquatorradius)	0.3308	0.3932 (1)
Dichte in g/cm ³ : mittlere	5.517	3.343
auf 10 ⁵ Pa Druck reduziert	4.04 (4.0–4.5)	3.30
Differenz zwischen Massen- und Figurenzentrum	1.1 km	1.68 km
Schwerebeschleunigung an der Oberfläche am Äquator	978.03 cm/s ²	162.36 cm/s ²
Druck im Zentrum	3.4 10 ¹¹ Pa	0.05 10 ¹¹ Pa
Oberflächentemperatur	17° C (Mittel)	111° C (Tag) –171° C (Nacht)
Atmosphärendruck an der Oberfläche	1.0110 10 ⁵ Pa	10 ^{–10} Pa (Nacht)
Hauptkomponenten der Atmosphäre	N ₂ 77% O ₂ 21% H ₂ O 1% Ar 0.93% CO ₂ 0.03%	H ₂ He Ne Ar

(Aus: Meissner und Janle, 1984; (1) Konopliv et al., 1998)

und bildeten den schweren Eisenkern; die leichteren Bestandteile stiegen auf und bildeten die primitive Kruste. Bei der Kernbildung wurde gravitative Energie freigesetzt, die dem Gesamtwärmehaushalt der Erde zugeführt wurde (»Eisenkatastrophe«). Dieser Prozess der Trennung der schweren und der leichteren Bestandteile der ursprünglichen Zusammensetzung wird auch gravitative Differentiation genannt. Die Auskristallisation des inneren Eisenkerns auf Kosten des flüssigen äußeren Kerns bildet bis heute eine weitere wichtige Wärmequelle. Das Gesamtpotential der Wärmequellen der Erde ist so groß, daß bis heute die globale Plattentektonik das Bild ihrer Oberfläche ständig verändert (siehe Press und Siever, 1995; Janle, 1993). Der Prozess der in Abb. 1 dargestellten homogenen Akkretion ist wahrscheinlich zu einfach gesehen. Man geht heute von einer Zweikomponentenakkretion aus: Planetesimale der Komponente A bildeten den Kern und einen

Teil des Mantels; später kamen dann für den restlichen Aufbau der Erde Planetesimale der Komponente B hinzu (Schultz, 1993).

Wenden wir uns jetzt wieder dem Mond zu. Aus der Kombination von himmelmechanischen Daten mit der Newtonschen Gravitationstheorie wurde schon im letzten Jahrhundert die mittlere Dichte des Mondes zu 3.34 g/cm³ bestimmt. Damit konnte auf eine silikatische Zusammensetzung des Mondes geschlossen werden. Aus seiner geringen Dichte im Vergleich zur Erde konnte jedoch ein Schalenbau nicht abgeleitet werden, und ein Eisenkern dürfte nur sehr klein sein oder müsste ganz fehlen. Etwas spaßhaft hat man wegen der geringen Dichte vorgeschlagen: Der Mond besteht aus grünem Käse.

Mit Hilfe der Photometrie (Bestimmung der Albedo der Mondoberfläche und der Polarisation des reflektierten Lichtes) und der Spektroskopie mit erdgebundenen Teleskopen wurde um 1960 die Mondober-

fläche als basaltisch klassifiziert mit einer staubigen bis körnigen Struktur, dem Regolith, erzeugt durch die Zerstörung des Oberflächenmaterials durch Meteoriteneinschläge. Diese Ergebnisse erfuhren ihre glänzende Bestätigung durch die Satelliten-, Lande- und Rückkehrmissionen in den sechziger Jahren (s. Günter, 1999, Oberst et al., 1999, Dreibus-Kapp und Schultz, 1999). Die Weltraumerkundung des Mondes begann mit der sowjetischen Sonde Luna 3, die im Oktober 1959 den Mond umrundete und der Menschheit zum ersten Mal einen Blick auf seine Rückseite gestattete. Die Enthüllung der inneren Struktur des Mondes gelang erst mit vom Mond zurückgeholten Gesteinsproben, die Modelle des petrologischen Aufbaus des Mondes möglich machten, und mit geophysikalischen Messungen durch Satelliten und Landstationen. Hier soll der Schwerpunkt dieses Beitrags liegen. Die wichtigsten angewandten geophysikalischen Methoden sind die Seismologie, Gravimetrie, Magnetik und elektromagnetische Sondierung. Wie oben schon angesprochen, ist das Grundproblem des Aufbaus eines planetaren Körpers seine Schalenstruktur, die wie bei der Erde aufgrund von Entwicklungsmodellen gefordert wird. Die beste Methode zur Lösung dieses Problems bietet die Seismologie. Tabelle 1 gibt einen Überblick der wichtigsten physikalischen Daten von Erde und Mond.

2. Der Aufbau des Mondes nach seismischen Messungen

Seismische Wellen können durch Beben oder durch künstliche Erschütterungen erzeugt werden. Zwei Arten von Raumwellen breiten sich kugelförmig vom Bebenherd aus: die schnelleren P(primär)-, Kompressions- oder Longitudinalwellen (das Material wird in Ausbreitungsrichtung komprimiert und gedehnt) mit der Geschwindigkeit v_p und die langsameren S(ekundär)-, Transversal- oder Scherungswellen (das Material schwingt quer zur Ausbreitungsrichtung) mit der Geschwindigkeit v_s , wobei gilt:

$$v_p = ((k+(4/3)\mu)/\rho)^{1/2}, \quad v_s = (\mu/\rho)^{1/2}$$

k = Kompressionsmodul, μ = Schermodul, ρ = Dichte.

Flüssigkeiten haben keine Scherfestigkeit, hier ist $\mu = 0$ und folglich auch $v_s = 0$. Im äußeren Erdkern ist $v_s = 0$; somit ist er flüssig. Die Parameter k , μ und ρ variieren für verschiedene Gesteine; sie nehmen mit zunehmendem Druck zu und mit zunehmender Temperatur ab. Wenn sich die Gesteinszusammensetzung oder die Mineral-

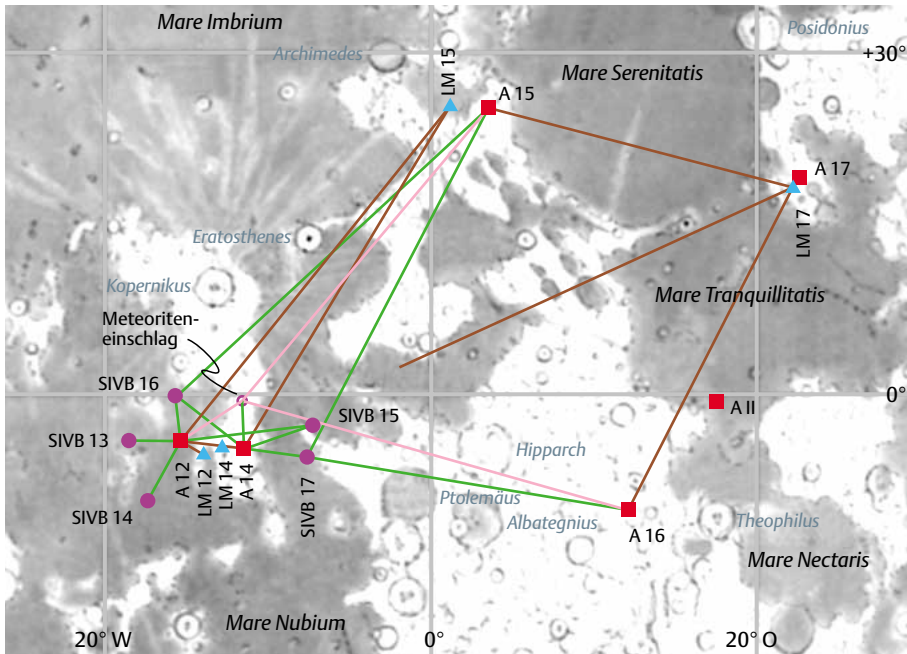


Abb. 2: Karte der Lage der seismischen Stationen (Quadrate), der künstlichen Einschläge der Landemodule (LM, Dreiecke) und der Trägerrakete Saturn IVB (SIVB, Kreise), und ein starker Meteoriteneinschlag (offener Kreis). Die Linien kennzeichnen die Wege der seismischen Wellen. (Nach Toksöz et al., 1974)

struktur des Gesteins mit zunehmender Tiefe sehr schnell ändert (z. B. Übergang zu einer Hochdruckmodifikation), dann ändern sich auch sehr schnell die Geschwindigkeiten der seismischen Wellen. Man spricht dann von einer Diskontinuität. Typische Diskontinuitäten bei der Erde sind die Krusten/Mantel- und die Kern/Mantel-Grenze (Abb. 1). Die Bestimmung der Verteilung der seismischen Geschwindigkeiten eines planetaren Körpers gestattet somit Aussagen über seine Schalenstruktur und liefert Randbedingungen für Dichte- und Temperaturmodelle.

