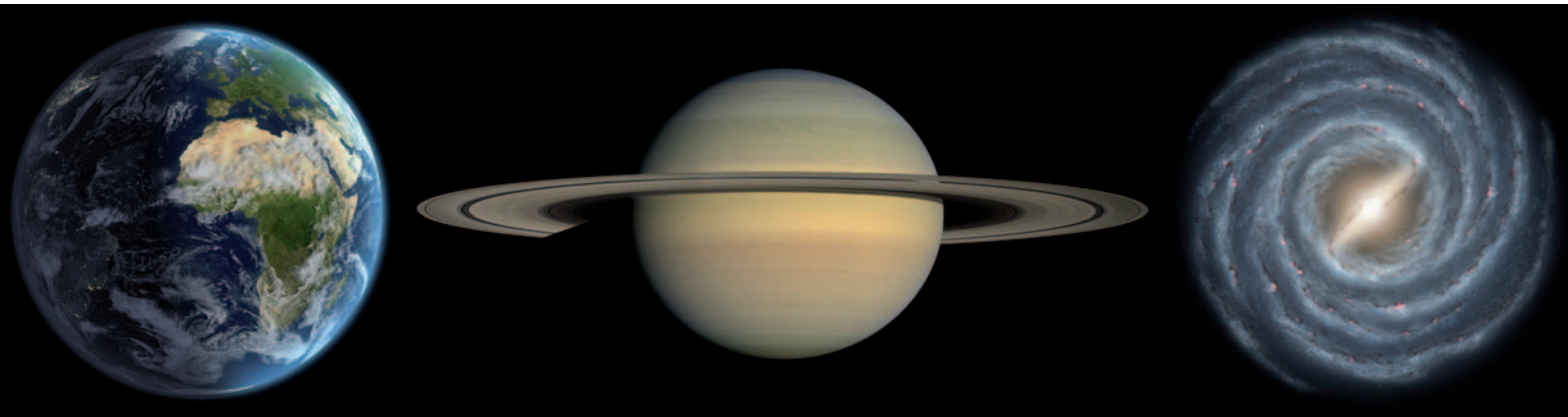


## Planetensystem und Aufbau der Erde

1	Urknall – Beginn der Geschichte von der Erde	18
2	Das Sonnensystem	20
	2.1 Planeten, Zwergplaneten und drei Zonen	21
	2.2 Orientierung im Raum – Gesetzmäßigkeiten	24
	2.3 Besucher aus dem All – Kometen und Meteorite	25
	2.4 Das älteste Material	27
	2.5 Kind zweier Eltern – der Mond	27
3	Die Erde entwickelt sich	29
	3.1 Aufheizung und Wachstum	29
	3.2 Differentiation und chemische Zonierung	29
4	Gravitation und Magnetfeld	31
	4.1 Das Gravitationsfeld der Erde	31
	4.2 Das Magnetfeld der Erde	33
	4.3 Haben auch die anderen Planeten ein Magnetfeld?	35





## Planetensystem und Aufbau der Erde

Unsere Erde ist Teil eines Planetensystems mit der Sonne als Zentrum. Die Position der Erde im Sonnensystem und die Existenz ihres Trabanten, des Mondes, waren wichtige Voraussetzungen für die Entwicklung von Leben auf unserem Planeten. Die Besonderheiten der Erde lassen sich jedoch nur erkennen und bewerten, wenn wir sie im Kontext weiterer Planeten betrachten.

### 1 Urknall – Beginn der Geschichte von der Erde

Der Urknall ist ein Modell der Entstehung des Universums. Alle Urmaterie und Strahlungen entstanden bei Explosionen und Kernverschmelzungen aus Materie mit fast unendlicher Dichte auf engstem Raum vor ca. 14 Mrd. Jahren. Nach Milliarden von Jahren der Erhaltung nach dem Urknall entstanden die ersten Sterne und Galaxien (↗ A1).

Hinweise für den Urknall sind die Entdeckung der kosmischen Hintergrundstrahlung, die in allen Raumrichtungen gleich stark ist, und eine konstante Temperatur, die überall  $-270,43\text{ °C}$  (also  $2,7\text{ °C}$  über dem absoluten Nullpunkt) beträgt. Daraus wird von Kosmologen geschlossen, dass das Universum im Anfangszustand überall die gleiche Temperatur gehabt haben muss. Gleichzeitig dehnt sich das Universum aus: Je weiter eine Galaxie von uns entfernt ist, desto schneller bewegt sie sich von uns fort.

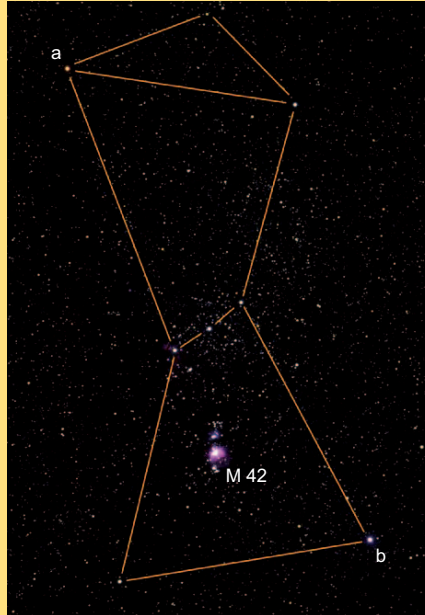
Der Raum, den heute das Sonnensystem einnimmt, war zunächst ausgefüllt mit einer riesigen Wolke aus Gas und Staub, die sich aufgrund ihrer eigenen Schwerkraft verdichtete

(↗ A2). Wenn zwei Gas- oder Staubteilchen sich relativ zueinander, also nicht exakt aufeinander zu bewegen, so hat jedes bezüglich des anderen einen Drehimpuls. Man nimmt an, dass sich bei Bewegung der Teilchen deren Drehimpulse nicht alle gegenseitig aufgehoben haben und sich bei der Verdichtung der Gas- und Staubwolke eine Drehbewegung eingestellt hat. Je kompakter sich der entstehende Körper verdichtete, desto schneller drehte er sich, vergleichbar dem Pirouetteneffekt (Drehimpulserhaltung, z. B. bei Eiskunstläufern sichtbar: Je näher die Masse zur Rotationsachse verlagert wird, desto schneller wird die Drehung). Die Wolke aus Gas und Staub verdichtete sich immer weiter, rotierte also immer schneller und begann dabei ein Zentrum herauszubilden, in dem sich mehr und mehr Materie sammelte. Das Ganze muss ausgesehen haben wie eine Scheibe, mit einer langsam anwachsenden Wölbung in der Mitte und nach außen hin immer dünner, immer gasförmiger werdend. Durch die Materiekonzentration im Zentrum aufgrund der Gravitation stieg hier die Temperatur an und erhöhte

## Fixsterne

„Fixstern“ (von lat. *stellae fixae* = fest stehende Sterne) ist eine aus der Antike stammende Bezeichnung für die unverrückbar am Nachthimmel stehenden Sterne, die den Sternenhimmel bilden. Durch ihre scheinbare Unverrückbarkeit bilden sie die uns bekannten Sternbilder und Konstellationen. Davon wurden historisch die „Wandelsterne“, die Planeten, unterschieden, die innerhalb kurzer Zeiträume ihre Position verändern. Tatsächlich besitzen die „Fixsterne“ ebenfalls eine Eigenbewegung, wie bereits der englische Astronom und Geistliche James Bradley im Jahr 1728 erkannte. Die Bezeichnung „Fixsterne“ ist deswegen unpräzise, heute nicht mehr gebräuchlich und wurde durch Sterne ersetzt.

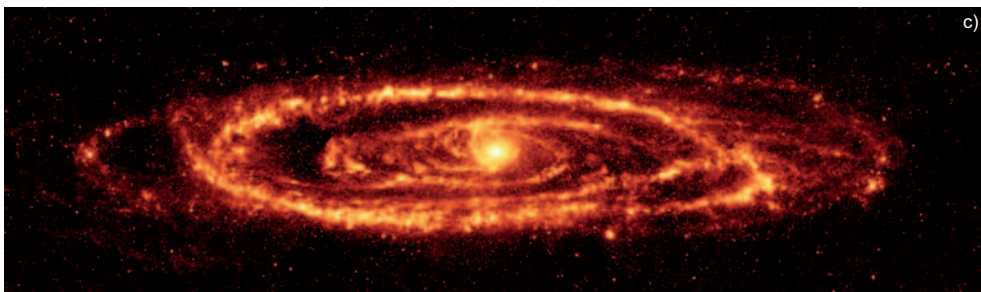
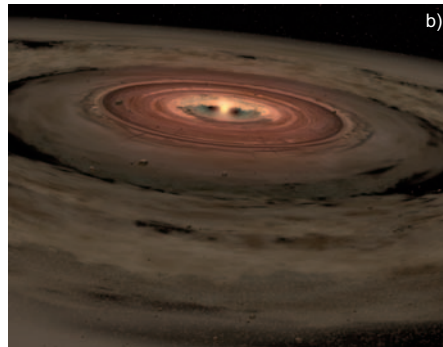
Mit bloßem Auge können am gesamten Himmel an die 6.000 Sterne wahrgenommen werden, davon etwa die Hälfte gleich-



zeitig von einem Ort auf der Erde aus. Die meisten Sterne sind jedoch entweder zu lichtschwach, zu weit entfernt oder von anderen astronomischen Objekten verdeckt, um sie erkennen zu können.

**A1 | Sternbild des Himmelsjägers Orion.** Zwei seiner „Fixsterne“ zählen zu den hellsten Sternen am Abendhimmel: (a) Beteigeuze, der Stern oben links, und (b) Rigel unten rechts. Nahe dem Zentrum dieses Vierecks findet man drei aufgereifte Sterne, die den Gürtel des Orion bilden. Unterhalb vom Gürtel ist der bekannte Orionnebel (M 42), eine gigantische Wolke aus interstellarem Gas und Staub. Trotz seiner großen Entfernung von ca. 1.500 Lichtjahren ist er als nebliger Fleck mit bloßem Auge sichtbar.

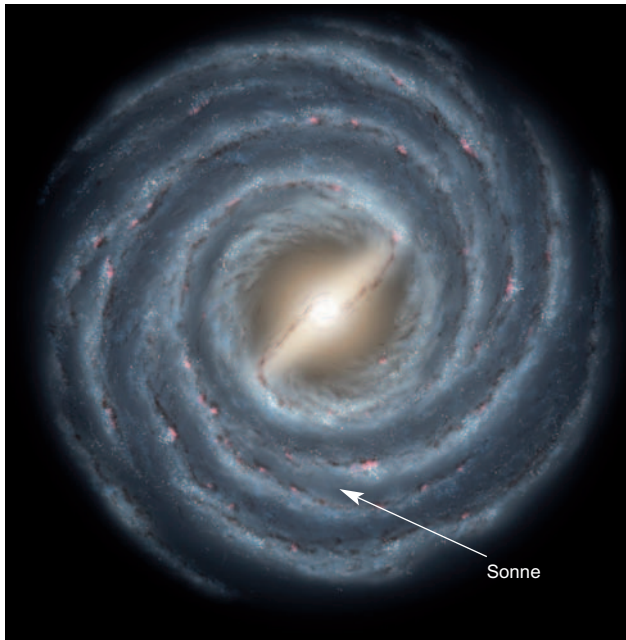
Exkurs



**A2 | Modell zur Entstehung des Sonnensystems.**  
**a)** Eine langsam rotierende Wolke von interstellarem Gas und Staub beginnt sich zusammenzuziehen, und es bildet sich ein Vorläufer der Sonne. Diese Prozesse laufen z. Zt. im Orionnebel ab. Dieser besteht aus einer Wolke aus Gas und Staub.  
**b)** Die Kontraktion hat eine raschere Rotation zur Folge. Dadurch entsteht ein scheibenförmiges Gebilde aus Gas und Staub.  
**c)** Es bilden sich die Vorläufer der Planeten, die sich um ihre eigene Achse und um die Sonne drehen, wie z. Zt. im Andromedanebel.