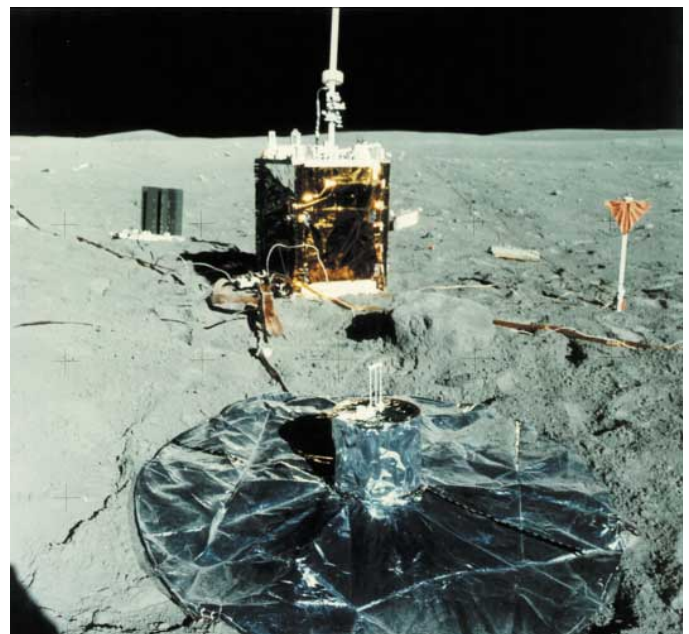
Zur Bestimmung der seismischen Geschwindigkeiten werden die Seismogramme der Beben (Abb. 4 und 5) an möglichst vielen Stationen der Oberfläche des planetaren Körpers registriert. Im Juli 1969 wurde die Station von Apollo 11 im Mare Tranquillitatis aufgebaut. Dort registrierte man erstmals Mondbeben und erhielt erste Hinweise auf die Schalenstruktur des Mondes. Die Station war jedoch nur kurzzeitig in Betrieb und konnte nicht in das nachfolgend beschriebene Netz mit aufgenommen werden. In Abb. 2 ist das vollständige Stationsnetz auf dem Mond dargestellt, das von 1969 bis 1972 aufgebaut wurde und bis 1977 in Betrieb war. Abb. 3 zeigt die seismische Station von Apollo 16 im Hochland Descartes zusammen mit der zentralen Versorgungseinheit ALSEP. Zur Untersuchung der globalen Bebeneseismik mit langperiodischen Seismometern waren die Stationen von Apollo 12 und 14 nördlich des Mare

Humorum (14 nahe beim Krater Fra Mauro), von Apollo 15 am Fuße der Apenninen, des Ringgebirges von Mare Imbrium, und Apollo 16 im Hochland Descartes geeignet. Das kurzperiodische Seismometer von Apollo 17 im Taurus-Littrow-Gebirge zwischen Mare Serenitatis und Mare Crisium diente der Untersuchung der lokalen Kruste anhand künstlicher Bodenerschütterungen und Nahbeben. Weiterhin sind die Lokalisationen von künstlichen Erschütterungen durch den gelenkten Absturz von künstlichen Objekten gekenn-

zeichnet (dritte Stufe der Saturnrakete, Aufstiegsstufe der Mondlandefähre). Diese Ereignisse sind für die seismische Auswertung besonders wertvoll, da bei ihnen Ort und Zeit des Ereignisses bestimmt und die erzeugte Energie abgeschätzt werden können. Der Einschlagsort eines Meteoriten, der ein starkes seismisches Signal lieferte, ist zusätzlich eingezeichnet.

Abb. 4 zeigt Beispiele von Seismogrammen der Apollo-16-Station. Man unterscheidet drei verschiedene Bebentypen: (1) Tiefe Mondbeben (in einer Tiefe von 800–1000 km); (2) »Flachbeben« in einer Tiefe von 50 km (etwa an der Grenze zwischen Kruste und Mantel) bis 300 km – das sind hochfrequente teleseismische Ereignisse (HFT); und (3) Meteoriten- bzw. künstliche Einschläge. Die Zeitskala ist hier sehr stark komprimiert, da die Beben auf dem Mond viel länger »nachhallen« als auf der Erde. Dieses wird verursacht durch eine starke Streuung an den zahlreichen durch Meteoriteneinschläge erzeugten Spalten im oberflächennahen Bereich und durch die geringe Dämpfung im Material dieser Streuschicht. Spektrale Untersuchungen der seismischen Signale aus unterschiedlichen Entfernungen haben gezeigt, daß die seismische Energie in der Mondkugel weniger stark gedämpft wird als in der Erdkugel. Daraus ergibt sich bereits, daß global gesehen der Mond starrer und ausgekühlter sein sollte als die Erdkugel. Abb. 5 zeigt zeitlich gestreckte Beispiele von Seismogrammen des Tiefbebenherdes A1, die mit den Stationen des Netzwerks registriert wurden. Markiert ist der erste Einsatz der Longitudinalwellen (P) gefolgt vom ersten Einsatz der Scherungswellen (S). Die Differenz der Ersteinsetze der P- und S-Wellen gibt die Entfernung zwischen der Registrierstation und

Abb. 3: Seismische Station von Apollo 16 im Hochland Descartes. Im Vordergrund steht die mit einer Folie isolierte Station, in der Mitte die zentrale Versorgungseinheit ALSEP (Bild: NASA).



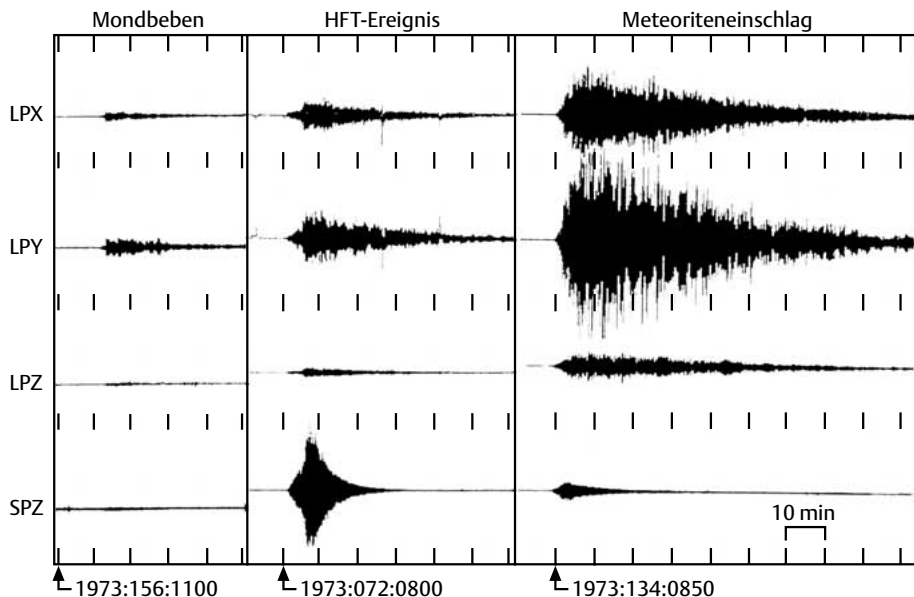


Abb. 4: Drei Klassen von natürlichen seismischen Bebenregistrierungen, aufgenommen an der Apollo-16-Station: Mondbeben (Tiefe etwa 1000 km), hochfrequentes, teleseismisches Ereignis (HFT, bis 300 km Tiefe), Meteoriteneinschlag. LPX, LPY (horizontal) und LPZ (vertikal) sind die drei senkrecht zueinander angeordneten Komponenten des langperiodischen Instruments, und SPZ ist die vertikale Komponente des kurzperiodischen Seismometers. (Nakamura, 1977)

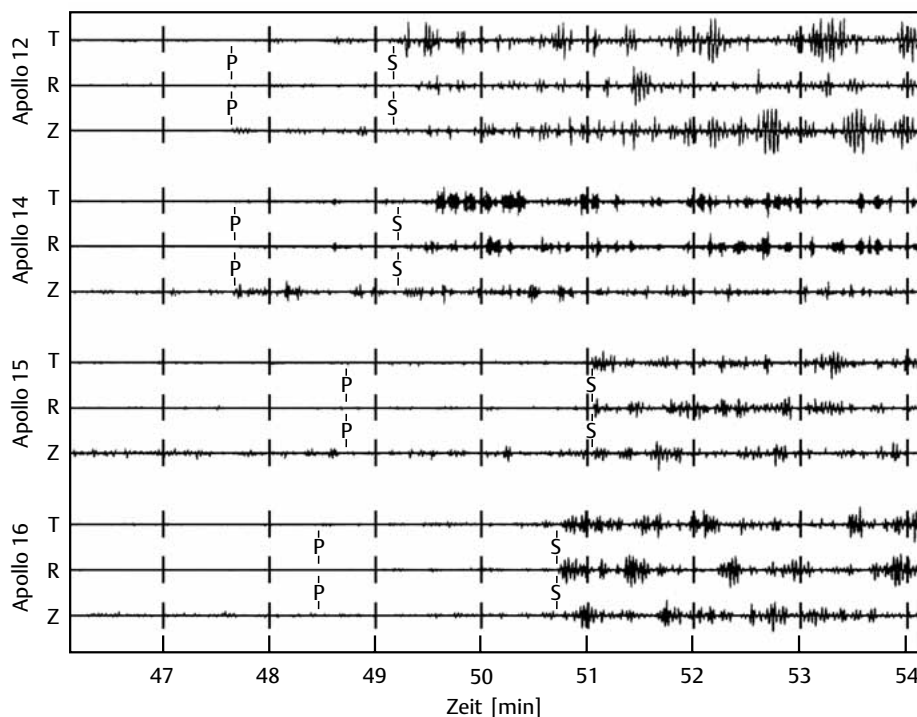


Abb. 5: Seismogramme eines Tiefbebens des Herdes Focus A1 (siehe Abb. 6), aufgenommen an den Stationen Apollo 12, 14, 15, 16. Es bedeuten T, R die Horizontalkomponenten, Z die Vertikalkomponente. P und S kennzeichnen die Ersteinsätze der Kompressions- und Scherwellen. (Goins et al., 1978)

dem Bebenherd an. Je größer die Differenz, desto größer ist die Entfernung (d. h., die Station 15 liegt am weitesten vom Bebenherd entfernt). Ein Bebenherd wird durch vier Parameter bestimmt: geographische Länge und Breite, Tiefe und Zeit (Länge und

Breite bestimmen das Epizentrum, mit der zusätzlichen Tiefe erhält man das Hypozentrum). Das heißt, man benötigt vier Stationen, um sämtliche Parameter eines Bebens zu ermitteln. Bei der Beobachtung vieler Beben lassen sich die Bebenherde bereits

mit drei Stationen recht gut lokalisieren. Bei der Vorkenntnis einiger seismisch relevanter Parameter der Kruste und des Mantels reicht im Prinzip eine Station aus, um aus der Messung dreier Komponenten (zwei Horizontal-, eine Vertikalkomponente) der Bodenbewegung das Hypozentrum zu bestimmen. Da die seismischen Eigenschaften des Mondes aber nur unzureichend bekannt sind und die seismische Energie in der Mondkruste sehr stark streut (s. o.), ist diese Methode beim Mond nur eingeschränkt anwendbar. Bei dem vorliegenden Stationsnetz war die geringe Entfernung zwischen den Stationen von Apollo 12 und Apollo 14 (Abb. 2) nicht optimal; dieser Nachteil wurde aber durch die große Zahl der registrierten Beben kompensiert.

In Abb. 6 sind die Epizentren der registrierten Mondbeben eingezeichnet. Die Beben treten eher im Bereich der relativ jungen Mondmaria als in den älteren Hochländern auf. Die gestrichelten Linien markieren Bebenzüge, deren Signifikanz aber umstritten ist. Einige Bebenzentren liegen auf der Rückseite. Wegen der beschränkten Reichweite des Netzes kennen wir aber bis heute die Bebenverteilung auf der Rückseite nicht.

Die seismische Energieabgabe des Mondes ist mit 10^{18} J pro Jahr im Vergleich zur Erde sehr gering. Die tiefen Mondbeben produzieren 10^4 J pro Jahr mit Magnituden bis 1.3 auf der Richterskala, während die Flachbeben 10^8 – 10^{11} J mit Magnituden bis 5 erreichen. Damit bestimmen die seltenen Flachbeben die Energieproduktion. Zum Vergleich seien noch die Beben von Roermond 1992 in der Niederrheinischen Bucht mit der Magnitude 5.9 und das verheerende Beben von Kobe 1995 in Japan mit der Magnitude 7 genannt. Der direkte Magnitudenvergleich zwischen Erde und Mond ist allerdings problematisch, da die teilweise unbekannt seismischen Eigenschaften der Oberfläche und des Mondinneren in die Bestimmung von Magnituden mit eingehen.

Es hat sich gezeigt, daß die tiefen Mondbeben durch von Gezeitenkräften im Erde-Mond-System erzeugte Spannungen ausgelöst werden. Viele dieser Bebenzentren sind periodisch aktiv, so daß ihr Auftreten recht gut vorhergesagt werden kann. Die selteneren, stärkeren Flachbeben treten sporadisch auf und werden mit tektonischen Ursachen in Zusammenhang gebracht (s. Abschnitt 3).

Abb. 7 zeigt zwei Modelle der seismischen Geschwindigkeitsstruktur des Mondes, die mit der vorliegenden Datenbasis vereinbar sind. Im folgenden werden sie Goins (1978)- bzw. Nakamura (1983)-Modell genannt. Alle Modelle zeigen ein schnelles Anwachsen der P- und der S-Wellengeschwindigkeiten in der Kruste bis knapp 8

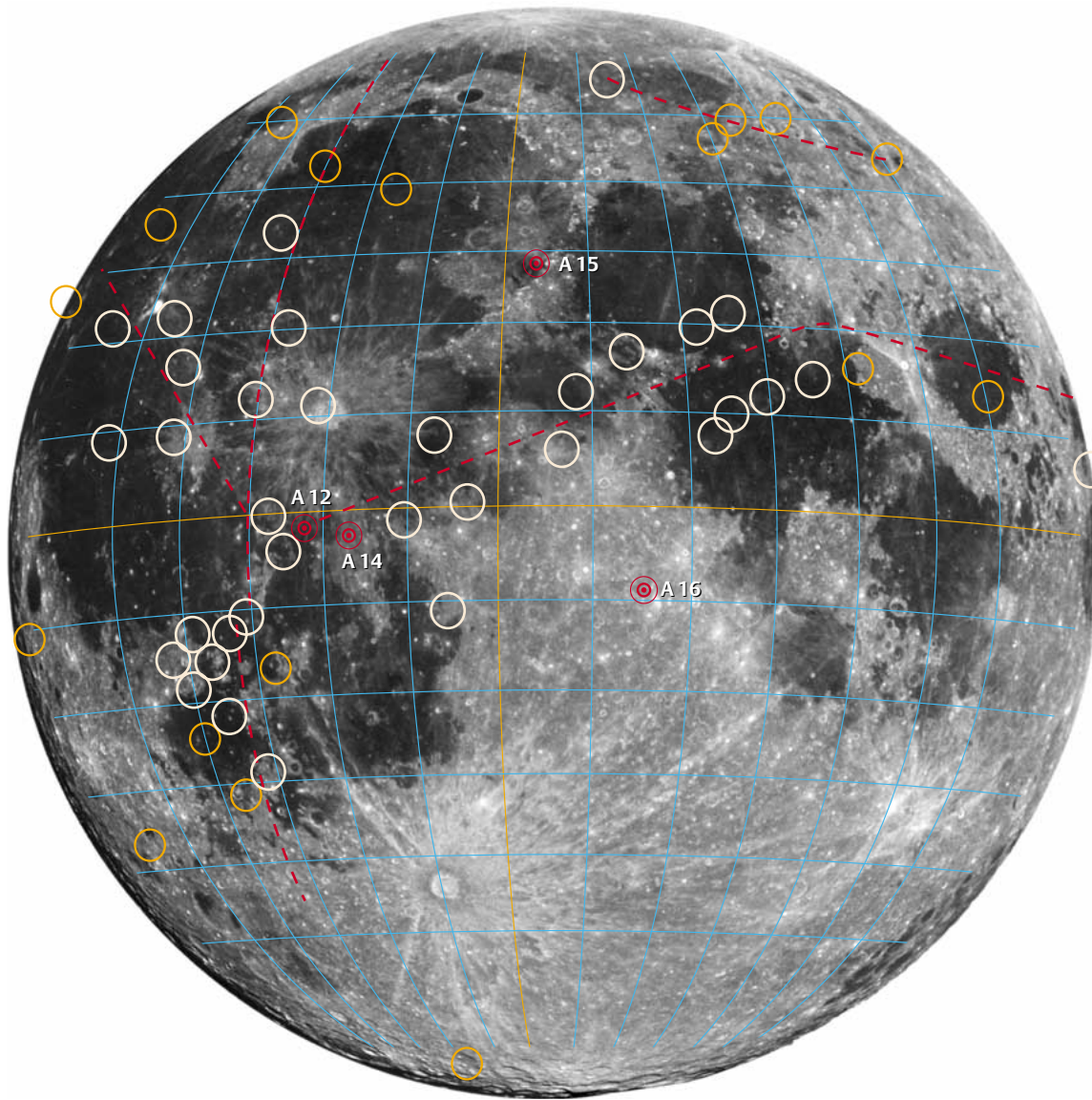
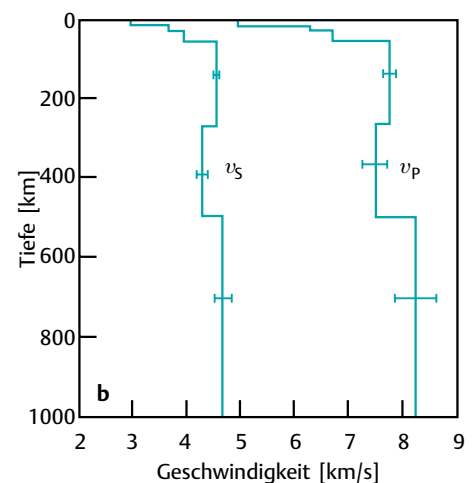
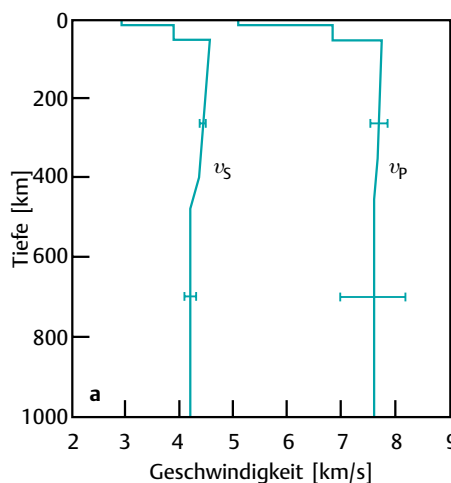