sich immer mehr, bis eine gewaltige Kernfusion zündete. Im Zentrum der Wolke bildete sich ein Zentralstern (eine massereiche, selbstleuchtende Gaskugel). Der Rest des Nebels kühlte langsam ab, und es bildeten sich durch die Akkretion (Anhäufung)

von kleineren Staubpartikeln durch chemische Bindungen oder Oberflächenhaftung sogenannte Planetesimale, also Konzentrationen von Staub. Nach Erreichen eines Durchmessers von > 1 km vereinigen sich einzelne Planetesimale aufgrund der Gravi-



**A3** | Die gesamte Galaxie stellt man sich als scheibenförmige Spirale vor, in deren Innerem sich ein Balken von hellen Sternen befindet. Der Balken hat eine Ausdehnung von 27.000 Lichtjahren (1 Lichtjahr =  $9,5 \times 1.012$  km). Vom Ende des Balkens gehen Spiralarme aus. Dieses Modell unserer Galaxie wird daher Balkenspiralgalaxie genannt. Unsere Sonne mit den Planeten (Pfeil) befindet sich weit außen in einem der Spiralarme und ist etwa 26.000 Lichtjahre vom Zentrum entfernt. Für einen Umlauf um das Zentrum der Galaxie, das sogenannte Galaktische Jahr, benötigt sie 220 – 240 Mio. Jahre, was einer Rotationsgeschwindigkeit von etwa 220 km/s entspricht. Wir sehen mit der Milchstraße aber nur einen kleinen Ausschnitt unserer Galaxie – das große Ganze bleibt verborgen, weil wir mittendrin stecken.

tationswirkung mit anderen. Die größten dieser Körper, die um mindestens einen Zentralstern kreisen, werden als Planeten bezeichnet. Im Gegensatz zu den Sternen laufen im Inneren der Planeten keine Kernfusionsprozesse ab.

Alle am Himmel sichtbaren Sterne gehören zu einem großen System, einer Galaxie. Die Galaxie, in der sich unsere Sonne mit ihren Planeten befindet, nennen wir Milchstraße (↗ A4). Sie ist aber nur eine von vielen Gala-

**A4** | Bei klarem Nachthimmel ist die Milchstraße gut sichtbar (Aufnahme im Isarwinkel).

xien im Universum. Die Milchstraße hat die Form einer vier- oder fünfarmigen so genannten Balkenspiralgalaxie (↗ A3). Unsere Galaxie besteht aus etwa 300 Mrd. Sternen und großen Mengen interstellarer Materie, die nochmals 600 Mio. bis einige Mrd. Sonnenmassen ausmacht.

Bis zur Entdeckung der ersten extrasolaren Planeten im Jahre 1992 galt unsere Sonne als einziger Zentralstern, der von Planeten umkreist wird. Bis Anfang 2006 zeigte sich, dass nur etwa 7 % der Zentralsterne Planeten haben; entdeckt waren 14 Systeme mit zwei, fünf Systeme mit drei und zwei Systeme mit vier Planeten. Außer unserem Sonnensystem ist kein Planetensystem mit mehr als vier Planeten bekannt.



„Mein Vater erklärt mir jeden Sonntag unseren Nachthimmel“.

Eselsbrücke, um sich die Reihenfolge der Planeten von der Sonne aus zu merken:

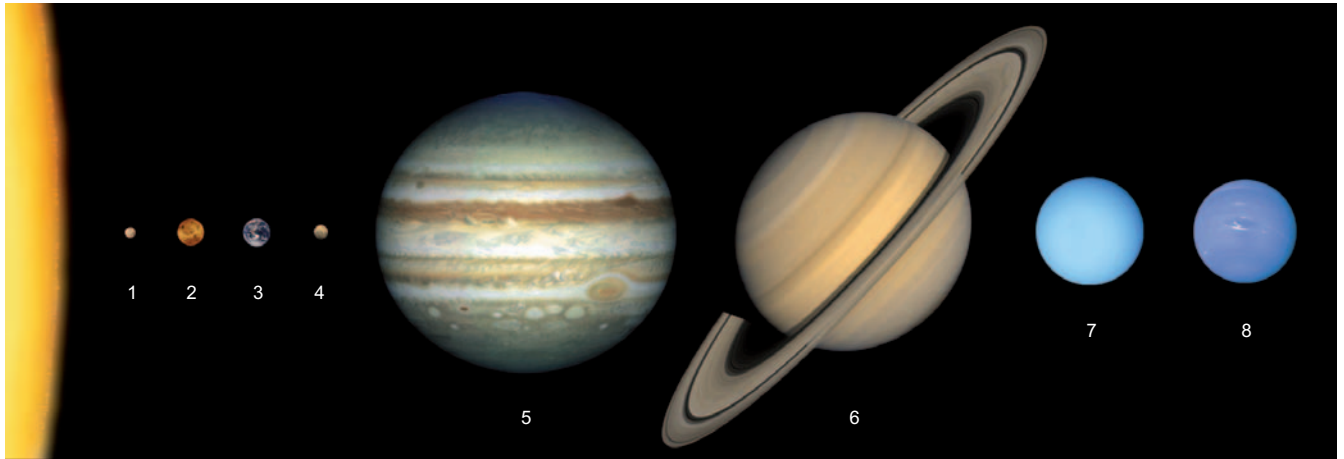
Merkur –  
Venus –  
Erde –  
Mars –  
Jupiter –  
Saturn –  
Uranus –  
Neptun

## 2 Das Sonnensystem

Die Sonne nimmt durch ihre gewaltige Masse das Zentrum des Sonnensystems als Zentralstern ein. In ihr sind fast 99,9 % der Gesamtmasse des Systems konzentriert. Auch ihr Durchmesser überragt mit etwa 1,39 Mio. km alle anderen Planeten bei weitem.

Die größten Objekte, die sich um die Sonne bewegen, sind die acht Planeten: Merkur,

Venus, Erde, Mars, Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun. Innerhalb der von den einzelnen Planeten (↗ A5, ↗ Tabelle A1) beherrschten Raumbereiche – sogenannte Hill-Sphären – befinden sich, außer bei Merkur und Venus, kleinere Himmelskörper als umlaufende Begleiter. Nach dem altbekannten Mond der Erde werden sie analog ebenfalls als Monde, aber auch gleichbedeutend für



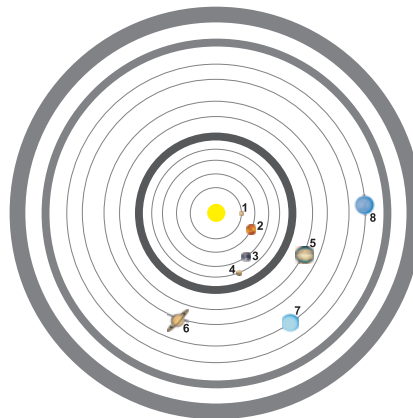
Begleiter als Trabanten oder Satelliten bezeichnet. Sie sind bis auf den Erdmond und den Plutomon Charon wesentlich kleiner als der Himmelskörper, den sie umkreisen. Eine definitive untere Grenzgröße, ab der man nicht mehr von einem Mond spricht, wurde offiziell noch nicht festgelegt.

Weitere Bestandteile des Sonnensystems sind Millionen von Asteroiden (auch Planetoiden oder Kleinplaneten genannt) und Kometen, die vorwiegend in drei Zonen des Sonnensystems anzutreffen sind (↗ A6):

1. Der Asteroidengürtel, der sich zwischen den Bahnen von Mars und Jupiter befindet. Der Großteil der Asteroiden unseres Sonnensystems befindet sich in diesem Bereich.
2. Der Kuipergürtel, der sich außerhalb der Neptunbahn befindet.
3. Die Oort'sche Wolke, die das Sonnensystem schalenförmig in einem Abstand von etwa 1,5 Lichtjahren umschließt. Sie enthält Gesteins-, Staub- und Eiskörper unterschiedlicher Größe, die bei der Entstehung des Sonnensystems übrig geblieben waren und sich nicht zu Planeten zusammenschlossen. Die Oort'sche Wolke bildet damit den äußeren Rand unseres Sonnensystems.

### 2.1 Planeten, Zwergplaneten und drei Zonen

Planeten, die wie die Erde eine feste Oberfläche haben, werden tellurische Planeten genannt. Allen tellurischen Planeten ist gemein, dass sie im Gegensatz zu den Gasplaneten



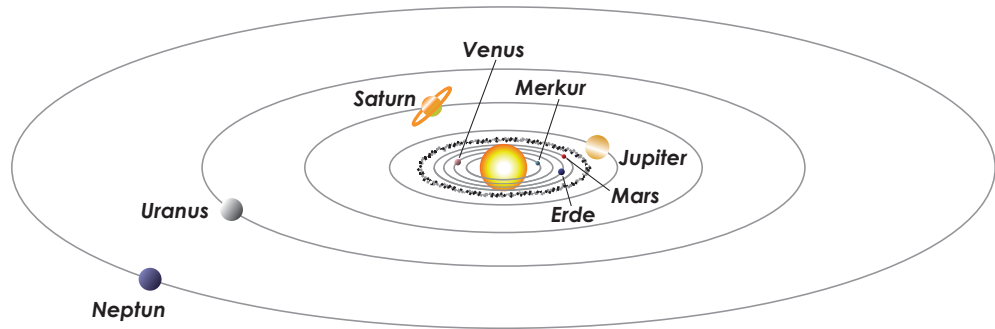
relativ klein sind (der größte von ihnen ist die Erde). Im Sonnensystem gibt es vier von ihnen: Merkur, Venus, Erde und Mars – sie werden auch als innere oder erdähnliche Planeten bezeichnet und bewegen sich auf einer Umlaufbahn nahe der Sonne(↗ A5, ↗ A7).

Chemisch gesehen sind die inneren Planeten relativ arm an Wasserstoff und Helium, den beiden Elementen, die in der Sonne und in den meisten Sternen ca. 98 % der Gesamtmasse ausmachen. Der Grund für den geringen Anteil an Wasserstoff und Helium liegt darin, dass die inneren Planeten dort entstanden, wo es heiß war. Die leichtflüchtigen Bestandteile konnten nicht kondensieren und damit zurückgehalten werden – und wurden durch Sonneneinstrahlung und Sonnenwind einfach weggeblasen. Auf diese Weise erreichten die inneren Planeten ihre endgültige Größe, indem sich Materie mit hohen Verdunstungstemperaturen auf ihnen ansammelte. Sie bestehen deshalb aus schweren Metallen wie etwa Eisen und anderen Verbindungen höherer Dichte. Die inneren Planeten entwickelten sich so zu dichten Gesteinsplaneten.

**A5** | Maßstabsgetreue Darstellung der Planeten-Größen des Sonnensystems (links rot-gelb – die Sonne): 1 – Merkur, 2 – Venus, 3 – Erde, 4 – Mars, 5 – Jupiter, 6 – Saturn, 7 – Uranus, 8 – Neptun (Entfernungen nicht maßstabsgetreu).

**A6** | Vorkommen von Asteroiden und Kometen in 3 Zonen des Sonnensystems: Asteroidengürtel, Kuipergürtel und Oort'sche Wolke (von innen nach außen).

A7 | Das Sonnensystem. Das Bild zeigt die relativen räumlichen Verhältnisse der Sonne und der Planeten zueinander. Der Asteroidengürtel trennt die inneren erdähnlichen Planeten von den äußeren Gasplaneten. Die Tatsache, dass die Umlaufbahnen aller Planeten in nahezu derselben Ebene liegen, ist ein Hinweis auf eine gleichzeitige Entstehung aus einer rotierenden Gas- und Staubwolke (➔ A2).