Abb. 6: Karte der Vorderseite des Mondes mit der Lage der seismischen Stationen von Apollo 12, 14, 15 und 16 (rote Kreise, vgl. Abb. 2) und den Epizentren der Tiefbeben der Kategorie A (weiße Kreise) und der Flachbeben (HFT; orange Kreise). Die Kreise am Mondrand kennzeichnen Beben auf der Rückseite. (Nach: Lammlein, 1977)

Abb. 7: Geschwindigkeitsmodelle für P- und S-Wellen auf dem Mond:
(a) Goins (1978);
(b) Nakamura (1983).
(Aus: Hood, 1986)

km/s bzw. 4.5 km/s an der Krusten/Mantel-Grenze in etwa 60 km Tiefe. Das Goins-Modell weist ein leichtes Abfallen der Geschwindigkeiten im Mantel bis in etwa 480 km Tiefe auf mit einer leichten Diskontinuität der S-Wellengeschwindigkeit in 400 – 480 km Tiefe. Im Nakamura-Modell bleiben die Mantelgeschwindigkeiten bis in etwa 280 km Tiefe konstant, dann folgt eine Zone erniedrigter Geschwindigkeiten. In 500 km Tiefe steigen die Geschwindigkeiten auf $v_p = 8.2$ km/s und $v_s = 4.7$ km/s an. Es sei betont, daß in der Natur die Geschwindigkeiten sich zumeist stetig verändern und die Diskontinuitäten im Fall des Mondes bis auf die Krusten/Mantel-Diskontinuität nicht so scharf ausgeprägt sind. Unterhalb von 1000 km Tiefe liegen keine Informationen von S-Wellen mehr vor und v_p nimmt sehr stark ab. Diese Beobachtungen sprechen für das Auftreten partieller Schmelzen ähnlich wie in der Asthenosphäre der Erde in 200–400 km Tiefe. Diese Beobachtungen führten, zusammen mit petrologischen Modellierungen (s. Dreibus-



Kapp und Schultz, 1999) zu einem Modell des Schalenbaus des Mondes. In Abb. 8 wird die Struktur des Mondes in zwei Darstellungsweisen diskutiert. Die Krustendicke beträgt für die Vorderseite etwa 60 km und erreicht auf der Rückseite über 100 km. Letzteres wird aus der globalen Vermessung der Topographie und des Schwerfeldes ge-

schlossen (s. Abschnitt 3). Die seismischen Geschwindigkeiten zeigen eine stärkere Zunahme in etwa 20 km Tiefe. Wahrscheinlich schließen sich in dieser Tiefe die durch Impakte erzeugten Spalten unter zunehmendem Druck. Die seismischen Geschwindigkeiten sind vereinbar mit der Annahme eines Anorthosits für die Ober-

kruste und eines anorthositischen Gabbros für die Unterkruste. Ein Anorthosit ist ein feldspatreicher Basalt mit einer durch den Feldspat bedingten relativ großen Helligkeit im Gegensatz zum normalen Basalt (Ergußgestein) oder zum entsprechenden Tiefengestein Gabbro. Seine relativ große Helligkeit erklärt die relativ hohe Rückstrahlung des auf die Hochländer einfallenden Sonnenlichts (Albedo 10.5%) im Gegensatz zu den dunklen Maria mit einer Marebasaltfüllung (Albedo 6.5%, Ursache des Mondgesichts!).

Es sei hier ein kurzer Vergleich mit der Erdkruste gestattet. Die kontinentale Krustendicke beträgt 30–50 km, wobei die Oberkruste granitisch und die Unterkruste gabbroid ist. Die ozeanische, 5–8 km dicke Kruste besteht aus basaltischem Material und wird kontinuierlich an den ozeanischen Rücken erzeugt. Sie wird in den Subduktionszonen, z. B. verbunden mit Tiefseegräben an den Rändern des Pazifiks, dem Mantel wieder zugeführt, wobei es zu Teilaufschmelzungen kommt. Durch die Subduktion von ozeanischer Lithosphäre, das ist die Kruste und der starre, oberste Teil des Mantels mit etwa 100 km Mächtigkeit, wird kontinuierlich ozeanische Kruste vernichtet. Durch den Zyklus der Neubildung und Subduktion von ozeanischen Lithosphärenplatten ist das Alter der ozeanischen Kruste auf 200 Millionen Jahre begrenzt. Bei der Schmelzbildung in den Subduktionszonen steigen die leichteren, granitischen Bestandteile auf und tragen zum Wachstum der kontinentalen Kruste bei. Diese Prozesse der Neubildung, Verschiebung und Vernichtung der Lithosphärenplatten wird globale Plattentektonik genannt, sie prägt die heutige Erdkruste (Press und Siever, 1995; Janle, 1993, 1996). Das maximale Wachstum der kontinentalen Kruste fand vor 3–2.5 Milliarden Jahre statt. Während die über vier Milliarden Jahre alte Mondkruste die Primärkruste darstellt, die sich durch gravitative Differentiation in der frühen Aufschmelzphase des Mondes (Magmaozean) bildete (siehe Dreibus-Kapp und Schultz, 1999), existiert diese Primärkruste auf der Erde nicht mehr.

Unterhalb der Kruste (I in Abb. 8a) liegt der Mantel, der unterteilt werden kann in den oberen Mantel (II) bis 500 km Tiefe (hier liegt die Basis der Zone erniedrigter Geschwindigkeiten im Nakamura-Modell), den mittleren Mantel (III) bis 1000 km Tiefe (untere Grenze des Auftretens der meisten Mondbeben), den unteren Mantel (IV), der wahrscheinlich partiell geschmolzen ist, und einen kleinen Eisenkern (V) mit einem Radius von 300–500 km. Die Existenz eines Eisenkerns, hergeleitet aus seismischen Daten, ist umstritten. Die Eisenkern-Hypothese bekommt Unterstützung durch die Aus-

wertung von P-Welleneinsätzen eines Meteoriteneinschlags auf der Rückseite. Auch Modelle ohne Eisenkern sind mit diesen Daten vereinbar. Hier stoßen wir auf eine Kernfrage der Mondforschung, die bis heute noch nicht befriedigend gelöst ist, nämlich ob der Mond tatsächlich einen Eisenkern besitzt. Dieses Problem wird in den nachfolgenden Abschnitten wiederholt aufgenommen. Kruste und mittlerer Mantel bilden die 1000 km mächtige Lithosphäre (zu vergleichen mit der 100 km mächtigen Lithosphäre der Erde); darunter liegt die warme,

möglicherweise teilgeschmolzene Asthenosphäre.

Abb. 8b zeigt einen Schnitt durch die Mondkugel. Hier wird die Dichotomie zwischen Vorder- und Rückseite deutlich: Die Rückseite ist durch größere Höhen und eine dickere Kruste als die Vorderseite gekennzeichnet; die großen Impaktbecken der Vorderseite sind im Gegensatz zur Rückseite mit Marebasalten gefüllt. Gekennzeichnet ist auch der Versatz des Massenmittelpunkts M gegenüber dem Figurenzentrum F um 1.68 km in Richtung zur Erde.

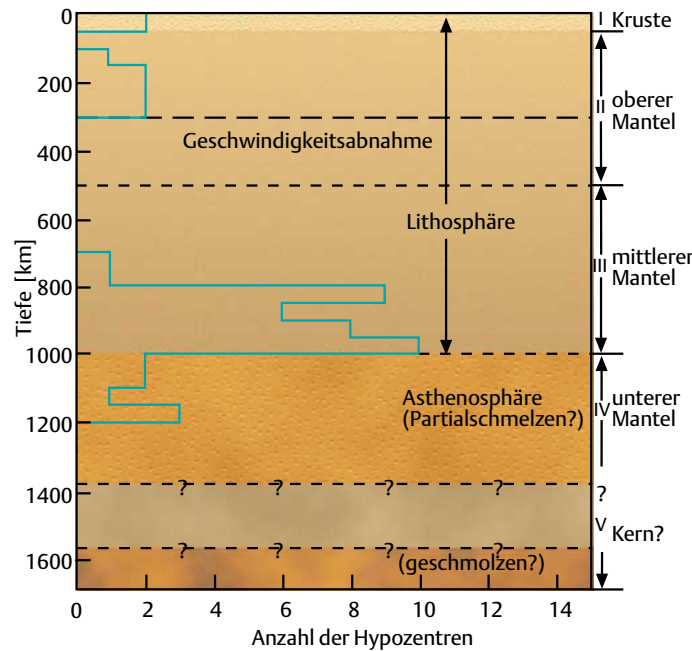


Abb. 8a: Querschnitt durch den Mond mit der Häufigkeit des Auftretens von neun HFT-Flachbeben und 44 Tiefbeben (Lammlein, 1977). Die Daten wurden von November 1969 bis Mai 1975 aufgenommen. (Modifiziert nach Nakamura et al. 1983)