Drei der tellurischen Planeten (Venus, Erde, Mars) besitzen eine Atmosphäre. Diese ist aus Gasen aufgebaut, die vom Schwerefeld des Himmelskörpers festgehalten werden. Merkur, der der Sonne am nächsten steht, besitzt keine Atmosphäre. Der Grund liegt in der geringen Masse und der geringen Entfernung zur Sonne, die einerseits eine geringe Anziehungskraft der Gasmoleküle und andererseits eine große Hitze auf dem Merkur verursachen. Die Gasmoleküle können nicht lange festgehalten werden und entweichen ständig in den Weltraum. Merkur ist für seine Größe dennoch ungeheuer schwer. Dies geht möglicherweise auf eine Kollision mit einem Asteroiden zurück, durch die er

einen Großteil seiner leichteren (äußeren) Gesteinsschichten verlor. Übrig blieb vor allem der massive und schwere Metallkern, der ca. 80 % seiner Gesamtmasse umfasst.

Der größte Teil der leichtflüchtigen Stoffe wie etwa Sauerstoff, Helium, Wasser, Methan und Ammoniak entwich bei der Entstehung der Planeten in die kälteren äußeren Regionen des Sonnensystems jenseits des Asteroidengürtels und kondensierte dort zu den großen Gasplaneten Jupiter, Saturn, Uranus und Neptun (➔ A5). Im Gegensatz zu den inneren Planeten bestehen sie nicht aus Gestein. Nur in ihrem Inneren befindet sich ein harter Kern, der aufgrund seiner Schwerkraft sehr stark komprimiert und extrem heiß ist. Die beiden Gasriesen Jupiter und Saturn waren groß genug und auch ihre Gravitationskräfte reichten aus, um alle Bestandteile der solaren Urmaterie zusammenzuhalten. Sie besitzen keine feste Oberfläche; dichte und ausgedehnte Atmosphären liegen über einem mächtigen Mantel aus Flüssigkeit, der zum Teil aus metallischem Wasserstoff besteht. Metallischer Wasserstoff entsteht, wenn Wasserstoff hohem Druck ausgesetzt ist und deswegen eine Änderung des Aggregatzustandes durchläuft. Die kleineren Gasplaneten Neptun und Uranus ähneln in ihrem Aufbau den beiden Riesen.

Pluto ist ein tellurischer Zwergplanet und das prominenteste Objekt des sogenannten Kuipergürtels, einer scheibenförmigen Region, die sich im Sonnensystem außerhalb der Neptun-Bahn erstreckt und schätzungsweise mehr als 70.000 Objekte mit einem Durchmesser von mehr als 100 km beherbergt. Pluto ist etwas kleiner als der Erdmond und bewegt sich sehr elliptisch um die Sonne. Als

### Definitionen: Planet und Zwergplanet

Von der Definition **Planet** hängt es ab, wie viele Planeten unser Sonnensystem zur Zeit hat. Im Jahr 2006 wurde von der „International Astronomical Union“ (IAU) die folgende Definition beschlossen:

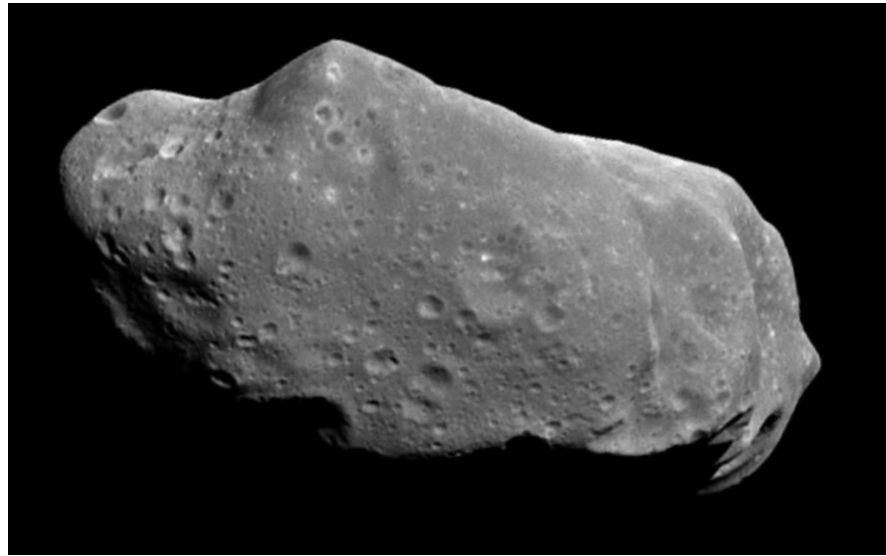
- Planeten sind Himmelskörper auf einer Umlaufbahn um einen Stern.
- Planeten haben aufgrund ihrer Masse und der dadurch bedingten Eigengravitation eine annähernd runde Form.
- Planeten „befreien“ ihre Umgebung von anderen Objekten.

Weiterhin wurde bei diesem Treffen der Status **Zwergplanet** eingeführt. Gemäß Beschluss ist ein Zwergplanet ausdrücklich kein Planet. Damit ist Pluto, der sich im Kuipergürtel mit anderen Himmelskörpern bewegt, per Definition nicht ein Planet, sondern ein Zwergplanet.

Nicht alle Astronomen erkennen die IAU als ihre Vereinigung an, und damit auch nicht die Entscheidungen, die von ihren Mitgliedern getroffen werden. Daher kursieren etliche unterschiedliche Auffassungen zu der Frage „Wie viele Planeten hat unser Sonnensystem?“ Einige Wissenschaftler wollen Pluto als neunten Planeten erhalten, andere wollen neben Pluto auch die anderen zwei größten Objekte aus dem Asteroidengürtel, Ceres und Eris, zu Planeten erheben.

„Bahnbrecher“ kreuzt er dabei die Umlaufbahn des Planeten Neptun, etwas, was ihn von den acht Planeten unterscheidet. Er galt von seiner Entdeckung 1930 bis zum 24. August 2006, der Neudefinition des Status „Planet“, als der neunte und entfernteste Planet des Sonnensystems. Er besteht aus einer Mischung aus Methan- und Wassereis sowie Gestein und besitzt drei Trabanten, die vermutlich auf eine Kollision mit einem Asteroiden zurückgehen.

Ende des 18. Jahrhunderts erkannten die Astronomen Johann Daniel Titius und Johann Elert Bode eine Gesetzmäßigkeit in den Abständen der Planeten von der Sonne. Diese Gesetzmäßigkeit wird Titius-Bodesche Reihe genannt und besagt, dass sich die Abstände zwischen den Himmelskörpern mit einer einfachen mathematischen Formel näherungsweise aus der Nummer der Planetenreihenfolge herleiten lassen. Die Formel weist auf einen weiteren Planeten zwischen Mars und Jupiter hin, einem Bereich in dem sich der Asteroidengürtel befindet – und so stellte man sich vor, dass die unzähligen Klein- und



Kleinplaneten in dem Asteroidengürtel Trümmer eines ursprünglich großen Planeten sein müssten. Heute wird angenommen, dass die Asteroiden (↗ A8) und ihre Vorgänger zusammengeballte Reste planetarer

**A8** | Der Asteroid Ida mit einem Durchmesser von mehr als 50 km umkreist die Sonne im Asteroidengürtel. Die Aufnahme wurde 1993 von der Raumsonde Galileo gemacht.

**Tabelle A1** | Daten für die Planeten, Zwergplaneten und Zonen des Sonnensystems (Stand 2007). AE = Astronomische Einheit (AE = 1 entspricht der mittleren Entfernung von der Erde zur Sonne und beträgt 149.597.870 km).

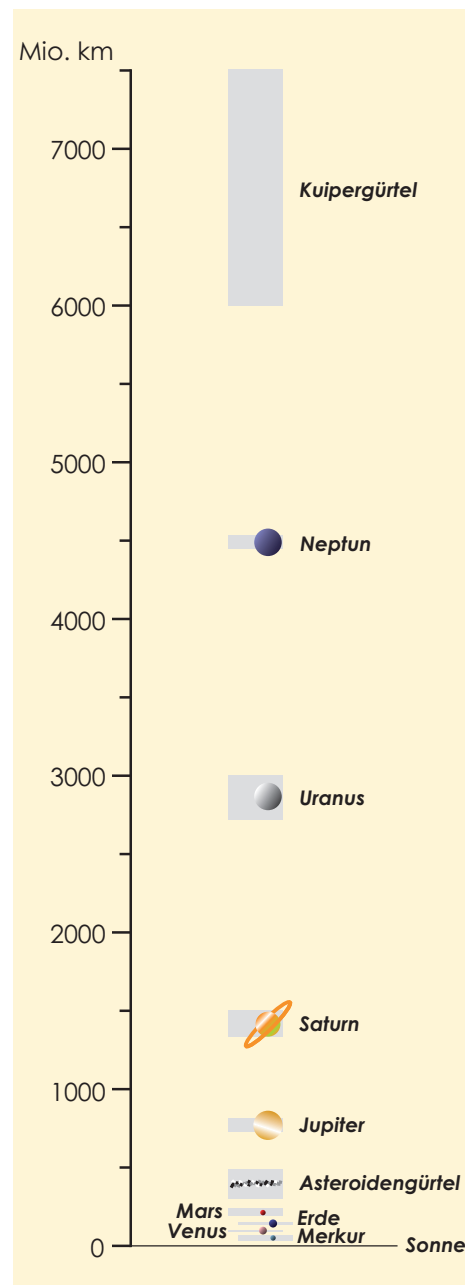
	Abstand zur Sonne	Umlaufzeit um die Sonne	Durchmesser am Äquator	Masse (Vielfaches der Erdmasse)	Anzahl der Monde
<b>tellurische Planeten:</b>					
1ter = Merkur	0,387 AE	88 Tage	4.878 km	0,05	-
2ter = Venus	0,723 AE	225 Tage	12.104 km	0,81	-
3ter = Erde	1 AE	1 Jahr	12.765 km	1	1
4ter = Mars	1,52 AE	1,88 Jahre	6.794 km	0,11	2
<b>Gasplaneten:</b>					
5ter = Jupiter	5,2 AE	11,8 Jahre	142.800 km	318	63
6ter = Saturn	9,54 AE	29,5 Jahre	12.000 km	95	56
7ter = Uranus	19,2 AE	84 Jahre	51.120 km	15	27
8ter = Neptun	30 AE	164,8 Jahre	49.528 km	17	13
<b>weitere Objekte:</b>					
Asteroidengürtel	2,0 - 3,4 AE				
mit Zwergplanet Ceres	2,8 AE	4,6 Jahre	975 km	0,0002	-
Kuipergürtel	30 - 50 AE				
mit Zwergplanet Pluto	39,53 AE	247,7 Jahre	2.300 km	0,002	3
mit Zwergplanet Eris (früher Xena genannt)	67,69 AE	557 Jahre	2.400 km	0,003	1
Oort'sche Wolke	300 - 100.000 AE				

Bausteine sind. Man nimmt an, dass Gravitationsstörungen, verursacht vor allem durch den Gasriesen Jupiter, die Bildung eines weiteren tellurischen Planeten verhinderten. Diese Gravitationsstörungen bewirken weiterhin, dass Asteroide ständig untereinander kollidieren, was zur Zertrümmerung Einzelner führt. Dabei können Bruchstücke in unabhängige Bahnen gelenkt werden – um möglicherweise anschließend als Meteorite auf einem Planeten einzuschlagen. Als Meteorite werden Festkörper außerirdischen Ursprungs bezeichnet, welche die Atmosphäre durchquert und den Erdboden erreicht haben.