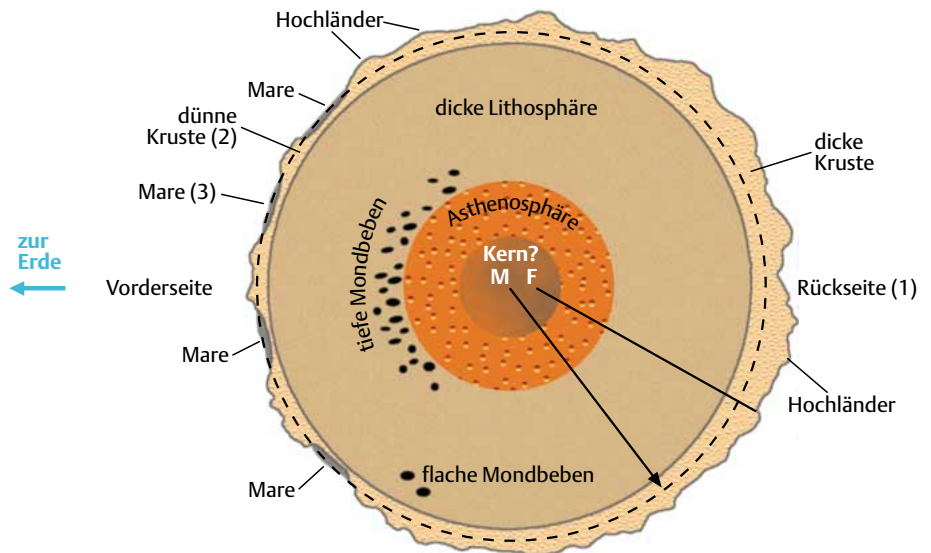


Abb. 8b. Das Innere des Mondes. Der Querschnitt zeigt einige Aspekte der Dichotomie zwischen Vorder- und Rückseite. (1) Die Rückseite erreicht größere Höhen und ist rauher als die Vorderseite. (2) Die Kruste ist auf der Vorderseite dünner als auf der Rückseite. (3) Die Becken der Vorderseite sind mit Marebasalten gefüllt. Dagegen weisen auf der Rückseite die meisten Becken keine Marebasalte auf. Dieses mag seinen Grund haben im Versatz des Massenmittelpunkts M um 1.68 km zur Erde hin relativ zum Figurenzentrum F. Damit liegt die Äquipotentialfläche um M, die aufsteigende Mantelschmelzen erreichen können, auf der Vorderseite näher an der Oberfläche (gestrichelter Kreis). Die Lage der Tief- und Flachbeben ist angedeutet. (Modifiziert nach Lang und Whitney, 1993)

3. Das Schwerfeld des Mondes

Zur Beschreibung des Schwerfeldes außerhalb eines planetaren Körpers mit Schalenstruktur kann in erster Näherung eine äquivalente Punktmasse im Zentrum angenommen werden:

Schwerebeschleunigung $g = Gm/r^2$ (nach dem Newtonschen Gravitationsgesetz)
 Newtonsche Gravitationskonstante
 $G = 6,67 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$
 Masse $M = 7,347 \cdot 10^{22} \text{ kg}$ (Mond)
 Abstand vom Zentrum r
 Mittlerer Radius $R = 1738 \text{ km}$ (Mond)

Damit beträgt die Schwerebeschleunigung an der Mondoberfläche $162,24 \text{ cm/s}^2$, das ist $1/6$ der Beschleunigung an der Erdoberfläche (exakter Wert am Mondäquator: $162,36 \text{ cm/s}^2$). Schwerebeschleunigungen werden (zur Ehre von Galileo) in mGal angegeben, wobei $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ ist.

Das Gravitations- bzw. Schwerfeld der planetaren Körper wird mit der Methode der Dopplergravimetrie bestimmt. Dabei wird ein Signal konstanter Frequenz von einer Teleskopantenne der Erde zum Satelliten und von diesem zurück zum Sender geschickt. Auf der Erde trifft das Signal nicht mit der Ausgangsfrequenz ein; wegen der Bahnbewegung des Satelliten wird die Frequenz Doppler-verschoben (Erniedrigung der Frequenz bei Bewegung von der Beobachtungsstation weg und umgekehrt). Da die Gesamtmasse des planetaren Körpers zumeist recht gut bekannt ist, kann die Bahngeschwindigkeit des Satelliten in erster Näherung berechnet werden. Daraus wird

die theoretische Dopplerfrequenzverschiebung bestimmt. Aus der Differenz zwischen gemessener und berechneter Dopplerverschiebung ergeben sich Dopplerfrequenzresiduen, die in Bahngeschwindigkeitsresiduen umgerechnet werden. Die erste Ableitung der Bahngeschwindigkeitsresiduen nach der Zeit ergibt die Anomalien des Beschleunigungsfeldes oder die Schwereanomalien. Diese Methode liefert die Komponente der Schwerkraft in Richtung der Sichtlinie (line of sight, LOS), d.h., die Komponente in Richtung von der Station auf der Erde zum Satelliten. Verursacht werden diese Anomalien durch die Variationen der Topographie und durch laterale Dichteinhomogenitäten im Inneren der planetaren Körper. Das bedeutet, daß für die Ableitung der inneren Struktur eines planetaren Körpers aus Schweredaten seine Topographie hinreichend genau bekannt sein muß. Die horizontale Auflösung von Oberflächenstrukturen ist bei dieser Methode etwa gleich der Flughöhe des Satelliten.

Eine markante Quelle lateraler Dichteinhomogenitäten ist bei der Erde die Krusten-Mantel-Grenze. Auch der Mond weist diese Diskontinuität auf, wie seismische Messungen gezeigt haben (s. Abschnitt 2). In Abb. 9 wird die Interpretation der Schwerfelder von Erde und Mond skizziert. Die Topographie der Erde wird durch Ozeanbecken und kontinentale Tafeln mit Gebirgen geprägt. Wäre die Erdkruste von konstanter Mächtigkeit, dann wäre nach dem oben genannten Newtonschen Gravitationsgesetz ein kräftiges Schwereminimum über den Ozeanen und ein Maximum bei Gebirgsmassiven zu erwarten. Jedoch

fallen gemessenes Minimum und Maximum wesentlich geringer aus als die aus der Topographie berechneten Werte. Der Grund liegt in einer verdünnten Ozeankruste (s. Abschnitt 1) und einer verdickten Kruste unter Gebirgsmassiven nach dem Prinzip des Schwimmgleichgewichts; man spricht hier von einer Isostasie nach Airy. Die leichte Kruste mit einer mittleren Dichte von $2,8 \text{ g/cm}^3$ schwimmt sozusagen auf dem schweren Mantel mit einer Dichte von $3,3 \text{ g/cm}^3$. Die Überschußmassen der Gebirge werden durch eine leichte, in den Mantel eintauchende Wurzel kompensiert, bzw. die Defizitmassen des Ozeanbeckens werden durch die Überschussmassen einer schweren Antiwurzel kompensiert. Eigentlich sollte man dann beim Massengleichgewicht keine Schwereanomalien erwarten. Da jedoch die Überschussmassen bei Gebirgen näher an der Meßsonde liegen als die kompensierende Gebirgswurzel, bleibt nach dem Gravitationsgesetz eine leichte positive Schwereanomalie übrig, entsprechendes gilt für Meeresbecken. Das Prinzip der Airy-Isostasie ist für die Mehrzahl der Großstrukturen der Erde durch seismische Messungen bestätigt worden. Sehen wir uns jetzt mit diesen Vorgaben die Schwereanomalien des Mondes an.

Die erste Karte des Schwerfeldes der Mondvorderseite wurde von Muller und Sjogren (1968) aufgrund von Daten der Lunar-Orbiter-Satelliten publiziert. Damit wird eine Einschränkung der Methode der Dopplergravimetrie deutlich: Es können nur Daten bei Funkkontakt zwischen dem Satelliten und der irdischen Beobachtungsstation gewonnen werden, d.h., von der