## 2.2 Orientierung im Raum – Gesetzmäßigkeiten

Die Bahnen der Planeten unseres Sonnensystems haben eine Reihe auffälliger Eigenschaften, die weitgehend durch die Entstehungsbedingungen des Planetensystems geprägt wurden:

1. Die Planetenbahnen weichen nur geringfügig von einer kreisförmigen Bahn ab und weisen die Form einer Ellipse auf. Die Ellipsenbahnen haben nur kleine Exzentrizitäten (Abweichung von der Rundheit) (➔ A9).
2. Die Ellipsenbahnen liegen alle – inklusive dem Asteroidengürtel – nahezu in einer Ebene, d. h. ihre Ekliptik (Abweichung von der Ebene) ist gering.
3. Die Abstände der meisten Planeten (von Neptun) von der Sonne haben eine mathematische Beziehung (Titius-Bodesche Reihe).
4. Der Umlaufsinn in der Bahn ist für fast alle Planeten gleich und zudem noch im gleichen Sinne gerichtet wie die Rotation der Sonne um ihre eigene Achse. Dieser Drehimpuls ist ein Relikt aus der frühen Entstehungsphase des Sonnensystems. Nur Venus und Uranus rotieren „falsch herum“ (rückläufig) – vermutlich die Folge einer großen Kollision mit einem anderen Himmelskörper.
5. Die Geschwindigkeit der Planeten auf ihrer Umlaufbahn ist nicht konstant, sie ändert sich in Abhängigkeit von der Position zur Sonne: In Sonnennähe, dem Perihel, der den nächsten Punkt einer elliptischen Planetenbahn zur Sonne darstellt, haben sie die größte Geschwindigkeit; am entferntesten Punkt ihrer Bahn (dem Aphel) weisen die Planeten die geringste Geschwindigkeit auf (Drehimpulserhaltungssatz). Während die mittlere Entfernung der Erde zur Sonne 149.597.870 km (= 1 AE = Astronomische Einheit) beträgt, sind es im Perihel, den die Erde Anfang Januar erreicht, 147,1 Mio. km und im Aphel (Anfang Juli) 152,1 Mio. km. Je weiter der Planet von der Sonne entfernt ist, desto mehr Zeit benötigt er für einen Umlauf um die Sonne. Merkur bewegt sich mit 50 km/s, die Erde mit durchschnittlich 30 km/s, der sonnenfernere Mars mit 24 km/s, der Gasplanet Saturn mit 10 km/s um die Sonne.



A9 | Abstand der Planeten von der Sonne mit Darstellung der Schwankungsbreite (größter und kleinster Abstand) aufgrund der Elliptizität der Umlaufbahnen.



Eine weitere sehr wichtige Eigenschaft unseres Sonnensystems ist die außerordentlich dynamische Stabilität, die dazu beiträgt, dass unser Planetensystem über mehr als 4 Mrd. Jahre hinweg bestehen konnte. Während dieser Zeit haben sich die Planetenbahnen offenbar nicht wesentlich geändert. Aufgrund der Konstellation der Planetenbahnen zueinander üben die Planeten nur geringfügige Wechselwirkungen aufeinander aus, es gibt nur geringe gegenseitige gravitative Störungen der Planeten. Diese zeichnen sich durch leichte periodische Abweichungen der Bahnverläufe aus. Insgesamt beruht die Stabilität des Planetensystems auf zwei wesentlichen Eigenschaften: Auf der herrschenden Stellung der Sonne als zentrale Masse und auf den „wohlgeordneten“ Kepler'schen Planetenbahnen.

Wäre die Sonne nicht unser einziger zentraler Stern, so würde unser Planetensystem in relativ kurzer Zeit „auseinanderfliegen“. Gravitierende Systeme, also Systeme aus Massenkörpern mit Anziehungskraft, die aus mehr als zwei Körpern bestehen, sind im Allgemeinen nicht stabil – dies ist anhand der relativ kurzen Lebensdauer offener Sternenhaufen belegt. Solche Sternensysteme, die aus einigen hundert Sternen mit ungeordneten Bahnen bestehen, lösen sich innerhalb von wenigen 100 Mio. Jahren völlig auf, weil durch gravitative Störungen bei engen Begegnungen der Mitglieder ständig Sterne aus dem Haufen herausgeschleudert werden.

### 2.3 Besucher aus dem All – Kometen und Meteorite

Kometen bestehen überwiegend aus leichtflüchtigen Bestandteilen: Gefrorenem Wasser, Trockeneis, CO-Eis, Methan und Ammoniak mit Beimengungen aus Staub. Man bezeichnet sie deshalb auch als „schmutzige Schneebälle“. In Sonnennähe ist der meist nur wenige Kilometer große Kern von einer diffusen, nebligen, Koma genannten Hülle umgeben, die eine Ausdehnung von bis zu 100.000 km erreichen kann. Das auffälligste Kennzeichen der von der Erde aus sichtbaren Kometen ist jedoch der Schweif, der eine Länge von 10 bis 100 Mio. km erreichen kann. Bei einem Umlauf um die Sonne verliert ein Komet jedes Mal einen Teil seiner



Substanz. Das ist der Schweif, der immer sonnenabgewandt erscheint (➔ A10).

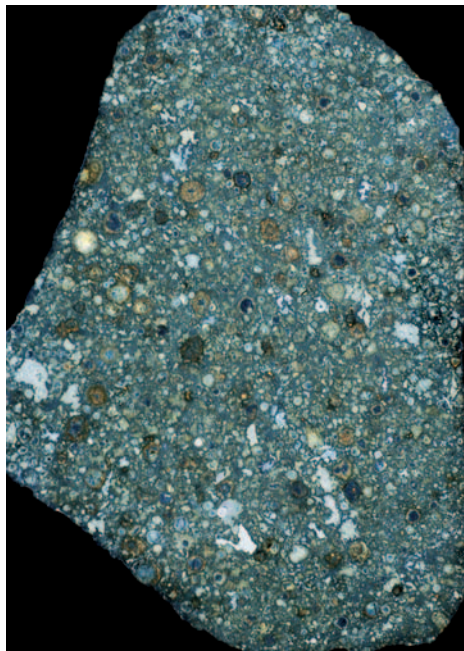
A10 | Komet Hale Bopp am 6. April 1997 aufgenommen bei Bremen.

Zahlreiche kleinste Kometen sind an den Rand des Sonnensystems gedrängt worden, wo sie eine riesige kugelförmige Hülle gebildet haben, die unter der Bezeichnung Oort'sche Wolke bekannt ist (➔ A6). Periodische Kometen umkreisen zumindest für einen gewissen Zeitraum mit einer stabilen Umlaufbahn die Sonne. Als aperiodische Kometen werden die bezeichnet, die aufgrund ihres Bahnverlaufes nicht wiederkehren oder deren genaue Bahn noch nicht bestimmt werden konnte. Die meisten der langperiodischen Kometen mit Umlaufzeiten von 200 bis zu 100 Mio. Jahren sind in der Oort'schen Wolke entstanden; kurzperiodische Kometen mit Umlaufzeiten unter 200 Jahren stammen vermutlich aus dem Kuiperergürtel.

Meteorite sind Festkörper außerirdischen Ursprungs. Wenn der Gesteinskörper noch durch das Sonnensystem fliegt, heißt er Meteoroid. Beim Eintritt in die Atmosphäre erzeugt er eine Lichterscheinung, die als Meteor bezeichnet wird; und wenn er nicht verglüht, sondern den Boden erreicht, wird er schließlich zum Meteorit.

Nach der Zusammensetzung unterscheidet man die Steinmeteorite, die Eisenmeteorite und die Stein-Eisenmeteorite, nach dem Gefüge die Chondrite und Achondrite. Chondrite sind aus den sogenannten Chondren aufgebaut; das sind schnell abgekühlte, meist unter einem Millimeter kleine Schmelztröpfchen aus Silikat, die aus dem heißen Gas des solaren Nebels kondensierten (↗ A11). Chondrite können bis zu 5 Gewichtsprozent Kohlenstoff in Form von organischen Verbindungen wie Kohlenwasserstoffe und Aminosäuren enthalten und werden dann kohlige Chondrite genannt. Man nimmt an, dass diese Chondrite in der frühesten Geschichte unseres Sonnensystems entstanden sind. Achondrite haben dieses Gefüge nicht und sind daher jüngeren Ursprungs.

**A11** | Polierte Scheibe des kohligen Chondriten Allende, der am 8. Februar 1969 über der mexikanischen Provinz Chihuahua niederging. Hauptbestandteil des graugrünen Bindemittels ist Olivin. Neben den millimetergroßen Chondren enthält Allende zahlreiche unregelmäßig begrenzte weiße Einschlüsse, die reich an Aluminium und Kalzium sind.



Im Volksmund werden kleine Meteore auch Sternschnuppen genannt, große heißen Boliden, Feuerkugeln oder Feuerbälle. Die meisten Lichterscheinungen werden von Teilchen erzeugt, die nur wenige Millimeter groß sind; sie verglühen beim Auftreffen auf die Erdatmosphäre vollständig. Der Leuchteffekt entsteht dabei aber nicht durch das Verglühen (denn in über 100 km Höhe ist die Luft dafür zu dünn), vielmehr werden durch die Bewegungsenergie Elektronen der Luftmoleküle auf ein höheres Energieniveau angehoben und strahlen diese Energie kurz darauf beim Zurückfallen als sichtbares Licht ab.

Meteorströme entstehen, wenn die Erde die Flugbahn eines Kometen (oder Asteroiden) kreuzt – ihre Auflösungsprodukte bringen die Lichteffekte hervor. Bekannte Meteorströme sind die Quadrantiden im Januar, die Leoniden im November sowie die Geminiden im Dezember. Die Perseiden, jedes Jahr zwischen dem 17. Juli und dem 24. August zu sehen, sind mit ca. 110 Meteoren pro Stunde die intensivsten auf der Erde sichtbaren Meteorströme.

Die Geschwindigkeit, mit der ein Meteorit in die Erdatmosphäre eindringt (Eintrittsgeschwindigkeit), hängt von seiner Flugrichtung relativ zur Erde ab. Auch die Umlauf- und Fluchtgeschwindigkeit der Erde (Geschwindigkeit, bei der ein Körper die Erde verließ, wenn er fortgeschleudert würde) haben einen Einfluss auf die Eintrittsgeschwindigkeit eines Meteoriten. Die höchste Geschwindigkeit (72 km/s) wird erreicht, wenn ein Meteorit frontal auf die Erde zufliegt, die geringste (12 km/s = 43.200 km/h = etwa 40-fache Schallgeschwindigkeit), wenn er der Erde hinterher fliegt. Wenn ein Meteorit eine bestimmte Größe hat, kann er von der Atmosphäre nicht mehr abgebremst werden und schlägt ungebremst auf die Erdoberfläche. Kleinere Meteorite (< 50 kg) verglühen in der Atmosphäre. Man geht davon aus, dass jährlich mindestens 50.000 Tonnen meteoritisches Material auf die Erde niedergeht.

Einer der bekanntesten Meteoritenkrater der Erde und der erste, der Anfang des 20. Jahrhunderts als solcher erkannt wurde, ist der Barringer-Krater in Arizona (USA). Er entstand vor ca. 50.000 Jahren durch den Einschlag eines ca. 63.000 Tonnen schweren Eisenmeteoriten, der mit einer geschätzten Geschwindigkeit von 15 km/s aufschlug. Der Krater hat einen Durchmesser von 1,3 km und ist über 100 m tief. In der Umgebung wurden ca. 20.000 Bruchstücke des Meteoriten gefunden. Neben den Schockwellen, die im näheren Umkreis alles Leben vernichteten, wurde eine Staubwolke aufgewirbelt, die die gesamte Erde umkreiste.

Der Rieskrater (Bayern/Baden-Württemberg) und das kleinere Steinheimer Becken (Baden-Württemberg) entstanden vor ca. 14,5 Mio. Jahren. (► Modul I „Außerschulische Lern-

orte“ – Exkursion Nr. 17) Das heutige Nördlinger Ries wurde dabei von einem Asteroiden von ca. 1 km Durchmesser aus der Albtafel herausgesprengt, während das Steinheimer Becken das Ergebnis des Aufschlags eines etwa 100 m großen Asteroiden ist. Das Ries (➔ A12) ist dabei mit 24 km Durchmesser deutlich größer als das Steinheimer Becken mit 3,5 km. In beiden Fällen lag die Endgeschwindigkeit der kosmischen Geschosse bei etwa 20 km/s oder ca. 70.000 km/h.

## 2.4 Das älteste Material

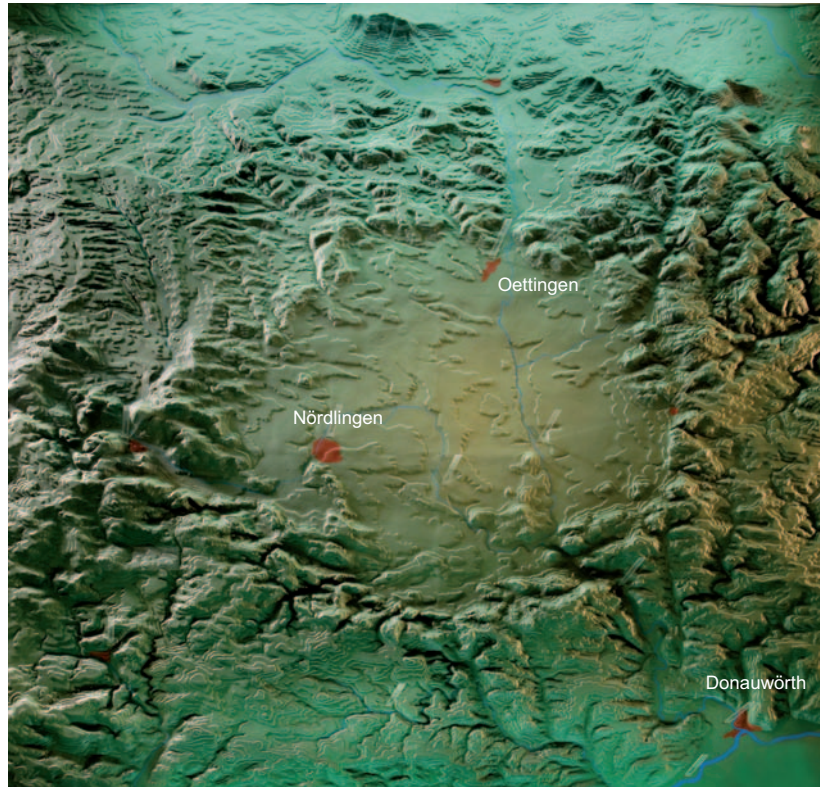
Das älteste Material des Sonnensystems, das auf der Erde gefunden wurde, stammt von chondritischen Meteoriten und ist ca. 4,6 Mrd. Jahre alt.

Die ältesten Minerale der Erde sind Zirkone aus der westaustralischen Jack Hill Rock Formation, welche auf 4,4 Mrd. Jahre datiert wurden. Für geologisch-genetische Forschungen hat das Mineral Zirkon eine besondere Bedeutung: Einerseits ist es wegen seines Uran- und Thoriumgehaltes für die radiogene Altersdatierung sehr gut geeignet (► Modul H „Geologische Arbeitstechniken“), andererseits können aufgrund der im Kristall vorhandenen Einschlüsse (winzige Bläschen aus Gas und Flüssigkeiten) Aussagen über die Herkunft und die weitere geologische Geschichte des Gesteins gemacht werden.

Das älteste Wasser der Erde kommt aus ebendiesen Einschlüssen in den alten Zirkonen. Anhand der Sauerstoff-Isotopensignatur konnte belegt werden, dass vor ca. 3,9 Mrd. Jahren bereits Sedimente und Ozeane auf der Erde existierten.

Das älteste Gestein der Erde ist mit 4,03 Mrd. Jahren der Acasta-Gneis aus dem westlichen Kanadischen Schild. Hier hat man zum ersten Mal den Teil einer alten Erdkruste gefunden.

Die Entwicklung von anorganischer zu organischer Materie vor etwa 3,8 Mrd. Jahren markiert den Beginn der Entwicklung des Lebens auf der Erde. Mit einem Alter von mehr als 3,6 Mrd. Jahren sind Stromatolithen (lagige Strukturen aus sehr feinschichtigem Kalk) die



ältesten bekannten Fossilien. Sie entstanden durch Cyanobakterien (Blaualgen), die als die ersten Photosynthese-Erzeuger der Erdgeschichte gelten.

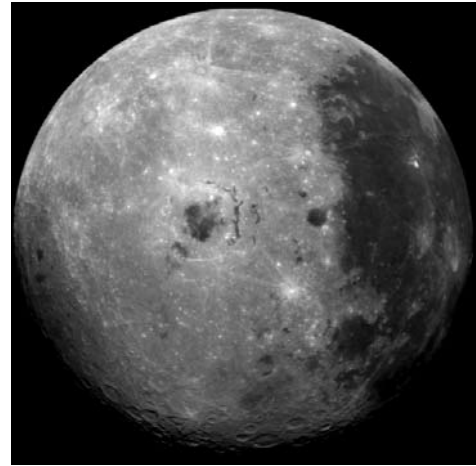
**A12** | Ein Modell des Rieskraters (3,7-fach überhöht) zeigt die Impaktstruktur mit einem Durchmesser von 24 km.

## 2.5 Kind zweier Eltern – der Mond

Die gemeinsame Geschichte von Erde und Mond beginnt mit einer Katastrophe. Vor 4,53 Mrd. Jahren, also ziemlich genau 40 Mio. Jahre nach Entstehung der Erde, kollidierte ein großer Himmelskörper unseres Sonnensystems mit der Erde. Die bei dem Aufprall freigewordene Energie war so gewaltig, dass die gerade oberflächlich erkaltete Erde (Protoerde) wieder aufriss und riesige Mengen glühender Trümmer beider Körper ins All geschleudert wurden. Diese Trümmer ballten sich dann in einer Umlaufbahn um die Erde zum Mond zusammen. Mit Sinn für Symbolik wurde der Meteorit, der etwa die Größe und das Gewicht vom Mars gehabt haben muss, auf den Namen Theia getauft; so hieß in der griechischen Mythologie die Mutter der Mondgöttin Selene.

Den wichtigen Beleg, dass der Mond nicht nur ein vagabundierender Asteroid war, der sich ohne Kollision vom irdischen Schwerefeld einfangen ließ, liefern die Elemente Niob

A13 | links: Die erdzu-  
gewandte Seite des Mon-  
des mit großflächigen  
dunklen, lavabedeck-  
ten Gebieten und  
rechts: die hellere erd-  
abgewandte Seite.



(Nb) und Tantal (Ta), die immer zusammen auftreten und überall im Sonnensystem im gleichen Verhältnis vorkommen. In der Silikathülle der Erde (Erdkruste) jedoch ist der Niob-Gehalt deutlich niedriger als der von Tantal. Wissenschaftler haben herausgefunden, dass sich das fehlende Niob der Erdkruste im Laufe der Zeit in dem metallischen Erdkern anreicherte. Das Besondere daran ist, dass in keinem anderen untersuchten Himmelskörper das Niob in der Silikathülle fehlt. Die Erklärung hierfür ist, dass sich das Niob nur bei extrem hohen Drucken im Metallkern von Himmelskörpern anreichern kann. Nur die Erde hatte die nötige Größe, um während der Bildung des Eisenkerns solche Drucke zu entwickeln und einen Teil des Niobs aufzunehmen. Interessanterweise fehlt dem Mond ebenso etwas von dem Element Niob, was eigentlich aufgrund seiner Größe gar nicht sein kann. Über die Menge an Niob, die im Mond fehlt, kommen die Wissenschaftler zu der Schlussfolgerung, dass mindestens die Hälfte des Mondes von der an Niob verarmten Silikathülle der Erde stammen muss. Der Mond ist ein Kind zweier Eltern – die eine Hälfte seines Materials stammt von der Erde und die andere von Theia.

Der Mond hat noch weitere Besonderheiten, die auf die Kollision seiner Eltern zurückgeführt werden: Er ist ungewöhnlich leicht und extrem trocken. Computersimulationen machen es wahrscheinlich, dass nach dem Zusammenstoß von Theia mit der Erde nur eines weitgehend von Theia erhalten blieb – der massive Eisenkern. Durch den Aufschlag, der bis zum Eisenkern der Erde reichte, ver-

schmolz er dort mit dem bereits vorhandenen irdischen Eisenkern. Der Rest von Theia verdampfte. Die Materiewolke, die schließlich zum Mond wurde, ist folglich extrem eisenarm. Die Kollisionshitze sorgte zudem dafür, dass Wasser und alle flüchtigen Elemente verdampften. Aus diesem Grund ist der Mond „staubtrocken“.

Der Zusammenstoß zwischen Erde und Theia war vermutlich auch entscheidend für die Entstehung von Leben auf der Erde. So wirkt die Anziehungskraft des Mondes wie eine Fessel, welche die Rotationsachse der Erde stabilisiert und sie daran hindert, chaotisch hin- und herzupendeln. Ohne ihren ständigen Begleiter würde die Erde, ähnlich wie die Nachbarplaneten Mars und Venus, einem schlingernden Kreisel ähnlich auf ihren Bahnen um die Sonne taumeln – die Folgen für das Klima am Erdboden wären fatal.

Von der Erde aus sehen wir immer nur eine Seite des Mondes, die Vorderseite (erdzugewandte Seite). Die Lunik 3-Sonde hat im Jahre 1959 die ersten Fotos von der unbekanntem Rückseite (erdabgewandte Seite) aufgenommen. Dabei zeigten sich deutliche Unterschiede der Vorder- und Rückseite der Mondoberfläche, denn die Oberfläche an der Rückseite war heller und weniger strukturiert als wir es von der Vorderseite kennen. (↗ A13) Dies wurde durch spätere Weltraummissionen bestätigt. Die Rückseite besteht zu 90 % aus hellen kraterbedeckten Hochländern, während auf der Vorderseite viele Vulkane und ausgedehnte Lavadecken ein dunkleres Erscheinungsbild der Oberfläche liefern.

### 3 Die Erde entwickelt sich

Die Entwicklung der Erde von einem ursprünglich homogenen und festen Körper zu einem differenzierten Planeten mit teilweise flüssigem Material, in dem sich einzelne Schalen mit unterschiedlichen chemischen und physikalischen Eigenschaften voneinander unterscheiden lassen, vollzog sich relativ rasch, möglicherweise noch innerhalb der ersten paar 100 Mio. Jahre nach der Erdentstehung.

#### 3.1 Aufheizung und Wachstum

Nach heutigem Verständnis trugen drei Prozesse zum Aufheizen des wachsenden Planeten bei: Einschläge von Planetesimalen (Vorläufer und Bausteine von Planeten), die zunehmende Eigengravitation des wachsenden Planeten und die Radioaktivität im Inneren der Erde.

##### Einschläge

Da die Erde zu der Zeit noch nicht über eine Atmosphäre verfügte, schlug jedes Planetesimal völlig ungebremst auf der Oberfläche ein. Ein bewegter Körper besitzt eine Bewegungsenergie, die mit wachsender Geschwindigkeit im Quadrat zunimmt. Ein mit der Erde kollidiertes Planetesimal mit einer Geschwindigkeit von ca. 11 km/s setzt bei dem Aufschlag soviel Energie frei wie der herkömmliche Sprengstoff TNT, wenn man jeweils die gleichen Massen annimmt. Der überwiegende Anteil der Bewegungsenergie wird in Wärme umgewandelt.

##### Eigengravitation

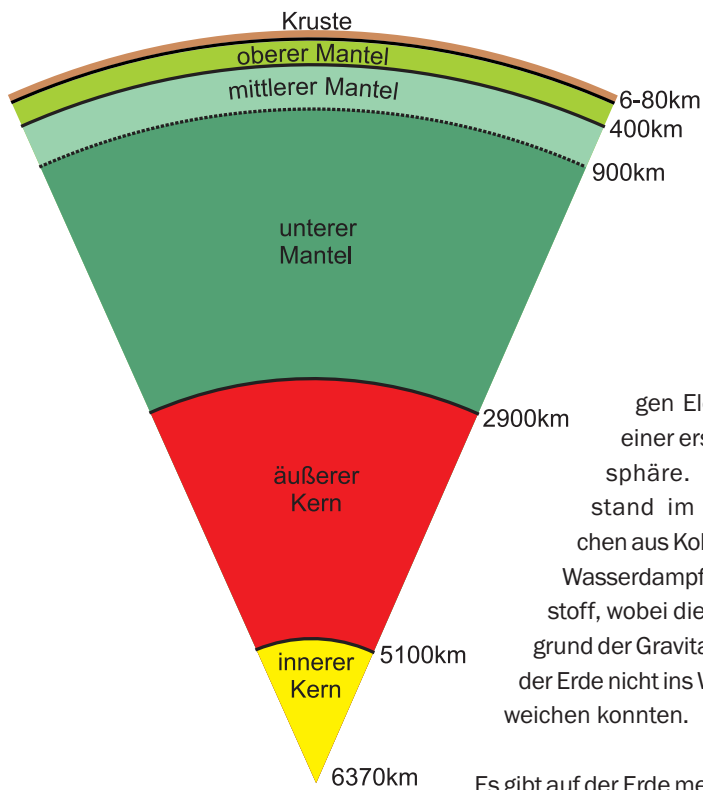
In der Folge erhöht die Akkretion (Anhäufung) immer neuen Materials im wachsenden Planeten das Eigengewicht und somit seine Masse. Als Auswirkung der höheren Masse erfuhr der Körper eine höhere Schwerkraft und damit eine stärkere Eigenkompression, was wiederum zur Erhöhung der energetischen Verhältnisse führte. Dadurch stiegen die Temperaturen im Zentrum der jungen Erde vermutlich auf ca. 1.000 °C an.