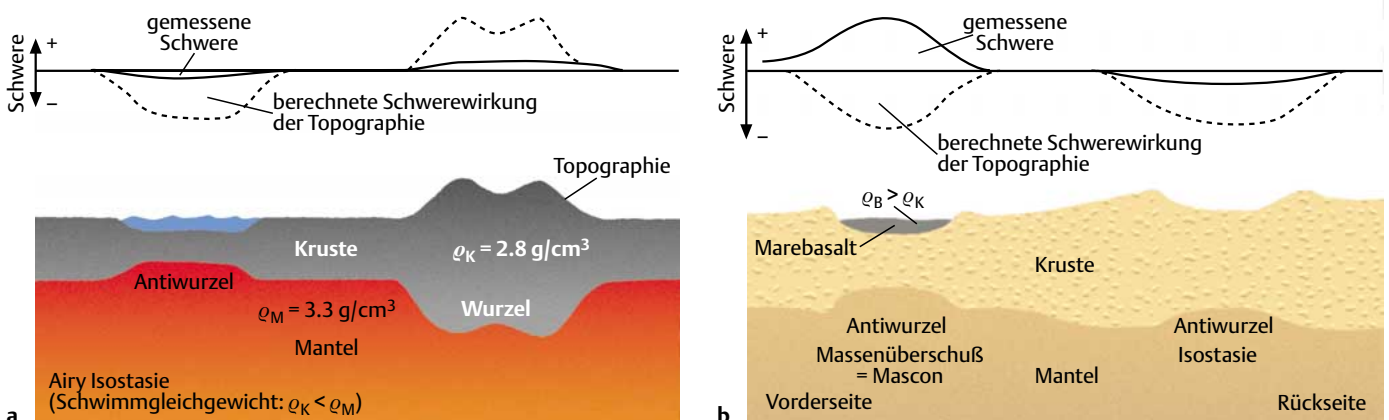


Abb. 9: Interpretation der Schwereanomalien von Erde und Mond. (a) Erde: Die berechnete Schwerewirkung der Gebirge und Ozeanbecken ergibt ein starkes Maximum und Minimum. Diese Extrema werden abgeschwächt (gemessene Schwere) durch das Eintauchen einer Gebirgswurzel von leichtem Krustenmaterial in das Mantelmaterial mit einer höheren Dichte (Prinzip des Schwimmgleichgewichts oder Isostasie nach Airy). Im Bereich der Ozeane wird das Massendefizit der Becken durch eine schwere Antiwurzel des Mantels kompensiert. (b) Mond: Die Impaktbecken der Mondvorder- und Rückseite verhalten sich isostatisch verschieden (ein Aspekt der Dichothomie der Vorder- und Rückseite). Die Becken der Rückseite sind durch eine Antiwurzel isostatisch etwa ausgeglichen und zeigen damit nur relativ schwache negative Schwereanomalien; sie sind nur wenig oder gar nicht mit schweren Marebasalten gefüllt. Die kreisförmigen Marebecken der Vorderseite zeigen starke positive Schwereanomalien. Das weist auf Massenüberschüsse (Mascons) hin, die durch die Antiwurzel und die Füllung der Becken mit Marebasalten gebildet werden (siehe Abb. 12).

Rückseite ist ein Signaltransfer mit einem einzelnen Satelliten unmöglich. Jedoch gelingt es, bei der Auswertung vieler Satellitenbahnen das Schwerfeld der Rückseite »aufzuhellen«. Zum einen wird die Satellitenbahn am Rand der Mondscheibe von den Strukturen auf der Rückseite nahe des Randes beeinflusst, der Satellit fühlt praktisch die Massenverteilung über den Rand hinaus. Zum anderen wird eine geschlossene Bahn auch von der Massenverteilung auf der Rückseite bestimmt. Durch Integration über die Gesamtbahn und die Einbeziehung vieler Bahnen können Rückschlüsse auf das Schwerfeld der Rückseite gewonnen werden.

Die Datenbasis des Schwerfeldes wurde durch die Apollo-Missionen (Kommandokapseln und Subsatteliten) in den sechziger Jahren erweitert, wobei vor allem Daten mit bis etwa 15 km Oberflächenauflösung in äquatornahen Gebieten erzielt wurden (z. B. Abb. 12). Die neunziger Jahre brachten dann mit der Clementine-Mission und der im Juli 1999 abgeschlossenen Lunar Prospector-Mission mit einer Flughöhe von 100 km verbesserte Bestimmungen des Schwerfeldes in den polaren Gebieten und auf der Rückseite. Im Januar 1999 wurde die Bahn von Lunar Prospector auf 25 – 30 km Höhe abgesenkt, wodurch sich in der Spätphase der Mission hochauflösende Datensätze ergaben.

Topographische Daten, auch für die Rückseite, wurden während der Apollo- und der Clementine-Missionen mit Hilfe von Radar- und Laseraltimetrie gewonnen. Die resultierende globale topographische Karte zeigt Abb. 10a. Die Oberflächenauflösung beträgt etwa 80 km. Deutlich wird die schon im letzten Abschnitt diskutierte Asymmetrie der Höhenverteilung zwischen Vorder- und Rückseite. Blaue Farbtöne kennzeichnen die großen Becken, die auf der Vorderseite mit Marebasalten gefüllt sind. Zumindest die kreisförmigen Becken sind durch große Meteoriteneinschläge oder Impakte entstanden (s. Oberst et al., 1999). Auf der Vorderseite sind das u. a. in der nördlichen Hemisphäre von Ost nach West die Maria Crisium, Serenitatis und Imbrium. Das Mare Orientale liegt bei 90° W und 20° S. Weitere große Becken sind auf der Rückseite erkennbar, das Südpol-Aitken-Becken ist hier mit 2600 km Durchmesser und 12 km Tiefe die größte derartige Struktur. In den polaren Gebieten über 80° Breite gibt es eine Datennische, die bis heute nicht geschlossen ist.

Sehen wir uns jetzt die globalen Schweranomalien an (Abb. 10b). Die Karte enthält auch die Daten der Lunar-Prospector-Mission, die bezüglich der Schwere die polnahen Gebiete mit eingeschlossen hat. Die Oberflächenauflösung beträgt 50–75 km für die Vorderseite und etwa 200 km für die

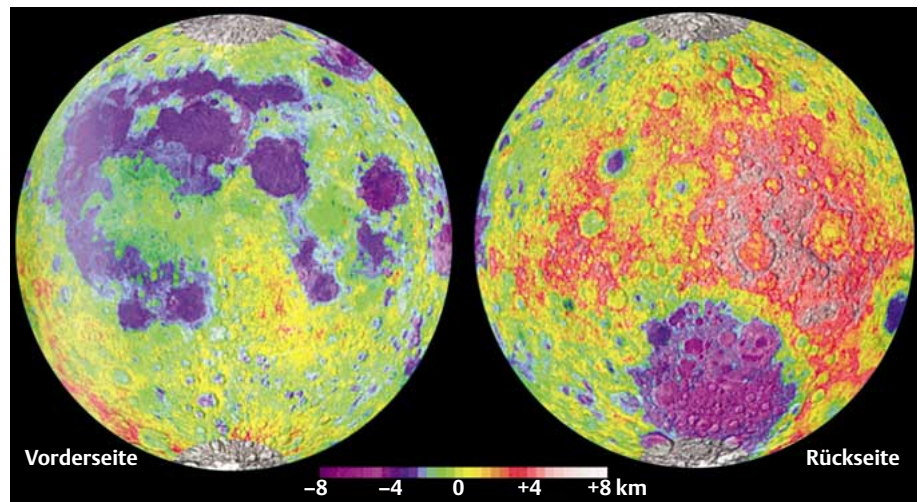


Abb. 10a: Topographie des Mondes aus Clementine-Laser-Altimeterdaten. Die Spannweite der Höhen vom tiefsten zum höchsten Punkt beträgt wie bei der Erde 16 km. Die Vorderseite ist relativ glatt, während die Rückseite extreme topographische Variationen aufweist und im Mittel höher liegt. Die große runde Struktur auf der südlichen Rückseite ist das Südpol-Aitken-Becken mit 2600 km Durchmesser und 12 km Tiefe. (Spudis, 1999)

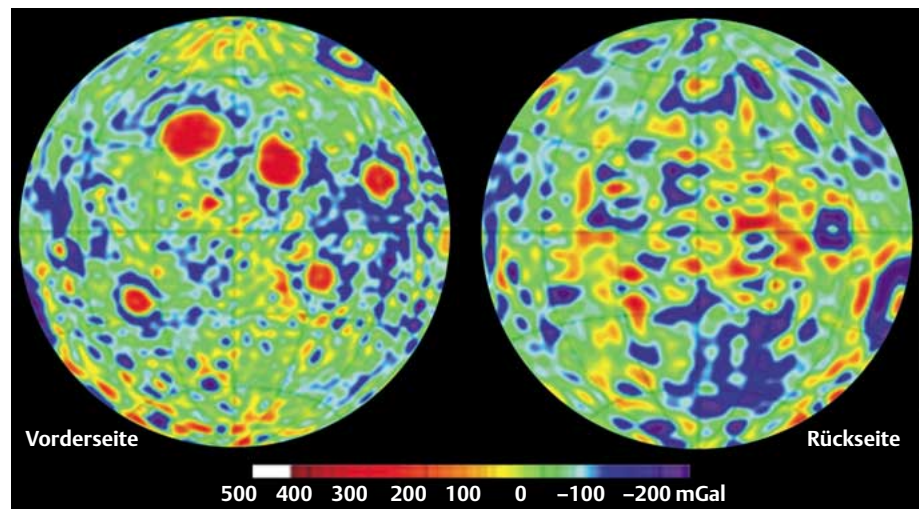


Abb. 10b: Schwerkraftanomalien des Mondes (Daten von Lunar Orbiter, Apollo, Clementine, Lunar Prospector). Die Anomalien sind generell relativ kurzweilig und schwach, und sie korrelieren nicht stark mit der Topographie (Abb. 10a). Dies ist ein Anzeichen für eine Tendenz zum globalen isostatischen Ausgleich. Abweichend davon zeigen einige kreisrunde Becken der Vorderseite starke positive Anomalien. Am markantesten sind auf der nördlichen Hemisphäre von links nach rechts die großen roten Flecken der Maria Imbrium, Serenitatis und Crisium (siehe auch Abb. 12). Diese Becken zeichnen sich durch Massenüberschüsse (Mascons) aus. (JPL, Pasadena)

Rückseite. Wie nach dem Prinzip der Isostasie zu erwarten, zeigen die kraterreichen Mondhochländer im allgemeinen leichte positive Anomalien von einigen 10 mGal. Die kreisrunden Marebecken sollten im Falle der Isostasie leichte negative Anomalien aufweisen. Sie zeichnen sich jedoch auf der Vorderseite durch sehr starke positive Anomalien aus, d. h., diese Strukturen sollten vom isostatischen Gleichgewicht im

Sinne von Massenüberschüssen (sogenannten mass concentrations oder Mascons) abweichen (Abb. 9b). Solche Mascons wurden bereits in den frühen Daten der Lunar-Orbiter-Missionen erkannt. Die Becken auf der Rückseite zeigen, mit Ausnahmen, dieses Verhalten nicht. Insbesondere das riesige Südpol-Aitken-Becken weist leichte negative Anomalien und damit einen Trend zum isostatischen Ausgleich auf.