##### Radioaktivität

Auch wenn radioaktive Elemente (wie beispielsweise Uran) nur in geringer Konzentration vorhanden sind, spielt die Radioaktivität eine entscheidende Rolle. Bei radioaktiven Elementen zerfallen die Atome spontan, indem sie ein Elektron oder ein Alpha-Teilchen (einen Helium-Kern) aussenden. Diese freigesetzten Teilchen werden von der umgebenden Materie absorbiert, wobei die Bewegungsenergie wiederum in Wärme umgewandelt wird. Die Radioaktivität ist eine Wärmequelle, die seit mehreren Milliarden Jahren fortbesteht und zu einem Temperaturanstieg auf ca. 2.000 °C im Erdinneren führte. Dies liegt über der Schmelztemperatur von Eisen. Und da die Erde ungefähr zu einem Drittel aus Eisen besteht, setzte das Schmelzen dieser riesigen Eisenmengen einen Prozess in Gang, der die Erde zu dem machte, was sie heute ist.

#### 3.2 Differentiation und chemische Zonierung

Nachdem sich die bis dahin vermutlich homogene Erde (die stoffliche Zusammensetzung ist überall gleich) ungefähr auf den Schmelzpunkt von Eisen (Schmelzpunkt von reinem Eisen: 1.535 °C) aufgewärmt hatte, begann sich die Materie aufzuschmelzen und sich gleichzeitig zu differenzieren (trennen). Das flüssige Material sammelte sich in Tropfen. Da Eisen schwerer, das heißt dichter, ist als die anderen Hauptbestandteile der Erde, sank ungefähr ein Drittel der Erdmaterie (v. a. Eisen und Nickel) zum Zentrum und bildete dort den metallischen Erdkern. Leichtes Material (Silizium, Magnesium, Kalzium, Aluminium) wurden dabei abgetrennt, wobei es teilweise zur Oberfläche aufstieg und zu einer ersten primitiven Kruste erstarrte. Durch die Aufheizung und Aufschmelzung der Erde und der damit verbundenen Differentiation kam es zum Schalenbau der Erde mit einem schweren Kern aus Eisen und Nickel, einem Mantel aus Magnesium- und Eisenoxiden und -silikaten (Olivin, Pyroxen), einer Kruste mit leichtem Quarz und Feldspat und einer Anreicherung der gasförmigen



gen Elemente in einer ersten Atmosphäre. Diese bestand im Wesentlichen aus Kohlendioxid, Wasserdampf und Stickstoff, wobei die Gase aufgrund der Gravitationskraft der Erde nicht ins Weltall entweichen konnten.

Es gibt auf der Erde mehr als 100 chemische Elemente, aber nur acht davon machen 99 % der gesamten Erdmasse aus: Eisen (35 %), Sauerstoff (30 %), Silizium (15 %) und Magnesium (13 %) sowie Nickel, Schwefel, Kalzium und Aluminium mit einem Mengenanteil zwischen 2,4 und 1,1 %.

Interessant ist der Vergleich zwischen der genannten Häufigkeit in der gesamten Erde und der Häufigkeit in der Erdkruste. Da das meiste Eisen in den Kern abgesunken ist, ergibt sich für die Erdkruste ein ganz anders Bild: Sau-

erstoff (46 %), Silizium (28 %), Aluminium (8 %), Eisen (6 %) und Magnesium (4 %) sowie Kalzium, Kalium und Natrium mit einem Mengenanteil zwischen 2,4 und 2,1 %. Diese sehr ungleichmäßige Verteilung der Elemente – die leichten in der Kruste, die schweren im Kern – ist das Ergebnis der Differentiation und wird auch als chemische Zonierung bezeichnet.

Die mittlere Dichte der Erde wurde schon 1798 von dem britischen Wissenschaftler Henry Cavendish mit  $5,5 \text{ g/cm}^3$  bestimmt. Die Messung erfolgte über die Gravitationskraft der Erde auf einen Körper bekannter Dichte. Da die granitischen Gesteine an der Erdoberfläche aber nur Werte von  $2,5$  bis  $3,0 \text{ g/cm}^3$  aufweisen, wurde schon damals über eine Erdkruste mit niedriger Dichte und ein Erdinneres mit höherer Dichte diskutiert. Heute wird die mittlere Dichte der Erde mit  $5,517 \text{ g/cm}^3$  angegeben. Das heutige Modell des Eisenkerns mit Silikathülle stammt von dem deutschen Wissenschaftler Emil Wiechert und wurde 1896 aus den Ablenkungen von Erdbebenwellen, die den Erdkörper nicht direkt durchlaufen, interpretiert. Das Dreischalenmodell mit Kern, Mantel und Kruste wurde Ende der 1970er Jahre durch den US-amerikanischen Wissenschaftler A. E. Ringwood verfeinert. Er unterteilte den Erdmantel nochmals in einen oberen und unteren Mantel und eine dazwischen liegende Übergangszone (↗ Tabelle A2, ↗ A14). Möglich wurde das neue Schalenmodell durch immer feinere seismische Messungen.

A14 | Der Schalenaufbau der Erde.

Tabelle A2 | Tabellarische Zusammenfassung des Schalenbaus der Erde. Aus der Tabelle wird deutlich, dass die Dichte mit zunehmender Tiefe in der Erde immer höher wird und die Zusammensetzung der Gesteine und damit der Mineralkomponenten sich von Kruste nach Mantel deutlich ändern müssen. Das zähflüssige Verhalten des Mantels wird als plastisch bezeichnet.

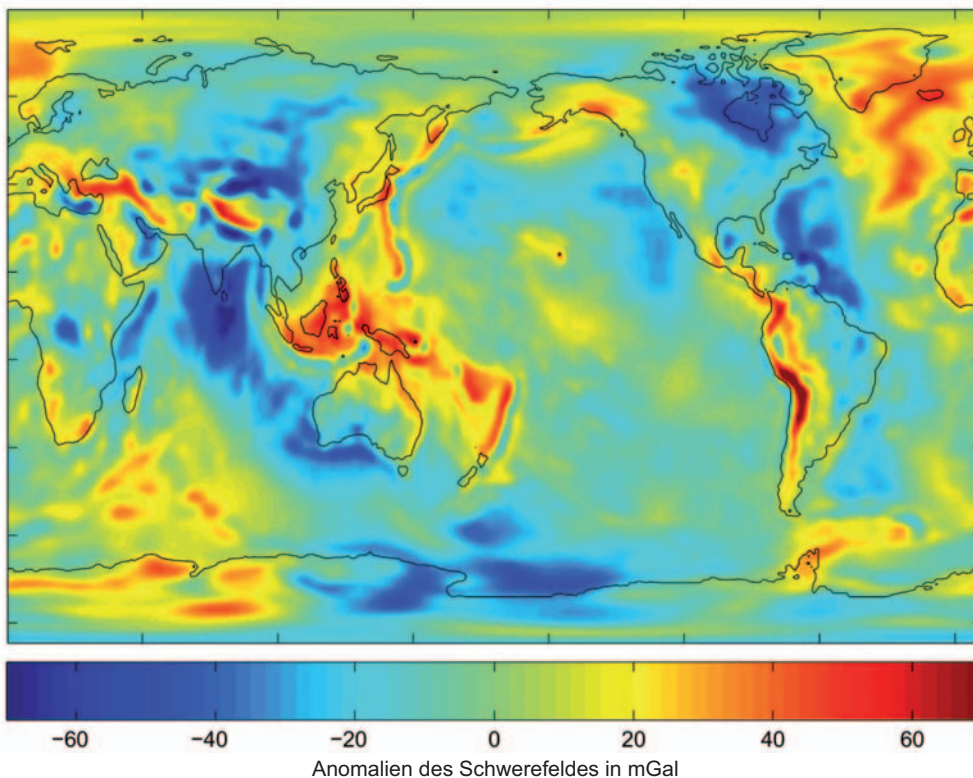
Schale	Untereinheit	Tiefe	Dichte	Zustand
Kruste	kontinentale oder ozeanische Kruste	20 – 80 km (kont.), 6 – 10 km (ozeanisch)	$2,7 - 3,0 \text{ g/cm}^3$	fest
Mantel	oberer Mantel	bis 400 km	$3,3 \text{ g/cm}^3$	bis ca. 100 km fest, darunter plastisch
	mittlerer Mantel	bis 900 km	$4,6 \text{ g/cm}^3$	plastisch
	unterer Mantel	bis 2.900 km	$5,7 \text{ g/cm}^3$	plastisch
Kern	äußerer Kern	bis 5.100 km	$9,4 \text{ g/cm}^3$	flüssig (ca. $3.000^\circ \text{C}$ heiße Nickel-Eisen-Legierung)
	innerer Kern	bis 6.370 km	$11 - 13,5 \text{ g/cm}^3$	fest ( $> 5.000^\circ \text{C}$ heißer Eisenkern)

## 4 Gravitation und Magnetfeld

### 4.1 Das Gravitationsfeld der Erde

Die gravitative Kraft (Schwerkraft) aus der Anziehung der Erdmasse wird als Gravitationsfeld der Erde bezeichnet. Die Kugelform der Erde ist eine Folge dieser Schwerkraft. Jedoch ergibt sich durch die Rotation der Erde und die damit verbundenen Fliehkräfte eine Abplattung der Erde an den Polen und eine Anhäufung der Massen im Äquatorbereich, der auch als Äquatorwulst bezeichnet wird. Die Abplattung beträgt  $1/298$ -stel des Erdradius (6.370 km), was 21 km entspricht. Die Form der Erde ist daher keine Kugel, sondern ein Rotationsellipsoid. Denkt man sich die ganze Erde von einem Ozean überlagert, dann würde diese theoretische Wasseroberfläche unter dem Einfluss der Schwerkraft (Potenzialfläche der Schwerkraft) jedoch keine perfekte Fläche sein, sondern viele Beulen aufweisen, die über 100 m tief sein können. Diese theoretische Fläche wird Geoid genannt (↗ A15). Die Fläche des Geoids ist auch die Bezugsfläche der Höhenangaben (Geoidhöhe Null) und wird als „Normalnull“ bezeichnet. Alle Punkte der realen Erdoberfläche beziehen sich in ihrer Höhe auf den lotrechten Abstand vom Geoid (↗ Exkurs „Geodäsie“, S. 32/33).