Unter der Annahme eines Airy-isostatischen Zustands der Kruste (Abb. 9) kann aus den Schweredaten ein globales Krustenmodell berechnet werden (Konopliv et al., 1998). Als Randbedingungen gelten die aus seismischen Messungen im Bereich der Apollo-Landestationen abgeleitete mittlere Krustendicke von 60 km und ein Dichtemodell, das an der Oberfläche aus zur Erde transportiertem Mondgestein und in größeren Tiefen aus der Konversion von seismischen Geschwindigkeiten in Dichtewerte abgeleitet wurde. Ein derartiges Dichtemodell zeigt der Krustenschnitt in Abb. 12. Das globale Krustenmodell zeigt ein isostatisches Verhalten mit Krustendicken von 50–70 km für die Vorderseite und 100–115 km für die Rückseite, entsprechend den größeren Höhen (Abb. 10a). Damit wird die oben erwähnte Dichotomie zwischen Vorder- und Rückseite unterstrichen (vgl. Abb. 8b).

Es folgt jetzt eine Diskussion der besonderen Rolle der Marebecken. Die jüngeren, kreisrunden Becken mit deutlich ausgeprägten Randgebirgen sind vor 3.8–4.0 Milliarden Jahren durch riesige Meteoriteneinschläge ausgeräumt worden (vgl. Abb. 10a). Danach füllten sie sich bis vor etwa 3 Milliarden Jahren mit Schmelzen aus dem Mantel (Aufschmelzung durch den Druckimpuls und Dekompression durch die Beckenausräumung). Spätere vereinzelte vulkanische Phasen sind auf bis vor 2.5–2.0 Milliarden Jahre datiert worden (s. a. Oberst et al., 1999). Die resultierenden Beckentiefen erreichen 2–3 km. Damit stellen diese Marebecken die größten Impactstrukturen dar; Mikroimpakte erzeugen am anderen Ende der Größenverteilung Krater von Millimetergröße. Kleinere Krater bis etwa 20 km Durchmesser zeigen eine Proportionalität des Durchmessers mit der Kratertiefe und eine negative Schwereanomalie. Bei größeren Durchmessern nehmen Tiefe und negative Schwereanomalie nicht mehr so stark zu. Es kommt zur Ausbildung eines Zentralberges; noch größere Krater zeigen einen inneren Ring bis hin zur Ausbildung eines Multiringkraters (siehe Oberst et al. 1999; Melosh, 1989). Oberhalb von einigen 100 km Durchmesser gibt es Hinweise aus der Morphologie und den Schweredaten auf Kompensationsprozesse wie die Anhebung der Krusten-Mantel-Grenze oder die Intrusion von Mantelschmelzen in die Kruste bis zur Oberfläche (s. u. die Diskussion der Mascon-Maria). Die älteren irregulären Maria, wie das Mare Tranquillitatis, haben geringere Beckentiefen von 1–2 km und Schwereanomalien von wenigen 10 mGal; das läßt auf isostatische Verhältnisse schließen.

Von besonderem Interesse sind die Mascon-Maria mit positiven Schwereanomalien von einigen 100 mGal. Das ist unge-

wöhnlich, da in der Natur der Trend zum isostatischen Ausgleich besteht. Abb. 11 zeigt eine 3D-Darstellung von Topographie und Schwere für das Mare Serenitatis unter Einschluß der neuesten Lunar-Prospector-Daten. Die Schwereanomalien erreichen über 400 mGal. Aus der Plateauform der Anomalie kann auf einen oberflächennahen Beitrag zum Mascon geschlossen werden. Man beachte auch das Minimum, welches das Maximum umrandet. Abb. 12 zeigt ein Krustenmodell für die Mascon-Maria Imbrium, Serenitatis und Crisium. Benutzt wurden die Daten einer niedrigen Flugbahn von 12–20 km Höhe der Kommandokapsel von Apollo 15. Die hohe Auflösung zeigt Schweresignale des Apenninen- und des Taurus-Littrow-Gebirges. Die Mascons werden durch drei Beiträge gebildet: (1) Marebasalte bis 7 km Dicke (oberflächennaher Beitrag zum Mascon), (2) Aufwölbung der Krusten-Mantel-Grenze, (3) Mischkruste aus Anorthositen und intrudiertem Mantelmaterial. Die Ränder weisen Krustenverdickungen auf, wodurch die Randminima der Schwere erklärt werden. Dieser Modellvorstellung liegt folgende Entwicklung der Impactbecken zugrunde:

- Phase I: Ausräumung des Beckens durch den Impact vor 3.8–4.0 10^9 Jahren, wobei in einigen Fällen sogar Mantelmaterial ausgeworfen wird.
- Phase II: Rückfederung der elastischen Lithosphäre unmittelbar nach dem Einschlag, wodurch die Beckentiefe reduziert und eine Aufwölbung des Mantels mit einem Beitrag zum Mascon erzeugt wird. Nuklearexplosionen haben gezeigt, daß während der Rückfederungsphase Material auch zu den Seiten transportiert wird, wodurch die Krustenver-

dickung an den Rändern erklärt werden kann.

- Phase III: Weitere Beiträge zum Mascon durch Aufstieg von Mantelmaterial in die Kruste und Füllung der Becken durch Marebasalte bis vor etwa 3 Milliarden Jahren mit vereinzelt Lavaflüssen bis vor 2.5–2.0 Milliarden Jahre.
- Eine Phase IV kann vermutet werden: Die Mascons erzeugen Spannungen in der Kruste und im obersten Mantel, die sich durch die in Abschnitt 2 beschriebenen, seltenen Flachbeben (HFTs) entladen (Abb. 6). Das würde die Konzentration zumindest dieser Beben in den Maregebieten erklären.

Zwei weitere Beobachtungen sollen in diesem Zusammenhang genannt werden:

- Die meisten Mascon-Maria werden von Grabenstrukturen umgeben. Das ist mit dem Krustenmodell in Abb. 12 vereinbar. Sowohl das zentrale Mascon als auch die verdickte Kruste am Marerand erzeugen Dehnungsspannungen am Rand des Marebeckens und können damit zu Grabenbrüchen führen.
- An den Marerändern wurden zahlreiche vorübergehende Albedoveränderungen und Leuchterscheinungen (lunar transient phenomena), möglicherweise im Zusammenhang mit Gasausbrüchen, beobachtet (umstritten).

Mit den neuen globalen Datensätzen der Clementine- und der Lunar-Prospector-Missionen (Abb. 10) ergibt sich für die großen Impactbecken folgendes Bild:

- (1) Die alten irregulären Maria der Vorderseite (wobei es nicht sicher ist, ob sie

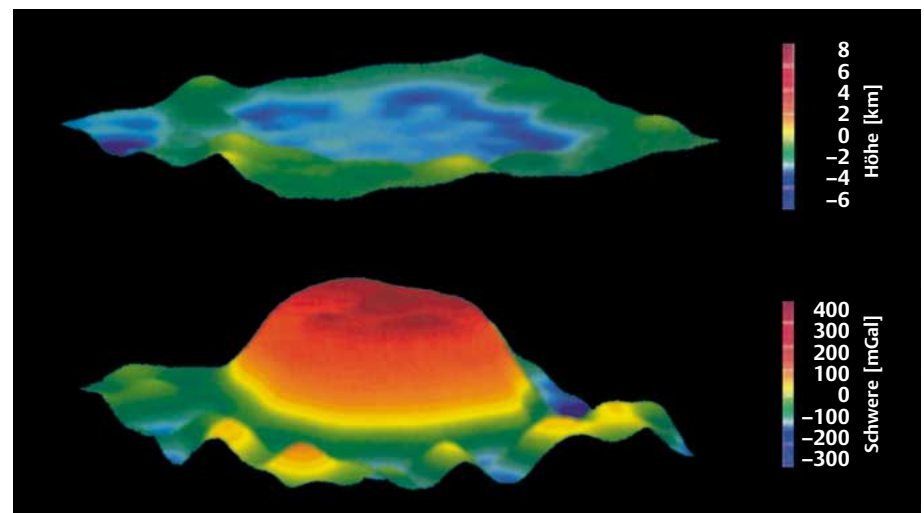


Abb. 11: Topographie (oben) und Schwereanomalien des Mare Serenitatis. Bläuliche Farben zeigen topographische Depressionen bzw. Schwereminima, rötliche bis bräunliche Farben topographische Erhebungen bzw. Schweremaxima an. (Konopliv et al., 1998)