Die Abweichung von der Ellipsoidform lässt sich durch Dichteungleichgewichte der Erde erklären. Die Erde zeigt nicht nur eine vertikale Zonierung mit einem Erdmantel geringerer Dichte um den Erdkern und der noch leichteren Erdkruste als Außenschale, auch innerhalb der einzelnen Schalen ist die Dichte nicht gleichmäßig verteilt. Dies ist an der Außenschale, der Erdkruste, mit den starken Höhenunterschieden im Oberflächenrelief der Erde von Tiefseegräben hin zum Hochgebirge einfach nachzuvollziehen. Diese Massenunterschiede führen zu kleinräumigen Variationen im Schwerefeld der Erde, sogenannten Schwereanomalien. Durch Auswertung von Satellitenbahnen um die Erde hat man belegen können, dass im Erdinneren (Mantel, Kern) die Dichte nicht gleichmäßig verteilt ist und es neben den kleinräumigen Änderungen auch zu großräumigen Abweichungen von der idealisierten Form eines Rotationsellipsoids kommt. In einem Modell des GeoForschungsZentrums Potsdam (GFZ) ist diese Abweichung von der Idealform durch eine sehr starke Überhöhung der Geoidabweichungen sichtbar gemacht. Dieses Geoidmodell der Erde, „Potsdamer Kartoffel“ (↗ A16a) genannt, stellt die Situation verzerrt dar, denn



A15 | Die Anomalien des Schwerefeldes der Erde.

die Abweichungen von der Kugelform sind eigentlich sehr klein (etwas mehr als hundert Meter) gegenüber der Größe der Erde (mehrere tausend Kilometer) (↗ A16b).

A16 | a) Die „Potsdamer Kartoffel“ stellt die Abweichungen des Geoids von der Idealform der Erde mit 15.000-facher Überhöhung dar. Der tiefste Bereich hat eine Abweichung von etwa  $-110$  m (blau), der höchste von  $+90$  m (pink).  
b) Zum Vergleich – aus dem Weltraum betrachtet sieht die Erde wie eine Kugel aus.

Die Auswirkungen der Gravitation des Mondes und der Sonne werden auf der Erde durch die Gezeiten sichtbar. Durch diese von außen wirkende Gravitation, die dem Schwerfeld der Erde entgegengesetzt ist, wird in den Ozeanen das Gewicht des Wassers verändert. Der Gewichtsverlust entspricht dabei etwa dem Gewicht von  $0,1 \mu\text{g}/\text{kg}$ , und dadurch kommt es zu einer Druckminderung im Wasser der Ozeane, die eine Wasserströmung auslöst. Die Gezeitenkräfte wirken nicht nur auf die Ozeane, sondern betreffen

das gesamte Volumen der Erde und führen zu einer Verformung der Erde mit einer Vertikalbewegung von  $20 - 30$  cm.

Durch die Gezeitenreibung wird ein bremsendes Drehmoment auf die Rotationsbewegung der Erde ausgeübt, so dass die Tageslänge etwa  $23$  s/Jahr zunimmt. Vor 400 Mio. Jahren hatte somit das Jahr etwa 400 Tage. Die Veränderung der Stärke der Gezeitenreibung über erdgeschichtliche Zeiträume variierte aber, da der größte Teil des Energieumsatzes vermutlich durch Gezeitenströmungen in den flachen Schelfmeeren verursacht wird und deren Ausdehnung und Verteilung sich im Verlauf der Erdgeschichte stark verändert haben.

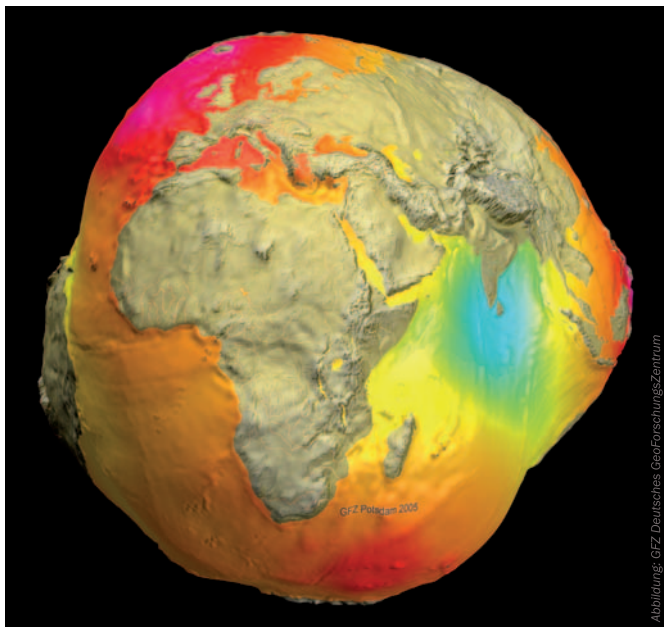


Abbildung: GFZ Deutsches Geoforschungszentrum



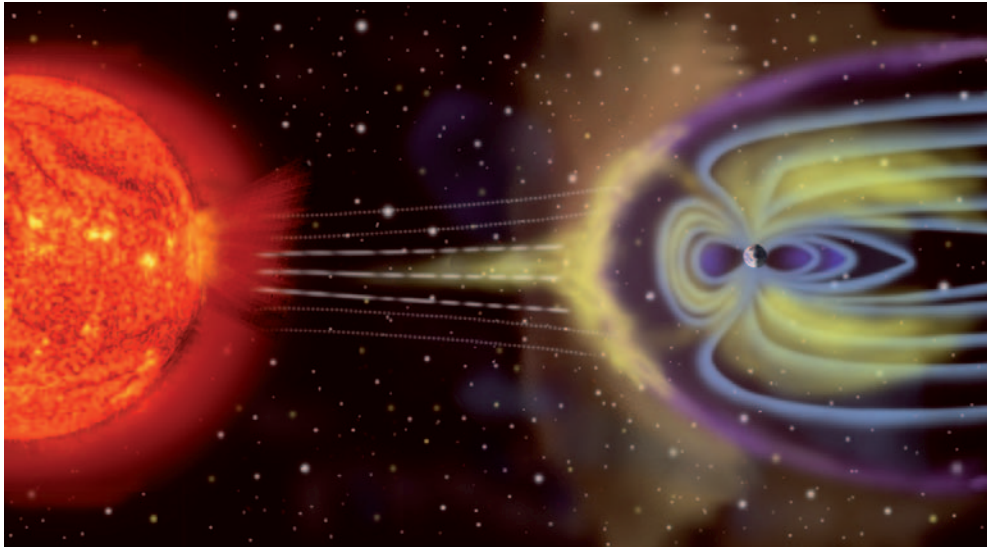
## Geodäsie – was ist eine Höhe?

Auf Landkarten ist die Höhe von Ortschaften oder Bergen angegeben. Diese Topographie eines Geländes braucht natürlich ein Bezugssystem. Die nationalen Höhenreferenzsysteme der europäischen Länder sind jeweils auf unterschiedliche Bezugspunkte (Meerespiegel) mit unterschiedlichen theoretischen Höhendefinitionen bezogen. Dadurch variieren die Bezugshöhen i. a. um mehrere Dezimeter, im Extremfall bis zu 2 m. Allein in Europa existieren historisch be-

dingt 15 verschiedene Höhenbezugssysteme, die inzwischen zumindest für länderübergreifende Geodaten durch das „European Vertical Reference System“ (EVRS) vereinheitlicht wurden. Nach wie vor orientieren sich jedoch viele nationale Referenzsysteme an ihren eigenen Höhenbezugspunkten, wie beispielsweise dem „Amsterdamer Pegel“. Dieser bereits Ende des 17. Jahrhunderts definierte Wasserstand diente vor allem der Hochwasserwarnung.

Die Beobachtung und Vermessung der Erde aus dem Weltraum spielt eine immer wichtigere Rolle in den Geowissenschaften. Die „Shuttle Radar Topography Mission“ (SRTM), eine internationale Zusammenarbeit der USA (NASA), Deutschland (Deutsches Zentrum für Luft- und Raumfahrt, DLR) und Italien (Agenzia Spaziale Italiana, ASI) hat im Jahr 2000 die Erdoberfläche mit Hilfe von Radarstrahlen vermessen (↗ A18). Die Höheninformation wird aus den an der Erdoberfläche





**A17** | Die Magnetosphäre schirmt die Erde gegen den Sonnenwind ab. Dieser wird dadurch an der Erde vorbei in das Weltall abgelenkt.

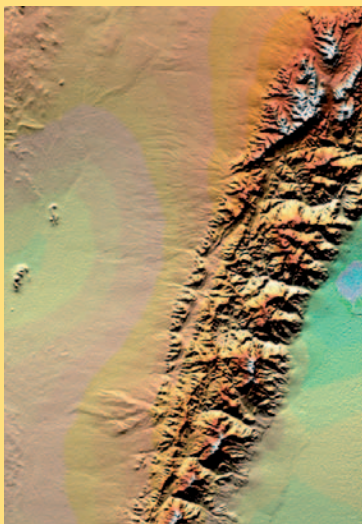
### 4.2 Das Magnetfeld der Erde

Der Begriff „Magnetismus“ leitet sich von Magnetit ab, einem Eisenoxid, das aufgrund seiner Anziehungskraft für Eisen die Menschen schon seit Jahrtausenden fasziniert. Wahrscheinlich aufgrund eines großen Vorkommens in der Nähe des Ortes Magnesia (bei Ephesus in der heutigen Türkei) wurden Gesteine mit dieser Eigenschaft als magnetisch bezeichnet.

Die Erde ist von einem Magnetfeld umgeben. Dieses Magnetfeld schützt uns vor dem Sonnenwind, da es stark genug ist, um die elektrisch geladenen Teilchen, die von der Sonne aus in das Weltall abgestoßen werden, abzulenken (↗ A17). Ohne Magnetfeld würde der

Sonnenwind die für uns so wichtige Ozonschicht zerstören. Dieser Sonnenwind wird für uns sichtbar, wenn die geladenen Teilchen auf die die Atome der Atmosphäre (Stickstoff, Sauerstoff) treffen und sie zum Leuchten bringen. Wir nennen dieses Leuchten „Polarlicht“ (↗ A19).

Als Ursache des Erdmagnetfeldes gelten Konvektionsströme im äußeren flüssigen Erdkern, die durch den Temperaturunterschied zwischen dem festen inneren Erdkern und dem Erdmantel entstehen und aufrechterhalten werden. Durch die Bewegung der elektrisch leitfähigen Schmelze im flüssigen Erdkern wird ein elektrischer Strom induziert, der ein Magnetfeld aufbaut. Dieses Prinzip der Selbstinduktion wird auch in Dynamos



rückgestreuten Signalen ermittelt. Die gesammelten Radardaten werden in digitale Höhenmodelle umgerechnet, die den Globus im Bereich zwischen 60° N und 58° S abdecken.

Als Höhenreferenz für Daten aus dem Weltraum, so zum Beispiel auch der

Satellitendaten für Messungen mit dem „Global Positioning System“ (GPS), wird die Höhe über dem theoretischen Ellipsoid verwendet, das durch das World Geodetic System 1984 (WGS 84) festgelegt worden ist. Dieses Ellipsoid mit seinen Halbachsen  $a$ ,  $b$  und der Abplattung  $f = (a - b) : a$  ist wie folgt definiert:

	Halbachse $a$	Halbachse $b$	Abplattung $f$
<b>Erd-Ellipsoid WGS 84</b>	<b>6.378.137 m</b>	<b>6.356.752,315 m</b>	<b>1 : 298,257223563</b>

**A18** | Die erste Aufnahme der SRTM vom 12. Februar 2000 zeigt White Sands in New Mexico.



A19 | Ein Nordlicht am Himmel von Alaska.



und Stromgeneratoren angewandt. Man spricht daher auch von einem Geodynamo. Es gibt aber noch eine andere Ursache, die das Magnetfeld der Erde aufbaut. Die Wechselwirkung zwischen dem Magnetfeld des vorbei strömenden Sonnenwindes und dem irdischen Magnetfeld verstärkt das Erdmagnetfeld selbst.

Der größte Anteil des Erdmagnetfeldes kann durch ein Dipolfeld beschrieben werden, dessen Achse ca.  $11,5^\circ$  gegen die Rotationsachse der Erde (Geographischer Nordpol) geneigt ist (↗ A20). Dieses Dipolfeld kann mit dem Feld eines Stabmagneten im Erdkern verglichen werden. Ein Stabmagnet aus Eisen würde bei den im Erdkern herrschenden Temperaturen von mehr als  $3000^\circ\text{C}$  natürlich

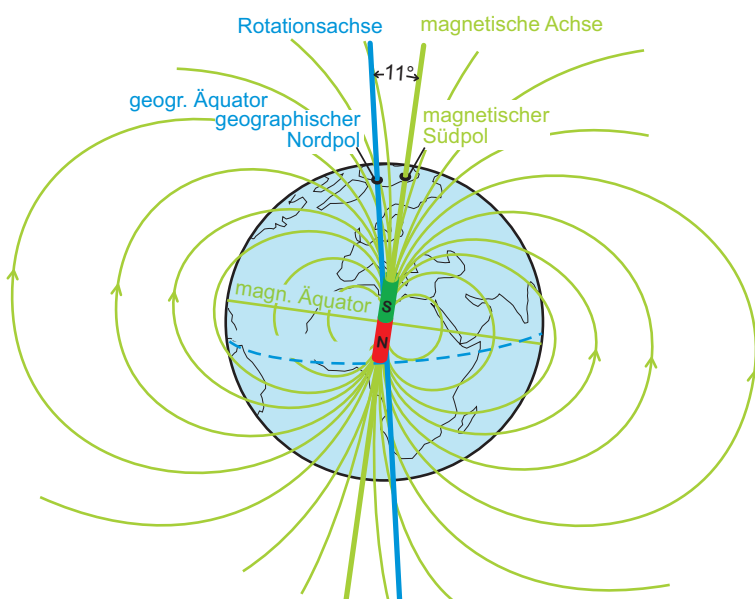
unmagnetisch sein, dies ist daher nur eine Modellvorstellung. Die magnetischen Feldlinien treten auf der Südhalbkugel aus dem Kern aus und durch die Nordhalbkugel wieder in den Kern ein.

Die geomagnetischen Pole sind berechnete Pole des Erdmagnetfeldes unter der Annahme eines Dipolfeldes. Die tatsächlich gemessenen magnetischen Pole befinden sich nicht einander direkt gegenüber auf der Erdkugel (magnetischer Nordpol:  $82^\circ\text{N}$ ,  $114^\circ\text{W}$ ; magnetischer Südpol:  $65^\circ\text{S}$ ,  $135^\circ\text{O}$ ). Die Pole weichen in ihrer Lage deutlich von der theoretischen Lage des Dipolfeldes ab.

Die Lage der magnetischen Pole verändert sich im Laufe der Zeit. Der magnetische Nordpol wandert zur Zeit jährlich um etwa 40 km nordwestwärts. Die Stärke des Magnetfeldes der Erde ist mit etwa 20 – 30 Mikrottesla an der Erdoberfläche relativ klein, im Erdinneren beträgt die magnetische Feldstärke jedoch etwa das 100-fache. Aufgrund von magnetischen Materialien innerhalb der Erde treten kleine lokale Abweichungen des Feldes auf, die sich auf der Erdoberfläche in verbogenen Feldlinien manifestieren (↗ A21).

Das Erdmagnetfeld unterliegt auch in seiner Intensität kurz- und langfristigen Veränderungen. Die kurzfristigen (Minuten bis Monate) haben ihren Ursprung in Einflüssen des äußeren Magnetfeldes, sind z. B. durch die Aktivität der Sonne und damit des Sonnenwindes geprägt. Die Langzeit-Variationen wer-

A20 | Lage des theoretischen Dipols für das Modell eines Stabmagneten. Durch magnetisierte Gesteine in der Erdkruste kommt es zur Verbiegung der Feldlinien.

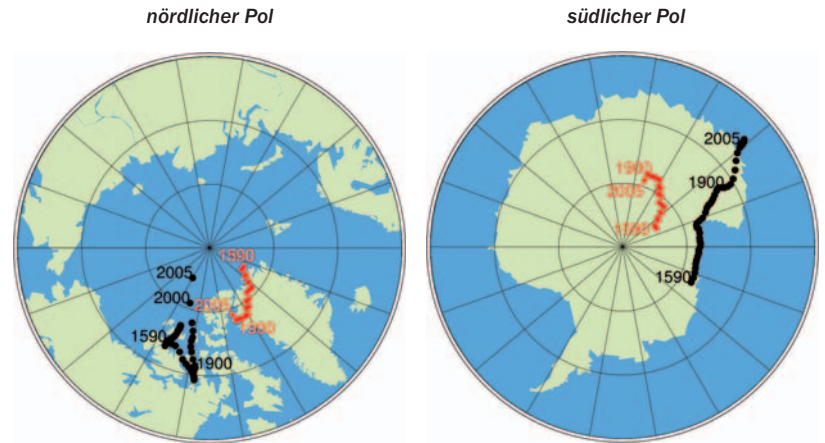


den auch Säkularvariationen genannt und werden dagegen durch Vorgänge im Erdinneren hervorgerufen. Zu diesen langperiodischen Änderungen gehört auch die Feldumkehr des magnetischen Dipolfeldes der Erde. Feldumkehrungen finden in etwa alle 100.000 bis eine Mio. Jahre statt (im Mittel alle 500.000 Jahre), wobei der Prozess der Umkehr des Feldes mit einigen 1.000 Jahren (im Mittel 7.000 Jahre) sehr schnell passiert. Die letzte Umkehrung liegt schon 780.000 Jahre zurück, wie man aus der Magnetisierung der Gesteine weiß. Die Intensität des Erdmagnetfeldes wird erst seit 1830 direkt aus dem Erdmagnetfeld gemessen, und seither hat sich die Stärke um fast 10 % verringert, in den letzten 100 Jahren allein um etwa 6 %. Aus diesen Daten wird eine stetige Abnahme des Feldes ersichtlich, und es wird von einigen Wissenschaftlern angenommen, dass in wenigen tausend Jahren eine Feldumkehr zu erwarten ist. Die genaue Ursache für die Feldumkehr kennt man nicht, aber offenbar verursachen Störungen im Geodynamo die Aufhebung der ursprünglichen Polarität. Als Anzeichen für solche Störungen werden auch lokale gegenläufige Richtungen des Magnetflusses an der Kern-Mantel-Zone zur jeweiligen Hemisphäre gedeutet, welche zur Schwächung des Magnetfeldes führen. Die größte dieser Regionen erstreckt sich südlich unter der Südspitze Afrikas nach Westen bis unter die Südspitze Südamerikas und wird als Südatlantik-Anomalie bezeichnet. Hier ist das Feld viel schwächer als in anderen Bereichen.

Wenn basaltische Schmelzen unter dem Einfluss eines Magnetfeldes abkühlen, können magnetische Minerale, wie der Magnetit, im Gestein magnetisiert werden. Diese Gesteinsmagnetisierung spielt eine wichtige Rolle in der Plattentektonik und für die Rekonstruktion der Bewegung der Kontinente in Zeit und Raum. Dazu wird die Magnetisierung während der Gesteinsentstehung untersucht (Paläomagnetik).

### 4.3 Haben auch die anderen Planeten ein Magnetfeld?

Mars, Venus und auch der Mond haben kein eigenes Magnetfeld. Wissenschaftler gehen davon aus, dass das Fehlen eines festen



Kerns im Mars dafür verantwortlich ist, dass der Dynamo-Effekt blockiert ist. Beim Mond wird dieser Effekt wahrscheinlich durch das Fehlen von flüssigem Material im Zentrum unterbunden. Bei der Venus reicht die extrem langsame Rotation nicht aus, um ein Magnetfeld zu erzeugen. Auf dem Mars und auf dem Mond hat man jedoch an der Erdoberfläche magnetisierte Gesteine gefunden, die als Hinweis gewertet werden, dass sie in ihrer Frühgeschichte einmal Magnetfelder besessen haben. Die Ursache für das Verschwinden ihrer Magnetfelder ist noch nicht ganz verstanden, aber wahrscheinlich bei der Abkühlung der Planeten zu suchen. Dagegen hat der Merkur ein eigenes Magnetfeld, das aber im Vergleich zur Erde sehr schwach ist (etwa 1 % des Erdmagnetfeldes). Auch dieses Feld hat einen Dipolcharakter, und die Dipolachse liegt in der Richtung der Rotationsachse des Planeten, was auf einen Dynamo im Inneren schließen lässt.

**A21 |** Veränderung der Positionen des magnetischen (schwarz, Ort des senkrechten Auftreffens der Magnetfeldlinien auf die Erdoberfläche) und geomagnetischen (rot, Achse des magnetischen Dipolfeldes) Pols auf der Nord- und Süd-Halbkugel seit 1590. Die Geschwindigkeit der Wanderung des magnetischen Nordpols hat sich deutlich beschleunigt von wenigen Kilometern pro Jahr vor einem Jahrhundert hin zu etwa 40 Kilometer pro Jahr.

Die äußeren, großen Planeten haben Magnetfelder mit hohem Dipolanteil, wobei die Feldstärken um ein Vielfaches höher sind als auf der Erde. Jupiter hat das stärkste Magnetfeld mit dem 20.000-fachen des Erdmagnetfeldes, dann folgen Saturn (600-fach), Uranus (50-fach) und Neptun (25-fach). Die Dipolachse des Jupiter-Magnetfeldes weicht wie die Dipolachse des Erdmagnetfeldes nur geringfügig (10°) von der Rotationsachse des Planeten ab, während die Dipolachsen von Uranus und Neptun 60° bzw. 45° von der Rotationsachse entfernt liegen. Worauf das Magnetfeld dieser Gasplaneten zurückzuführen ist, darüber sind sich die Forscher immer noch im Unklaren. Vielleicht werden künftige Weltraumsonden hierzu mehr Informationen liefern.

## Weiterführende Literatur, Links und Karten (Auswahl):

Bojowald, M. 2009. Zurück vor den Urknall – Die ganze Geschichte des Universums, 343 S., Fischer Verlag, ISBN 978-3-10003-910-1.

Geo kompakt / Die Geburt der Erde, 2004. Verlag Gruner + Jahr, ISBN 978-3-57019-570-3.

Hüttner, R. und Schmidt-Kaler, H. 1999. Meteoritenkrater Nördlinger Ries, Wanderungen in die Erdgeschichte, 10, 144 S., Pfeil Verlag, ISBN 978-3-93151-658-1.

Kavasch, J. 2005. Meteoritenkrater Ries – ein geologischer Führer, 112 S., Auer Verlag, ISBN 978-3-40300-663-3.

Kleinschrot, D. 2003. Meteorite – Steine, die vom Himmel fallen. Beringeria Sonderheft 4., ISSN 0937-0242.

Lesch, H. & Müller, J. 2001. Kosmologie für Fußgänger: Eine Reise durch das Universum, 256 S., Goldmann Verlag, ISBN 978-3-44215-154-7.

Panek, R. 2004. Das Auge Gottes – Das Teleskop und die lange Entdeckung der Unendlichkeit, 196 S., Verlag Klett-Cotta, ISBN 978-3-60894-272-9.

Pösges, G. & Schieber, M. 2000. Das Rieskrater-Museum Nördlingen, 111 S., Pfeil Verlag, ISBN 978-3-93151-683-3.

Rétyi, A. von & Aumann, G. 1996. Meteorite – Boten aus dem Weltall, S. 35f. Schriftenreihe des Naturkunde-Museums Coburg, Heft 22, ISBN 978-3-98050-800-5.

Schlüter, J. 1996. Steine des Himmels: Meteorite, 128 S., Ellert & Richter, ISBN 978-3-89234-683-6.

Sentker, Andreas; Wigger, Frank (Hrsg.) 2009. ZEIT WISSEN Edition: Bd. 4, Faszination Kosmos, Spektrum Akademischer Verlag, ISBN 978-3-82742-401-3.

Planetarium Augsburg:

▶ [www.sska.net/ifb/planetarium](http://www.sska.net/ifb/planetarium)

Planetarium des Deutschen Museums in München:

▶ [www.deutsches-museum.de/en/exhibitions/natural-sciences/astronomy/planetarium](http://www.deutsches-museum.de/en/exhibitions/natural-sciences/astronomy/planetarium)

Nicolaus Copernicus Planetarium Nürnberg:

▶ [www.naa.net/ncp](http://www.naa.net/ncp)

### Herausgeber

Bayerisches Staatsministerium für  
Umwelt und Gesundheit (StMUG)

Staatsinstitut für Schulqualität und Bildungsforschung (ISB)