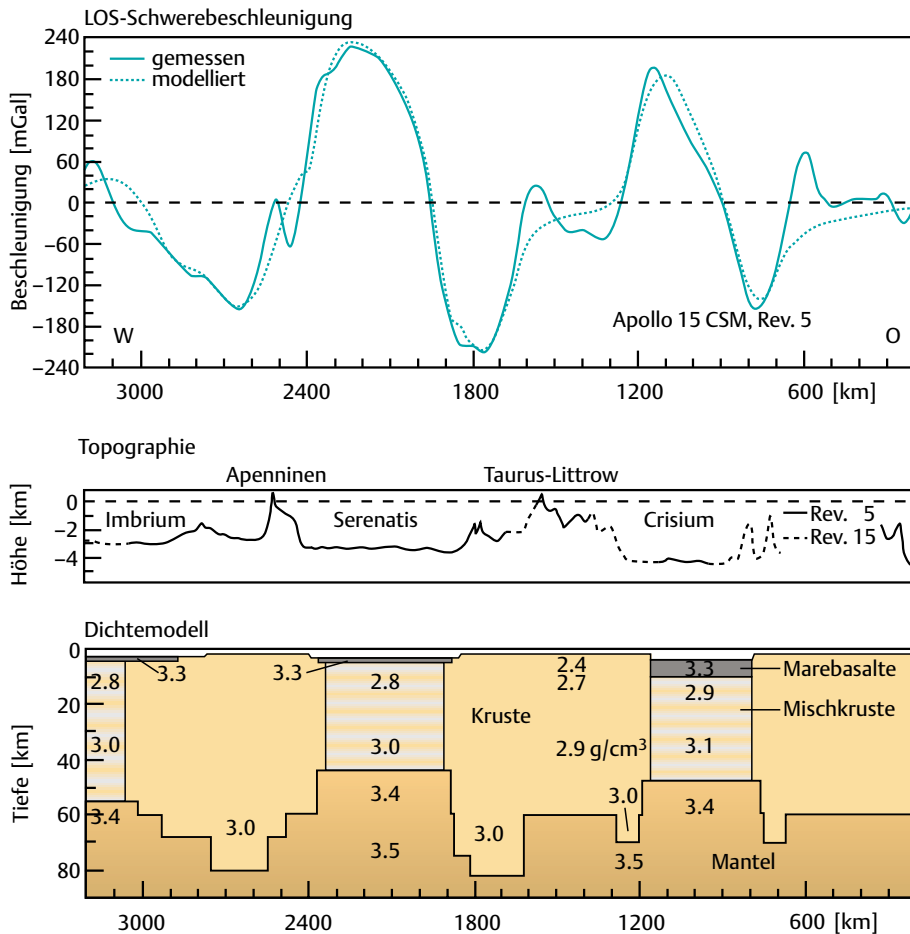


Abb.12: Krustenmodell für die Mascon-Maria Imbrium, Serenitatis und Crisium (s. Abb. 10). Die Schweredaten stammen vom Command and Service Module (CSM) der Apollo-15-Mission bei einer Flughöhe von 12–20 km, und vom Lunar-Orbiter-Satelliten (LOS-Beschleunigungen, siehe Abschnitt 3). Oben: Schwereschleunigung (gemessen und berechnet); Mitte: Höhenprofil (Topographie); Unten: Abgeleitetes Dichtemodell (Janle, 1981).

auch alle durch Einschläge entstanden sind) und die meisten Becken der Rückseite, darunter auch das Südpol-Aitken-Becken, zeigen eine starke Tendenz zu isostatischem Gleichgewicht.

(2) Die meisten Becken der Rückseite sind nicht mit Marebasalten gefüllt. Ursache könnte die dickere Kruste sein, aber auch das relativ zum Figurenzentrum näher zur Erde liegende Massenzentrum, wodurch die Äquipotentialfläche, die aufsteigende Magmen erreichen können, auf der Vorderseite näher an der Oberfläche liegt (Abb. 8b).

(3) Einige Becken auf der Rückseite, z.B. das Mare Moscovienne, weisen Mascons auf.

Da die alten irregulären Becken der Vorderseite keine Mascons besitzen, kann geschlossen werden, daß bei ihrer Bildung vor mehr als $4 \cdot 10^9$ Jahren die Lithosphäre zu dünn war, um Massenüberschüsse zu tragen. Mascons konnten erst bei jüngeren Becken seit etwa $3.8\text{--}3.6 \cdot 10^9$ Jahren Bestand

haben. Aus Belastungsmodellen der elastischen Lithosphäre haben Solomon und Head (1980) für die älteren Mascon-Maria elastische Lithosphärendicken um 60 km mit einer Zunahme der Dicke auf 100–150 km bei $3.2\text{--}3.0 \cdot 10^9$ Jahren berechnet. Wie in Abschnitt 2 gezeigt, beträgt die Lithosphärenmächtigkeit nach seismologischen Daten heute etwa 800–1000 km. Diese Zunahme der Lithosphärendicke spiegelt die thermische Entwicklung des Mondkörpers, d.h., seine Auskühlung, wider (siehe Teil 2, Abb. 18).

Aus den langwelligen Anteilen des Schwerfeldes kann der Trägheitsfaktor eines planetaren Körpers bestimmt werden. Dieser liefert eine sehr gute Randbedingung für den Schalenbau des Körpers, insbesondere für die Abschätzung der Kerngröße. Dieses Thema wird zu Beginn des zweiten Teils diskutiert. Dort geht es um globale Dichtemodelle, Untersuchungen des Magnetfeldes und Modelle zur elektrischen Leitfähigkeit und Temperatur des Mondes. Die mögliche Existenz eines Ei-

senkerns erweist sich dabei als »Kernfrage« sowohl für den Aufbau als auch für die Entstehung des Mondes. □

Literatur

- Dreibus-Kapp, G., Schultz, L.: Chemismus und Bildung des Erdmondes. SuW **38**, 742 [9/1999].
- Goins, N.R.: The Internal Structure of the Moon. Ph. D. thesis, Massachusetts Inst. of Technology, Cambridge 1978.
- Goins, N.R., Toksöz, M.N., Dainty, A.M.: Seismic structure of the lunar mantle: an overview. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 9th, 3575-3588, 1978.
- Günter, T.: Apollo 11 und der Wettlauf zum Mond. SuW **38**, 548 [6-7/1999].
- Hood, L.L.: Geophysical constraints on the lunar interior. In: Hartmann, W.K., Phillips, R.J., Taylor, G.J. (Hrsg.): Origin of the Moon. Seiten 361–410, 1986.
- Hood, L.L., Sonett, C.P.: Limits on the lunar temperature profile. Geophys. Res. Lett. **9**, 37–40, 1982.
- Janle, P.: A crustal gravity model of the Mare Serenitatis- Mare Crisium area of the Moon. J. Geophys. **49**, 57-65, 1981.
- Janle, P.: Der Planet Mars, Teil 1. SuW **32**, 102 [2/1993].
- Janle, P.: Vulkanismus im Planetensystem, Teil 1: Erde und Mars. SuW **35**, 20 [1/1996].
- Konopliv, A.S., Binder, A.B., Hood, L.L., Kucinskias, A.B., Sjogren, W.L., Williams, J.G.: Improved gravity field of the Moon from Lunar Prospector. Science **281**, 1476-1480, 1998.
- Lammlin, D.R.: Lunar seismicity and tectonics. Phys. Earth Planet. Int. **14**, 224-273, 1977.
- Lang, K.R., Whitney, C.A.: Planeten, Wanderer im All. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, 1993.
- Meissner, R., Janle, P.: Planetology of terrestrial planets. In: Fuchs, K., Soffel, H. (Hrsg.): Landolt-Börnstein, New Series, Group V, Vol. 2a, 379–417, 1984.
- Melosh, H.J.: Impact Cratering. Oxford University Press, New York 1989.
- Muller, P.M., Sjogren, W.L.: Mascons: lunar mass concentrations. Science **161**, 680-684, 1968.
- Nakamura, Y.: HFT events: shallow moonquakes. Phys. Earth Planet. Int. **14**, 217–223, 1977.
- Nakamura, Y.: Seismic velocity structure of the lunar mantle. J. Geophys. Res. **88**, 677-686, 1983.
- Nakamura, Y., Latham, G.V., Dorman, H.J.: Apollo lunar seismic experiment – Final summary. Proc. Lunar Planet. Sci. Conf. 13, Part 1, J. Geophys. Res. **87**, Suppl., A117-A123, 1982.
- Oberst, J., Jaumann, R., Hoffmann, H.: Von den Apollo-Landungen bis heute. SuW **38**, 648 [8/1999].
- Press, F., Siever, R.: Allgemeine Geologie. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg 1995.
- Schultz, L.: Planetologie. Birkhäuser, Basel 1993.
- Solomon, S.C., Head, J.W.: Lunar mascon basins: lava filling, tectonics, and evolution of the lithosphere. Rev. Geophys. Space Phys. **18**, 107-141, 1980.
- Spudis, P.D.: The Moon. In: Beatty, J.K., Peterson, C.C., Chaikin, A. (Hrsg.): The New Solar System. 4. Auflage, Seiten 125–140, Sky Publ. Corp., Cambridge, Mass. 1999.
- Toksöz, M.N., Press, F., Dainty, A.M., Anderson, K.R.: Lunar velocity structure and compositional and thermal inferences. The Moon **9**, 31–42, 1974.